

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН

На правах рукописи

Лебедева Людмила Сергеевна

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЧНОГО СТОКА В ЗОНЕ МНОГОЛЕТНЕЙ
МЕРЗЛОТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Специальность 25.00.27 – гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
к.г.н., доц. Т.А. Виноградова

Якутск — 2018

Содержание

Введение.....	4
Глава 1. Исследования и моделирование формирования речного стока в криолитозоне.....	7
1.1. Гидрологические стационары в криолитозоне мира.....	7
1.2. Особенности формирования речного стока в криолитозоне.....	9
1.3. Гидрологическое моделирование в криолитозоне	14
Глава 2. Описание объектов и методов исследований	19
2.1. Исследовательские стационары в криолитозоне России.....	19
2.1.1. Колымская водно-балансовая станция	19
2.1.2. Водосбор р. Шестаковки.....	23
2.2. Реки Центральной Якутии	27
2.3. Реки Северо-Востока России.....	32
2.4. Модель «Гидрограф».....	35
Глава 3. Анализ процессов формирования речного стока в различных регионах криолитозоны России.....	47
3.1. Анализ процессов формирования речного стока по данным Колымской водно-балансовой станции	47
3.1.1. Оценка компонентов водного баланса	47
3.1.2. Надмерзлотные воды КВБС	52
3.1.3. Криогенная аккумуляция стока воды	54
3.2. Анализ процессов формирования речного стока по данным научно-исследовательского водосбора р. Шестаковки.....	56
3.2.1. Анализ стока р. Шестаковки.....	56
3.2.2. Надмерзлотные талики в бассейне р. Шестаковки.....	60
3.2.3. Водный баланс р. Шестаковки	61
3.3. Анализ речного стока малых и средних речных бассейнов	64
3.3.1. Центральная Якутия	65
3.3.2. Верховья р. Колымы.....	71
3.3.3. Сравнительный анализ двух регионов	75
3.4. Выводы	76
Глава 4. Моделирование процессов формирования стока малых и средних рек в криолитозоне.....	79
4.1. Моделирование переменных состояний и гидрографов речного стока по данным Колымской водно-балансовой станции	79
4.1.1 Оценка параметров модели «Гидрограф»	79
4.1.2 Моделирование переменных состояний и стока воды.....	81

4.2. Моделирование переменных состояний и гидрографов речного стока по данным научно-исследовательского водосбора р.Шестаковки	83
4.2.1 Оценка параметров модели «Гидрограф»	83
4.2.2 Моделирование переменных состояний и стока воды.....	89
4.3. Моделирование гидрографов речного стока малых и средних речных бассейнов Северо-Востока России	95
4.4. Моделирование гидрографов речного стока малых и средних речных бассейнов Центральной Якутии.....	99
4.5. Выводы	106
Заключение	108
Список иллюстраций	110
Список таблиц	114
Список литературы	116

Введение

Диссертационная работа направлена на исследование процессов формирования стока воды на малых и средних водосборах в зоне многолетней мерзлоты Восточной Сибири на основе математического моделирования, полевых работ и анализа гидрометеорологических данных.

Актуальность темы. Исследование речного стока на территории северо-восточного региона России особенно актуально на фоне значительного сокращения гидрологической сети за последние 25-30 лет на северо-востоке страны. С 1986 по 1999 гг. количество постов на Дальнем Востоке Сибири уменьшилось на 73 % (Shiklomanov и др., 2002). Помимо уменьшения количества действующих гидрологических постов за последние 25 лет сокращается количество постов, на которых регулярно измеряется расход воды. Ежедневные расходы воды восстанавливаются по устаревшим зависимостям от измеренного уровня, что значительно ухудшает качество данных (Shiklomanov и др., 2002) и может быть частично восполнено использованием гидрологических моделей, уточненных на более надежных исторических данных и материалах специальных исследований.

Взаимодействие воды и мерзлых пород на водосборах различного масштаба в криолитозоне обуславливает специфические процессы при формировании стока рек, такие как сезонная динамика мерзлотного водоупора, сезонное и многолетнее криогенное перераспределение стока, внутригрунтовая конденсация влаги, наледеобразование. Конкретные пути, время нахождения и движения воды на водосборах являются фундаментальными вопросами гидрологии вообще и гидрологии криолитозоны в частности. Исследование и моделирование гидрологических процессов на водосборах северных рек в условиях наблюдающегося изменения климата является фундаментальной проблемой гидрологии.

Целью работы является выявить и охарактеризовать закономерности формирования речного стока в сплошной криолитозоне и провести моделирование в разных пространственных масштабах с учётом специфичных для мерзлоты гидрологических процессов.

В задачи диссертационной работы входили:

1. Анализ современных исследований гидрологических процессов в криолитозоне и методов моделирования, применяемых в холодных регионах
2. Выявление специфичных для криолитозоны процессов и факторов формирования речного стока по материалам исследований на гидрологических стационарах. Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов.
3. Анализ пространственной изменчивости речного стока и ее связи с распространением мерзлотных ландшафтов на масштабах малых и средних речных бассейнов
4. Разработка методики оценки параметров и адаптация гидрологической модели «Гидрограф» для расчетов гидрографов речного стока в различных пространственных масштабах на основе исторических и собственных водно-балансовых и специальных полевых исследований на гидрологических стационарах, систематизации и обобщения параметров.

5. Моделирование гидрографов речного стока на малых и средних речных бассейнах и оценка эффективности разработанной методики оценки параметров и адаптированной гидрологической модели в различных регионах криолитозоны России

Положения, выносимые на защиту:

1. На основе анализа стока по всем действующим постам рассматриваемых регионов выявлено, что на равнинных территориях сплошной криолитозоны Центральной Якутии, в отличие от горного района верховьев р.Колымы, пространственная изменчивость речного стока обуславливается не столько атмосферными осадками, сколько распространением особых мерзлотных ландшафтов, ассоциированных с термокарстовыми озерами.

2. Установлено, что в формировании речного стока малых водосборов в каменных осыпях верховьев р.Колымы определяющую роль играют процессы криогенного перераспределения стока, а на равнинных территориях Центральной Якутии – особенности питания и разгрузки подземных вод таликов.

3. Опробована методика оценки и систематизации параметров гидрологической модели «Гидрограф» для расчета переменных состояний и процессов формирования стока на масштабе микроводосборов в различных мерзлотных условиях Центральной Якутии и верховий р. Колымы на основе натурных данных, полученных на стационаре р. Шестаковки и Колымской воднобалансовой станции (КВБС).

4. Проведенная адаптация модели за 15-50 лет на 11 водосборах показала эффективность переноса систематизированных параметров с масштаба микроводосбора на малые и средние речные бассейны для моделирования гидрографов стока малоизученных рек в сходных условиях формирования стока.

Научная новизна исследования:

1. На основании исторических и собственных новых полевых данных на восстановленном мерзлотно-гидрологическом стационаре установлено пространственное распространение и количественно оценен вклад подземных вод таликов в формирование речного стока малого водосбора в сплошной криолитозоне.

2. Установлено, что важными процессами и факторами формирования речного стока в исследуемых регионах зоны мерзлоты являются криогенное межгодовое и сезонное перераспределение стока, особенности питания и разгрузки подземных вод таликов, распространение термокарстовых озер.

3. Даны количественные оценки водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии и горного района верховьев р.Колымы.

4. Данные собственных и исторических полевых и специальных наблюдений на гидрологических стационарах были использованы для разработки методики оценки параметров гидрологической модели «Гидрограф» в целях моделирования гидрографов стока на малых и средних речных бассейнах.

5. Показаны возможности гидрологической модели «Гидрограф» воспроизводить переменные состояния водосбора и гидрографы речного стока на масштабах от склона до среднего речного бассейна в двух регионах с учетом специфических для криолитозоны гидрологических процессов.

Объектом исследования являются речные бассейны сплошной криолитозоны различного размера в Центральной Якутии и верховьях р.Колымы.

Степень достоверности и апробация результатов. При проведении исследований использовались архивные данные гидрометеорологического мониторинга на сети Росгидромет, данные воднобалансовых, специальных, экспедиционных исследований и собственных полевых работ, а также ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Результаты анализа были интерпретированы с учетом достижений мировой науки в рассматриваемой области. Результаты моделирования были проверены на достоверном фактическом материале, полученном по существующим наставлениям и стандартам.

Методика и методология исследования. Моделирование формирования речного стока выполнялось с использованием детерминированной модели «Гидрограф». Статистическая обработка проводилась с использованием скриптов, написанных в среде разработки Rstudio и стандартных средств Microsoft Excel. Приведенные в диссертации картосхемы построены в среде ArcGIS. Полевые работы проводились согласно существующим наставлениям и стандартам.

Практическая и теоретическая значимость проведенных исследований. Работа нацелена на решение фундаментального вопроса гидрологии, касающегося механизмов формирования стока рек в условиях криолитозоны. Разработанная методика оценки параметров гидрологической модели была использована при сценарных расчетах возможных изменений стока рек Центральной Якутии при изменениях климата в будущем по заказу ОАО «ВНИИГ им. Б.Е.Веденеева» (договор № 344с/15 от 13 апреля 2015 г.). Практическая значимость работы заключается в возможности использования разработанной методики оценки параметров и адаптированной модели для определения расчетных гидрологических характеристик, в том числе при отсутствии данных гидрометрических наблюдений, а также для разработки региональных норм и правил. На результатах исследования может быть основана разработка методов краткосрочных и долгосрочных гидрологических прогнозов в криолитозоне России.

Апробация работы. Основные положения диссертационной работы были доложены на более чем тридцати российских и зарубежных научных конференциях.

Публикации. По теме диссертационной работы опубликовано 25 статей в рецензируемых изданиях, из них 9 – в журналах, рекомендованных ВАК, 13 – в изданиях, входящих в системы цитирования Scopus или Web of Science.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения. Объем работы составляет 125 страниц. Текст исследования иллюстрирован 55 рисунками и 28 таблицами. Список использованных источников включает 167 наименований.

Благодарности. Выражаю глубокую благодарность научным руководителям Татьяне Александровне Виноградовой и Ольге Михайловне Макарьевой (СПбГУ). Искренне благодарю менторов в гидрогеологии и мерзлотоведении Надежду Анатольевну Павлову и Виктора Васильевича Шепелева (ИМЗ СО РАН). Выражаю признательность коллегам из Института мерзлотоведения и других организаций за дискуссии и участие в полевых работах – Владимиру Шамову (ТИГ ДВО РАН), Борису Гарцману (ИВП РАН), Владимиру Ефремову (ИМЗ СО РАН), Анне Тарбеевой (МГУ) и многим другим. Посвящаю работу своим родителям и памяти Юрия Борисовича Виноградова.

Глава 1. Исследования и моделирование формирования речного стока в криолитозоне

1.1. Гидрологические стационары в криолитозоне мира

Регион распространения многолетней мерзлоты отличается разнообразием ландшафтов, климатических условий и, как следствие, доминирующих гидрологических процессов. Одним из важнейших препятствий для изучения физических механизмов процессов тепло-влагообмена в северных бассейнах является сложность получения натурных данных специальных и экспериментальных наблюдений в суровых условиях климата. За рубежом в настоящее время насчитывается не менее двух десятков круглогодично действующих научно-исследовательских гидрологических и комплексных стационаров в зоне распространения мерзлоты.

Высоким уровнем организации мониторинга за гидрологическими процессами в холодных регионах отличается Канада. В западной Канаде существует одиннадцать научно-исследовательских водосборов площадью от 10 до 200 кв. км, расположенных от южной границы страны до Канадского Арктического архипелага в различных условиях климата, растительности, рельефа и мерзлотных характеристик: равнины и горы, предгорные леса, болотные массивы, тундра. На каждом бассейне, как правило, ведутся наблюдения за расходами воды на ручьях (ежедневно) и часовые или получасовые метеорологические наблюдения по расширенной программе, включая температуру и влажность воздуха, осадки, солнечную радиацию, ветер, характеристики снежного покрова, температуру и влажность почвы на различных глубинах. Данные измерений в свободном доступе выкладываются на интернет-сайт программы IP3 (<http://www.usask.ca/ip3/index.php>). Научная группа из Университета Саскачевана ведет многолетние исследования взаимодействия гидрологических и мерзлотных процессов на водосборах реки Вулф и руч. Гренджер в бассейн р. Юкон (Janowicz и др., 2004; Quinton и др., 2004; Rasouli и др., 2014). На водосборе руч. Скотти на южной границе зоны мерзлоты в Канаде сотрудниками Университета Уилфрид Лорье изучаются лесные и болотные экосистемы, таяние мерзлоты и формирование стока (Connon и др., 2018; Helbig и др., 2017). На водосборе руч. Бейкер проводятся исследования влияния озер на формирование стока в условиях прерывистой мерзлоты (Spence и др., 2010; Phillips и др., 2011). В переходной зоне между арктической тундрой и тайгой на водосборе руч. Трейл Валли и Хавикпак ученые Университета Уилфрид Лорье ведут наблюдения за снегом, термокарстовыми процессами, сезонным протаиванием, переменными состояниями почвы и стоком воды (Krogh и др., 2017; Shi и др., 2015).

Исследования на водосборах в Канаде объединены в научные программы и сопровождаются обработкой и анализом данных и применением методов моделирования. Например, проект Changing Cold Regions Network включает в себя полевые исследования на 14 водосборах и использование двух канадских моделей CHRM и CLASS. Проект Improving Processes&Parameterization for Prediction in Cold Regions Hydrology (IP3) объединял 10 научно-исследовательских водосборов и четыре гидрологические модели (CHRM, CLASS, MESH, GEM). Задачами проекта были изучение гидрологических процессов на исследовательских водосборах, анализ данных с целью назначения параметров моделей и моделирование процессов формирования стока с помощью названных моделей.

В США с 1980 г. функционирует многолетняя экологическая научная сеть Long-term Ecological Research Network (LTER), которая включает в себя 27 комплексных научно-исследовательских стационаров в США и Антарктиде. Из них два находятся на Аляске в зоне распространения мерзлоты (Arctic LTER на р. Купарук и Bonanza Creek LTER). Расходы воды р. Купарук выложены в открытый доступ с 1983 по 2012 г., руч. Оксрюкуик – с 1988 по 2012 гг., измеряется химический состав воды в реке, метеорология и переменные состояния почвы и снега. Недавно начавшиеся исследования на водосборе руч. Фиш включают измерения расходов воды на шести постах с 2009 по 2013 гг., показателей качества воды, уровня воды в озере, характеристик мерзлоты и снежного покрова, метеорологические наблюдения.

В Швеции в зоне сезонного промерзания с 1910 г. ведутся обширные гидрологические, экологические и биогеохимические исследования на водосборе Криклан. Наиболее активные измерения проводятся в течение последних 30 лет. В настоящее время сток воды измеряется на 19 водотоках станции, уровень грунтовых вод – в 20 скважинах, а также ведутся масштабные биогеохимические исследования. Водосбор является международным исследовательским центром, где в настоящее время выполняется около 50 различных научных проектов учеными из Швеции и 30 других стран мира.

В последние годы в России также организуются комплексные стационары, ведущие инструментальные исследования различных природных процессов в холодных регионах. Примерами могут служить научно-исследовательская станция «Остров Самойловский» в дельте р. Лены, где работают геологи, мерзловеды, экологи, гидробиологи, почвоведы и многие другие специалисты из различных институтов России (ИМЗ СО РАН, ААНИИ, ИНГГ СО РАН) и мира (Германия, Норвегия). Другим примером является Северо-Восточная научная станция в пос. Черском Тихоокеанского института географии ДВО РАН, где российские и зарубежные специалисты проводят исследования по мерзловедению, биологии, геофизике и климатологии. На базе Игарской геокриологической лаборатории ИМЗ СО РАН российские, французские и немецкие ученые исследуют гидрологию, почвы, растительность и мерзлоту низовьев р. Енисей. Специалисты ИМЗ СО РАН совместно с японскими коллегами проводят детальный точечный мониторинг процессов тепло- и влагообмена и эмиссии парниковых газов в различных мерзлотных ландшафтах Якутии.

А.Г. Георгиади и А.Н. Золотокрылин (Тепловодообмен..., 2007) на основе режимных и воднобалансовых наблюдений на притоке р. Суонаннаах около г. Тикси выявили, что 80% атмосферных осадков формирует неразделимые поверхностно-надмерзлотные воды и расходуется на формирование стока реки. Одновременно происходит криогенное изъятие части осадков и поверхностно-надмерзлотных вод сезонно-талого слоя на формирование многолетних подземных льдов.

В зоне южной горной тайги Восточной Сибири на полигоне «Могот» около г. Тынды проводились специализированные воднобалансовые исследования в 70-80е и в 2000-2002 гг, результатам которых использованы в монографиях Тепловодообмен...(2007) и Н.Г. Василенко (2013). А.Г. Георгиади и А.Н. Золотокрылином (Тепловодообмен..., 2007) было показано, что в условиях прерывистой многолетней мерзлоты вклад снегозапасов и дождей в формирование весеннего половодья близки между собой. Потери стока половодья определяются продолжительностью снеготаяния. При дождевых

паводках водоотдача при таянии мерзлоты составляет 2-3 % общего стока. В межень она является основным источником питания рек, не дренирующих под- и межмерзлотные водоносные горизонты. Определены значения подруслового стока. Н.Г. Василенко (2013) разработала методы расчета максимального стока весеннего половодья и дождевых паводков региона БАМ на основе наблюдений на полигоне «Могот». Вместо пофакторного анализа она предложила комплексный ситуационный анализ гидрологических процессов, при котором во внимание принимаются наиболее вероятные сочетания природных условий.

В последние 25 лет в Центральной Якутии не изучались взаимосвязи термического и влажностного режима ландшафтов и динамики надмерзлотных вод с формированием стока рек, не замыкался водный баланс исследовательских речных бассейнов, не ставились специализированные гидрологические исследования на малых водосборах.

С.К. Аржакова (2001) называет развитие полевых экспериментальных гидролого-гидрогеологических исследований на малых и средних реках приоритетным направлением исследований для развития методов расчета стока рек криолитозоны.

В инструментальных исследованиях процессов гидрологического цикла в холодных регионах России значительно отстала за последние 20-30 лет от других северных стран (Швеция, Канада, США). Хотя именно в России были организованы одни из первых научных гидрологических стационаров в мире (Бомнакская воднобалансовая станция – 1934 г., Колымская воднобалансовая станция – 1948 г.), в настоящее время в нашей стране нет ни одного постоянно действующего исследовательского водосбора в зоне многолетней мерзлоты. Как правило, период наблюдений на водосборах в США и Канаде составляет несколько лет, наиболее продолжительные измерения ведутся около 30 лет. То есть даже сейчас в мире нет водосборов, которые могут сравниться по продолжительности детальных гидрометеорологических измерений в зоне мерзлоты с Колымской водно-балансовой станцией, которая функционировала на Северо-Востоке нашей страны с 1948 по 1996 гг.

1.2. Особенности формирования речного стока в криолитозоне

1.2.1. Сезонная и межгодовая динамика глубины залегания мерзлотного водоупора

Динамика глубины залегания мерзлотного водоупора приводит к временному характеру связей между различными емкостями подземных и поверхностных вод (над-, меж-, подмерзлотными водами, таликами и т.д.). В сплошной криолитозоне, к которой относится Центральная Якутия и Колымское нагорье, мерзлые породы занимают 95-100% площади (Ершов, 2002). Считается, что области питания и разгрузки подземных вод в сплошной криолитозоне крайне ограничены (Фотиев, 2013). На основании этого распространено мнение, что сток малых и средних рек, перемерзающих до дна зимой, формируется исключительно за счет вод сезонноталого слоя (СТС) и поверхностного стока, а сток крупных рек зимой обеспечивается транзитными водами, формирующимися в верхних частях речных бассейнов за пределами сплошной криолитозоны (Sugimoto&Maximov, 2012). Так, в «Гидрологии...» (2009) показано, что доля подземного питания рек в зоне распространения полигональных болот Западной Сибири незначительна (3–6 % общего речного стока), что авторы связывают с развитием

многолетней мерзлоты. В зоне бугристых болот она возрастает до 30–40 % на непромерзающих, и 10–20 % — на промерзающих реках.

Многими исследователями показано наличие в сплошной криолитозоне субэкральных и субаквальных сквозных и несквозных водоносных таликов, которые сохраняют запас воды в жидком состоянии на протяжении всего года и участвуют в питании наледей, источников подземных вод, озер и рек в зоне мерзлоты (Бойцов, 1985; Балобаев и др., 2003). Хотя существование водоносных таликов отражено в классификациях таликов и подземных вод (Романовский, 1983; Шепелев, 2011; Woo, 2012), их распространение, геометрия, эволюция, гидрогеологический, геотермический и гидрохимический режим исследованы недостаточно (Walvoord&Kurylyk, 2016).

Наиболее изученными являются подозерные и подрусовые талики, формирующиеся за счет отепляющего влияния водоемов и водотоков (Михайлов, 2013; Фотиев, 2013; Yoshikawa, Hinzman, 2003; Rowland и др., 2011; Wellman и др., 2013). Данные по распространению исключительно субаквальных (подозерных и подрусовых) таликов использовались Балобаевым В.Т. с соавторами (2003) для определения коэффициента таликовости территории – отношения площади таликов к площади их распространения. Он был определен при проведении комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки и варьировался от 0,1 до 0,3 % на территории, которая включает бассейн р. Шестаковки.

В Центральной Якутии показано существование склоновых субэкральных водоносных таликов глубиной 5-10 м и межмерзлотных водоносных горизонтов на глубинах 15-30 м (Бойцов, 2011; Бойцов, 1985; Подземные..., 2003). Площадь распространения и роль подземных вод таликов в формировании стока малых и средних рек не выяснена.

На основе полевых исследований пойменных таликов на Северо-Востоке России В.М. Михайлов (2013) количественно оценил конвективный теплообмен между водотоками и таликами. Были разработаны два метода оценки распространения пойменных таликов, согласно которым густота сквозных талых зон на Северо-Востоке России на порядок больше, чем следует из общепринятых представлений. Был сделан вывод, что наилучшим внешним индикатором пойменных таликов является разветвленное речное русло. Теплобалансовый метод является наиболее точным количественным методом индикации таликов.

Именно подрусовые и пойменные талики в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород являются единственными путями питания и разгрузки подземных вод, по ним происходит взаимосвязь поверхностных и подземных вод. Данные геофизиологических исследований показывают, что в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород талики являются преимущественно водопоглощающими. Поглощение речных вод таликами происходит, как правило, летом. В холодный период года подземные воды разгружаются через талики в реки. Зимой питание рек региона осуществляется исключительно за счет подземных вод, заключенных в таликовых зонах речных долин (Аржакова 2001). Климатические и криогенные факторы обычно проявляются в комплексе друг с другом, они тесно взаимосвязаны между собой и в совокупности определяют как интенсивность истощения и прекращения стока рек региона, так и продолжительность периода его отсутствия зимой (Аржакова 2001).

1.2.2. Сезонное и многолетнее криогенное перераспределение стока

В период весеннего снеготаяния талые воды проникают в толщу рыхлого слоя выветривания, подвергаясь там повторному замерзанию. Эта влага принимает участие в водном балансе летнего периода по мере протаивания деятельного слоя, формируя базисный сток и обеспечивая повышенное испарение с переувлажнённых участков склонов в бездождные периоды. Объём криогенной аккумуляции зависит от характера подстилающей поверхности, величины снегонакопления и температурного режима в весенний период (Бояринцев и др., 2013). По результатам анализа хода температуры в профиле СТС крупнообломочных отложений бассейна руч. Морозова на Колымской водно-балансовой станции по своим экспедиционным данным Т.В. Банцеева (2003) описала специфичный процесс образования внутригрунтового льда при снеготаянии, который обуславливает сезонное и межгодовое криогенное перераспределение стока. Повторное замерзание воды в толще каменной осыпи после снеготаяния и ее последующее высвобождение в летний период текущего или последующих лет обуславливает специфический процесс криогенной аккумуляции и сезонного и криогенного перераспределения речного стока, характерного для горных условий сплошной криолитозоны Колымского нагорья.

1.2.3. Формирование наледей и наледный сток

Наледи «служат мощным регулятором подземного и поверхностного стока» (Алексеев, 2016). При наличии на водосборе рек значительного количества наледей последние, аккумулируя речные воды, снижают зимний сток рек, вплоть до его полного прекращения (Аржакова, 2001). На Северо-Востоке России относительная наледность территории составляет 0,01 – 0,5% (Шепелев, 2016). В большинстве случаев доля наледной составляющей годового стока рек находится в пределах 3-7%. В отдельных речных бассейнах с исключительно большой наледностью она может достигать 25-30% (Соколов, 1975). Например, для бассейна р. Сунтар участие наледных вод в формировании годового речного стока достигает 7%, причем доли участия этих вод к концу теплого периода года снижается (Ресурсы поверхностных вод, 1972). Для р. Индигирки – Юрты, где доля наледного стока составляет 11,4% от годового, сток с наледей в мае может превышать 50% общего стока, а к июню уменьшаться до 35% (Соколов, 1975).

Наледи перераспределяют сток в зависимости от их режима и источников питания. Сезонные (неперелетывающие) наледи в зимний период исключают из влагооборота часть руслового и подрулового стока, а также надмерзлотной верховодки и, частично, межмерзлотных вод. По данным воднобалансовых расчетов, для бассейна р. Фирт (северная Канада), расположенного в зоне островного распространения ММП, в наледях сохраняется до 30% годового слоя подземного стока, последний, в свою очередь, составляет около 50% годового стока реки (Clark, Lauriol, 1997). Крупные наледи, помимо сезонного, осуществляют также многолетнее регулирование; слой подземного стока, сохраняемого в них, может достигать 200 мм (Соколов, 1975).

1.2.4. Криогенный паводок

Согласно С.К. Аржаковой (2001) криогенный “паводок” представляет собой зимний подъем уровней и расходов воды в реке непосредственно на участке формирования криогенного барража. Выше и ниже участка отмечается обычное

понижение уровней и расходов в результате сокращения подземного питания реки. На территории сплошного распространения многолетнемерзлых пород криогенные “паводки” формируются в основном на больших реках, для которых характерны развитие пойменных таликов и значительная мощность рыхлых аллювиальных отложений. На малых и средних реках они не наблюдаются вследствие перемерзания рек в самом начале зимнего сезона. В районах прерывистой и островной мерзлоты зимние подъемы уровней воды отмечаются почти на всех реках. Согласно исследованиям М.Л. Маркова (1994), на реках этой зоны в течение всего зимнего периода происходит сработка запасов как подрусовых, так и прирусовых подземных вод, но криогенный барраж проявляется в большей мере на малых водотоках, поэтому у них интенсивность сработки подземных вод ослабевает. Во второй половине зимы, с конца февраля, процесс промерзания воды в таликах и руслах сменяется процессом оттаивания. Криогенный барраж на малых реках ослабевает и увеличивается приток подземных вод, вызывая зимние подъемы уровней и расходов воды иногда уже в марте, протягиваясь до апреля.

1.2.5. Внутригрунтовая конденсация влаги

Большое значение конденсации, как источнику пополнения подземных вод области распространения вечной мерзлоты, придавали еще А.В. Львов (1916) и М.И. Сумгин (1940). По данным И.Т. Рейнюка (1959) конденсация водяных паров воздуха в грубообломочных отложениях бассейна р.Колымы достигает 80 мм; для Центральной Якутии, по данным В.В. Климочкина (1975), – от 15 до 50 мм. В 1973 году на стационаре «Кубалах» (массив Махатта), а в 1975 г. в окрестностях Якутска были построены несколько конденсационных установок конструкции В.В. Климочкина. Результаты исследований, свидетельствующие о значительной доле конденсационных вод в питании водоносных горизонтов, содержатся в работах В.В. Климочкина (1975), В.В. Шепелева (1978, 1981, 1994 и др.) и фондовых отчетах В.М. Пигузовой (Бойцов, 2002). А.В. Бойцов (2002) отмечал, что на участках распространения надмерзлотных таликов в Центральной Якутии в течение года в зоне аэрации существует вертикальный разнонаправленный перенос парообразной влаги за счет процесса испарения – сублимации – конденсации, величина которого составляет порядка 10 мм.

1.2.6. Зимнее перемерзание рек

Согласно С.К. Аржаковой (2001) в сплошной криолитозоне не подвергаются перемерзанию реки длиной более 800 км и площадями водосборов более 75 тыс. км². По сравнению с равнинными районами в горных районах ежегодно перемерзают реки более крупные. По классификации С.К. Аржаковой (2001), реки могут быть разделены на:

- 1) промерзающие до дна по всей длине, к которым относятся малые реки длиной до 100 км и площадями водосборов до 2000 км²;
- 2) перемерзающие на отдельных участках до дна, к которым относятся реки длиной от 101 до 800 км и площадями водосборов от 2001 до 50 000 - 75 000 км²;
- 3) с устойчивым зимним стоком или не перемерзающие реки, к которым относятся реки длиной более 800 км и площадями водосборов более 50 000- 75 000 км².

1.2.7. Подземные льды и их таяние

Согласно Walvoord и Kurylyk (2016), при деградации мерзлоты вклад оттаявшей воды не может стать основной причиной увеличения стока рек. В условиях роста глубины

сезонного протаивания Zhang и др. (2005), напротив, предполагают, что вытаявший лед будет играть решающую роль в увеличении стока р. Лены. Многие исследователи полагают, что в определенных условиях вода, высвобождающаяся в процессе деградации мерзлоты, может быть важным источником питания рек, и указывают на необходимость исследований взаимосвязи подземных льдов и гидрологических процессов (Woo, 2012; Yang и др., 2002). Согласно A. Liljedahl с соавт. (2016) высокольдистые отложения могут занимать две трети территории Арктики. Frey и Mclelland (2009) отмечают, что в последние десятилетия деградация мерзлоты и подземных льдов наблюдается повсеместно в сплошной и прерывистой криолитозоне во всем арктическом регионе мира. В Ресурсах... (1972) отмечается, что вытаявающие подземные льды представляют собой дополнительный источник питания поверхностных вод. Результаты моделирования A. Liljedahl с соавт. (2016) показывают, что деградация повторно-жильных льдов на Аляске трансформирует водный баланс и увеличивает речной сток с полигонов. Таяние подземных льдов вызывает существенную трансформацию ландшафтов и развитие криогенных процессов (Shur и Osterkamp, 2007). Роль воды, образованной при оттаивания мерзлых отложений, в формировании водного баланса и стока рек криолитозоны не выяснена. В монографии Тепловодообмен... (2007) было показано, что в условиях прерывистой многолетней мерзлоты при дождевых паводках водоотдача от таяния мерзлоты составляет 2-3 % речного стока. В межень она является основным источником питания рек, не дренирующих под- и межмерзлотные водоносные горизонты.

Традиционно как показатель деградации высокольдистых отложений в криолитозоне исследуется динамика озер (Кравцова, Быстрова, 2009; Кравцова, Тарасенко, 2011; Тарасенко и др., 2013; Veremeeva, Gubin, 2009). Сравнивая содержание трития в озерах, болотах, водоносных горизонтах и атмосферных осадках в северо-восточной части провинции Альберта в Канаде Gibson с соавт. (2015) пришел к выводу, что основным источником питания увеличивающихся озер региона является вода, образовавшаяся при таянии мерзлоты. Fedorov с соавт. (2014) оценил вклад вытаявания подземных льдов в водный баланс термокарстового озера в Центральной Якутии в 30-35 % от приходной части.

1.2.8. Влияние изменения климата на процессы формирования стока в криолитозоне

Многочисленные исследования гидрологического режима рек в холодных регионах показали, что речной сток в Сибири и Северной Америке возрастает (Holland и др., 2006; Shiklomanov and Lammers, 2009; Rawlins и др., 2010; Shiklomanov and Lammers, 2013; Георгиади и Кашутина, 2016; Фролова и др., 2018) и будет возрастать в будущем (Георгиади и др., 2011). Как правило, оценки изменений речного стока делаются на основании анализа рядов наблюдений на замыкающих створах крупных рек, бассейны которых характеризуются большим разнообразием климатических, ландшафтных и мерзлотно-гидрогеологических условий. Гидрологические изменения сопряжены по времени с ростом температуры воздуха, которое происходит в Арктике более интенсивно, чем в других регионах Земли (Золотокрылин и др., 2015; Семенов, 2015; Котляков, 2012). В связи с этим происходят изменения глубин сезонного протаивания и промерзания грунтов (Осокин и Сосновский, 2015), что влияет на связь поверхностных и речных вод. Деградация криолитозоны и трансформация механизмов подземного питания рек

являются одним из возможных факторов изменения речного стока. По результатам водно-балансовых оценок, выполненных на примере двух рек в южной части бассейна р. Лены, Д.О. Сергеевым (2009) было рассчитано, что в условиях сплошной криолитозоны потепление климата не изменяет характеристики подземного стока. В районах прерывистого распространения мерзлоты уменьшение ее площади на 30 % приводит к сокращению расходов воды во время половодья и паводков на 38 %, а также к увеличению их продолжительности за счет увеличения объема подземных коллекторов (Сергеев и др., 2009). Этот результат едва ли распространим на всю сплошную криолитозону, поскольку именно там наблюдается возрастание зимнего стока рек в последние десятилетия (Тананаев и др., 2016; Shiklomanov и др., 2013). Н.И. Тананаев (Тананаев и др., 2016) показал, что на 41 замыкающем створе из 100 анализируемых в бассейне р. Лены возрастает годовой сток и на 35 из 55 – минимальный. По результатам анализа О.М. Макарьевой и др. (2018, на рецензии) в бассейнах рек Яна и Индигирка наблюдаются статистически достоверные положительные тренды месячных слоев стока в осенне-зимний период, а также стока воды за май в крупных бассейнах.

1.3. Гидрологическое моделирование в криолитозоне

1.3.1. Гидрологические модели, применяющиеся в криолитозоне

Подавляющая часть гидрологических моделей, хорошо себя зарекомендовавших на территориях с умеренным климатом, не могут быть использованы для расчета стока воды в зоне сезонного промерзания и распространения многолетней мерзлоты, так как не содержат в себе алгоритмов, описывающих процессы динамики тепла и влаги в почве с учетом фазовых переходов (Lindström и др., 2010). Разработка математических алгоритмов расчета движения воды в сезонно промерзающем и протаивающем грунте усложняется высокой изменчивостью водно-физических свойств почв в пространстве и по глубине на водосборах, а также недостаточностью данных многолетних параллельных измерений влажности и температуры почвогрунтов в мерзлотных ландшафтах.

Среди гидрологических моделей, которые описывают процессы тепло- и влагопереноса в мерзлой почве и были протестированы в холодных регионах Земли, можно назвать модель *ToroFlow* (Bolton 2006), *Cold Region Hydrological Model (CHRM)* (Pomeroy и др., 2007), распределенную модель формирования стока в мерзлоте Кучмента (2000), модель *GEOTop* (Rigon и др. 2006; Dall'Amico и др. 2011). В России развиваются модели *Soil Water – Atmosphere – Plants (SWAP)*, Гусев и Насонова, 2010), *ECOMAG* (Motovilov, 2013) и модель *Гидрограф* (Виноградов, 1988; Semenova и др., 2013).

Все перечисленные модели рассматривают происходящие в бассейне гидрологические процессы в суточном разрешении. *ToroFlow* – это детерминированная распределенная гидрологическая модель, созданная на базе модели *ARNHYTHM* (Zhang и др., 2000). В модели *ToroFlow* используется зависимость глубины протаивания от квадратного корня времени с начала протаивания. Коэффициент в этой зависимости необходимо калибровать для каждого нового объекта моделирования. В модели предусматривается выбор из четырех различных методов расчета фильтрации в почву: конечноразностное решение уравнения Ричардса, подходы Грин-Эмпта, Смит-Парланджа и допущение о моментальной фильтрации. В расчетах учитываются изменения свойств почвы при промерзании. Насколько известно автору работы, опубликован единственный

опыт применения модели TorоFlow на примере водосбора руч. Imnavait Creek (2.2 км²) на Аляске для периода 2001-2003 гг. (Schramm и др. 2007).

Модель GEOTop, развиваемая группой итальянских и швейцарских ученых (Rigon и др. 2006; Dall'Amico и др. 2011; Endrizzi и др., 2014), включает в себя трехмерное уравнение Ричардса для описания движения влаги в почве и другие уравнения математической физики для описания поверхностного, почвенного и подземного стока, а также решение уравнений теплопроводности для каждой расчетной ячейки. Модель тестировалась на нескольких небольших водосборах в Альпах и Канаде (Endrizzi и др., 2011; Endrizzi и Gruber, 2012), для которых доступны пространственные данные очень высокого разрешения, а также детальная информация для назначения параметров.

Гидрологическая модель холодных регионов (Cold Region Hydrological Model, CHRM) группы канадских ученых под руководством Джона Помероя (Pomeroy и др., 2007) предназначена для моделирования гидрологического цикла на малых и средних бассейнах. Все параметры назначаются априори и не калибруются в ходе моделирования. Особенностью модели является то, что процессы на поверхности водосбора (накопление и таяние снега, испарение) описываются физически-обоснованными методами, тогда как подповерхностные процессы, включая промерзание и инфильтрацию воды в мерзлые грунты, реализуются в модели с помощью эмпирических и полуэмпирических подходов. Модель протестирована на нескольких малых водосборах в Канаде на данных о стоке воды, влажности почвы, уровне грунтовых вод и характеристиках снежного покрова (Fang и др., 2013). Использование модели основано на детальном понимании процессов, происходящих на водосборе, и обширной информации для назначения параметров.

В модели VIC (США) методом конечных разностей решается уравнение теплопроводности в почвенном профиле, а также оценивается льдистость и уменьшение фильтрации каждого мерзлого слоя почвы (Cherkauer and Lettenmaier, 1999). Модель была протестирована на водосборах Путулигаюк (471 кв. км) и Купарук (8 000 кв. км) на Аляске и показала удовлетворительные результаты расчета характеристик снежного покрова, глубины протаивания и гидрографов стока в замыкающем створе.

Все описанные модели (TorоFlow, GEOTop, CHRM и VIC) применялись всего на нескольких небольших водосборах в Арктике в течение непродолжительного периода времени, что говорит об ограниченной возможности их использования для исследования гидрологических процессов в крупных и малоизученных арктических бассейнах в первую очередь из-за отсутствия детальных данных для назначения параметров. Опыт применения модели VIC для исследования стока с бассейнов крупных арктических рек нельзя признать успешным (Slater и др., 2007).

Лишь немногие гидрологические модели тестировались на данных специальных наблюдений за процессами формирования стока в зоне мерзлоты России (Гусев и др., 2006; Гусев и Насонова, 2004; Кучмент и др., 2000; Виноградов и др., 2015; Лебедева и др., 2015; Semenova и др., 2013). Российские модели формирования стока (Гидрограф, SWAP, ECOMAG) имеют широкую географию использования, в том числе в больших речных бассейнах. Модель Гидрограф была протестирована на малых, средних и крупных водосборах бассейнов р.Лены, Яны, Индигирки и Колымы (Vinogradov и др., 2012, Lebedeva и др., 2014, 2015, Semenova и др., 2013, 2014) Модель ECOMAG была использована для моделирования стока в бассейнах крупных рек России, расположенных в зоне мерзлоты, среди них Енисей, Лена, Амур, Обь, Яна, Индигирка, Колыма

(Мотовилов, 2017; Motovilov и др., 1999; Motovilov and Gelfan, 2013). Модель SWAP применялась для описания процессов формирования стока воды на крупных водосборах российского Севера – Северной Двине, Надыме, Пуре, Тазе, Индигирке, Колыме (Гусев и др., 2011 – 2015).

1.3.2. Проблема моделирования малоизученных речных бассейнов в криолитозоне

В гидрологии обсуждается вопрос о возможности использования данных наблюдений на малом водосборе для характеристики гидрологического режима достаточно большой территории. Действительно, простой перенос разного рода цифр, зависимостей и соотношений с одного объекта на другие по неопределенным оценкам «одинаковости» характеристик от ландшафтных до климатических проблематичен. Для этого необходимо иметь определенное средство исследования. Это средство – работоспособная, универсальная и адекватная природным процессам моделирующая система. При наличии последней, задача сравнения результатов наблюдений на малых водосборах с различными климатическими, орографическими, ландшафтными и прочими условиями – задача максимальной неопределенности – замещается более конкретной и четкой задачей сравнения ряда параметров этой моделирующей системы (Виноградов и Виноградова, 2008, 2011).

До сих пор проблемы нелинейности, уникальности, неопределенности, эквивалентности и масштаба (Бевен, 2001), выявленные в качестве основных препятствий для дальнейшего развития методов математического моделирования в гидрологии, остаются нерешенными. Гидрологи-модельеры идут по пути создания множества гидрологических моделей, ориентированных на описание конкретных речных бассейнов или отдельных процессов, формирующих сток (модель дождевого стока, модель талого стока и др.). В таких случаях область применения моделей имеет естественные ограничения, определяемые объектом моделирования. При этом методы автоматической оптимизации (калибровки) используются как для параметров модели, так и ее структуры.

Калибровка параметров очень широко применяется в гидрологическом моделировании. Freeze и Harlan (1969) в основополагающей статье по теории гидрологического моделирования задавали вопрос, возможно ли измерить и оценить с необходимой точностью параметры гидрологических моделей. В настоящее время подавляющее количество гидрологических моделей оценивают параметры на основе методов автоматической оптимизации (калибровки) при минимизации целевой функции, характеризующей разброс между наблюдаемыми и рассчитанными значениями расходов воды. Этот метод имеет существенные ограничения, связанные с тем, что, хотя на период наличия данных по калибровке достигается хорошее согласие между рассчитанными и наблюдаемыми расходами воды, перенос откалиброванных параметров между разными периодами расчета на одном водосборе и между водосборами затруднен и недостаточно обоснован. Кирхнер (2006) ставил под вопрос прогностическую ценность откалиброванных моделей – «математических марионеток». Это связано с тем, что при калибровке многих параметров только по данным о стоке воды в замыкающем створе параметры могут принимать такие значения, при которых «внутренние» процессы, такие как формирование и таяние снега, динамика воды на поверхности водосбора, в зоне аэрации и в подземных водах могут протекать нереалистичным образом, тогда как

расходы воды в замыкающем створе водосборе оставаться в хорошем согласии с наблюдениями. Эту ситуацию Кирхнер описал как «getting the right answers for the wrong reasons» (хорошие результаты из ошибочных предпосылок) и призвал обращать внимание на то, как моделируются сопутствующие гидрологические процессы на водосборе. Именно получение хороших результатов из верных предпосылок («getting the right answers for the right reasons») позволит развить прогностические способности моделей вне временных и пространственных рамок, в которых они были откалиброваны, а также понимание природных процессов и гидрологию как науку.

В Европе и большей части территории США практическое применение калибровки может быть обосновано, во-первых, наличием достаточно развитой сети гидрометеорологических наблюдений, а во-вторых, возможностью относительно простого подбора и калибровки моделей под условия формирования стока, не отягощенных наличием процессов промерзания и протаивания почвы и других процессов, характерных для северных бассейнов.

В условиях обширных и сложно доступных северных территорий России, где сеть гидрометеорологических наблюдений очень редка и нерепрезентативна, представляется, что будущее гидрологического моделирования связано с переходом к универсальным моделирующим системам, а также обобщением и систематизацией параметров моделей по ландшафтным и прочим географическим условиям (взамен калибровки).

Проф. Ю.Б. Виноградов, создатель гидрологической модели «Гидрограф», заявлял о том, что развитие универсальных моделирующих систем будет лежать в основе гидрологии будущего (Виноградов, 1988; Виноградов и Виноградова, 2008, 2010; Vinogradov и др., 2011).

Необходимо отметить, что канадские исследователи (Pomeroy и др., 2007) также работают над созданием и усовершенствованием физически обоснованной гидрологической модели Cold Region Hydrological Model (CHRM), оценка параметров которой производится без использования методов калибровки, а на основе представлений о процессах формирования стока и ландшафтно-климатических условиях. Очевидно, что ограниченная доступность наблюденных данных, сложность процессов его формирования в условиях холодного климата подталкивает исследователей северных бассейнов к разработке альтернативных общему тренду методов математического моделирования.

1.3.3. Модель Гидрограф

Методологической основой исследования является распределенная детерминированная модель формирования стока «Гидрограф». Модель зарекомендовала себя работоспособным инструментом исследования и прогноза гидрологических процессов в зоне мерзлоты (Vinogradov и др., 2012, Semanova и др., 2013) и на неизученных речных бассейнах (Lebedeva и др., 2015). Алгоритмы модели сочетают физически-обоснованные и концептуальные подходы в описании процессов наземного гидрологического цикла, что позволяет сохранить баланс между сложностью расчетных схем и ориентацией на ограниченную входную информацию для моделирования. Выпадение и задержание осадков, накопление, уплотнение и стаивание снежного покрова, динамика влаги и тепла в снеге и в верхних горизонтах грунта, включая промерзание и протаивание, описываются в модели в явном виде. Подземное питание, склоновая и

русовая трансформация стока, ветровое перераспределение снега, испарение рассчитываются концептуальными методами, которые показали свою эффективность в различных условиях холодных регионов (Semenova и др., 2013, 2014; Lebedeva и др., 2014). Использование в качестве входной информации небольшого числа метеорологических переменных (температура и влажность воздуха, осадки) позволяет применять модель на малоизученных речных бассейнах. Результатом моделирования служат суточные расходы воды в замыкающем створе, Основные параметры модели относятся к стокоформирующим комплексам (СФК) – сходным по характеристикам почвы и растительности типам подстилающей поверхности на водосборе. Параметры оцениваются для СФК на основе полевых работ, литературных и картографических источников и не калибруются. Модель «Гидрограф» применяется на водосборах любых размеров от почвенной колонки до бассейна р. Лены без изменения структуры и алгоритмов.

Глава 2. Описание объектов и методов исследований

2.1. Исследовательские стационары в криолитозоне России

Для анализа процессов формирования стока и оценки параметров модели были выбраны два научно-исследовательских стационара в различных условиях криолитозоны России – Колымская водно-балансовая станция (КВБС) и р. Шестаковка (см. Рис. 2. 1 и Табл. 2. 1). КВБС репрезентативна для верхней (южной) горной части бассейна р. Колымы и всего Колымского нагорья. Р. Шестаковка является типичной малой рекой для равнинных территорий Центральной Якутии. Средние и крупные реки для анализа и моделирования речного стока были выбраны вокруг указанных научно-исследовательских стационаров.



Рис. 2. 1 Расположение выбранных научно-исследовательских стационаров и регионов с выбранными средними и крупными реками на фрагменте карты распространения многолетней мерзлоты (карта Брауна и соавт., 2002)

Табл. 2. 1 Список научно-исследовательских водосборов, использованных в работе

Стационар	Площадь, кв. км	Расположение	Мерзлота	Статус
Колымская водно-балансовая станция	22	Южная часть бассейна р. Колымы	Сплошная	Исторический
Шестаковка - Камырдагыстах	170	Центральная часть бассейна р. Лены	Сплошная	Действующий

2.1.1. Колымская водно-балансовая станция

Физико-географическая и гидроклиматическая характеристика

Колымская водно-балансовая станция охватывает водосбор руч. Контактного площадью 22 км², который располагается в бассейне р. Кулу, правого притока р. Колымы в верхней части ее бассейна (Магаданская область, Рис. 2. 2А). Абсолютные высоты станции варьируются от 830 до 1690 м, уклон склонов достигает 40°. Территория станции сложена осадочными и интрузивными породами. Четвертичный поверхностный покров представлен аллювиальными, элювиально-делювиальными и в малой степени пролювиальными отложениями.

Среднегодовая температура на метеорологической площадке Нижняя за 1948-1995 гг. составляет $-11,4^{\circ}\text{C}$ (Сущанский, 2002). Количество осадков на территории станции варьируется от 290 до 460 мм (1959-1990 гг.). 62 % осадков приходится на теплый период года.

По данным бурения 1959-1962 гг. мощность многолетнемерзлых пород (ММП) изменяется от 117,6 м до 210 м, увеличиваясь к верховьям руч. Контактного и под возвышенностями достигая, вероятно, 300-400 м (Отчет..., 1970). Глубины протаивания в зависимости от положения на склоне и ландшафта меняются от 0,3 до 2,5 м. Сток ручьев наблюдается с мая по октябрь.

На территории станции распространены надмерзлотные и подмерзлотные подземные воды. Надмерзлотные воды приурочены к четвертичным отложениям сезонно-талого слоя (СТС) и прирусловых таликов (Отчет..., 1970). Подмерзлотные воды распространены в толщах песчано-глинистых сланцев пермского возраста. Существуют геофизические (Отчет..., 1970) и гидрогеологические (Готов, 2002) свидетельства наличия сквозной щели под руслом руч. Контактного. Однако, количество воды, расходуемой на водообмен с подмерзлотными водами, является ничтожно малым по сравнению с общим стоком ручья (Готов, 2002).

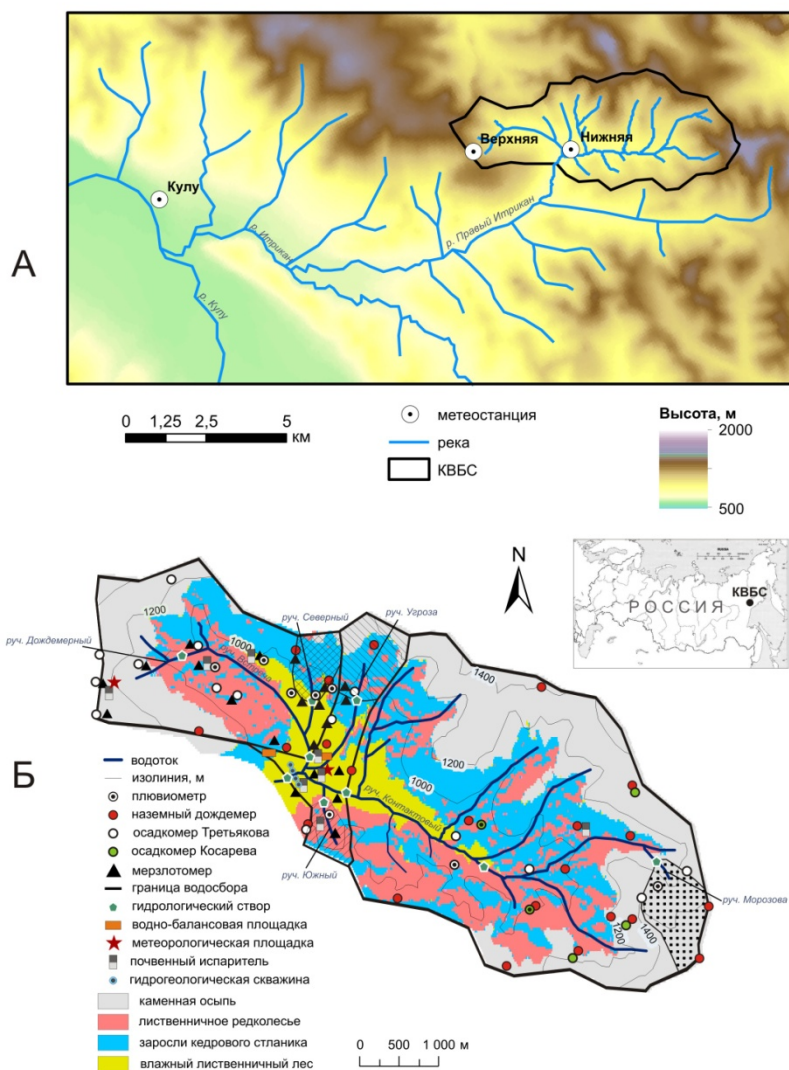


Рис. 2. А – расположение КВБС; Б – схема расположения пунктов наблюдений на КВБС

Несмотря на малую площадь территории, растительный и почвенный покров КВБС значительно варьируется в зависимости от высоты, ориентации и уклона склона. Каменные осыпи и тундры, покрывающие верхние части склонов и водоразделы, занимают 35% территории. На кедровый стланик южных склонов приходится около 26 % территории станции. Лиственничные редколесья северных склонов и леса в долинах ручьев с густым мохово-лишайниковым покровом занимают 12 и 27 % соответственно (Пугачев, 2002).

Состав наблюдений и описание имеющихся данных

Станция является уникальным исследовательским водосбором по объему и продолжительности накопленных гидрометеорологических стандартных и экспериментальных данных. С 1948 по 1997 гг. на станции действовали в общей сложности девять гидрологических постов, две метеорологических площадки, 23 осадкомера и дождемера, более 20 мерзлотомеров, несколько гидрогеологических скважин, испарительных, воднобалансовых и стоковых площадок, проводились регулярные снегомерные съемки и экспериментальные исследования частных гидрологических и мерзлотных процессов. Список используемых данных представлен в Табл. 2. 2, расположение пунктов наблюдений показано на Рис. 2. 2Б. Водосбор руч. Контактного репрезентативен для условий горных ландшафтов и повсеместного распространения многолетней мерзлоты Северо-Востока России (Насыбулин, 1976).

По материалам КВБС были изучены особенности формирования водного баланса (Бояринцев, 1980; Бояринцев и др., 1992; Василенко, 1980; Кузнецов и Насыбулин, 1969; Сущанский, 2002; Zhuravin, 2004), максимального стока и стока весеннего половодья малых рек криолитозоны (Бояринцев, 1988; Кузнецов, 1966), их подземного питания (Бояринцев и Николаев, 1986; Глотов, 2002), механизмы криогенного регулирования стока (Алексеев и др., 2011), динамика льдистости крупнообломочных отложений (Банцекина, 2001; Банцекина, 2002), процессы внутригрунтовой конденсации водяных паров воздуха (Банцекина и Михайлов, 2009; Бояринцев и др., 1991), были разработаны и адаптированы различные модели: формирования стока (Гусев и др., 2006; Гусев и Насонова, 2004; Кучмент и др., 2000; Виноградов и др., 2015; Лебедева и др., 2015; Semenova et al., 2013), климатических (Shmakin, 1998), экологических и динамики растительности. Исторические и современные фотографии КВБС показаны на Рис. 2. 3 и Рис. 2. 4.



Рис. 2. 3 Исторические фотографии Колымской водно-балансовой станции (авторы – В.Н.Михайлов, С.И. Сущанский)



Рис. 2. 4 Фотографии Колымской водно-балансовой станции 2015 и 2016 гг. (авторы – О.М.Макарьева, А.М.Тарбеева, И.В.Кикеев)

Табл. 2. 2 Данные специальных наблюдений Колымской водно-балансовой станции

Величина	Период наблюдения	Частота наблюдения	Количество пунктов
Сток воды	1948–наст.вр.	Постоянные записи самописцев Ежедневно	в разное время от 1 до 9
Метеорологические наблюдения	1948–наст.вр	Раз в 3 ч.	1
Осадки	1948–1997	Постоянные записи пьювиографов Раз в 5, 10 дн.(зимой), ежедневно (летом) Раз в декаду / ежемесячно	10 5 10 / 10
Снегомерные съемки	1948–1997	Ежемесячно, в апреле – раз в 10 дн.	5

Уровень подземных вод	1961-1966	Раз в 5, 10 дн.(зимой), ежедневно (летом)	4
Испарение	1958–1997	Раз в 5 дн.	4
Испарение со снега	1958–1997	Сент-окт, март-апр раз в сутки	1
Испарение с воды	1970–1997	Раз в декаду	1
Энергетический баланс	1958–1997	Раз в декаду	1
Протаивание / промерзание	1958–1997	Раз в 5 дн.	5
Температура почвы на глубинах 0.1 – 3.2 м	1974–1981	Ежедневно	1
Гидрохимические наблюдения	1958–1997	Периодически	2

2.1.2. Водосбор р. Шестаковки

Физико-географическая и гидроклиматическая характеристика

Территория Центральной Якутии характеризуется резко континентальным климатом с суровой продолжительной зимой и коротким жарким летом. Минимальная зафиксированная температура воздуха в г. Якутске составила -64°C , а многолетний максимум – $+38^{\circ}\text{C}$. Средняя годовая температура воздуха составляет $-10,2^{\circ}\text{C}$, января – $-42,6^{\circ}\text{C}$, июля $18,7^{\circ}\text{C}$. Средняя продолжительность безморозного периода составляет 76 дней. В Центральной Якутии за последние 30 лет наблюдается один из самых высоких трендов повышения среднегодовой температуры воздуха (до $0,08^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Основной вклад в повышение среднегодовой температуры вносят аномально теплые зимы.

Среднее многолетнее количество осадков за год на метеостанции Якутск за 1951-2014 гг. составляет 239 мм, за теплый период – 158 мм. Средний суточный максимум осадков составляет 21 мм. Один раз в 10 лет в г.Якутске в сутки выпадает более 35 мм. Наибольший максимум суточных осадков отмечался 17 июля 1951 г. и составил 42 мм. Среднее число дней в году с осадками более 5 мм в сутки – 10, более 10 мм – 4 и более 20 мм – 1 день.

Снежный покров устанавливается в начале октября, а сходит в конце апреля – первой половине мая. Средняя дата разрушения снежного покрова – 30 апреля, самая поздняя – 16 мая (по данным м/с Якутск). Вероятность разрушения снежного покрова позднее 7 мая составляет 10%, а позднее 11 мая – 5%. Наибольшая декадная высота снежного покрова весной составляет 37 см, раз в 20 лет она превышает 44 см. Запасы воды на начало таяния колеблются в пределах 55-60 мм, при плотности $0,16-0,18 \text{ г/см}^3$. В отдельные годы величина влагозапасов может превышать 70-75 мм.

Поверхностный сток дождевых вод незначителен или совсем отсутствует, что обусловлено, прежде всего, малым количеством осадков, водоудерживающей способностью лесной подстилки и высокой инфильтрационной способностью грунтов. Подземный сток в реки формируется преимущественно сезонно за счет надмерзлотных вод. Их основными подтипами являются надмерзлотная верховодка, воды сезонно-талого слоя и надмерзлотные грунтовые воды.

Геологический фундамент района образуют верхнеюрские песчаники с прослоями алевролитов и глин и залегающие на них пески. Сверху они перекрыты слоем четвертичных отложений мощностью до 6-10 м. В геоморфологическом отношении район неоднороден. Выделяют приводораздельную часть междуречья р. Лена и р. Кенкеме с абсолютными высотами 215-220 м и склоны долины р. Лена. Приводораздельная часть подразделяется на два подрайона – первый с распространением ледового комплекса, который занимает северную и северо-западную части района, а второй без него.

В почвенном покрове преобладают мерзлотные таежные почвы. Зональным типом растительности является брусничная лиственничная тайга. Вдоль долины р. Лена на небольших грядах и крутых склонах произрастает сосновый лес. В понижениях распространена болотная растительность.

Состав исторических наблюдений и описание имеющихся данных

Были собраны материалы исторических и современных специальных наблюдений, производимых в Центральной Якутии на стационаре «Чабыда» Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, расположенного на водосборе р. Шестаковки. Собранные материалы дополнены данными полевых работ автора. Схема водосбора показана на Рис. 2. 5.

Пост р. Шестаковка – п. Камырдагыстах (площадь водосбора – 170 км²) сети Росгидромет функционирует с 1951 непрерывно по настоящее время. Ближайшие метеорологические станции Якутск (начало наблюдений 1834 г) и Покровск (начало наблюдений 1959 г.) находятся на расстоянии 20 и 50 км соответственно. В 1977 г. на территории бассейна р. Шестаковки были начаты наблюдения на Чабыдинском полигоне Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. Наблюдательный полигон «Чабыда» охватывал часть пологого песчаного склона юго-западной экспозиции крутизной от 5-7° в приводораздельной части до 1-2° вблизи понижения оз. Малое Чабыда. На склоне преимущественное развитие имеет сосновый лес с подлеском и сомкнутостью крон 0.2-0.3. Детальное изучение водно-теплового режима песчаных грунтов проводилось на Чабыдинском полигоне в зоне распространения надмерзлотного талика и за его пределами, на воднобалансовой площадке коллективом лаборатории подземных вод криолитозоны (Бойцов, 1985; Бойцов и Лебедева, 1989; Бойцов, 2002) и теплобалансовой группой (Скрябин и др., 1998, Варламов и др., 2002). Основными видами работ являлись гидрорежимные и температурные наблюдения в скважинах, исследования на воднобалансовой площадке, где изучался процесс формирования поверхностного и подземного стока, режим влажности грунтов, определялась величина испарения и количество атмосферных осадков. Температурные наблюдения велись преимущественно по трем скважинам: №№ 51, 38 и 15, расположенным, соответственно, в зоне питания, транзита и разгрузки подземных вод надмерзлотного талика.

На полигоне Чабыда определение влажности проводилось с двух- и трехкратной повторностью до уровня водоносного горизонта или подошвы сезонноталого слоя (СТС) и полным отбором образцов по всему стволу скважины. Наблюдения велись на протяжении более чем трех лет: в теплое время года с периодичностью 5-10 дней, зимой – 1-2 раза в месяц. Изучение влажностного режима грунтов на Чабыдинском полигоне проводилось на двух опытных площадках с естественным покровом. Для определения суммарного испарения была оборудована площадка, на которой установлены два испарителя ГГИ-500

высотой 0,5 и 1,0 м и дождемер. Наблюдения велись с весны 1983 по осень 1987 года и выполнялись согласно существующей методике (Наставление., 1954). Изучение особенностей формирования поверхностного и подземного стока проводилось с помощью стоковой лизиметрической установки, которая представляет собой комбинацию стоковой площадки и особого типа лизиметра.

Данные, полученные в 1970-1980 гг., доступны в библиотеке ИМЗ СО РАН в виде отчетов, рукописей и полевых дневников. Часть данных, представляющих особую ценность для анализа процессов формирования стока на водосборе р. Шестаковки, были переведены в электронный вид автором работы.

Восстановление научно-исследовательского стационара

В 2015 г. были частично восстановлены наблюдения на Чабыдинском полигоне и начаты наблюдения на участке Верхняя Шестаковка. Проводятся измерения уровня грунтовых вод в талике и температуры грунта на различных глубинах в сосновом и лиственничном лесах. Перед началом снеготаяния проводятся снегомерные съемки в различных ландшафтах водосбора. Во время периода стока (апрель-октябрь) производятся регулярные измерения расходов воды в двух створах р. Шестаковки, определение базовых гидрохимических показателей и отбор проб из различных емкостей поверхностных и подземных вод для анализа химического и изотопного состава. Геофизическое профилирование выполняется для выявления геометрии и динамики водоносных таликов. В течение полевого сезона 2016 г. выполнялись еженедельные однодневные полевые выезды (в период половодья и прохождения паводков – учащенные). Были получены новые данные о характеристиках гидрологического режима и компонентах водного баланса р. Шестаковки. Были выполнены снегомерные съемки по трем профилям в различных частях водосбора. Высота снега варьировалась от 25 до 49 см, плотность от 0.09 до 0.23 г/см³, запас воды в снеге составил от 29 до 75 мм. Были измерены 28 расходов воды в створе поста Камырдагыстах (площадь водосбора 170 км²). 2016 г. характеризовался низким весенним половодьем с максимальным расходом воды 125 л/с. Максимальный расход за весь теплый сезон величиной 214 л/с наблюдался 21 июля после прохождения ливневого дождя, при котором выпало 22,4 мм осадков. Был организован новый гидрологический пост в верховьях р. Шестаковки с площадью водосбора 95 км². Створ оборудован самописцем уровня, температуры и электропроводности воды. Было измерено 26 расходов воды в течение теплого сезона. Максимальный расход наблюдался 17 мая и составил 32 л/с. Была обнаружена и описана наледь подземных вод на склоне долины р. Шестаковки. Была пробурена новая гидрогеологическая скважина глубиной 6 м в 300 м от наледи и обнаружен водоносный талик в диапазоне глубин 2.6-6.0 м, который, предположительно, разгружается на склоне долины р. Шестаковки и при осенне-зимнем промерзании формирует наледь. Уровень воды в новом талике был стабилен с апреля до середины июля, затем после прохождения ливней несколько вырос, а в течение августа и сентября неуклонно снижался. Уровни воды Чабыдинского талика снижались в течение всего теплого сезона 2016. На водосборе р. Шестаковки была оборудована автоматическая метеорологическая станция, где с часовым временным интервалом ведется запись температуры, влажности воздуха, жидких осадков, давления и скорости ветра. Имеющиеся исторические и современные данные показаны в Табл. 2. 3. Полученные

данные использовались для интерпретации изотопных, гидрологических данных и для адаптации модели формирования стока воды.

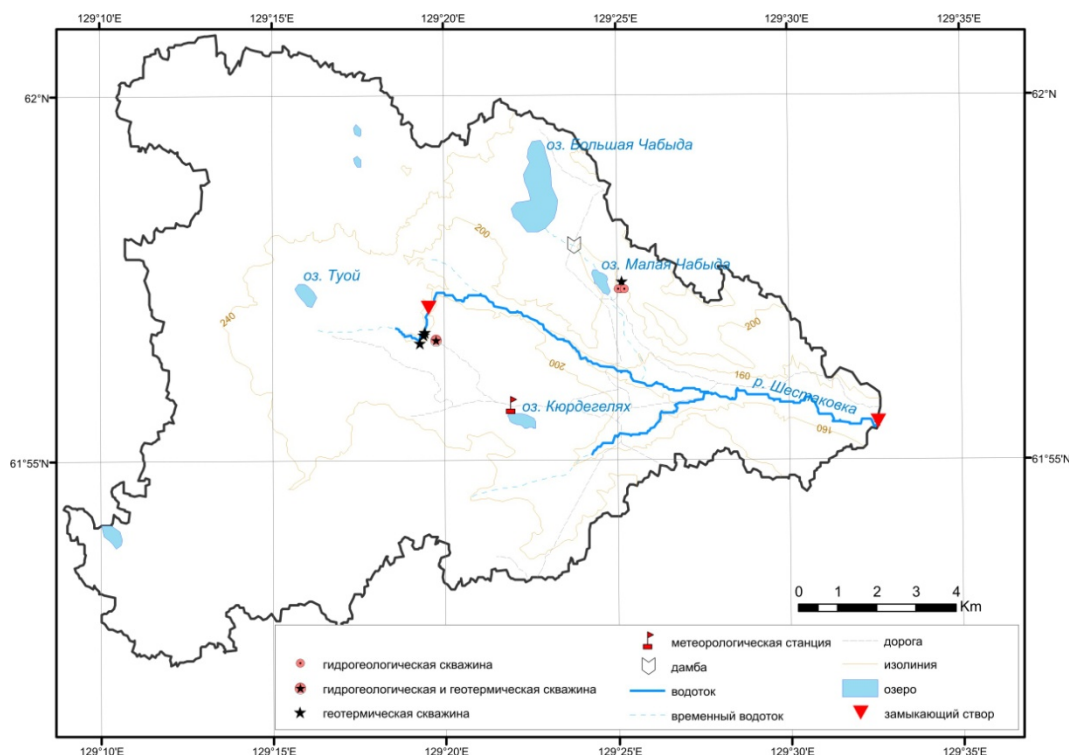


Рис. 2. 5 Схема научно-исследовательского водосбора р.Шестаковки

Табл. 2. 3 Данные специальных наблюдений Чабыдинского полигона ИМЗ СО РАН, бассейн р. Шестаковки

Элемент	Ед. изм.	Частота	Период
Осадки и температура воздуха	Град., мм	Ежедневно летом	1977-1984, 2016-наст.вр.
Уровень и расходы воды в реке	м, м3/с	Ежедневно	1951-наст.вр.
Влажность почвы	Вес.%, мм	ежемесячно	1981-1984
Результаты бурения скважин	Для каждой скважины: дата, местоположение, глубина (м), высота (м), уровень подземных вод (м), описание разреза		
Глубина сезонного протаивания(СТС)	м	Два раза в месяц	1981- 1985
Уровни надмерзлотных вод	м	Раз в 5 дней с мая по ноябрь	1977-1985
Уровень подземных вод в талике	м	Раз в 10 дней	1977-1985, 2015- наст.вр.
Температура грунта	Град.	ежемесячно	1977-1985, 2015- наст.вр.
Химический состав надмерзлотных вод	мг/л	5 раз в год	1981-1985, 2015- наст.вр.
Испарение с водной поверхности	мм	Ежедневно летом	1977-1979
Снегомерные съемки (высота, влагозапас, плотность снега)	м, мм, кг/м3	Раз в две недели	1977-1979, 2015- наст.вр.

2.2. Реки Центральной Якутии

Для анализа речного стока было выбрано 18 речных бассейнов в Центральной Якутии с площадями от 80 до 65400 км² с рядами суточных расходов воды продолжительностью от 6 до 78 лет. Выбранные реки показаны в Табл. 2. 4 и на Рис. 2. 6.

Табл. 2. 4 Список рек Центральной Якутии, выбранных для анализа речного стока

Код	Река-пост	Площадь, км ²	Высоты, м	Длина ряда, годы
3206	Туолба-пос.Алексеевка	14400	131-737	58
3207	Синяя-гм.ст.Тонгулах	11600	172-425	41
3208	Синяя-г.п.Песчаное	30400	118-449	28
3209	Юнкюр-г.п.Бурелом (местн.Песчаное)	80	181-334	6
3210	Буотома-гп.Бролог	12200	105-675	77
3214	Шестаковка-гп..Камырдагыстах	170	123-301	65
3215	Мархинка-р.п.Марха (с.Большая.Марха)	408	120-271	8
3217	Суола-пос.Бютейдях	1270	166-383	36
3291	Амга-с.Буяга	23900	288-1264	78
3292	Амга-с.Амга	56800	319-1117	60
3293	Амга-с.Терют	65400	81-662	76
3306	Танда-с.Бярия(Бярийе)	2000	116-255	24
3307	Кэнгкэмэ-з.Второй.Станок	3550	201-368	69
3390	Тангнары-с.Чай	5760	101-373	51
3393	Харыйа-Юрэх (устье)-пос.Арыктах	375	143-219	10
3559	Маатта-с.Бердигестях	1160	209-360	17
3628	Таатта-с.Уолба	8290	143-401	10
3659	Суола-с.Бедеме	3380	91-387	25

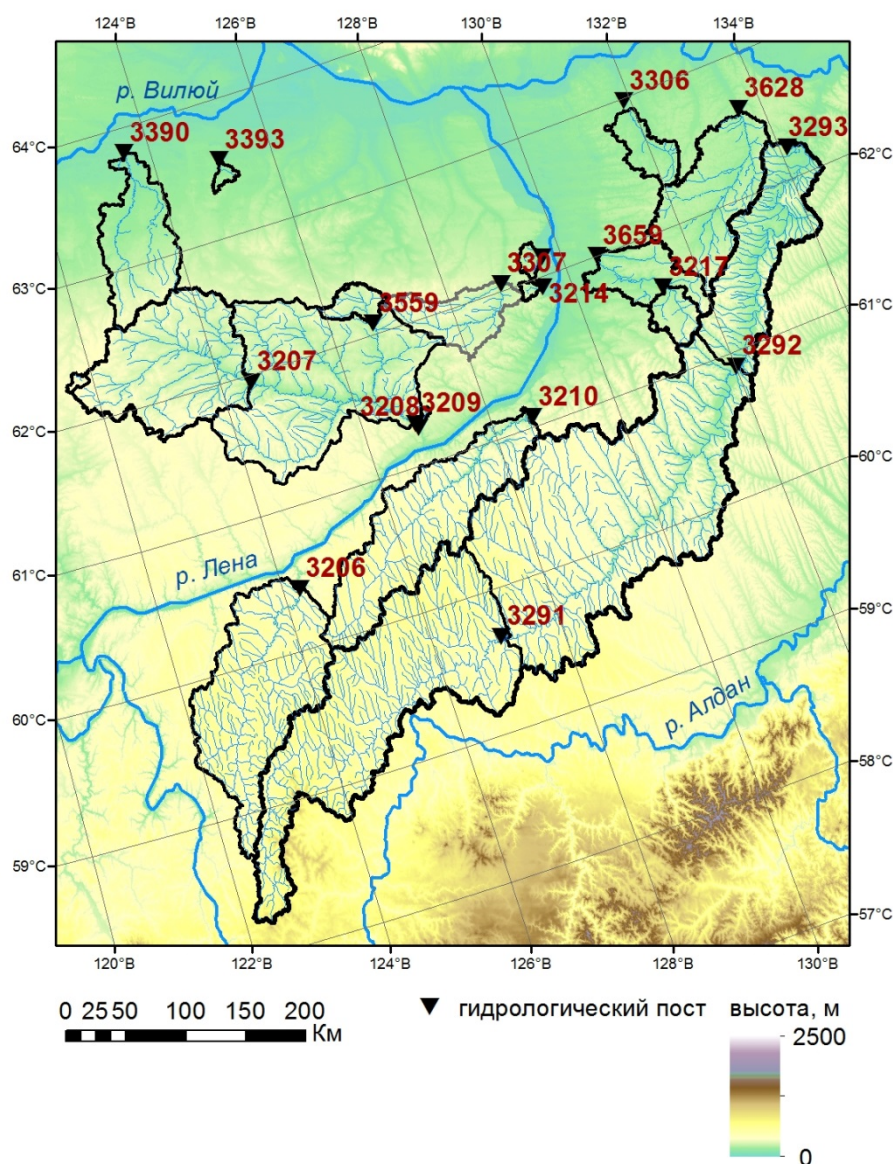


Рис. 2. 6 Схема исследуемых речных бассейнов в Центральной Якутии. Номер поста соответствует коду в Табл. 2. 4

Физико-географическая характеристика

Исследуемый район относится к Приленскому плато и юго-восточной части Центрально-Якутской низменности в пределах Лено-Алданского междуречья. Приленское плато и Абалахская аллювиальная террасированная равнина имеют общий уклон в северном, северо-восточном и северо-западном направлении.

На юго-восточной окраине Центрально-Якутской низменности, в придолинной полосе р. Лены ниже устья р. Буотамы и в приустьевых частях рр. Алдана и Амги, включая значительные площади бассейнов рр. Таатты и Суолы, распространены термокарстовые озера, приуроченные к ледовому комплексу. Ледовый комплекс – это отложения покровных супесей и суглинков, пронизанные мощными повторно-жильными льдами. Основным типом рельефа являются термокарстовый (аласный) и эрозионно-аккумулятивный.

Южная часть Центральной Якутии вдоль 60° с. ш. в среднем течении Лены и Алдана между устьями Большого Патомы и Май представляет собой монотонное плато, пересекаемое в северо-восточном направлении Леной, Алданом и Амгой, глубоко врезаемыми до отметки 100 м БС. Оно имеет общий уклон с юга на север от Алданского нагорья к Центрально-Якутской низменности, понижаясь в среднем от 600 БС до 300 м БС. Характерными чертами рельефа являются широкие плоские или пологоволнистые междуречья с изредка выдающимися холмами в местах выходов даек и глубоко врезаемые, крутосклонные и относительно узкие долины рек.

Геологическое строение. В тектоническом отношении район находится в пределах северо-восточной окраины Сибирской платформы, на границе Якутского поднятия и Алданского прогиба Алданской антеклизы. Поверхность кристаллического фундамента Алданской антеклизы пологая, почти ровная и только в местах сочленения с соседними тектоническими структурами имеет незначительный наклон. В пределах района известны крупные Ноторский и Борогонский глубинные разломы фундамента северо-западного простирания. Основные водотоки района приурочены к разрывным нарушениям субширотного и субмеридионального направлений. Самые древние палеозойские породы кембрийского возраста вскрываются долинами небольших правобережных притоков р. Лены - Лютенга, Менда, в верховье Таммы и др. Древний кристаллический фундамент залегает на глубинах 1-2 и более километров. Четвертичные отложения пользуются широким распространением. В основном это верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения, представленные суглинками, супесями, песками разной крупности, отнесенными к современным озерно-аллювиальным отложениям с незначительным почвенно-растительным слоем. Грунты незасоленные, с примесью органических веществ, местами заторфованные.

Климат характеризуется резкой континентальностью, что выражается в значительной (около 90°C) амплитуде колебаний температуры воздуха в течение года и малом количестве выпадающих осадков. Количество осадков увеличивается с северо-запада на юго-восток от 240 до 450 мм/год. Среднегодовая температура воздуха меняется от -7.7°C до -11°C с юга на север. Снежный покров держится 190-220 дней в году. Среднегодовые значения высоты снежного покрова возрастают с севера на юг от 30 до 50 мм. Северный район характеризуется наиболее контрастным температурным режимом и малым количеством осадков. Южный район более благоприятен в климатическом отношении вследствие меньшей контрастности температур воздуха и большего количества осадков.

Мерзлота. Лено-Амгинский известняково-карстовый район характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород сливающегося типа. Мощность мерзлоты 300 – 700 м. Непрерывный разрез многолетнемерзлых пород был установлен вблизи пос. Абалах – 260 м, пос. Чурапча – 540 м, пос. Ытык-Кюель – 486 м. Сквозные талики существуют только под руслом Лены и крупными озерами. На южных участках бестяхской и тюнгюлюнской надпойменных террас правобережья р. Лены обнаружены межмерзлотные и надмерзлотно-межмерзлотные талики, подошва которых залегает на глубине 50 и более метров, а температура горных пород на глубине 20-30 м колеблется около 0°C, а на пониженных заболоченных участках речных долин мелких водотоков температура отложений опускается до значений -5 – -6°C.

Район отличается наиболее интенсивным проявлением термокарстовых процессов. Южная возвышенная часть бассейна р. Амги находится в зоне прерывистой многолетней мерзлоты. Среднегодовые температуры пород находятся в диапазоне от $-4,0$ до $-7,5$ °С. Сезонное протаивание пород начинается в начале мая и достигает 1,4–2,8 м (в зависимости от литологического состава пород) в конце сентября. Промерзание сезонноталого слоя (СТС) начинается в октябре и происходит и сверху, и снизу. Слияние промерзающих слоев происходит в конце января–феврале на глубине 0,7–0,8 м от подошвы СТС. Надмерзлотные грунтовые воды в сезонноталом слое развиты ограниченно. Основную роль в питании подземных вод СТС играет инфильтрация атмосферных осадков, а также конденсация водяных паров и инфильтрация поверхностных вод (Шепелев, 2011). Широкое развитие криогенных геологических процессов обусловлено резко континентальным климатом и разнообразием генетических типов льдистых рыхлых отложений. В районе исследования распространены полигонально-жильные формы рельефа, выражающиеся в развитии полигонов и повторно-жильных льдов. На мелкобугристом микрорельефе поверхности и аласно-низинных долинах развиты многолетние бугры пучения в виде булгуных. Поверхность сильно изъедена термокарстовыми впадинами, что привело к образованию типично аласного и аласно-долинного рельефа.

Гидрогеологические условия. Лено-Амгинское междуречье находится в пределах развития Якутского артезианского бассейна первого порядка. На территории преимущественного развития карбонатных пород кембрия выделяется Приленский криоартезианский бассейн, входящий в состав Лено-Амгинского артезианского бассейна. Подмерзлотные воды нижнемеловых отложений каптируются водозаборными скважинами в Намском и Усть-Алданском районах. Сплошное глубокое промерзание артезианских бассейнов приводит к появлению мерзлотно-гидрогеологических разновидностей этих структур: артезианские бассейны, в которых мощность мерзлой толщи меньше пояса пресных вод, и криоартезианские бассейны, в которых глубина промерзания меньше мощности осадочного чехла, но подмерзлотные воды имеют повышенную минерализацию (Мерзлотно-гидрогеологические ... 1984).

Почвы (по Л.Г. Еловской, 1987). В Центральной Якутии широко распространены таежные палевые мерзлотные почвы на лессовидном карбонатном суглинке и суглинистом элювии карбонатных пород. На Центрально-Якутской низменности образовались дерново-таежные, сильно осолоделые почвы и таежные солоды. На Приленской возвышенности и Лено-Алданском плато распространены таежные палевые тяжелосуглинистые, слабоосолоделые, дерново-таежные мерзлотные и перегнойно-карбонатные мерзлотные. Среди таежных почв в наиболее засушливых районах, особенно в долинах и аласах Центральной Якутии, встречаются лугово-болотные, а по мере продвижения на север – торфянисто-болотные. На супесчаном субстрате образуются преимущественно торфянисто-болотные почвы, а на суглинистом – лугово-болотные. Аласам Лены и Амги свойственен комплексный почвенный покров – лугово-болотные, торфянисто-болотные, черноземно-луговые, слабосолончаковые, пятна солонцов и солончаков.

Растительность (по И.П. Щербакову, 1975 и П.А. Тимофееву, 1994). Согласно лесорастительному районированию территория относится к Лено-Амгинскому среднетаежному округу. Он характеризуется очень засушливым климатом и широким

распространением лиственничников сухих и свежих местопроизрастаний, сухих сосняков, березняков травяных с остепненным элементом. Общее покрытие лесом 72 %, что является наименьшим показателем для всей среднетаежной подзоны Якутии. Открытые участки заняты аласными ландшафтами. Особенностью растительного покрова являются своеобразные лесостепные комплексы на широких надпоймах трех больших долин - Энсиэли, Туймаада и Эркээни. Благодаря их активному освоению террасы покрыты антропогенно-трансформированными осочковыми и типчаковыми степями. Южнее, на супесчаных почвах распространены сухие сосновые леса и бруснично-разнотравные лиственничники в сочетании с аласными солончаковыми лугами. По правому берегу р. Таатта в верхнем и среднем течении обширные территории заняты сухими лиственничниками в сочетании с многочисленными открытыми ландшафтами – аласами. В этом же районе имеются коренные березовые остепненные леса, так называемые чараны. При этом четко отграничиваются свежие и средней влажности брусничные лиственничные леса с участием ольховника и ерников. Правобережье р. Амга представляет собой сильно расчлененный ландшафт с высотами 200-250 м над уровнем моря. По левому берегу наибольшее распространение получили более сухие брусничные разнотравные лиственничники в сочетании с аласными лугами, а по правому берегу - бруснично-зеленомошные лиственничники. Типы и распространенность сосняков по обоим берегам также определяются условиями увлажнения: если по левому берегу встречаются сосняки толокнянковые (18 % от площади лесов), то по правому – леса брусничного типа (6 %). Вниз по течению доля сосновых лесов уменьшается.

Гидрографическая характеристика

Озера. В пределах Центрально-Якутской низменности сосредоточено несколько тысяч озер. Котловины озер термокарстового происхождения составляют самую многочисленную группу. Это обычно округлой формы или эллипсоидальные, небольшие по размерам (до 1-1,5 км²) и неглубокие (до 1-3 м) озера. Озера карбонатного карста распространены в среднем течении реки Амга. Эти небольшие озера округлой или овальной формы глубиной до 24 м. Озерность зависит от комплекса природных факторов, в числе которых важнейшее место принадлежит соотношениям основных элементов водного баланса: осадков, стока, испарения, а также особенностям рельефа местности и многолетней мерзлоты. Значительные скопления озер Центрально-Якутской равнины связаны с затрудненными условиями стока.

Речная сеть. Густота речной сети Лено-Алданского междуречья составляет 0.1-0.4 км/км². Рассматриваемый район представлен реками, являющимися правобережными притоками р. Лены и левобережными притоками р. Алдана.

На территории рассматриваемого района река Лена принимает в себя порядка 57 правобережных притоков, наиболее крупные из них: р. Алдан (площадь водосбора - 729 000 км²), р. Суола (Биэкэнэ) (площадь водосбора – 5 350 км²), р. Мыла (площадь водосбора – 1 410 км²), р. Тамма (Кене-Дабан) (площадь водосбора – 4 430 км²), р. Менда (площадь водосбора – 2 370 км²), р. Люютэнкэ (Люютюнкэ) (площадь водосбора – 1 830 км²), р. Ботома (Буотама) (площадь водосбора – 12 600 км²), р. Туолба (площадь водосбора – 15 800 км²), р. Туолбачаан (руч. Иккис-Билир) (площадь водосбора – 3 920 км²) и р. Олёкма (площадь водосбора – 210 000 км²).

Река Алдан принимает в себя порядка 97 притоков, наиболее значительные из них: р. Танда (площадь водосбора – 3 840 км²), р. Таатта (площадь водосбора – 10 200

км²), р. Амга (площадь водосбора – 69 300 км²), р. Ноху (площадь водосбора – 2 490 км²), р. Куолума (площадь водосбора – 4 640 км²), р. Нотора (площадь водосбора – 7 440 км²), р. Мокуйа (площадь водосбора – 1 580 км²), р. Туранг-Элгэ (Кустаах-Элгээн) (площадь водосбора – 1 210 км²), р. Тарынг-Элгэ (площадь водосбора – 1 730 км²), р. Миль (площадь водосбора – 4 990 км²), р. Билир (Аргытар) (площадь водосбора – 3 420 км²), р. Улахан-Элгэ (площадь водосбора – 1 480 км²), р. Белькачи (площадь водосбора – 3 340 км²), р. Кюндэки (площадь водосбора – 1 090 км²), р. Лааппы (площадь водосбора – 2 120 км²), р. Хаахаан (площадь водосбора – 1 570 км²), р. Юнгюёлээ (площадь водосбора – 12 200 км²), р. Чуга (площадь водосбора – 7 270 км²), р. Амедичи (площадь водосбора – 6 020 км²).

Гидрологический режим рек. Реки региона имеют преимущественно снеговое питание и относятся к восточносибирскому типу по классификации Б.Д. Зайкова. Основной объем годового стока (80-90%) приходится на период весеннего половодья. Весеннее половодье начинается в мае. Средняя продолжительность половодья составляет 50-80 дней. В зависимости от метеорологических условиях начала теплого периода гидрограф половодья может иметь один или несколько пиков. Летне-осенняя межень длится с июля по октябрь и прерывается дождевыми паводками, пики которых не превышают пиков половодья. В отдельные засушливые годы малые реки Центральной Якутии пересыхают. Зимний сезон на реках является самым маловодным сезоном. Водный режим рек в этот период характеризуется весьма длительной и устойчивой меженью, поскольку с наступлением зимнего сезона происходит постепенное истощение запасов подземных вод, интенсивность которого определяется емкостными характеристиками водовмещающих пород и их регулирующей способностью. В этот период на большинстве рек режим речного стока характеризуется резким спадом расходов воды или полным его прекращением. Водность зимней межени большинства рек региона очень мала, в 5–10 раз меньше, чем летне-осенней межени.

В северной части Лено-Амгинского междуречья в пределах Центрально-Якутской низменности наблюдаются наименьшие значения модулей стока в республике (<1.0 л/с·км²) и наибольшие коэффициенты вариации годового стока (0.5-1.0).

2.3. Реки Северо-Востока России

Для анализа и моделирования стока было выбрано шесть речных бассейнов в пределах водосборной площади Колымского водохранилища и девять водосборов ручьев в пределах Колымской воднобалансовой станции (Табл. 2. 5). За исключением КВБС, это все гидрологические посты, которые в настоящее время функционируют в регионе исследования по данным Автоматизированной информационной системы государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО, gmvo.skniivh.ru). Суточные данные по расходам воды до 2008 г. были набиты из гидрологических ежегодников, после 2008 – скачаны с сайта АИС ГМВО. Площадь выбранных речных бассейнов равна от 65 до 42 600 км². Все исследуемые водосборы являются малоизученными, поскольку они слабо или совсем не освещены метеорологической информацией, отсутствуют подробные карты и описания условий формирования стока, не проводилось никаких специальных измерений на их территории. Период моделирования был ограничен периодом доступных данных на метеорологических станциях и составлял от 16 до 47 лет. В работе

использовались суточные данные по осадкам, температуре воздуха и количеству осадков с 12 метеорологических станций (Рис. 1, Табл. 2), предоставленные Всероссийским научно-исследовательским институтом гидрометеорологической информации – Мировым центром данных (г. Обнинск).

Табл. 2. 5 Список рек верховьев р.Колымы, выбранных для анализа речного стока

Код	Река-пост	Площадь, км ²	Высоты, м	Длина ряда
1104	Руч.Южный-устье, КВБС	0.27	850-1100	53
1107	Руч.Северный-лоток, КВБС	0.38	880-1300	55
1103	Руч.Морозова-водопадный, КВБС	0.63	1100-1700	29
1106	Руч.Дождемерный-устье, КВБС	1.43	850-1300	24
1105	Руч.Встреча-выше устья руч.Угроза, КВБС	5.35	830-1300	65
1100	Руч.Контактный-Верхний, КВБС	5.53	900-1700	8
1625	Руч.Встреча-устье руч.Угрозы, КВБС	6.57	800-1200	26
1101	Руч.Контактный-Средний, КВБС	14.2	840-1700	64
1102	Руч.Контактный-Нижний, КВБС	21.3	800-1700	66
1081	Талок-устье	65	600-1900	45
1127	Омчак-р.П.Омчак	151	800-1500	41
1619	Омчук-р.П.Усть-Омчуг	583	500-1600	54
1151	Детрин-устье р.Омчук	3490	500-1800	59
1095	Кулу-с.Кулу	10300	600-2000	52
1001	Колыма-с.Оротук	42600	500-2200	19

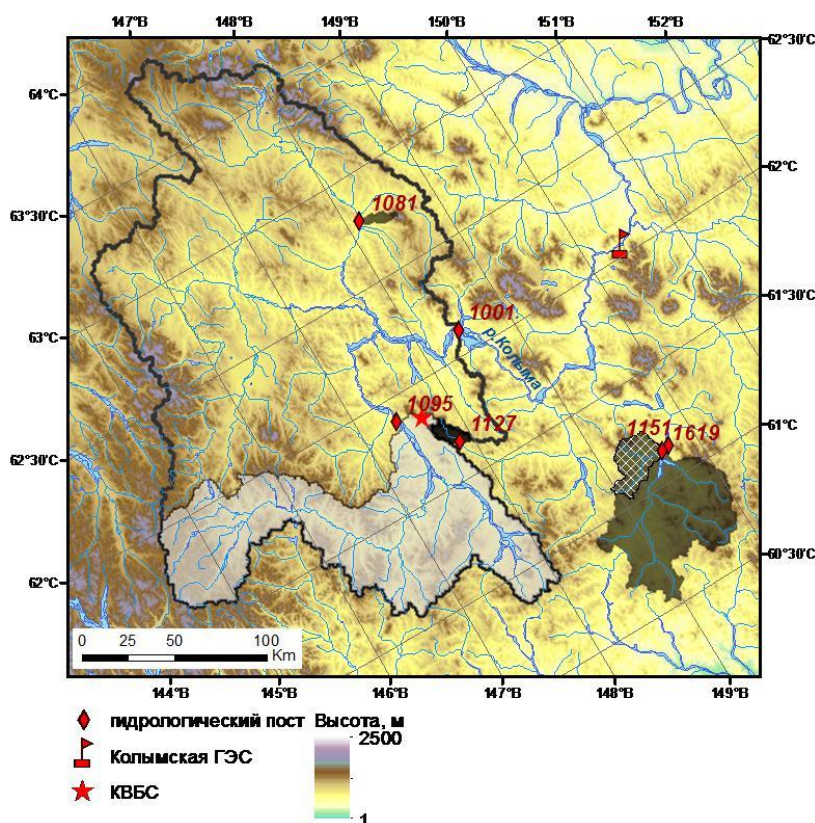


Рис. 2. 7 Схема исследуемых речных бассейнов в верховьях р. Колымы. Номер поста соответствует коду в Табл. 2. 5

Физико-географическая характеристика

Истоки реки Колымы относятся к Яно-Оймяконской горной области. Верховья Колымы и ее правых притоков находятся на территории Колымской горной области. Преобладает среднегорный рельеф. Средние высоты Верхнеколымского нагорья составляют 1000-1200 м, но отдельные гольцовые массивы достигают 2000-2500 м (пик Абориген - 2586 м). Они представляют собой отпрепарированные гранитные батолиты, приуроченные к осям мезозойских складок. Из сильно расчлененных среднегорных массивов состоит и система Колымского нагорья.

Климат. Рассматриваемая часть бассейна р.Колымы расположена в субарктическом климатическом поясе. Среднегодовая температура воздуха ниже $-9,5^{\circ}$, количество осадков – от 130 до 450 мм в год, около 60% из них выпадает в холодный период года в виде снега. Длительность этого периода более 7 месяцев в год.

Мерзлота. Распространена сплошная криолитозона. Суммарная площадь сквозных таликов составляет не более 1-2% от общей площади. Мощность многолетнемерзлых пород на водоразделах – до 600-700 м, в речных долинах – до 180 м.

Ландшафты. Исследуемый регион относится к северной тайге. На Колымском нагорье доминируют леса из лиственницы и кедрового стланика. Небольшие участки заняты осинниками, березняками и ольховниками. Лесной ландшафт горных хребтов и нагорий сменяется тундрой, каменистыми пустынями, а местами многолетними снегами и льдами. На высотах более 1000-1200 м распространены горные тундры. Редкостойные горные лиственничные леса занимают в Колымской области лишь нижние части склонов и речные долины. Более густые леса из лиственницы или благовонного тополя и чозении характерны для пойменных террас и островов некоторых рек южной половины области.

Верхняя граница древесной растительности в верховьях Колымы местами достигает 1200-1300 м. Выше располагается пояс зарослей кедрового стланика, а вершины заняты различными вариантами горных тундр.

Гидрографическая характеристика и гидрогеологические условия. Река Колыма образуется от слияния двух горных рек Кулу и Аян-Юряха, берущих начало с Нерского плоскогорья, и впадает в Колымский залив Восточно-Сибирского моря. Рассматриваемая часть бассейна р. Колымы – от истоков до Колымского водохранилища. Озерность менее 1%, заболоченность около 5%, густота речной сети 1.2 км/км². В верховьях р. Колымы отмечается различие в водоносности левобережья и правобережья. Левобережные притоки в основном более маловодны: средний слой стока левобережья составляет 8 л/сек км², а правобережья- 10 л/сек км². Формирование стока р. Колыма почти на 95% происходит в горных районах криолитозоны при минимальной заозеренности (Глотов и др., 2011). Генетические составляющие водного стока – преимущественно воды атмосферные (таяние снега, льда, дождь), конденсация водяных паров, в меньшей степени – подземные. На территории бассейна р. Колыма отмечается как снеговое, так и снего-дождевое половодье, которое чаще всего формируется в годы с поздней весной. В теплое время года проявлены все источники речного стока. По многолетним данным, общий объем стока за это время достигает 94–95% общегодового. Все 7 месяцев холодного периода года при среднесуточной температуре воздуха ниже 0°C река питается только подземными водами зоны свободного водообмена – надмерзлотными, частично и подмерзлотными. Этот сток формируется большей частью за счет дренирования вод сезонно-талого слоя (СТС), водоносных горизонтов надмерзлотных, сквозных таликов и подмерзлотных зон преимущественно гипергенной трещиноватости. При этом в октябре–ноябре проходит почти 80% зимнего стока, который в декабре составляет около 10% общего зимнего и обеспечивается преимущественно водоносными таликами (подрусловыми и подозерными). Примерно такой же объем стока приходится на четыре последующих зимних месяца (с января по апрель). Следовательно, данные о режиме стока рек и интенсивности их промерзания в зимнюю межень свидетельствуют о непрерывном в течение этого времени сокращении площади стока и соответственно неустойчивости структуры зоны свободного водообмена в недрах дренируемых гидрогеологических систем.

2.4. Модель «Гидрограф»

Детерминированная модель «Гидрограф» (Виноградов, 1988; Виноградова и Виноградова, 2010) представляет собой математическую систему с распределенными параметрами, описывающую процессы формирования стока в бассейнах с различными физико-географическими характеристиками. Ее основы были заложены в 70-е гг. проф. Ю.Б. Виноградовым, однако продолжается постоянное усовершенствование как алгоритмов модели в смысле повышения их адекватности природным процессам, так и программных средств, обеспечивающих конкретного пользователя удобным и эффективным инструментом.

При проектировании и совершенствовании модели постоянно имеются в виду две основные идеи:

- Необходимости достижения условного равновесия в поиске наиболее простых решений при стремлении адекватно отобразить природные процессы и закономерности;
- Соблюдения принципа универсальности: возможность применять модель в любых географических условиях и для бассейнов любых размеров при наличии минимальной метеорологической информации.

Модель ориентирована на простейшую сетевую метеорологическую информацию (суточные значения температуры воздуха, дефицита влажности воздуха, слоя осадков), которая служит входом в неё. При этом используются эффективные температуры и дефицит влажности (зависящие от широты, высоты, уклона, ориентации, прихода прямой солнечной радиации), что повышает её эффективность. В репрезентативных точках (узлах пространственной сетки) назначение входных величин метеорологических элементов осуществляется для температуры с учетом климатических высотных градиентов, а для осадков в результате интерполяции не самих величин непосредственно, а таковых по отношению к годовой сумме, оцениваемой независимо.

В модели представлены климатические и ландшафтные параметры бассейна. Для оценки параметров исследуемого бассейна на его территории выделяются однородные природные зоны, так называемые стокоформирующие комплексы (СФК). Использование идеологии СФК позволяет организовывать и систематизировать основную массу параметров модели.

Вся площадь бассейна покрывается гексагональной сеткой, узлы которой есть репрезентативные точки (РТ) определенной единичной площади. Упорядоченная система репрезентативных точек (РТ) случайным образом совмещается с картой речного бассейна. Метеорологическая информация или интерполируется в РТ (Интерполяционная модель погоды), или генерируется по соответствующим алгоритмам в имитационном режиме (Стохастическая модель погоды).

Теория стоковых элементов позволяет математически адекватно описать динамику воды в речных бассейнах, причем как на поверхности водосборов, так и в почве, попутно освобождая «моделирующую гидрологию» от проблемы масштаба. Бассейн в модели представляет собой не набор поверхностей, по которым сплошным слоем или струйками осуществляется стекание воды, а систему стоковых элементов, определяемых гидравлическими параметрами. Стоковые элементы – ограниченные микроводоразделами участки поверхностных или подземных водосборов, обращенные своей открытой “водосливной” частью к склоновой нерусловой или подземной дренажной сети. Размеры поверхностных стоковых элементов колеблются в обратной зависимости от уклона от 10^{-2} до 10^4 м². Подземные элементы крупнее поверхностных. Для стокового элемента отток из него нелинейно связан с объемом воды, аккумулированной его ёмкостью. Стоковые элементы являются не просто удобной для расчетов идеализацией, а легко отождествляются с естественными природными образованиями. Множество поверхностных и разноуровневых подземных стоковых элементов составляют речной бассейн или часть его территории.

В модели решается задача динамики тепла и влаги в почвенной колонке, представляющей единичную площадь. По глубине почва делится на некоторое количество (3 – 20) расчётных слоев (РСП), обычно (но не обязательно) одинаковых и равных 0,1 м.

Параметры в модели распределены в вертикальном (почвенная колонка) и горизонтальном (система РТ) плане.

Модель учитывает неоднородное распределение снежного покрова на территории бассейна. Все расчеты для каждой РТ могут повторяться в нескольких вариантах в соответствии с пространственной неоднородностью запаса воды в снежном покрове.

Модель учитывает влияние уклона на многие гидрометеорологические процессы. Помимо непосредственного влияния угла наклона плоскости на приход прямой солнечной радиации, воздействие уклона на динамику тепла и влаги оказывается очень существенным. Площадь влаго- и теплообмена склона с атмосферой, в конечном счёте, влияющая на величины испарения и прихода в почву тепловой энергии, с увеличением уклона возрастает.

Выход модели – непрерывный гидрограф стока в замыкающем створе в течение необходимого ряда лет. Попутно вычисляются такие переменные состояния моделирующей системы, как температура и влажность почвы, температура, запас воды и плотность снежного покрова в любой РТ.

Расчетный интервал времени может быть любым, но практически удобно принять его равным одним суткам или меньше.

Модель представляет собой следующую систему блоков, определяющих процесс формирования стока:

1. выпадение жидких и твёрдых осадков;
2. формирование снежного покрова и снеготаяние;
3. водоотдача из снега;
4. перехват осадков растительным покровом;
5. суммарное испарение;
6. инфильтрация и формирование поверхностного стока;
7. динамика почвенных вод и формирование почвенного стока;
8. динамика тепловой энергии и фазовые переходы в почве;
9. поверхностное задержание;
10. формирование подземного стока;
11. дорусловая и русловая трансформация стока;
12. сток в замыкающем створе.



Рис. 2. 8 Блок-схема модели «Гидрограф»

Задачи, решаемые с помощью модели «Гидрограф»:

- моделирование гидрографов стока в замыкающих створах речных бассейнов разных размеров по интерполированным данным об осадках, температуре и дефиците влажности воздуха, полученным по сети метеорологических станций;
- моделирование влажности почвы по избранным точкам на изучаемой территории по наблюдаемым метеорологическим данным;
- моделирование температуры почвы, глубины протаивания и промерзания почвы;
- построение кривых распределения характеристик стока (годовых, месячных, суточных, максимальных и минимальных расходов) по данным метеорологических наблюдений на сети станций (Интерполяционная модель «Погоды» - ИМП) или с помощью стохастической модели Погоды (СМП);
- моделирование гидрографов стока и вычисление элементов водного баланса для неизученных створов;
- построение кривых распределения стока для неизученных створов;
- моделирование фазовых портретов состояния речных бассейнов (изученных и неизученных);

Основные расчетные формулы модели «Гидрограф»

1. Процессы и явления на поверхности бассейна

1.1 Выпадение осадков

Разделение выпадающих осадков на жидкие и твердые обычно производится по подходящей критической температуре воздуха (температурному порогу), которую можно определить как соответствующую ситуации, когда появление капель воды и снежных хлопьев равновероятно. В расчетах за такую критическую температуру принято $+2^{\circ}\text{C}$.

1.2 Обмен тепловой энергией поверхности бассейна с атмосферой

эффективная температура:

$$\eta_{ef} = \eta + \varepsilon S, \quad (1)$$

где η – температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$), S – приход прямой солнечной радиации с поправками на альбедо, орографическую затененность, облачность и другие местные условия ($\text{Вт}/\text{м}^2$), ε – эмпирический коэффициент, подбираемый из условия минимизации расхождений расчетных и наблюдаемых переменных на выходе из моделей, на входе которых фигурирует η_{ef} .

1.3 Перехват осадков растительным покровом

$$P = (P_M - H_V) \left[1 - \exp\left(-\frac{H}{P_M}\right) \right] \quad (2)$$

где P_M – емкость перехвата (максимальная водоудерживающая способность растительного покрова) (мм), H_V – слой воды в емкости перехвата (мм), H – слой осадков (мм).

1.4 Формирование снежного покрова

Запас воды в снежном покрове

$$h_C = \sum H^*, \quad (3)$$

где H^* – суточные суммы твердых осадков (мм).

Суточное испарение с поверхности снежного покрова:

$$E_C = \varphi_C (d + j_d S) \Delta t / \cos \alpha, \quad (4)$$

где φ_C – коэффициент испарения со снега ($\text{м}/\text{гПа}\cdot\text{с}$), S – приход прямой солнечной радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$), j_d – коэффициент, определяющий вклад прихода прямой солнечной радиации в величину “эффективного” дефицита влажности воздуха ($\text{м}^2\cdot\text{гПа}/\text{Вт}$), d – дефицит влажности воздуха (гПа), Δt – расчетный интервал времени (секунды), α – угол наклона поверхности снежного покрова (градусы).

Теплоэнергетический вклад осадков ($\text{Дж}/\text{м}^2$):

$$\text{– дождя } \Delta U^\bullet = \rho^\bullet \eta H^\bullet,$$

$$\text{– снегопада } \Delta U^* = \rho^* \eta H^*,$$

где $\rho^\bullet$ – плотность воды ($1000 \text{ кг}/\text{м}^3$), ρ^* – удельная массовая теплоемкость воды ($4190 \text{ Дж}/\text{кг}^{\circ}\text{C}$), ρ^* – удельная массовая теплоемкость льда ($2090 \text{ Дж}/\text{кг}^{\circ}\text{C}$), η – температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$).

Приход тепловой энергии в снежный покров:

$$X_C = \tilde{U}_C + \Delta U_C + \Delta U^\bullet + \Delta U^* \quad (5)$$

где $\tilde{U}_C$ – начальное содержание тепловой энергии в снежном покрове.

Возможны следующие варианты:

$$X_C < 0, |X_C| \leq |\delta U_C^*|, U_C = 0, h_C^{\bullet*} = X_C (-l^* \rho^\bullet) + H^\bullet, H_S = 0; \quad (6)$$

$$X_C < 0, |X_C| > |\delta U_C^*|, U_C = X_C - \delta U_C^*, h_C^{\bullet*} = \tilde{h}_C + H^\bullet, H_S = 0; \quad (7)$$

$$X_C \geq 0, X_C < \delta U_C^{\bullet}, U_C = 0, h_C^{\bullet*} = 0, H_S = X_S / (l \rho^{\bullet}) + H; \quad (8)$$

$$X_C \geq 0, X_C \geq \delta U_C^{\bullet}, H_S = \tilde{h}_C + H^{\bullet}, h_C^{\bullet*} = 0, \Delta U_r = X_C - \delta U_C^{\bullet}, \quad (9)$$

сход снежного покрова.

Здесь $\delta U_C^{\bullet}, \delta U_C^*$ – количество тепловой энергии, необходимое для плавления

твёрдой фазы снежного покрова ($\bullet$) или для замерзания жидкой ($*$); $h_C^{\bullet*}$ – слой замерзшей воды за расчетный интервал времени; ΔU_r – излишняя тепловая энергия, неиспользованная из-за схода снежного покрова.

Вычисление плотности снежного покрова:

$$(\gamma_C^*)_1 = \gamma_a \exp [C_1 (\eta - 2)] + \gamma_v; \eta \leq 2^\circ \text{C}, \quad (10)$$

где γ_v – плотность снега, выпавшего при очень сильном морозе (около 50 кг/м³);

$\gamma_a + \gamma_v$ – плотность снега, выпавшего при температуре воздуха $\eta = 2^\circ \text{C}$ (около 200 кг/м³); коэффициент C_1 приблизительно равен 0,2 (°C)⁻¹.

Плотность твёрдой фазы снежного покрова на конец расчетного интервала

$$\begin{aligned} (\gamma_C^*)_2 &= \tilde{\gamma}_C^* \left[\exp(-c_2 \Delta t) \right]^{1+\tilde{\beta}} + \gamma_M^* \left\{ 1 - \left[\exp(-c_2 \Delta t) \right]^{1+\tilde{\beta}} \right\} \text{ при } \tilde{\gamma}_C^* < \gamma_M^* \\ (\gamma_C^*)_2 &= \tilde{\gamma}_C^* \text{ при } \tilde{\gamma}_C^* \geq \gamma_M^*. \end{aligned} \quad (11)$$

$$\gamma_M^* = (\gamma_{MM}^* - \gamma_m^*) [1 - \exp(-C_3 \tilde{h}_C)] + \gamma_m^*, \quad (12)$$

где $\gamma_{MM}^* = 400$ кг/м³ – верхний предел плотности снега за счет его гравитационного и ветрового уплотнения, $\gamma_m^* = 250$ кг/м³ – максимальная плотность тонкого снежного пласта. Коэффициент C_3 близок к значению 1 м⁻¹.

Плотность при замерзании воды:

$$(\gamma_C^*)_3 = (\gamma_C^*)_2 (1 + h_C^{\bullet*} / \tilde{h}_C^*). \quad (13)$$

Плотность твёрдой фазы снежного покрова по истечении расчетного интервала времени Δt , сложившаяся под влиянием всех трех основных процессов:

$$\gamma_C^* = (h_C^* + H^*) / [h_C^* / (\gamma_C^*)_3 + H^* / (\gamma_C^*)_1], \quad (14)$$

$$h_C^* = \tilde{h}_C^* - E_C - H_S + h^{\bullet*}. \quad (15)$$

Плотность мокрого снега увеличивается в соответствии с ростом его водонасыщенности:

$$\gamma_C = \gamma_C^* (1 + \beta). \quad (16)$$

Показатель водонасыщенности снега

$$\beta = \frac{h_c^*}{h_c} \quad (17)$$

Максимальная водоудерживающая способность снега

$$\beta_M = 20(\gamma_c^* / \rho^*)^{1.4} \exp(-7.6 \gamma_c^* / \rho^*) - 0.01(\gamma_c^* / \rho^*), \quad (18)$$

где ρ^* – плотность льда.

1.7 Инфильтрация и формирование поверхностного стока

Поверхностный сток:

$$q = i - f = i - f_0 \left[1 - \exp\left(-\frac{i}{f_0}\right) \right]. \quad (19)$$

где f_0 – коэффициент фильтрации, i – интенсивность дождя.

Слой поверхностного стокообразования за время T :

$$H_q = H^2 / (H + f_0 T) \quad (20)$$

1.8 Поверхностное задержание

$$D = (D_M - H_p) \left[1 - \exp\left(-\frac{H_q}{D_M}\right) \right]. \quad (21)$$

где D_M – максимально возможная емкость (мм), H_q – количеством воды в лужах к моменту начала стока (мм), слой поверхностного стокообразования H_q (мм).

2. Тепло- и воднофизические свойства почв и горных пород

Удельная объемная теплоёмкость почвы или реголита (Дж/(м³·К)):

$$c = \rho \rho' (1 - \varepsilon) + \rho' u', \quad (22)$$

$$c = \rho \rho' (1 - \varepsilon) + \rho^* u^*, \quad (23)$$

где ρ – удельная массовая теплоёмкость (Дж/(кг·°C)); ρ – плотность вещества (кг/м³), ε – пористость почвы в естественном залегании (б/р); ρ' , ρ^* – удельная массовая теплоёмкость воды и льда (Дж/(кг·°C)), ρ' , ρ^* – плотность воды и льда (кг/м³), u' , u^* – объемная влажность почвы («жидкая» и «твердая» вода).

Коэффициент теплопроводности сухой почвы (Вт/(м·°C))

$$\lambda_m = \lambda_0 (1 - \varepsilon)^{2.5}, \quad (24)$$

где λ_0 – коэффициент теплопроводности почвенного вещества.

Коэффициенты теплопроводности почвы, полностью заполненной водой

$$\lambda'_m = \lambda'^{1-\varepsilon}_0 (\lambda')^\varepsilon, \quad (25)$$

или льдом

$$\lambda^*_m = \lambda^{1-\varepsilon}_0 (\lambda^*)^\varepsilon. \quad (26)$$

Коэффициенты теплопроводности влажной или льдистой почвы:

$$\lambda = (\lambda'_m - \lambda_m) (W')^{0.75} + \lambda_m, \quad (27)$$

$$\lambda = (\lambda^*_m - \lambda_m) (W^*)^{0.75} + \lambda_m, \quad (28)$$

где W' , W^* – заполненность почвенных пор водой или льдом (б/р).

Максимальная водоудерживающая способность мерзлой почвы (мм)

$$h^*_m = h'_m (1 - h^* \rho' / (\varepsilon \rho^* \Delta x)), \quad (29)$$

где h'_m – максимальная водоудерживающая способность талой воды (мм), h^* – слой замерзшей воды в слое почвы толщиной Δx (мм).

Коэффициент фильтрации мерзлой почвы (м/с) или (мм/мин)

$$f_0^* = f_0 (1 - W^*)^n, \quad (30)$$

где f_0 – коэффициент фильтрации талой почвы. В зависимости от типа почв по механическому составу можно ориентироваться на следующие величины n : песчаная почва – 4, супесчаная – 5, суглинистая – 6, глинистая – 7.

3. Динамика тепловой энергии

$$dU_i / dt = \xi_{i-1,i} (\theta_{i-1} - \theta_i) - \xi_{i,i+1} (\theta_i - \theta_{i+1}), \quad (31)$$

где U_i – количество тепловой энергии, содержащейся в i -м слое почвы на единичной площади (Дж/м²). Коэффициент теплообмена между двумя слоями почвы (Вт/(м²·°C)) связан с их коэффициентами теплопроводности и определяется соотношением:

$$\xi_{12} = 2(\Delta z_1 / \lambda_1 + \Delta z_2 / \lambda_2), \quad (32)$$

где Δz – толщина выделенного слоя почвы (м).

4. Динамика почвенных вод

Задача динамики влаги решается на основе воднобалансового соотношения. Каждый почвенный слой имеет свое значение максимальной водоудерживающей способности и коэффициента фильтрации. На практике водоотдача из слоя отсутствует до тех пор, пока содержание влаги в слое почвы не превысит величину максимальной водоудерживающей способности. Если низкая инфильтрационная способность слоя ограничивает свободное движение воды (например, в случае мерзлой почвы), то формируется почвенный сток.

5. Испарение

$$E = h_0 (1 - \exp(-kE_0/h_m)), \quad (33)$$

где h – слой почвенной влаги в данном ярусе почвы, t – время, e и e_0 – интенсивности испарения и испаряемости, k – доля вклада данного почвенного яруса в испарение (зависит от типа и состояния почвы и глубины распространения корневой системы растений) (б/р), h_m – максимальная водоудерживающая способность почвы, т.е. минимальное количество влаги, при котором в процессе испарения полностью реализуются потенциальные возможности испаряемости, где E и E_0 – слои испарения и испаряемости за данный интервал времени (мм), h_0 – начальное значение количества влаги в почве (мм).

Испаряемость E_0

$$E_0 = k \Delta t d / \cos \alpha, \quad (34)$$

где d – дефицит влажности воздуха (мб) за расчетный период времени Δt (с), α – угол наклона площади (градусы), k – коэффициент испаряемости (м/(мб·с)) в зависимости от типа испаряющей поверхности.

6. Трансформация стока в стоковых элементах

Поверхность бассейна состоит из элементарных склонов и водосборов, которые, в свою очередь, состоят из стоковых элементов разных уровней – поверхностных, почвенных и подземных. При этом «под последними понимаются ограниченные микроводоразделами участки поверхностных и подземных элементарных склонов и водосборов, обращенные своей открытой частью к склоновой нерусловой или подземной

дренажной сети». Размеры зависят от уклона склона; поверхностные элементы меньше почвенных и подземных.

К этим характеристикам стоковых элементов относятся показатели времени и интенсивности истечения и запаса воды.

Максимальное количество ярусов подземных вод принято равным 15. Каждый ярус отнесен к одному из следующих типов стока: быстрый грунтовый, грунтовый, верхний подземный, глубокий подземный и исторический подземный (Табл. 2. 6 и Табл. 2. 7). Время истечения быстрого грунтового измеряется сутками, исторического подземного – тысячами лет.

Уравнение гидрографа для расчета притока воды к русловой сети из всех стоковых элементов данного уровня записывается следующим образом:

$$Q = \frac{S + b}{1 + [(S - Q_0)/(Q_0 + b)] \exp[-a \Delta t (S + b)]} - b, \quad (35)$$

здесь Q_0 – начальное значение расхода ($\text{м}^3/\text{с}$); S – интенсивность формирования стока ($\text{м}^3/\text{с}$); Δt – расчетный интервал времени (с), в течение которого S постоянна.

Уравнение (35) выводится из уравнения баланса для каждого стокового элемента

$$\frac{dw}{dt} = s - q, \quad (36)$$

где q аппроксимируется выражением

$$q = \beta [\exp(\alpha w) - 1], \quad (37)$$

здесь w – объем воды (м^3), аккумулированной стоковым элементом; s и q – соответственно приток и отток из него ($\text{м}^3/\text{с}$); t – время (с); α , β – гидравлические параметры стокового элемента

Табл. 2. 6 Система поверхностных и почвенных стоковых элементов

Тип стока	a^* (1/м)	Характерные величины стоковых элементов		
		Время	Интенсивность истечения (л/с км^2)	Запасы воды (мм)
Поверхностный	1000	17 мин	10^5	4,6
Почвенный	100	2,8 часа	10^4	24

Табл. 2. 7 Система подземных стоковых элементов

N яруса	Тип стока	a^* (1/м)	Характерные величины стоковых элементов		
			Время	Интенсивность истечения (л/с км^2)	Запасы воды (мм)
1	Быстрый грунтовый	10	1,2 суток	10^3	69,3
2		3,162	3,7 суток	464	121
3		1	11,6 суток	215	195
4	Грунтовый	0,3162	1,2 месяца	100	301
5		0,1	3,8 месяца	46,4	454
6		0,03162	1 год	21,5	674

7	Верхний подземный	0,01	3,2 года	10	995
8		$3,16 \cdot 10^{-3}$	10 лет	4,64	1464
9		10^{-3}	32 года	2,15	2152
10	Глубокий подземный	$3,162 \cdot 10^{-4}$	100 лет	1	3161
11			320 лет	0,464	4640
12		3,162	1000 лет	0,215	6812
13	Исторический подземный	10^{-5}	3200 лет	0,1	10000
14		$3,162 \cdot 10^{-6}$	10 000 лет	0,0464	14678
15			32 000 лет	0,0215	21540
Σ					67256

7. Руслловая трансформация стока

Приток к русловой сети

$$R(t) = \int r(l, t) dl, \quad (38)$$

где $r(l, t)$ – распределенный по длине русловой сети боковой приток (l м²/с)

Операция линейной фильтрации

$$Q(t) = \int_0^t g(\tau) R(t - \tau) d\tau, \quad (39)$$

$g(\tau)$ – весовая функция, которая аппроксимируется однопараметрическим гамма-распределением

$$g(\tau) = \tau^{n-1} \exp(-\tau) / \Gamma(n) \quad (40)$$

$$Q(t) = \int_0^{\tau_{\max}} g(\tau) R(t - \tau) d\tau \quad (41)$$

где $\tau_{\max}$ – максимальное время руслового добегания.

Критерии оценки результатов моделирования стока

Представляется, что визуальное сравнение достаточно длинных рядов наблюдаемых и рассчитанных гидрографов стока является наиболее показательным при оценке результатов моделирования. Оно позволяет сформировать достаточно полное представление относительно как систематического (завышение или занижение объемов стока), так и динамического (сроки, кривые нарастания и спада, базовый сток) поведения модели.

Для объективного сравнения результатов моделирования необходимы математические меры ошибок расчета.

Нами использована следующая совокупность критериев:

1. $\overline{H_{\text{набл}}}$ – среднее за период расчета значение наблюдаемого слоя стока;
2. $\overline{H_{\text{рассч}}}$ – среднее значение рассчитанного слоя стока;
3. Δ – среднее систематическое отклонение рассчитанных величин от измеренных, рассчитывается по формуле:

$$\Delta = \overline{H_{\text{рассч}}} - \overline{H_{\text{набл}}} \quad (1)$$

и характеризует степень близости слоев стока в долгосрочной годовой перспективе.

Для того чтобы ошибки с разными знаками не компенсировали друг друга, используются абсолютные – формула (2) или квадратичные – формулы (3–4) значения ошибок. Следует учитывать, что в результате использования этих критериев экстремальные величины стока, даже кратковременные, приобретают непомерно большую роль, а периоды минимального стока из-за своих малых численных значений игнорируются.

4. Δ_{abc} – среднее абсолютное систематическое отклонение рассчитанных величин от измеренных. В диссертационной работе проведена оценка этого показателя для каждого года отдельно, а затем осреднение для всего многолетнего периода лет. Для его расчета использовалась формула:

$$\Delta_{abc} = \frac{\sum_{i=1}^n |H_{расч}^i - H_{набл}^i|}{n} \quad (2),$$

где $H_{расч}^i$ и $H_{набл}^i$ – рассчитанные и наблюдаемые суточные (или годовые) значения слоев стока, n – количество дней в году (или количество лет). Эта величина отражает меру совпадения фаз подъема и спада ветвей наблюдаемых и рассчитанных гидрографов. Если Δ мала, а Δ_{abc} велика, то можно сделать вывод о том, что объем рассчитанного и наблюдаемого стока совпадает, однако временная динамика, прежде всего сроки прохождения пиков, имеет расхождения с наблюдаемым процессом.

5. $RMSE$ – среднеквадратическое отклонение, оценивалось по формуле:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_{расч}^i - H_{набл}^i)^2}{n}} \quad (3).$$

6. Ef – критерий эффективности Нэша-Сатклиффа, определяемый следующим образом:

$$Ef = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (H_{\partial\partial\partial\partial\partial}^i - H_{\partial\partial\partial\partial\partial}^i)^2}{\sum_{i=1}^n (H_{\partial\partial\partial\partial\partial}^i - \overline{H_{\partial\partial\partial\partial\partial}})^2} \quad (4).$$

Этот критерий является статистической мерой, которая отражает долю дисперсии наблюдаемых величин, обоснованной рассчитанными значениями.

Нормирование по дисперсии наблюдаемых рядов приводит к более высоким значениям данного критерия для бассейнов с ярко выраженной динамикой процессов стока. Обычно принимается, что при $Ef > 0.5$ модель достаточно хорошо воспроизводит временную динамику H , при $Ef = 1$ модельный расчет следует признать полностью адекватным. При $Ef < 0$ временная изменчивость H воспроизводится моделирующим алгоритмом плохо. Мы полагаем, что в этом случае даже простое осреднение наблюдаемых значений лучше модельного расчета. Основным недостатком данного критерия является завышение эффективности моделирования в периоды паводковых пиков и малый вклад в его оценку периодов меженного стока. Критерий мало чувствителен к систематическим занижениям или завышениям стока, особенно минимального.

Точность расчета суточных величин по данному критерию эффективности рассчитывался для каждого года отдельно, после чего проводилось его осреднение по всему расчетному периоду.

7. Аналогичная вычислительная процедура производилась и для коэффициента парной корреляции наблюдаемых и рассчитанных значений r . Также как и критерий Нэша-Сатклиффа он более чувствителен к выбросам на гидрографе, чем к значениям около наблюдаемого среднего.

8. KK – относительный критерий качества для каждого календарного года рассчитывается по формуле:

$$KK(\%) = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{|H_{\text{рассч}}^i - H_{\text{набл}}^i|}{H_{\text{набл}}^i}}{n} * 100, \quad (5).$$

Глава 3. Анализ процессов формирования речного стока в различных регионах криолитозоны России

3.1. Анализ процессов формирования речного стока по данным Колымской водно-балансовой станции

3.1.1. Оценка компонентов водного баланса

Для оценки компонентов водного баланса были использованы данные с шести малых водосборов КВБС, где проводились наиболее продолжительные наблюдения за стоком воды, осадками и испарением. Основные характеристики водосборов представлены в Табл. 3. 1. Схема водосборов показана на Рис. 3. 1Б.

Табл. 3. 1 Основные характеристики малых водосборов КВБС

	Южный, 1960-2013 гг.	Северный 1958-2013 гг.	Морозова 1968-1996 гг.	Встреча, 1948-2013 гг.	Контактный- Средний 1948-1999 гг.	Контактный- Нижний 1948-2014 гг.
S, км ²	0.27	0.38	0.63	5.35	14.2	21.2
A, м	985	1020	1370	1060	1100	1070
Распределение типов подстилающей поверхности по водосборам, % (Пугачев, 2002)						
Гольцы	5	24	98	20	41	34
Тундры	0	0	2	4	0	1
Редколесья	56	0	0	10	12	12
Кедровый стланик	17	63	0	25	26	26
Леса	22	12	0	18	14	15
Болота и долинные редколесья	0	1	0	23	7	12

S – площадь водосбора, A – средняя высота водосбора

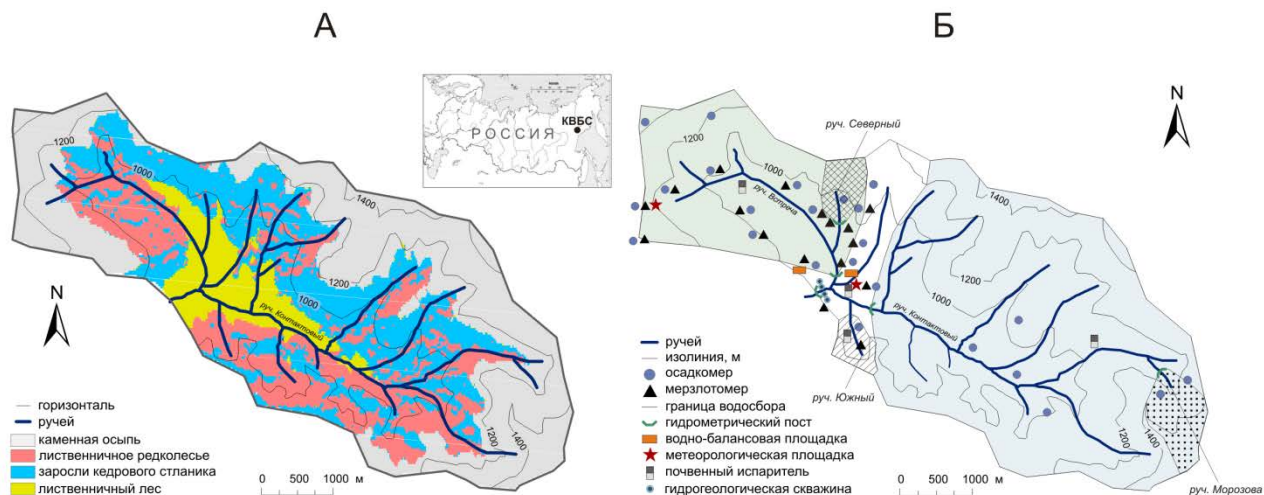


Рис. 3. 1 А – схема типов подстилающей поверхности Колымской водно-балансовой станции; Б – схема расположения водосборов и пунктов наблюдения.

Осадки. В целях изучения распределения осадков по территории КВБС были проанализированы все доступные в Материалах наблюдений (1959-1991 гг.) данные по регистраторам осадков за период 1959-1990 гг. В разное время на КВБС функционировало двадцать шесть осадкомерных и дождемерных постов, неравномерно расположенных по территории станции. Период наблюдения варьируется от четырех лет до 31 года. Из

двадцати шести постов четырнадцать измеряли осадки круглогодично (осадкомеры), а остальные двенадцать работали только в теплую часть года, приблизительно с начала мая до конца сентября (дождемеры). Для анализа распределения осадков по территории станции были восстановлены среднемноголетние суммы на дождемерах по соотношению жидких и твердых осадков. Для каждого года за период 1959-1990 гг. определялась доля выпавших твердых и жидких осадков по данным наблюдений на осадкомерах. Величина оказалась устойчивой по территории станции для каждого года. Доля жидких осадков менялась из года в год от 42 % (1973 г.) до 86 % (1967 г.). Отклонения от среднего значения по всем осадкомерам за каждый год составили не более 16 % при среднем отклонении 5 %. Среднемноголетние суммы осадков на станции варьируются от 293 мм до 457 мм в год. По результатам анализа связи среднемноголетнего количества осадков от высоты выявлено, что в западной части станции (бассейн руч. Встреча) осадки не изменяются с возрастанием высоты местности, варьируясь от 293 до 375 мм в год. В восточной части станции (бассейн руч. Контактный Средний) осадки увеличиваются от 355 мм на высоте 910 м до 457 мм на высоте 1200 м.

Для оценки компонентов водного баланса малых водосборов в среднемноголетнем разрезе было принято решение для водосборов площадью меньше одного км² (руч. Северный, Южный, Морозова) и для бассейна руч. Встреча использовать среднее арифметическое количество осадков, наблюдаемых на постах в пределах каждого водосбора. Среднемноголетнее количество осадков в бассейне руч. Контактный Средний было оценено по зависимости количества осадков от высоты местности для восточной части станции и распределению площади бассейна по высотным зонам. Оно составило 410 мм в год. Среднемноголетнее количество осадков в бассейне руч. Контактный оценивалось как средневзвешенное по площади между осадками вложенных водосборов и составило 390 мм в год. Оценка среднемноголетнего количества осадков P (мм) показаны в Табл. 3. 2.

Испарение. В условиях повсеместного распространения мерзлоты и неглубокого СТС на испарение приходится основная доля потерь стока. Легко проницаемые почвогрунты быстро поглощают выпавшую влагу, которая после просачивания почвы меньше подвергается испарению. На малопроницаемых почвах при прочих равных условиях выпавшая влага задерживается на поверхности почвы и более интенсивно подвергается испарению.

На КВБС в разное время функционировали пять испарителей с почвогрунтов ГГИ-500-30 и испаритель с поверхности воды ГГИ-3000. По результатам работы испарителей ГГИ-500-30 среднее значение испарения за теплый период года на метеорологической площадке Нижняя равно 134 мм (площадка №1, 1950-1989 гг.), на заболоченном пологом северном склоне водосбора руч. Встречи – 116 мм (площадка №6, 1969-1981 гг.), на заторфованном пологом юго-западном склоне водосбора руч. Морозова – 112 мм (площадка №7, 1972-1989 гг.), в центральной части водосбора руч. Южного на криоболотной торфянистой почве с мощным моховым покровом – 140 мм (площадка №8, 1976-1989 гг.). В 70-ые гг. были сконструированы экспериментальные приборы по измерению испарения с различных типов подстилающей поверхности. За два месяца работы (июль-август 1978) экспериментального испарителя конструкции Е.Л. Бояринцева испарение со сфагнома у подножья северного склона составило 63 мм, в отдельные дни превышая испарение с водной поверхности. По результатам измерений лизиметров на

различных типах подстилающей поверхности испарение со сфагнума за теплый период года равно 144 мм (1978, 1983, 1984 гг.), с брусничника – 122 мм (1984 г.), с ягеля – 88 мм (1983, 1984 гг.), с мелкозернистой каменной осыпи – 72 мм (1979, 1983-1984 гг.). Таким образом, по данным измерений испарителей можно приблизительно оценить величину испарения с каждого водосбора КВБС в зависимости от преобладающего типа подстилающей поверхности. Испарительная площадка №8 (140 мм/год) принималась репрезентативной для лиственных лесов и заболоченных низменностей, площадка №1 (134 мм/год) – для редколесий и зарослей кедрового стланика, площадка №7 (112 мм/год) – для тундр, лизиметр с мелкозернистым заполнителем (72 мм/год) – для каменных осыпей. Приведенная оценка испарения с каменной осыпи согласуется с данными Ипатьевой и Корековцева (1977), согласно которым испарение с каменной осыпи может достигать 60-80 мм. Среднее многолетнее значение испарения для каждого водосбора определялось как средневзвешенная величина в зависимости от распределения типов подстилающей поверхности по водосборам (Табл. 3. 1). Оценка испарения $E(\text{мм})$ показана в Табл. 3. 2.

Среднее многолетнее значение испарения с водной поверхности составляет 252 мм (1959-1961, 1974-1989 гг.), однако его вклад в формирование водного баланса водосборов не значителен, поскольку водная поверхность занимает менее 1% площади КВБС.

Речной сток. Средний многолетний слой стока для каждого водосбора рассчитан по суточным расходам воды в замыкающих створах, доступных за период времени длительностью от 22 (руч. Морозова) до 42 (руч. Встреча, Контактный) лет. Он меняется от 332 мм на водосборе руч. Южного до 451 мм на водосборе руч. Морозова, то есть увеличение годового слоя стока происходит с поднятием высоты местности. Зависимость среднего многолетнего слоя годового стока и максимального слоя суточного стока от высоты водосбора представлена на Рис. 3. 2Б.

Зависимость годового слоя стока исследуемых водосборов от осадков за гидрологический год показана на Рис. 3. 2А. За 10 из 22 лет наблюдений слой стока на руч. Морозова превышает слой осадков, а также за 2 года из 42 лет на руч. Контактный-Нижний и Контактный-Средний и за один год – на руч. Северном. Вероятной причиной превышения слоя стока над осадками является недоучет твердых осадков на водоразделах и на водосборе руч. Морозова, который Сущанский (2002) оценил равным 25-30 мм/год. Другим объяснением может являться специфический механизм многолетнего криогенного регулирования стока, когда некоторая часть талой или дождевой воды замерзает в виде гольцового льда в каменной осыпи и тает только следующим летом. По результатам Банцезиной (2001, 2003) от 40 до 60 мм льда формируется каждую весну в толще СТС каменной осыпи.

Из Рис. 3. 2А видно, что руч. Южный характеризуется пониженным стоком при аналогичных осадках по сравнению с другими водосборами, руч. Контактный-Средний – повышенным, а сток водосбора руч. Морозова демонстрирует повышенные абсолютные значения как стока, так и осадков и их высокую изменчивость (разброс точек). Это говорит о том, что помимо количества осадков существуют другие факторы, определяющие величину годового стока руч. Морозова. Таким фактором может служить процесс многолетнего криогенного регулирования стока.

Невязка водного баланса. ВТабл. 3. 2 показаны оценки средних многолетних значений осадков, слоев стока и испарения на шести водосборах КВБС. Все три основных компонента водного баланса для каждого из водосборов были оценены независимо по данным непосредственных наблюдений. На пяти водосборах невязка водного баланса, рассчитываемая как разница между осадками, стоком и испарением, составила от 1 до 16 мм, что менее 5% от количества выпадающих осадков. Это сопоставимо с точностью измерений исследуемых величин и может считаться допустимой погрешностью. Можно сделать вывод о том, что другие процессы, которые могут влиять на формирование стока в условиях Колымской станции, такие как внутригрунтовая конденсация влаги, оттаивание подземных льдов, фильтрация воды в подрусловом талике, водообмен с подземными водами и др., либо несут незначительный, либо компенсируют друг друга в масштабе средних многолетних значений,

Табл. 3. 2 Оценка средних многолетних значений компонентов водного баланса водосборов КВБС

	Южный 1960-1990	Северный 1959-1990	Морозова 1969-1990	Встреча 1949-1990	Контактный- Средний 1949-1990	Контактный- Нижний 1949-1990
P, мм	332	357	451	340	410	390
F, мм	199	236	448	231	284	281
E, мм	132	120	73	123	110	114
δ , мм (%)	1 (0.2)	1 (0.3)	-70 (15)	-14 (4)	16 (4)	-5 (1)

P – среднее многолетнее осадки, F – среднее многолетнее количество стока, E – оценка среднего многолетнего испарения, δ – невязка водного баланса P-F-E

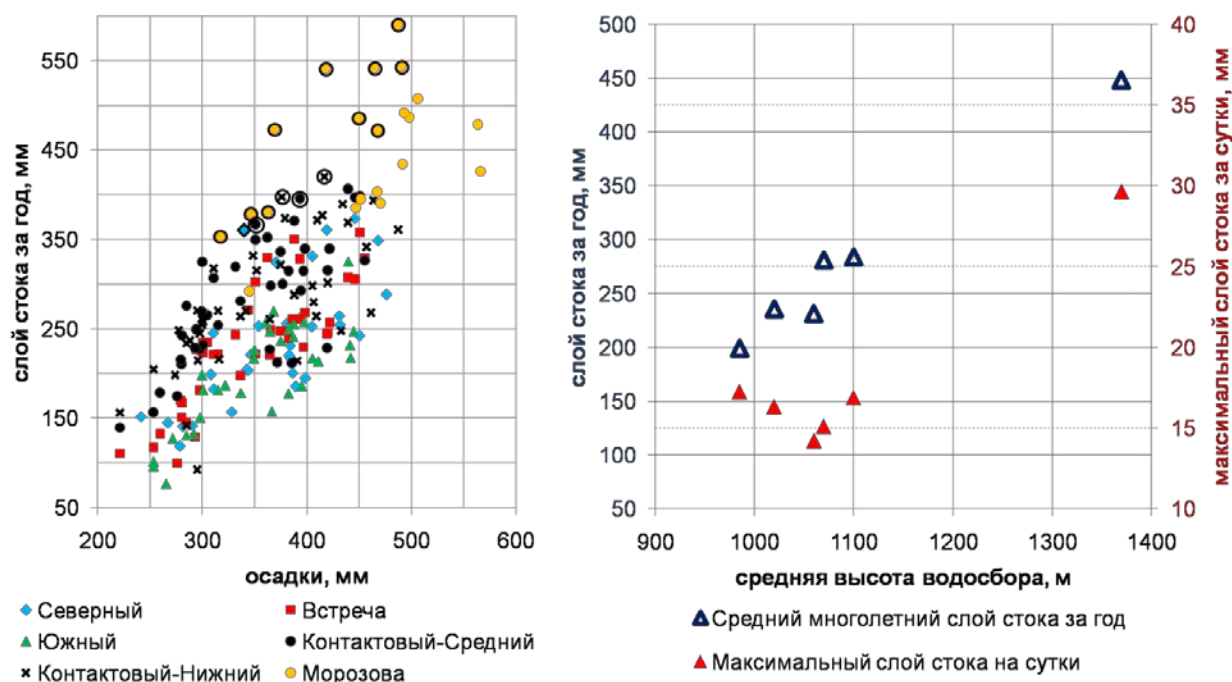


Рис. 3. 2 А – связь годовых сумм осадков и слоев стока на малых водосборах КВБС, черной рамкой отмечены гидрологические годы, в которые слой стока превышает количество осадков; Б – зависимость среднего многолетнего слоя стока за год и максимального слоя стока за сутки от средней высоты водосбора

На водосборе руч. Морозова, который полностью сложен каменной осыпью, невязка водного баланса составила -70 мм, или 15 %. В среднем многолетнем разрезе измеренные осадки и сток практически совпадают. Недоучет твердых осадков на водосборе руч. Морозова, оцененный Суцанским (2002) в 25-30 мм/год, может частично

объяснять испарение с водосбора, которое принималось равным 73 мм. Другими дополнительными источниками влаги могут являться процессы конденсации водяных паров воздуха на крупнообломочных грунтах и оттаивание подземных льдов. Количественные оценки вклада внутригрунтовой конденсации влаги на КВБС разнятся в несколько раз (Банцекина и Михайлов, 2009; Бояринцев и др., 1991), а данных об оттаивании подземных льдов не существует.

Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов КВБС. Оценка водного баланса мерзлотных ландшафтов КВБС была произведена на основе оценки слоя стока и испарения для малых исследовательских водосборов и нескольких допущений: 1) каждый из выделенных мерзлотных ландшафтов гидрологически однороден, то есть характеризуется одними и теми же величинами осадков, стока и испарения в пределах своих границ, 2) измеренные значения испарения с помощью лизиметров и испарителей характерны для ландшафтов, в которых были установлены приборы. На основе среднемноголетних слоев стока и оценок испарения ручьев Морозова, Северный, Южный, Встреча и Контактный – с. Средний методом обратной матрицы для решения системы алгебраических уравнений были вычислены среднемноголетние значения стока и испарения для пяти мерзлотных ландшафтов: гольцы, редколесья, заросли кедрового стланика, лиственничные леса и болота. Водный баланс мерзлотных ландшафтов КВБС представлен в Табл. 3. 3 и на Рис. 3. 3. Осадки являются наиболее неопределенной компонентой водного баланса мерзлотных ландшафтов КВБС, поскольку зависят от высоты местности, причем только в восточной части станции. Приближенная оценка осадков для каждого ландшафта была дана путем суммирования слоев стока и испарения. Самым высоким слоем стока (448 мм) и низким испарением (73 мм) характеризуются гольцы. Самым низким слоем стока (138-148 мм) характеризуются леса, болота и долинные редколесья. Самое высокое испарение (142-157 мм) характерно для лиственничного редколесья, болот и долинных редколесий.

Табл. 3. 3 Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов КВБС

	F, мм	E, мм	P, мм
Гольцы	448	73	522
Редколесья	208	142	350
Кедровый стланик	175	138	313
Леса	138	115	252
Болота и долинные редколесья	148	157	304

P –осадки, F –слой стока, E –испарение

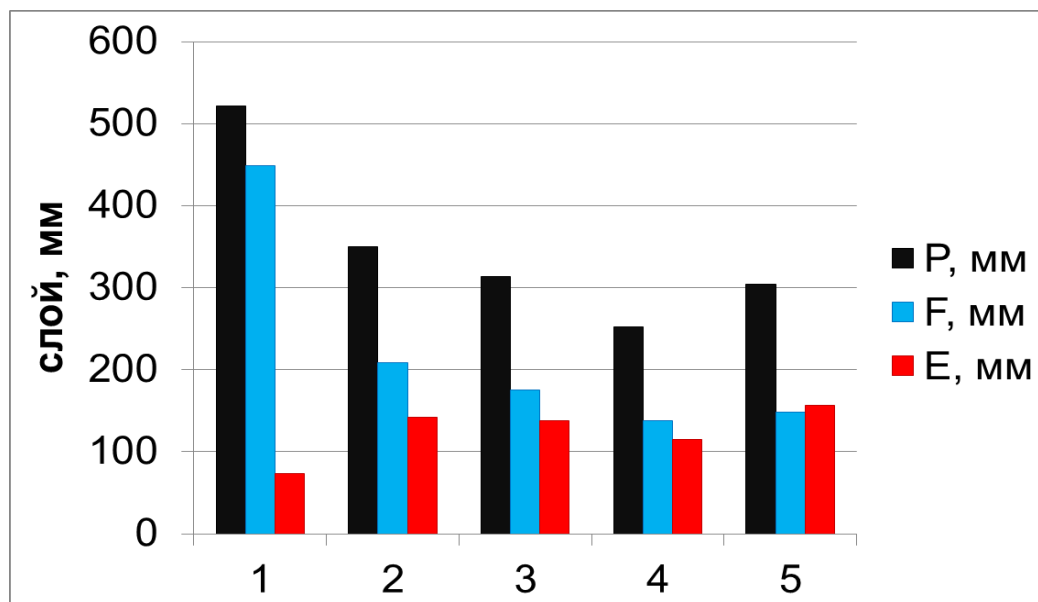


Рис. 3. Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов КВБС: 1 – гольцы, 2 – редколесья, 3 – кедровый стланик, 4 – леса, 5 – болота и долинные редколесья. P – осадки, F – слой стока, E – испарение

3.1.2. Надмерзлотные воды КВБС

В формировании речного стока малых водосборов КВБС участвуют поверхностные и надмерзлотные воды. Надмерзлотные воды водосбора руч. Контактного представлены водами СТС и прирусловых таликов.

Воды СТС распространены повсеместно от водоразделов до долин водотоков. Они приурочены к аллювиальным, делювиальным и элювиальным отложениям. Режим надмерзлотных вод СТС и их участие в питании ручьев водосбора зависит от динамики глубины протаивания и водно-физических свойств деятельного слоя.

На северных склонах и в долинах ручьев, где распространены заболоченные леса и лиственничные редколесья с густым напочвенным покровом и маломощным слоем торфа в профиле, сразу после снеготаяния талая вода стекает по поверхности. Вследствие пониженных фильтрационных свойств почвы здесь формируются влажные условия и неглубокий деятельный слой до 0.6 м (Бояринцев, 1988). Средние части южных склонов характеризуются переходом от подповерхностного типа стекания осадков к поверхностному, который наблюдается на переувлажненных прирусловых участках и склонах северной экспозиции. На склоне в верхней части этой зоны дернина лежит на хорошо промытом щебне, слой которого постепенно сокращается к нижней границе зоны, и в нем увеличивается содержание мелких частиц, что сокращает его пропускную способность и способствует формированию влажных условий (Бояринцев, 1988). Характерные глубины протаивания составляют 0.7-1.3 м. На водоразделах в пределах распространения каменных осыпей, талые и дождевые воды свободно проникают в грунт до кровли многолетнемерзлых пород (ММП) и быстро стекают по ней. Глубина промерзания на мерзлотомерах фиксируется вплоть до 1.6-2 м.

К концу мая, а на отдельных участках в конце первой декады июня, глубина оттаивания повсеместно превышает 20 см и поверхностный склоновый сток или прекращается, или величина его не превосходит 1% от стока СТС (Кузнецов и Насыбулин, 1970; Глотов, 2002).

Почти каждый год воднобалансовые площадки станции фиксировали грунтовый сток на склонах от 0.5 до 19.5 мм при мерзлом состоянии СТС. Данные были признаны недостоверными, и наблюдения на воднобалансовых площадках прекращены. Но В.Е. Глов (2002) предположил, что они отражали реально происходившие процессы, а именно то, что мерзлые отложения СТС способны проводить талую воду до подрусовых таликов. Согласно предположению В.Е. Глова (2002) оттаивание СТС происходит не по квазипараллельным поверхностям, погружающимся вглубь по мере возрастания температуры воздуха, а по системе открытых трещин, например, морозобойных, поровых каналов, вокруг корней растений, ходов землеройных животных и т.д. С явлением фильтрации воды в толще мерзлых пород В.Е. Глов (2002) связывает наблюдаемое начало стока в притоках 3-го и 2-го порядка (ручьи Встреча, Угроза) и подъем уровня воды в надмерзлотных таликах при среднесуточных отрицательных температурах воздуха. Наличие предпочтительных каналов фильтрации в толще аллювия и СТС, которые могут объяснять водопроницаемость грунтов при слабоотрицательной температуре, косвенно подтверждается данными о наличии каналов в почвогрунтах (soilpipes) на мерзлотных водосборах в Канаде (Carey и Woo, 2002). Такие каналы способны проводить грунтовый сток значительно быстрее, чем толща отложений.

Прирусловой талик. В пойменной части руч. Контактного развиты сезонные и устойчивые прирусловые талики (Михайлов, 2013). Схема прируслового талика показана на Рис. 3. 4. Глубина талых пород под руслом достигает 9 м, а на поймах – 4-5 м (Глов, 2002).

В начале теплого сезона года надмерзлотный талик имеет двухслойное строение. В июне-июле оттаявшие отложения вдоль нижнего течения ручья в плане представляют собой локализованную полосу, тяготеющую к руслу и имеющую ширину около 30-40 м и глубину до 3-4 м. На глубинах 6-8 м таликовая зона расширяется до 120 м. Между ними до конца лета сохраняется промерзший горизонт. В августе-сентябре «верхний» и «нижний» талики сливаются (Глов и Глова, 2002).

Четыре гидрогеологические скважины вскрыли незамерзающие грунтовые воды в прирусловом талике в долине руч. Контактного.

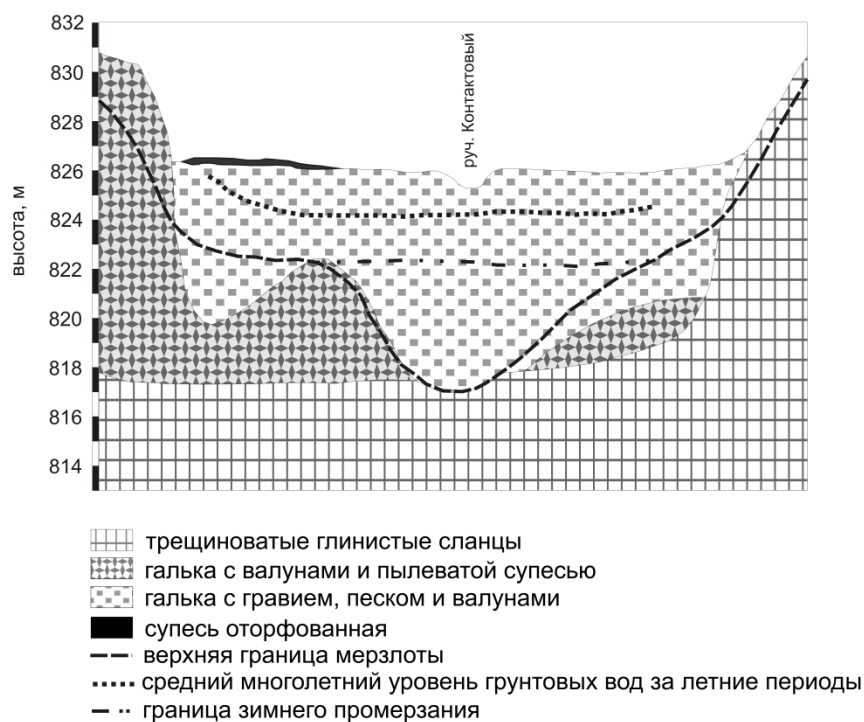


Рис. 3. 4Схематичный мерзлотно-гидрологический разрез в замыкающем створе руч. Контактного (по материалам Каменской и Огарева, Гидрогеологический ежегодник, 1968)

В конце апреля-начале мая начинается подъем уровней воды в талике. При отрицательных среднесуточных температурах воздуха снег тает днем, талая вода поступает в мерзлые породы и достигает прируслового талика. В июне уровни воды в талике достигают максимальных отметок. В летний период воды прирусловых таликов и воды СТС аллювиальных отложений образуют единый водоносный горизонт и имеют тесную гидравлическую связь с поверхностными водами. Ход уровня грунтовых вод в летнее-осенний период согласуется с ходом уровня воды руч. Контактного. Скорость прируслового потока в долине руч. Контактного составляет 374-1440 м/сутки в прирусловой части и уменьшается при удалении от нее до 194 м/сутки. Расход подруслового потока в замыкающем створе на период наибольшего протаивания составил 8-9 л/с, что в 15-20 раз больше расхода в конце зимнего периода, равного 0.47 л/с (Суцанский, 1989). С прекращением руслового стока осенью питание прируслового талика продолжается за счет вод СТС. К концу осенней межени перед прекращением стока СТС на склонах и в верховьях ручьев практически полностью дренируется. Сезонное промерзание начинается в конце сентября и заканчивается в первой декаде декабря на склонах и к концу апреля на пойме. Во второй половине зимы мерзлотными перемычками талик разделяется на ряд изолированных бассейнов. К концу февраля – началу марта уровень вод в талике падает на 3-7 м, хотя полной естественной сработки подрусловых вод не происходит. В прирусловом талике ниже поста Контактный-Нижний сток существует до начала таяния снега, о чем свидетельствует непрерывное падение уровней в наблюдательных скважинах.

3.1.3. Криогенная аккумуляция стока воды

Единственным в мире исследовательским бассейном, полностью покрытым каменными осыпями, является водосбор руч. Морозова на Колымской воднобалансовой

станции. Он практически полностью лишен растительности и является уникальным объектом исследования. С 1969 по 1990 гг. на водосборе велись обширные исследования компонентов водного баланса, протаивания и промерзания грунта и сопутствующие измерения.

Ручей Морозова с площадью водосбора 0,63 км² является правобережным притоком руч. Контактного. Высоты колеблются от 1200 до 1700 м со средним значением 1370 м. Максимальный уклон склонов достигает 50°, а средний равен около 33° (Суцанский, 2002). Среднегодовая сумма осадков составляет 350 мм, причём около 70% выпадает в твёрдом виде. Водный режим ручья характеризуется высоким весенним половодьем, и летне-осенней меженью, прерывающейся частыми дождевыми паводками (Бояринцев и др., 2006). Поверхность водосбора сложена крутыми глыбово-щебнистыми осыпями. На глубинах, примерно совпадающих с подошвой СТС, состав отложений резко меняется за счет заполнения пор крупнообломочного скелета песчано-супесчаным материалом (Банцекина и Михайлов, 2009). В зависимости от содержания мелкозема и экспозиции склона глубина СТС колеблется от 0,7 до 2,3 м.

При анализе хода температуры в профиле СТС крупнообломочных отложений бассейна руч. Морозова по своим экспедиционным данным Т.В. Банцекина (2003) описала специфичный процесс образования внутригрунтового льда при снеготаянии, который обуславливает сезонное и межгодовое криогенное перераспределение стока. Образование внутригрунтового льда начинается примерно на 7-10 дней раньше возникновения стока в замыкающем створе руч. Морозова и достигает максимума к середине снеготаяния, в конце мая – начале июня. Вытаивает лед в течение всего теплого сезона, чем вызвано наблюдающаяся в засушливые периоды зависимость стока ручья от температуры воздуха, а также невязка водного баланса за отдельные сезоны года. Так, в 1983 г. за холодный период до полного схода снега выпало 281 мм осадков и зафиксировано 190 мм стока воды в реке. За последующий теплый период выпало 133 мм осадков, а слой стока составил 200 мм. По косвенным оценкам Т.В. Банцекиной (2003) 40-60 мм внутригрунтового льда формируется каждую весну в СТС каменной осыпи.

Сравнение стока руч. Морозова за период половодья (апрель-июнь) и паводков (июль-октябрь) с осадками за 1970-1996 гг. показал, что за 16 лет из 26 стоков за период паводков превышает осадки (Рис. 3. 5). Среднемноголетнее отношение стока к осадкам за 1970-1996 за период паводков составляет 1,09, что говорит о том, что больше чем в половине случаев летом присутствует дополнительный источник воды на водосборе. Летние осадки помимо стока тратятся на испарение. Это увеличивает значимость дополнительного источника влаги на водосборе в летний период. Таким образом, криогенное перераспределение стока в каменных осыпях существенным образом влияет на формирование стока руч. Морозова в летний период. Среднемноголетнее отношение стока половодья к осадкам за период с октября по июнь за 1970-1996 составляет несколько меньше единицы – 0,97. Это означает, что в среднем около 3% (7 мм) выпавших осадков тратится на испарение и образование внутригрунтового льда в каменной осыпи. Этот процесс характерен только для отдельных лет. В некоторые годы сток руч. Морозова может превышать осадки за счет межгодового криогенного перераспределения стока. Для более детального анализа необходимы данные по испарению по месяцам или с более детальным временным разрешением.

Величина криогенной аккумуляции на малых водосборах оценивалась Е.Л. Бояринцевым (2013) балансовым методом и изменяется от 100-120 мм в годы с высокими снегозапасами и относительно прохладной весной, доминус 10 – 20 мм в годы с низкими снегозапасами и ранними вёснами. Отрицательная величина свидетельствует о том, что в формировании стока приняла участие влага, аккумулированная в твёрдом виде с осени предшествующего года.

Около трети Колымского нагорья занято каменными осыпями, для которых характерен процесс криогенной аккумуляции и перераспределения речного стока с периода половодья на летние месяцы, а также между отдельными годами. Специфический процесс криогенного перераспределения стока обычно не учитывается при гидрологическом моделировании.

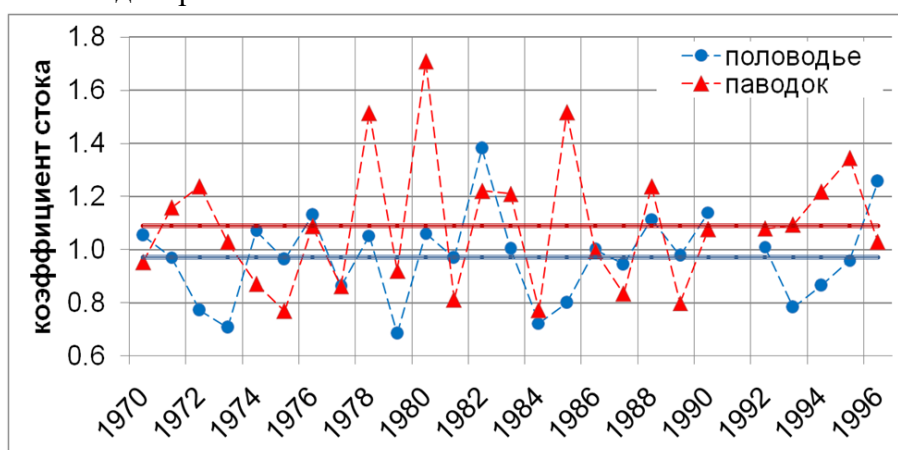


Рис. 3. 5 Коэффициенты стока руч. Морозова за половодье (апрель-июнь) и паводки (июль-октябрь) за 1970-1996 гг.

3.2. Анализ процессов формирования речного стока по данным научно-исследовательского водосбора р. Шестаковки

3.2.1. Анализ стока р. Шестаковки

Был выполнен корреляционный анализ стока р. Шестаковки за гидрологический год, основные фазы водного режима – половодья и летней межени, декады и сутки с осадками. Анализ годового стока показал, что он имеет слабую связь с осадками за текущий год, характеризующуюся коэффициентом корреляции (КК), равным 0.45, чуть более тесную связь с осадками за предыдущий гидрологический год ($КК = 0.50$) и отсутствие связи с осадками двухгодичной давности ($КК = 0.17$). КК годового стока с суммой осадков за текущий и предшествующий гидрологические годы равен 0.62, за текущий и два предшествующих года – 0.63 (Рис. 3. 6). Учет трех предшествующих лет уменьшает тесноту связи. Связь стока с осадками предыдущих лет согласуется с тем, что содержание влаги в приповерхностном слое почвы в лесах Центральной Якутии также зависит от осадков предшествующего года согласно результатам работы Ohta и соавт. (2008).

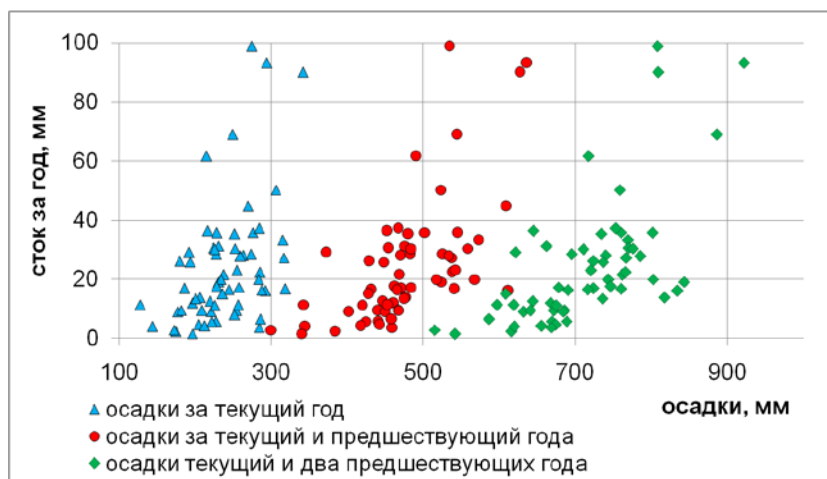


Рис. 3. 6 Зависимость слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за гидрологический год от осадков за текущий гидрологический год, сумму осадков за текущий и предшествующий год и за текущий и два предшествующих года

Слой стока за половодье (апрель-май) определяется суммой осадков за период с июня предыдущего по май текущего года. КК составляет 0.7. Можно сделать вывод, что слой стока половодья в большей степени определяется условиями увлажнения предыдущего года, чем величиной снегозапасов. Влияние количества осадков за период с октября предыдущего года по май текущего на слой стока половодья характеризуется КК, равным 0.49, а осадков за период с июня по сентябрь предшествующего года – КК, равным 0.51. Зависимость слоя стока половодья р. Шестаковки от осадков за периоды октябрь-май, июнь-сентябрь и июнь-май показана на Рис. 3. 10.

Выявлена тесная связь между стоком за половодье и стоком за август-октябрь предыдущего года. Коэффициент корреляции составляет 0.75. Это косвенно говорит о том, что увлажненность водосбора за предшествующий период существенным образом влияет на формирование стока половодья.

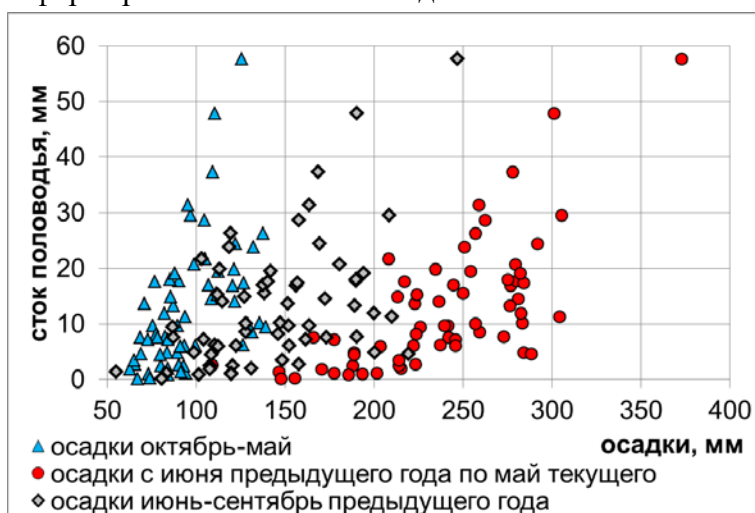


Рис. 3. 7 Зависимость слоя стока половодья р. Шестаковки – Камырдагыстах от осадков за период октябрь-май, июнь-сентябрь и июнь-май

В среднем за период 1951-2015 г. половина годового стока р. Шестаковки – Камырдагыстах проходит за половодье (апрель и май). Доля стока половодья в годовом стоке год от года варьируется в широких пределах – от 3 до 82%. Из-за высокой доли половодья найденные закономерности в зависимостях половодья и годового стока от осадков предыдущего года близки.

Сток за летний период (июнь-август) имеет низкую связь с осадками за соответствующие месяцы. КК равен 0.34. При учете осадков, выпавших за май, КК составляет 0.48 (Рис. 3. 8). Осадки за холодный сезон не влияют на летний сток. Коэффициент множественный корреляции летнего стока с осадками за май-август и стоком половодья составляет 0.57. Сток за сентябрь практически не зависит от осадков за сентябрь (КК= 0.2) и в большей мере определяется суммой осадков за август и сентябрь (КК= 0.62). Коэффициент множественный корреляции стока за сентябрь с осадками за июнь-сентябрь и стоком за апрель-август равен 0.6.

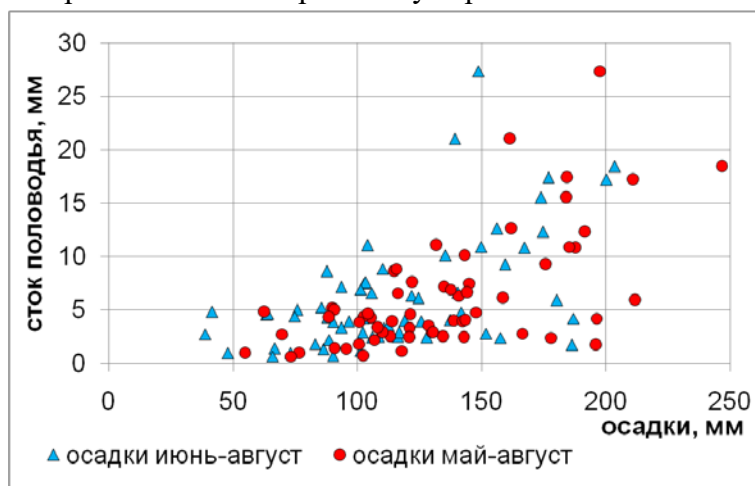


Рис. 3. 8 Зависимость слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за июнь-август от осадков за октябрь-май и за май-август

Анализ месячных значений слоев стока (Табл. 3. 4) показал, что сток за июнь и сентябрь в большей степени определяется осадками предшествующего месяца (КК = 0.5, КК = 0.59), чем текущего (КК = 0.41, КК = 0.2). Сток за июль в равной степени коррелирован с осадками за июнь (КК = 0.49) и за июль (КК = 0.55). Август – единственный месяц, сток за который имеет относительно высокую корреляцию с осадками текущего месяца (КК = 0.63). При этом сток за все месяцы с июня по сентябрь имеют наиболее тесную связь с суммой осадков за текущий и предшествующий месяцы. Учет осадков трехмесячной давности уменьшает тесноту связи. Это может говорить о том, что характерное время реакции водосбора на осадки в теплый сезон года составляет от одного до двух месяцев.

Табл. 3. 4 Коэффициенты корреляции слоев стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за июнь, июль, август и сентябрь с суммами осадков за текущий, предшествующий месяц, текущий и предшествующий, текущий и два предшествующих месяца

осадки	слой стока			
	июнь	июль	август	сентябрь
текущий месяц	0.41	0.55	0.63	0.20
предшествующий месяц	0.50	0.49	0.29	0.59
текущий и предшествующий	0.57	0.75	0.67	0.62
текущий и два предшествующих	0.43	0.72	0.63	0.57

Анализ стока за декады и сутки был выполнен для периода с июня до конца стока, который, как правило, наступает в течение октября. Анализ стока за декады показал, что наиболее тесная связь наблюдается с суммой осадков за три и четыре декады, которая характеризуется КК, равными 0.4 и 0.39. КК декадных значений стока и осадков показаны в Табл. 3. 5.

Табл. 3. 5 Коэффициенты корреляции слоев стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за декады с суммами осадков

	осадки за декады				
	текущая	предыдущая	две декады назад	три декады назад	четыре декады назад
КК с суммами осадков за несколько декад	0.17	0.34	0.40	0.39	0.36
КК с осадками за отдельные декады		0.34	0.22	0.11	0.04

Анализ суточного стока с июня до полного перемерзания реки показал, что наиболее тесная связь прослеживается с суммой осадков за 14-18 дней, характеризующаяся КК 0.52-0.53. КК суточного стока с суммами осадков за 1-30 суток, а также зависимость суточного слоя стока с суммой осадков за 16 суток показаны на Рис. 3. 9.



Рис. 3. 9 Слева: коэффициент корреляции суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах с суммами осадков за период от 1 до 30 суток; справа: зависимость суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах с суммой осадков за 16 суток

Дополнительно были выбраны и проанализированы максимальные расходы паводков со значением более 100 л/с, которые соответствуют слою стока более 0,05 мм/сутки. Было выяснено, что максимальные расходы паводков имеют наиболее тесную связь с суммой осадков за период от 18 до 23 дней до события. КК суточного стока за максимумы паводков с суммами осадков за 1-30 суток, а также зависимость суточного слоя стока с суммой осадков за 18 суток показаны на Рис. 3. 10.



Рис. 3. 10 Слева: коэффициент корреляции суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за максимумы паводков с суммами осадков за период от 1 до 30 суток, предшествующие максимуму; справа: зависимость суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за максимумы паводков с суммой осадков за 18 суток

Таким образом, время реакции водосбора р. Шестаковки на осадки в теплый период года даже при формировании паводков составляет 20-40 дней.

3.2.2. Надмерзлотные талики в бассейне р. Шестаковки

В Центральной Якутии известны субэральные над- и межмерзлотные водоносные талики на средневозвышенных надпойменных террасах рр. Лена и Вилюй и на древней аккумулятивно-денудационной равнине. По существующим классификациям эти талики относятся к радиационно-тепловому типу (Романовский, 1983). Они приурочены, как правило, к сухим слабозадернованным песчаным массивам, покрытым редким сосновым лесом (Катасонова и Толстов, 1963; Бойцов и Шепелев, 1976; Бойцов, 1985; Мониторинг, 2002; Подземные..., 2003; Бойцов, 2011). В бассейне р. Шестаковки в зоне вытянутого понижения на участке длиной 5 км ниже оз. Малая Чабыда А. В. Бойцовым было обнаружено четыре талика площадью от единиц до нескольких десятков тысяч квадратных метров и мощностью водоносного слоя в весенне-зимний период до 3-4 м. Наиболее изученным из них находится на склоне озерной котловины. В 1977 г. здесь был организован научный стационар, на котором в течение 8 лет проводился комплекс мерзлотно-гидрогеологических исследований коллективами лаборатории подземных вод и теплобалансовой группы Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО АН. Статические запасы подземных вод Чабыдинского талика площадью 58 тыс. м² с максимальной мощностью 4 м в водно-критический период были оценены в 15 тыс. м³ (Бойцов, 1985). Подземный сток определен А.В. Бойцовым равным 35-40 мм слоя (Мониторинг..., 2002). В сосновых лесах мощность сезонноталого слоя (СТС) или, в зоне распространения таликов, сезонномерзлого слоя (СМС) достигает 1.5-4.0 м, а на окружающих ландшафтах лиственнично-березовых лесов и марей колеблется от 0.5 до 1.5 м.

По результатам собственных полевых описаний ландшафтов и анализа спутниковых снимков высокого разрешения SASPlanet и GoogleEarth была построена ландшафтная схема бассейна р. Шестаковки (Рис. 3. 11, слева). Было выяснено, что сосновые леса занимают 47% площади водосбора р. Шестаковки, лиственнично-березовые леса – 38%, мари и болота – 14% и озера – 1%.

В мае 2017 г. было выполнено геофизическое профилирование на 15 ключевых участках, покрытых сосновым лесом, в различных орографических и геоморфологических условиях водосбора р. Шестаковки. Геофизические работы были проведены под руководством И.И. Христофорова методом георадиолокации с помощью георадара «ОКО-2» (ООО «Логис», Россия) с антенным блоком АБ-250 (центральная частота 250 МГц). Съемка проводилась в начале мая, чтобы оценить максимальное промерзание пород. Для исследования участков были применены параметры сканирования: развертка 200 нс; диэлектрическая проницаемость 6; непрерывный режим записи. Измерения проведены в плотном контакте с поверхностью изучаемой среды. Для обработки и интерпретации полевых данных использовалось программное обеспечение «GeoScan32» (ООО «Логис», Россия). Наличие гидрогеологических скважин позволяет уточнить значение диэлектрической проницаемости изучаемой среды для более точной обработки геофизических материалов. На каждом из 15 участков была выполнена съемка по профилю длиной 300 м. Были выявлены таликовые зоны на 8 профилях из 15. Талые водонасыщенные породы характеризуются протяженностью от десятков до сотен метров и мощностью от 2 до 10 м в конце зимнего сезона.

Сосновые леса занимают 47% площади водосбора р. Шестаковки. Исходя из предположения, что 15 ключевых участков являются репрезентативными для сосновых

лесов водосбора, можно сделать вывод, что надмерзлотные водоносные субэдральные талики занимают около 20-25% площади водосбора р. Шестаковки.

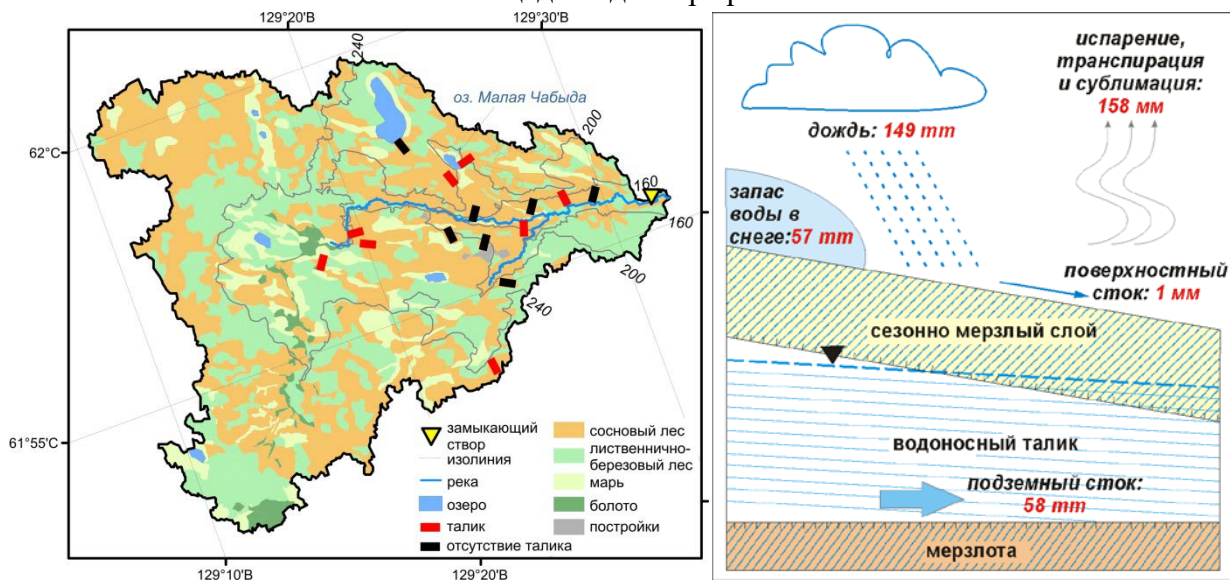


Рис. 3. 11 Слева: ландшафтная схема бассейна р. Шестаковки и результаты геофизического профилирования; справа: водный баланс талика на песчаном склоне в бассейне р. Шестаковки на примере Чабыдинского талика (по А.В. Бойцову, 2002)

3.2.3. Водный баланс р. Шестаковки

Приходной составляющей водного баланса р.Шестаковки являются жидкие и твердые атмосферные осадки, расходными компонентами – испарение со снега, с почвы, транспирация и речной сток. Круглогодично действующими емкостями накопления воды в бассейне р. Шестаковки являются озера и надмерзлотные талики. Сезонно действующими емкостями являются снежный покров и воды сезонно-талого слоя.

Осадки. Осадки за гидрологический год за период 1950-2014 на метеостанции Якутск варьируются от 128 (2000-2001 г.) до 342 (2005-2006) мм со среднемноголетним значением, равным 241 мм/год. Жидкие осадки меняются от 87 до 269 мм/год, составляя в среднем 69% (165 мм) от общего количества осадков. Твердые осадки варьируются от 41 до 113 мм. На них приходится 31% (75 мм) общего количества осадков.

Снегозапасы. Данные по снегомерным съемкам в лесу по метеостанции Якутск доступны на сайте ВНИИГМИ-МЦД (meteo.ru) за 37 лет за период 1965-2011. Максимально наблюдаемый запас воды в снежном покрове приходится на конец марта или начало апреля и варьируется от 33 до 88 мм со среднемноголетним значением 58 мм. Разница между максимальными за год снегозапасами и суммой твердых осадков составляет от -7 (превышение снегозапасов над осадками) до 33 мм со средним значением 16 мм. Это может объясняться несколькими факторами: 1) снегомерная съемка проводилась до выпадения последних твердых осадков, 2) снегомерная съемка проводилась после потерь снега на таяние и испарение. Скорее всего, наблюдается наложение двух перечисленных факторов друг на друга. В конце марта и начале апреля может происходить интенсивное испарение и частичное таяние снега в солнечные дни даже при отрицательной температуре воздуха, после чего может наблюдаться выпадение снега. Таким образом снегозапасы, фиксируемые снегомерной съемкой, с высокой вероятностью будут ниже суммы твердых осадков.

Испарение со снега. А.Л. Арэ (1978) показала, что в Центральной Якутии на открытых участках испарение со снега составляет около 13 мм, под кроной леса – 6 мм.

Это хорошо согласуется с более ранними работами Д.Д. Саввинова (1969), который оценил величину испарения со снега в 12-15 мм. В первой половине зимы испарение со снега ничтожно и может преобладать процесс конденсации. Наиболее интенсивно испарение происходит в марте, апреле и мае (Саввинов 1969).

Поверхностный сток. При снеготаянии в сосновом лесу практически никогда не наблюдается поверхностный сток. За несколько лет работы стоковой площадки на Чабыдинском полигоне А.В. Бойцовым (2002) поверхностный сток был зафиксирован всего несколько раз в ничтожно малом количестве, в том числе 8 июня 1984 г. после выпадения месячной нормы осадков (31,8 мм) за одни сутки. 9 июня 1984 г. был зафиксирован исторический максимум расхода воды в замыкающем посту р. Шестаковка – Камырдагыстах. По данным А.В. Бойцова (2002) и П.Н. Скрыбина с соавт. (1998) в период таяния снега талые воды легко проникают в мерзлые пористые пески на участках распространения сосновых лесов. В лиственнично-березовых лесах и марях талые воды не могут фильтроваться в льдонасыщенные мерзлые породы и при наличии уклона образуется сток в приповерхностном органическом слое, что подтверждается собственными полевыми наблюдениями. По данным П.Н. Скрыбина и соавт. (1998) на мари и в лиственничнике в 1983 и 1986 гг. затраты талой воды на испарение и приповерхностный сток во время снеготаяния суммарно составили 30-45 мм и 50-82 мм, тогда как в сосновом лесу эта величина была равна 6 мм. По мере протаивания почвы приповерхностный сток не наблюдается в лиственнично-березовых лесах. В зависимости от осадков ручьи на мари могут функционировать или полностью пересыхать в течение летнего сезона.

Сток СТС. Даже в самые сухие периоды нижняя часть СТС в лиственнично-березовых лесах, марях и болотах под плотной моховой подушкой насыщена водой до состояния полной влагоемкости. На заболоченных и задернованных участках формируются обычно небольшие по площади маломощные линзы и узкие потоки надмерзлотных вод СТС (Бойцов, 2002). В отличие от лиственнично-березовых лесов, марей и болот СТС в сосновых лесах не достигает состояния полного водонасыщения, а до глубины 1 м находится, как правило, в иссушенном состоянии при влажности менее 5% (Скрыбин и др., 1998).

Подземный сток таликов. По наблюдениям А.В. Бойцова подземный сток Чабыдинского талика составляет в среднем 80-90 мм за теплый сезон. Допуская, что эта оценка репрезентативна для других таликов в бассейне р. Шестаковки и оценивая площадь таликов в 34 км² (20% площади водосбора, см. раздел «Надмерзлотные талики в бассейне р. Шестаковки»), доля подземного питания реки таликовыми водами составляет 68%. Оставшиеся 80% водосбора, покрытые сосновыми лесами без таликов, лиственнично-березовыми лесами, марями и болотами дают всего 32% стока реки или 10 мм/год.

Испарение и транспирация. Испарение в лесах Центральной Якутии оценивается от 140 до 260 мм/год (Поздняков, 1986; Ohta и др., 2001; Namada и др., 2004; Dolman и др., 2004). По данным А.В. Бойцова (2002) испарение с поверхности почвы и транспирация в сосновых лесах суммарно в летний период года составляет в среднем 140-160 мм. Скрыбин и соавт. (1998) определил испарение за май-сентябрь по испарителям и по радиационному балансу, равным 244 мм для участков, покрытых мохово-травяным напочвенным покровом (марь), 214 мм для участков, покрытых мохово-багульниковым

покровом под пологом лиственнично-березового леса и 102-114 мм для мертвопокровно-толокнянкового соснового леса. Ohta и др. (2008) оценили испарение со зрелого лиственничного леса Центральной Якутии равным 170-220 мм за теплый сезон. На марях и в лиственнично-березовых лесах испарение практически равно количеству атмосферных осадков. В сосновых лесах разница между осадками и эвапотранспирацией составляет от 80-100 мм (Бойцов, 2002) до 130-140 мм (Скрябин и др., 1998).

Речной сток. Слой стока р. Шестаковки за гидрологический год варьируется от 1.5 до 99 мм. Среднемноголетнее значение слоя стока равен 25 мм/год. Коэффициент стока меняется от 1 до 36 %, в среднем составляя 10%.

Формирование стока р. Шестаковки. По-видимому, различные СФК дают вклад в сток р. Шестаковки в разные сезоны года. При снеготаянии талая вода в сосновых лесах частично испаряется, и в основном фильтруется в мерзлые слабодистые песчаные отложения и не доходит до реки в течение половодья. Это подтверждается данными А.В. Бойцова о том, что пики повышения влажности на подошве зоны аэрации в талике в сосновом лесу наблюдаются примерно через 10-20 дней после выпадения интенсивных дождей или схода снежного покрова, а поверхностный сток практически никогда не наблюдается. Талая вода в лиственнично-березовых лесах, в отличие от сосновых лесов, стекает по поверхности в реку и, по-видимому, образует сток половодья р. Шестаковки. После половодья в течение лета вода СТС лиственнично-березовых лесов расходуется на испарение и транспирацию и не дает вклада в сток реки. Мари расположены вдоль русла, берегов озер и в ложбинах стока. Предположительно, они являются трансляторами стока в реку, и при этом характеризуются испарением, превышающим количество осадков. Таким образом, на марях при протекании ручьев с более высоких частей склонов покрытых сосновыми или лиственнично-березовыми лесами, происходят потери стока на испарение. В сосновых лесах потери на испарение и транспирацию меньше, чем на марях и лиственничниках. Даже в засушливые годы питание зоны аэрации, расходуемое в дальнейшем на подземный и, по-видимому, на речной сток и транспирацию влаги древостоем, превышает величину испарения с поверхности почвы (Бойцов, 2002). Водоносный слой появляется в хорошо проницаемых песчаных отложениях на пологих склонах. В случае зарастания склона вся влага расходуется на испарение и транспирацию. Вывод А.В. Бойцова о том, что пики повышения влажности на подошве зоны аэрации в талике в сосновом лесу наблюдаются примерно через 10-20 дней после выпадения интенсивных дождей или схода снежного покрова, хорошо согласуется с нашей оценкой времени реакции р. Шестаковки на осадки в 20-40 дней и подтверждает гипотезу о преобладающем вкладе надмерзлотного стока СТС и таликов сосновых лесов в сток летнего периода (за исключением периода половодья). Это косвенно подтверждается повышенной цветностью и кислотностью воды в реке в периоды половодья, что говорит о преобладающей роли марей и болот в стокоформировании этого периода. В течение летнего периода цветность и pH речной воды ближе к таликовым водам.

Приближенная количественная оценка среднемноголетних величин водного баланса мерзлотных ландшафтов водосбора р.Шестаковки была выполнена на основе имеющихся разрозненных сведений об испарении, поверхностном и подземном стоке в различных ландшафтах и стоке воды р.Шестаковка в замыкающем створе. Предполагается, что среднемноголетняя величина осадков на метеостанции Якутск репрезентативна для всех ландшафтов исследуемого водосбора и составляет 241 мм.

Испарение со снега (E_s) в сосновом лесу принималось средним между оценками испарения со снега на открытой поверхности и под пологом леса, потому что сомкнутость соснового леса на водосборе р.Шестаковки составляет около 0.45. Испарение с поверхности почвы и транспирация (E) принимались по оценкам, данными различными авторами, а также в соответствии с тем, чтобы суммарный сток с различных ландшафтов с учетом их доли в ландшафтной структуре водосбора был равен наблюдаемому в замыкающем створе р. Шестаковка – 25 мм/год. Согласно результатам приближенной оценки, на озерах и марях происходят потери стока. Основным стокоформирующим ландшафтом являются сосновые леса. Оценить вклад сосновых лесов с таликами и без таликов на основе имеющихся данных не представляется возможным.

Табл. 3. 6Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов водосбора р Шестаковка

	P, мм	E_s , мм	F, мм	E, мм
Сосновые леса	241	11	50	180
Лиственнично-березовые леса	241	6	15	220
Мари и болота	241	13	-12	240
Озера	241	13	-172	400

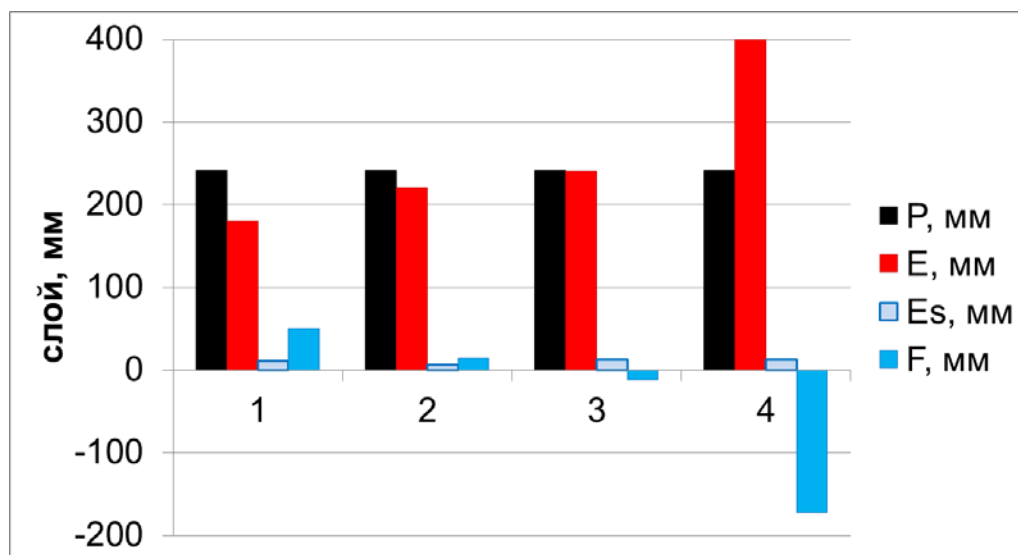


Рис. 3. 12Оценка водного баланса мерзлотных ландшафтов водосбора р.Шестаковки: 1 – сосновые леса, 2 – лиственнично-березовые леса, 3 – мари и болота, 4 – озера. P – осадки, F – слой стока, E – испарение, E_s – испарение со снега.

3.3. Анализ речного стока малых и средних речных бассейнов

Для анализа пространственной изменчивости речного стока в Центральной Якутии были выбраны 18 речных бассейнов с площадями водосборов от 80 до 65400 км², по которым имеется ряд наблюдений за суточными расходами воды продолжительностью от 6 до 78 лет. Анализ пространственной изменчивости речного стока в верховьях р. Колымы был выполнен для 16 речных бассейнов с площадями от 0.27 до 42600 км², по которым имеется ряд наблюдений за суточными расходами воды продолжительностью от 8 до 78 лет. Для каждого ряда расходов были рассчитаны:

- 1) Слои стока за каждый год, мм
- 2) Продолжительность стока за каждый год, дни
- 3) Максимальный суточный расход, м³/с, и слой стока за каждый год, мм
- 4) Минимальный суточный расход, м³/с, и слой стока за каждый год, мм

- 5) Слой стока за каждый месяц, мм
- 6) Среднемесячные слои стока за весь период наблюдений на посту, мм
- 7) Среднегодовое значение слоя стока за год (мм), продолжительности стока (дни), максимального и минимального суточного расхода ($\text{м}^3/\text{с}$), слоя стока (мм), коэффициент вариации годового слоя стока (б/р , C_v)

При вычислении годовых величин игнорировались годы с пропусками данных. Вычисления производились в среде разработки программного обеспечения RStudio. Для интерпретации и построения графиков использовались средства Microsoft Excel.

3.3.1. Центральная Якутия

Среднегодовое значение слоя стока рек Центральной Якутии варьируется от 1 мм/год (р. Таатта – с. Уолба, 8290 км²) до 171 мм/год (р. Амга – с. Буяга, 23900 км²). Воскресенский (1962) отмечал, что на территории бывшего СССР Центральная Якутия была единственным регионом в зоне тайги, характеризующимся крайне низким стоком, сравнимым со стоком рек в степях и пустынях. Коэффициент вариации (C_v) годового стока, характеризующий его межгодовую изменчивость, изменяется от 0.3 (р. Туолба – пос. Алексеевка, 14400 км² и р. Амга – с. Буяга, 23900 км²) до 1.87 (р. Мархинка – р.п. Марха, 408 км²). Значения среднегодового годового стока и коэффициента вариации годового стока показаны на Рис. 3. 13. По соотношению величин годового стока и его временной изменчивости исследуемые реки можно разделить на три группы (Рис. 3. 14 и Рис. 3. 16):

- 1) Реки с устойчивым высоким стоком. Сток более 100 мм/год, C_v менее 0.4. В эту группу входят крупные реки региона: Амга, Буотама и Туолба с площадями водосборов более 12000 км². Исключение составляет р. Синяя – г.п. Песчаное с площадью бассейна 30400 км², которая не вошла в эту группу и характеризуется пониженным стоком и его высокой межгодовой изменчивостью. Реки этой группы не перемерзают и не пересыхают, сток воды наблюдается постоянно. За весь период наблюдений только на р.Буотаме в 2001 г. наблюдалась полное пересыхание на 64 дня.
- 2) Переходная группа. Сток рек от 20 до 100 мм/год, C_v от 0.4 до 1.1. В эту группу вошли рр. Юнкюр, Шестаковка, Харыйа-Юрэх, Маатта, Тангнары, Кэнгкэмэ и Синяя с большим разбросом площадей от 80 до 11600 км². Реки этой группы перемерзают, и могут пересыхать в течение некоторого периода, однако сток воды регистрируется ежегодно. Среднегодовая продолжительность стока составляет от 96 до 234 дней, в маловодные годы – от 37 до 184 дней.
- 3) Реки с неустойчивым низким стоком. Сток менее 24 мм/год, C_v более 1.1. Исключение составляет река Мархинка – р.п. Марха, которую, несмотря на относительно высокий слой стока (38 мм/год), была отнесена к этой группе за счет максимального C_v , равного 1.87. Точность определения C_v р. Мархинки понижена из-за короткого ряда наблюдений. Кроме Мархинки в эту группу входят рр. Суола, Танда и Таатта с площадями водосборов от 408 до 8290 км². Реки этой группы в течение отдельных лет полностью перемерзают, пересыхают и не дают стока в течение всего года. Среднегодовая продолжительность стока составляет от 89 до 131 дня.

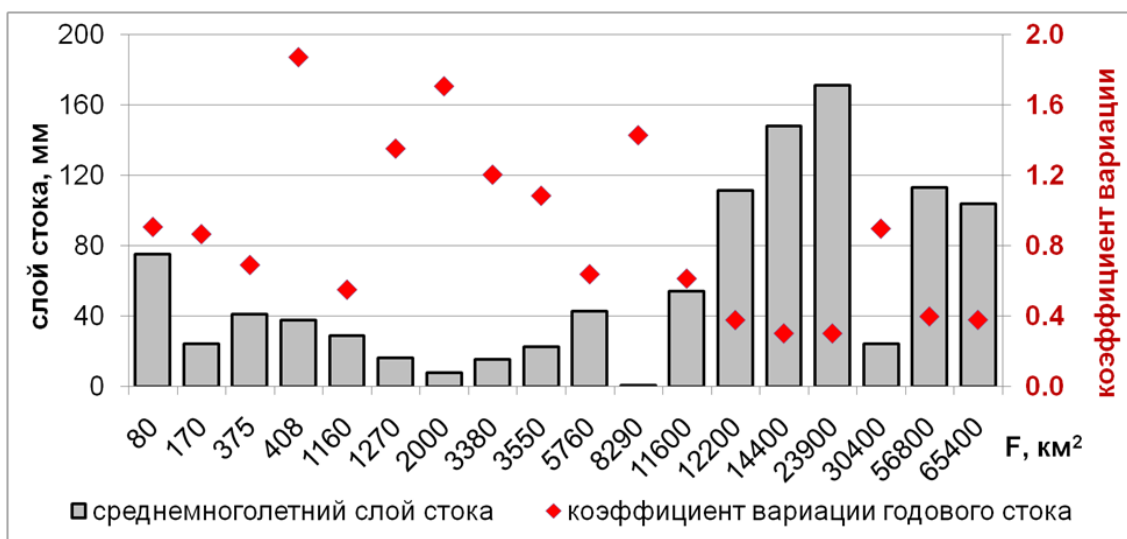


Рис. 3. 13 Среднегодовой слой стока и коэффициент вариации годового стока на 18 исследуемых речных бассейнах Центральной Якутии. Площадь водосбора F увеличивается в направлении слева направо и указана под графиком.

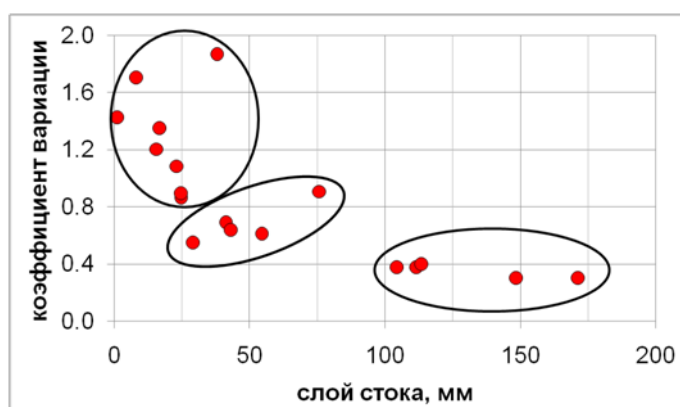


Рис. 3. 14 Зависимость коэффициента вариации от среднегодового годового стока исследуемых речных бассейнов и их разделение на три группы

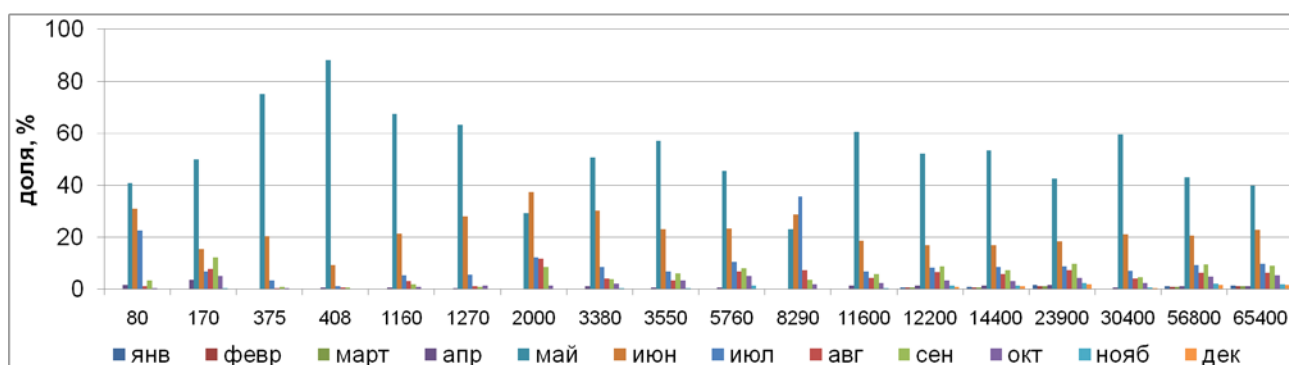


Рис. 3. 15 Среднегодовое распределение стока по месяцам на реках трех групп, мм

На всех реках Центральной Якутии, за исключением рр.Танды и Таатты, самым полноводным месяцем в году является май, на который, как правило, приходится весеннее снеготаяние и половодье. На сток воды в мае приходится до 88% от общего стока (р. Мархинка). Максимальные расходы формируются в период половодья. На многих реках в июле и августе выделяется летняя межень и некоторое увеличение стока в сентябре (рр.Шестаковка, Кэнгкэмэ, Тангнары, Синяя, Буотома, Туолба, Амга), а на других (Харыйя-Юрэх, Мархинка, Маатта, Суола, Танда) месячный сток равномерно

уменьшается в течение теплого сезона. На Таатте самым полноводным месяцем является июль.

Реки с площадями водосбора менее 12 000 км² ежегодно перемерзают. Реки с площадями более 12 000 км² текут постоянно, за исключением р. Синяя с площадью бассейна 30 400 км². Кроме площади водосбора есть другие ключевые факторы, определяющие зимнее перемерзание рек Центральной Якутии.

Среднегодовое количество осадков на 22 метеорологических станциях в Центральной Якутии варьируется от 240 до 400 мм/год и не объясняют наблюдаемую высокую пространственную изменчивость речного стока. Практически все осадки, выпадающие на поверхность водосборов третьей группы, поступают не в речную сеть, а расходуются на пополнение запасов воды на водосборе либо другие расходные компоненты водного баланса. Предположительно, условия подстилающей поверхности играют преобладающую роль в формировании стока рек Центральной Якутии по сравнению с гидроклиматическими факторами.

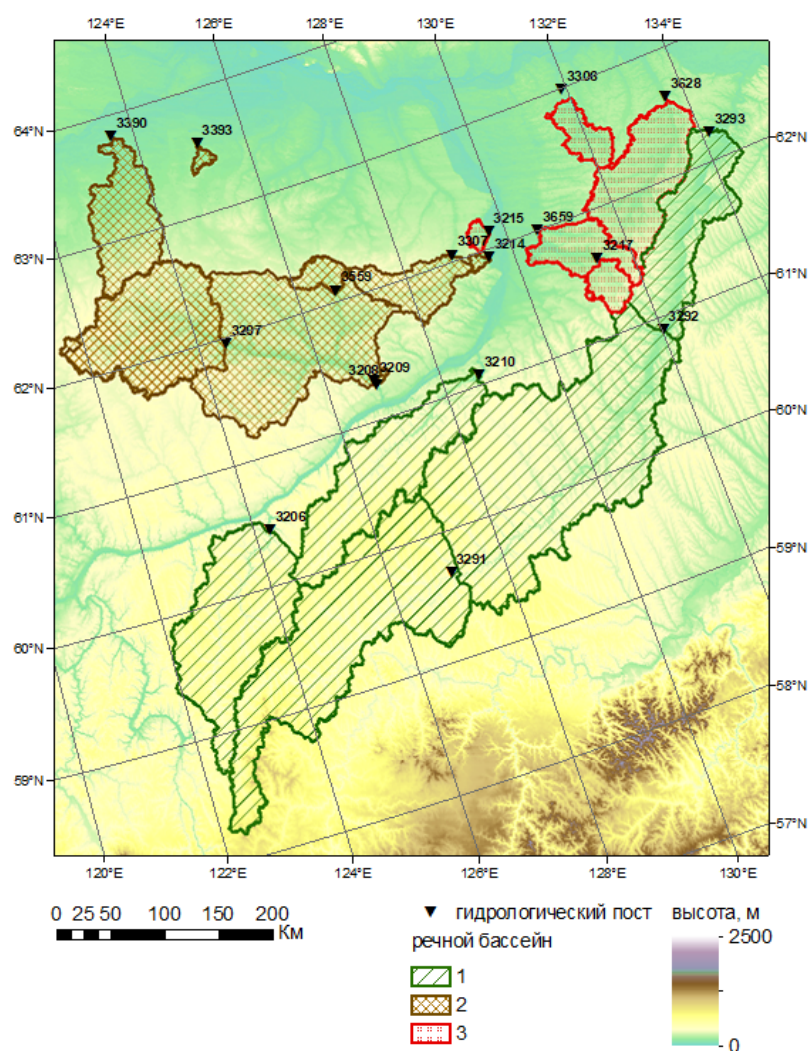


Рис. 3. 16 Схема расположения исследуемых речных бассейнов в Центральной Якутии: 1 – реки с устойчивым высоким стоком, 2 - переходная группа, 3 – реки с неустойчивым низким стоком

Связь речного стока с типами местности

Исследуемые речные бассейны Центральной Якутии располагаются в зоне средней тайги и сплошного распространения многолетней мерзлоты. Верхняя часть

бассейна р. Амги (3291) и р. Туолбы (3206) находятся в зоне несплошной многолетней мерзлоты. Распространение мерзлоты показано на Рис. 3. 17 справа.

Основными типами местности являются склоновый, плакорный и межаласный. Схема типов местности показана на Рис. 3. 17слева. Были рассчитаны доли типов местности для каждого речного бассейна, показанные в Рис. 3. 6. Краткая характеристика типов показана в Табл.3.7.

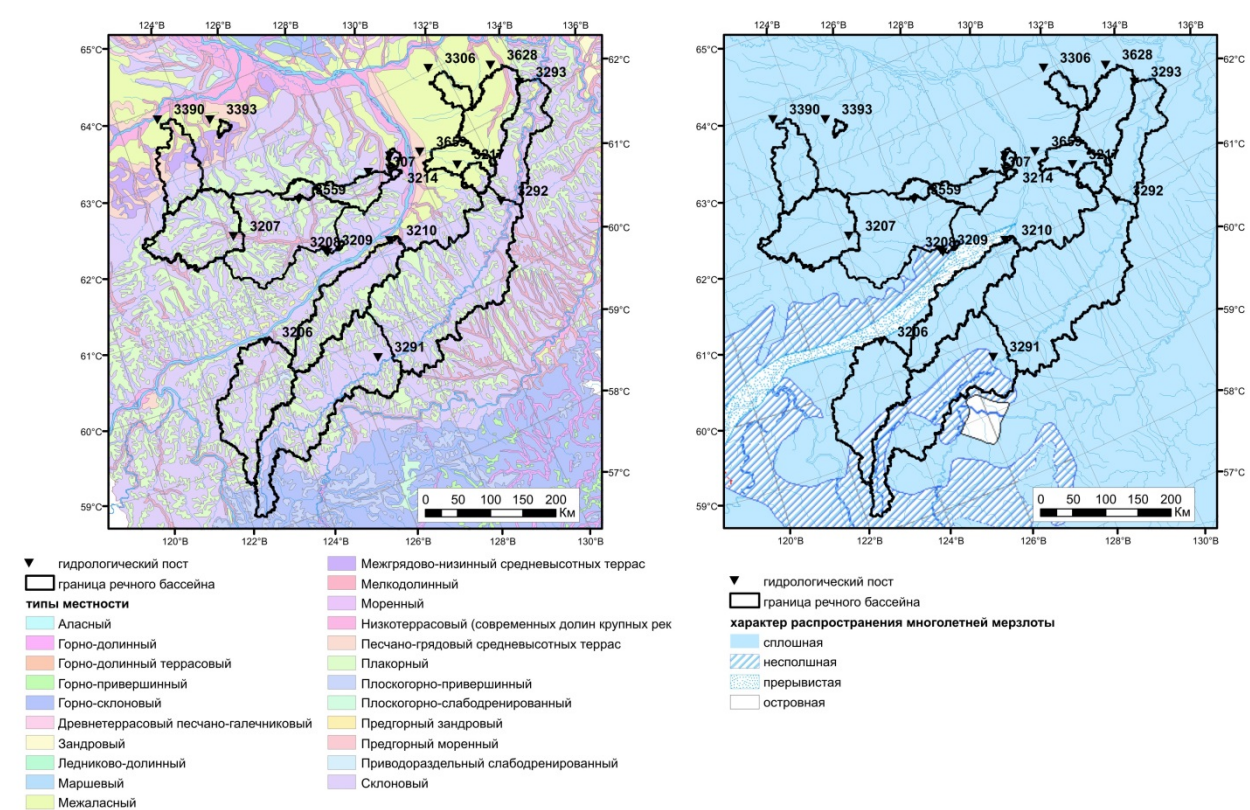


Рис. 3. 17 Слева: фрагмент мерзлотно-ландшафтной карты Якутии 1:2 500 000, 1991, с границами исследуемых водосборов. Справа: схема распространения многолетней мерзлоты в Центральной Якутии (Brown и др., 2002) с границами исследуемых водосборов.

Табл. 3. 7 Доля типов местности для каждого исследуемого речного бассейна.

Тип местности (по Карте..., 1991)	3206	3207	3208	3209	3210	3214	3215	3217	3291	3292	3293	3306	3307	3309	3393	3559	3628	3659
Мелкодолинный	2	2	6	0	0	0	0	0	0	1	1	0	7	7	0	3	9	0
Песчано-грядовый средневысотных террас	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16	0	0	0	0
Межгрядово-низинный средневысотных террас	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	49	0	0	0
Межаласный	0	0	0	0	2	0	48	71	0	0	1	100	0	16	51	0	75	89
Плакорный	34	47	44	39	36	0	0	6	28	31	30	0	44	9	0	64	7	2
Склоновый	64	51	50	61	62	100	52	23	61	61	60	0	49	34	0	34	9	9
Горно-склоновый	0	0	0	0	0	0	0	0	6	2	2	0	0	0	0	0	0	0
Другие	1	0	0	0	0	0	1	0	5	4	6	0	0	1	0	0	0	0

Табл. 3. 8 Характеристика распространенных типов местности (по мерзлотно-ландшафтной карте Якутии, 1991)

Тип местности	Стратиграфо-генетические комплексы	Преобладающие криогенные текстуры и залежеобразующие льды	Объемная льдистость, в скобках с учетом полигонально-жилиного льда (ПЖЛ)	Основные криогенные процессы
Мелкодольный	Аллювиальный (а IV)	Слоистые, линзовидные, сетчатые (торф, суглинок, супесь), массивные (песок), системы маломощных ПЖЛ	Торф: 65-85, (с ПЖЛ: 70-90), Супесь: 35-65 (с ПЖЛ: 45-75), песок: 30-45	Морозобойное растрескивание, термокарст, пучение
Песчано-грядовый средневисотных террас	Аллювиальный (а II-III) с фрагментами эолового (v III-IV)	Массивные, линзовидные (песок), редко пластовые льды	песок: 30-45	Морозобойное растрескивание, термосуффозия
Межгрядово-низинный средневисотных террас	Биогенный аллювиальный (b IV, а II-III)	Слоистые, линзовидные, сетчатые (торф, суглинок, супесь), массивные (песок), редко маломощные ПЖЛ	Торф: 65-85, Супесь: 45-60, песок: 35-45	Морозобойное растрескивание, термокарст, пучение
Межаласный	Озерно-аллювиальный местами аллювиальный (la I-III, а I-III)	Слоистые, линзовидные, сетчатые (торф, суглинок, супесь), массивные (песок), системы мощных ПЖЛ	Суглинок: 35-65 (с ПЖЛ: 45-85), песок: 30-45 (с ПЖЛ: 40-70)	Термокарст
Плакорный	Элювиальный, элювиально-делювиальный (e, ed), коренные породы	Слоистые, линзовидные (суглинок, супесь), массивные (песок), корковые (грубообломочный с заполнителем), трещинные (коренные)	Супесь: 35-55, песок: 30-50, Грубообломочный с заполнителем: 25-45	Морозобойное растрескивание
Склоновый	Комплекс склоновых отложений (ds, dc, c), коренные породы	Слоистые, линзовидные (суглинок, супесь), массивные (песок), корковые, базальные, гольцовый лед (грубообломочный с заполнителем), трещинные (коренные)	Супесь: 30-65, песок: 30-50, Грубообломочный с заполнителем: 30-50	Криогенный крип, солифлюкция, морозобойное растрескивание, курумы
Горно-склоновый	Комплекс склоновых отложений (c, dc, ds), коренные породы	Слоистые, линзовидные, корковые (суглинок щебнистый), массивные (песок щебнистый), базальные, сетчатые, гольцовый лед (грубообломочный с заполнителем), трещинные (коренные)	Суглинок щебнистый 30-70, песок щебнистый 25-45, Грубообломочный с заполнителем: 25-65	Криогенное выветривание, курумы, солифлюкция, криогенный крип

Были построены и проанализированы зависимости среднесезонного значения и коэффициента вариации годового стока, продолжительности стока и максимального суточного слоя от доли межаласного, плакорного и склонового типов местностей. Выявленные зависимости показаны на Рис. 3. 18. Анализ показал, что чем выше доля межаласного типа местности в речном бассейне, тем ниже и неустойчивее (коэффициент вариации выше, продолжительность меньше) сток. Река Танда (2000 км², 3306), полностью покрытая межаласным типом местности, характеризуется самым коротким периодом стока (89 дней) и очень низкой водностью (8 мм/год). Только р.Таатта (8290

км², 3628) имеет сток ниже р. Танды, который равен 1 мм/год. 75% бассейна р. Таатты относится к межаласному типу местности.

Чем выше доля склонового типа местности в речном бассейне, тем выше среднегодовое и максимальное суточное стоки рек, а также дольше период стока. Речные бассейны с долей склонового типа более 60% характеризуются среднегодовым стоком выше 75 мм/год и максимальным суточным слоем более 3 мм/сут. Исключением является р. Шестаковка, которая полностью покрыта склоновым типом местности, однако имеет невысокий среднегодовое (25 мм/год) и максимальное суточное (1.64 мм/сут) стоки. Это может быть связано с несоответствием масштаба используемой карты типов местности (1:2 500 000) и площадью бассейна р. Шестаковки, равной 170 км², а также с локальными условиями на водосборе, такими как существование надмерзлотных водоносных таликов.

Не выявлено связи гидрологических характеристик с долей плакорного типа местности в ландшафтной структуре речного бассейна.

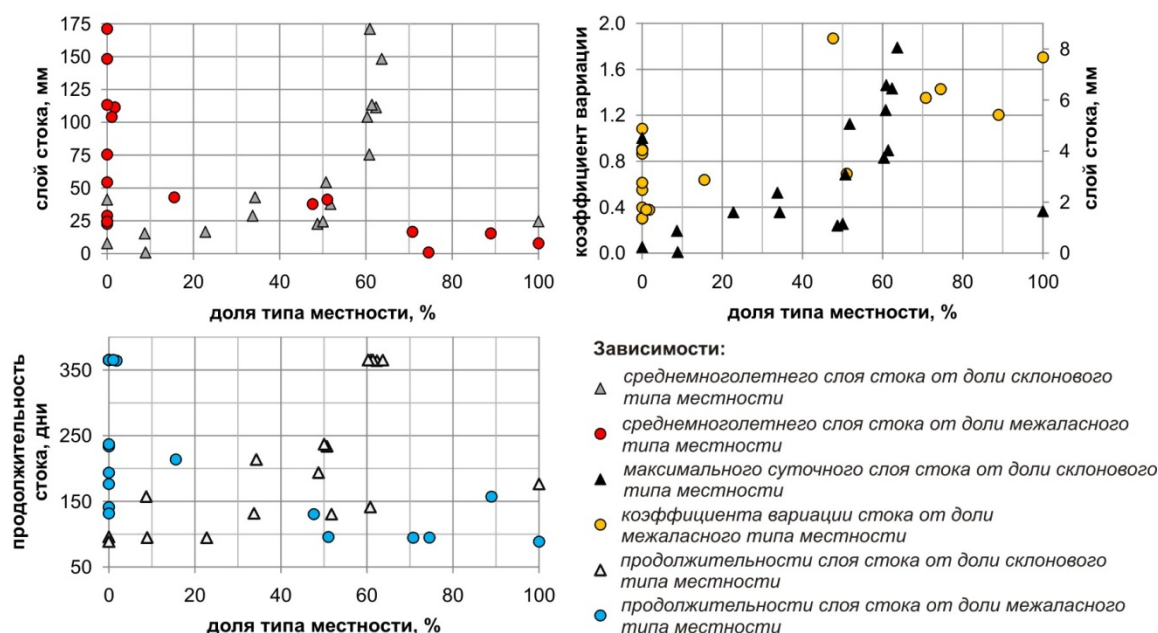


Рис. 3. 18 Зависимости среднегодового, максимального суточного слоя, коэффициента вариации и продолжительности стока от доли склонового (треугольники) и межаласного (круги) типа местности

Характерным для межаласного типа местности является широкое распространение полигонально-жильных льдов и покровных суглинков с высокими значениями объемной льдистости. Глубина протаивания, как правило, не превышает 1,3 м. Повсеместно развит термокарстовый процесс, который обуславливает большое количество термокарстовых озер. Так, в бассейне р. Таатты расположено около 2300 озёр, в бассейне р. Суолы – около 1600 термокарстовых озер. Кроме межаласного типа местности термокарстовый процесс характерен для межгрядово-низинного и мелкодолинного. Доля типов местности, для которых характерен термокарст, хорошо согласуется с разделением речных бассейнов по величине и устойчивости стока на три группы, описанные выше. Реки первой группы с устойчивым высоким стоком имеют не более 4% площади водосборов, покрытой «термокарстовыми» типами местности. Реки третьей группы с неустойчивым низким стоком характеризуются долей «термокарстовых»

типов от 48 до 100%. Переходный тип имеет разнообразную ландшафтную структуру с долями «термокарстовых» типов от 0 до 100%.

Возможными причинами низкого и неустойчивого стока рек третьей группы могут являться:

- 1) отсутствие разгрузки с термокарстовых озер и их водосборов в реку из-за отсутствия уклона, то есть существование значительных бессточных областей на водосборе;
- 2) высокое испарение со снега весной и с водной поверхности озер летом;
- 3) поглощение части стока подозерными таликами и фильтрация в меж- и подмерзлотные водоносные горизонты, которые не дренируются рекой в пределах водосборных бассейнов.

Ландшафтная структура тесно связана с процессами формирования стока в речных бассейнах Центральной Якутии.

3.3.2. Верховья р. Колымы

Среднегодовое количество стока рек в верхней части бассейна р. Колымы варьируется от 177 (р. Талок – устье, площадь 65 км²) до 454 мм/год (руч. Морозова - Водопадный, 0,63 км²). Минимальный слой стока был равен 63 мм/год (р. Талок, 1983 г.), а максимальный наблюдаемый – 599 (руч. Морозова, 1978 г.) мм/год. Среди проанализированных рек р. Талок и руч. Морозова характеризуются наибольшим (0,56) и наименьшим (0,16) коэффициентом вариации стока, характеризующим его межгодовую изменчивость. На всех ручьях и реках сток наблюдается каждый год. На ежегодно перемерзающих реках среднегодовое продолжительность стока варьируется от 116 (руч. Морозова, 0,63 км²) до 203 (р. Омчук – Усть-Омчуг, 583 км²) дней. Реки с площадями водосборов более 1-3 тыс. км² не перемерзают и текут круглогодично. Значения среднегодового годового стока и коэффициента вариации годового стока показаны на Рис. 3. 19. Годовой слой речного стока в рассматриваемом регионе стабилен как во времени, так и в пространстве, что видно на Рис. 3. 19 и Рис. 3. 20. Среди рассматриваемых рек по соотношению слой стока – коэффициент вариации выделяются руч. Морозова и р. Талок. Особенность водосбора р. Талок заключается в том, что он занимает узкую вытянутую долину, закрытую с восточного, северного и западного направлений горными хребтами. Предположительно, из-за специфического орографического положения этот водосбор принимает меньше осадков, чем окружающая местность, и характеризуется пониженным стоком. Средняя высота водосбора руч. Морозова наибольшая среди всех рассматриваемых речных бассейнов и составляет 1370 м. Он располагается на наветренном склоне хребта, что обуславливает повышенное количество осадков и слой стока. Низкая временная изменчивость слоя стока, помимо влияния его высокого абсолютного значения, объясняется межгодовым перераспределением стока за счет фиксации части талой и дождевой воды в виде льда в каменной осыпи. Таяние льда в осыпи происходит в течение теплого сезона года вне зависимости от осадков и обеспечивает сток даже в периоды без дождей.

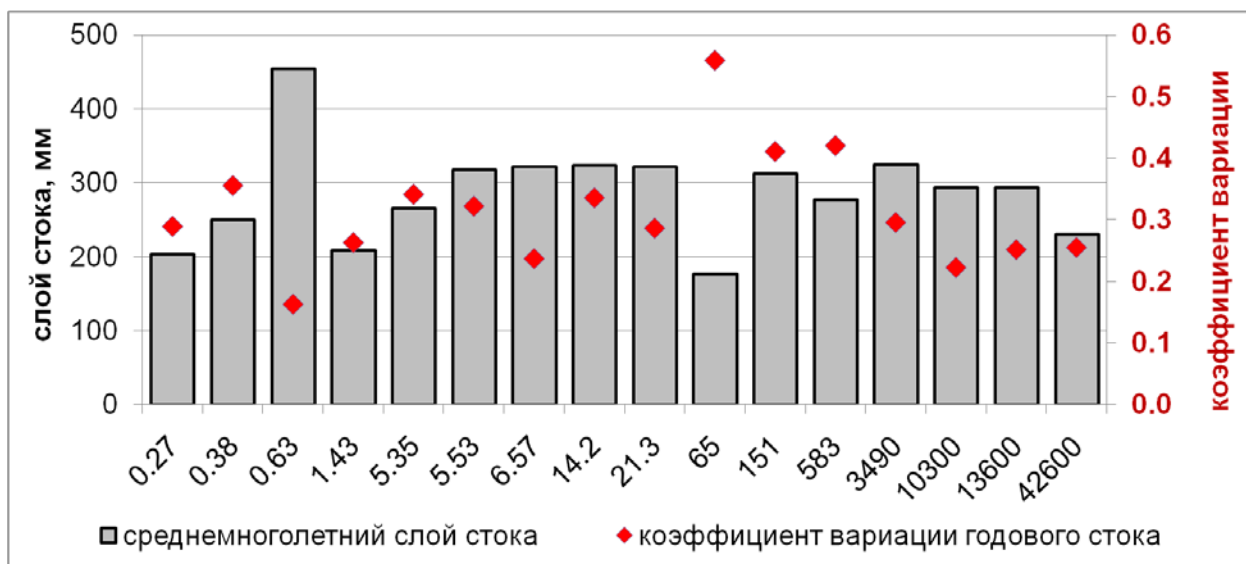


Рис. 3. 19 Среднегодовой слой стока и коэффициент вариации годового стока на 16 исследуемых речных бассейнах Северо-Востока России. Площадь водосбора увеличивается в направлении слева направо и указана под графиком

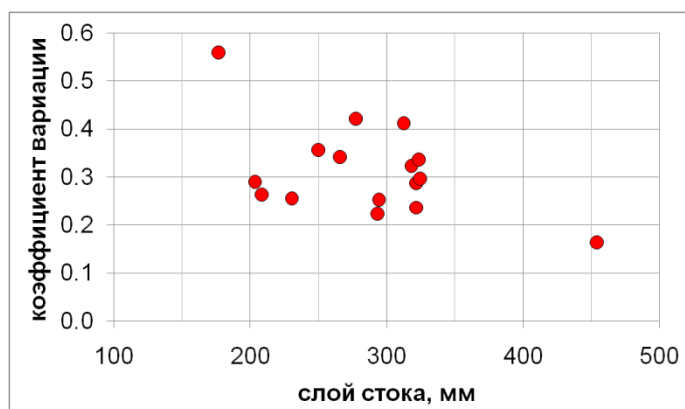


Рис. 3. 20 Зависимость коэффициента вариации от среднегодового годового стока исследуемых речных бассейнов Северо-Востока России.

Осадки на метеорологических станциях, расположенных в пределах и вблизи границ рассматриваемых речных бассейнов, варьируются от 220 до 460 мм/год и хорошо согласуются с величинами речного стока. Исключение составляет бассейн руч. Морозова, который подробно рассмотрен в разделе, посвященный оценке компонентов водного баланса малых водосборов КВБС.

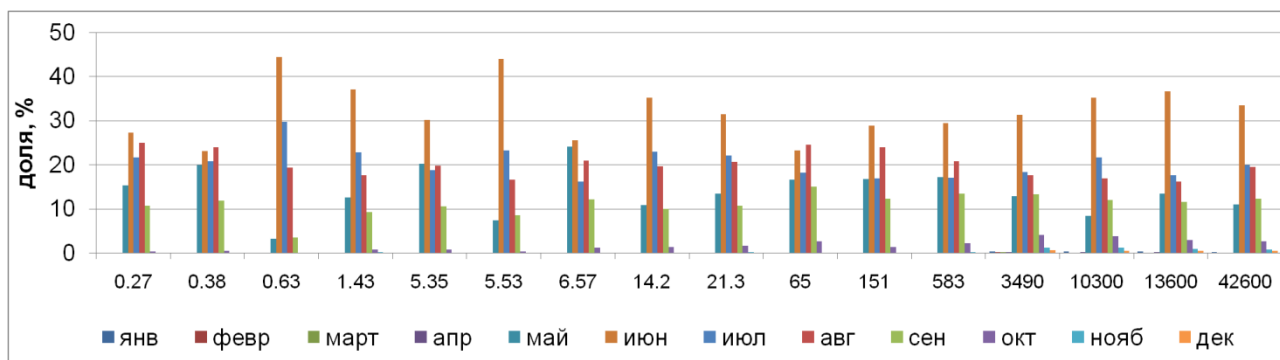


Рис. 3. 21 Среднегодовое распределение стока по месяцам на исследуемых реках Северо-Востока России, доля от общего слоя стока, %

Среднегодовое распределение стока по месяцам на исследуемых реках Северо-Востока России показано на Рис. 3. 21. На многих бассейнах основная часть стока стекает в период весеннего половодья, которое проходит в течение мая и июня (ручьи Дождемерный, Встреча, Контактный – Верхний, рр.Детрин, Кулу и Бохапча). На других речных бассейнах преобладает дождевой и паводочный сток в июле и августе (ручьи Южный и Северный, рр.Талок и Омчак). Ручьи Встреча, Контактный – Средний, Контактный – Нижний и рр. Омчук и Колыма занимают промежуточное положение. Сток этих рек распределяется равномерно между периодами половодья и паводков с небольшим преобладанием первого. Интересно отметить, что внутригодовое распределение стока по месяцам руч. Контактный – Нижний и р. Колымы – Оротукан практически совпадают, что говорит о репрезентативности КВБС для условий верхней части бассейна р. Колымы.

Связь речного стока с типами подстилающей поверхности в верховьях р.Колымы

Схема типов подстилающей поверхности, построенная для верховьев р. Колымы, показана на Рис. 3. 22(слева). Так как подробной карты типов подстилающей поверхности для этой территории не существует, была построена схема, основанная на распределении стокоформирующих комплексов (СФК) по территории Колымской водно-балансовой станции (Рис. 3. 22справа). Местность выше 1100 м относилась к СФК каменная осыпь (1), ниже 900 м – к СФК лиственный лес (3). В интервале высот 900-1100 м все точки с южной и восточной составляющими экспозиции склона были отнесены к зарослям кедрового стланика (2), с северной и западной – к мохово-лишайниковым редколесьям (4). На Рис. 3. 23 представлено сравнение полученного на основе анализа рельефа распределения СФК для бассейна р. Аян-Юрях с распределением типов подстилающей поверхности по карте растительности мира, составленной InternationalFoodPolicyResearchInstitute (2002). Разрешение карты растительности составляет 30 угловых секунд, что для изучаемых бассейнов соответствует ячейке приблизительно 1х1 км². Можно отметить хорошее совпадение обеих схем, однако предложенная в работе схема имеет значительное преимущество в связи с более конкретным описанием растительного покрова, нежели «болото», «травянистая растительность» и др. на карте растительности.

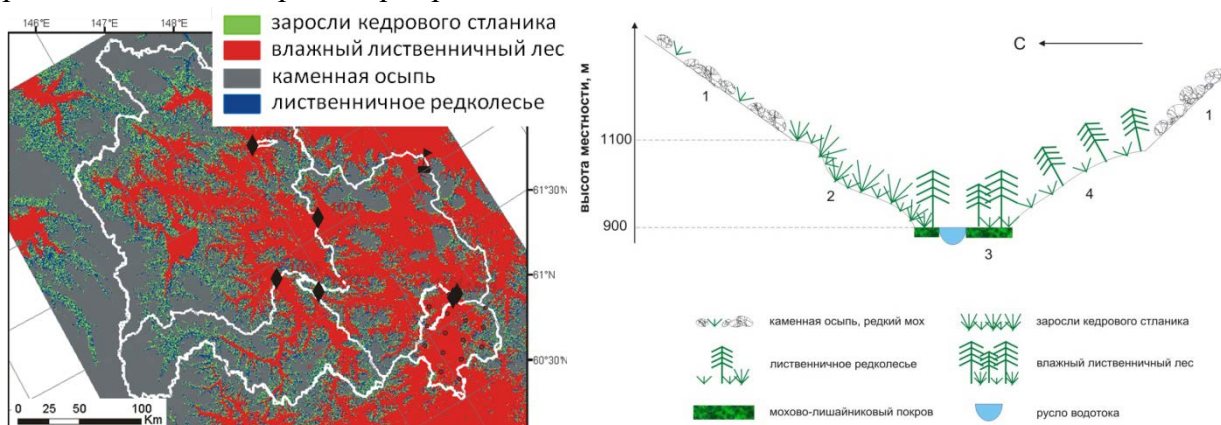


Рис. 3. 22 Слева: схема типов подстилающей поверхности верховьев р. Колымы; справа: схема распределения типов местности верховьев р. Колымы

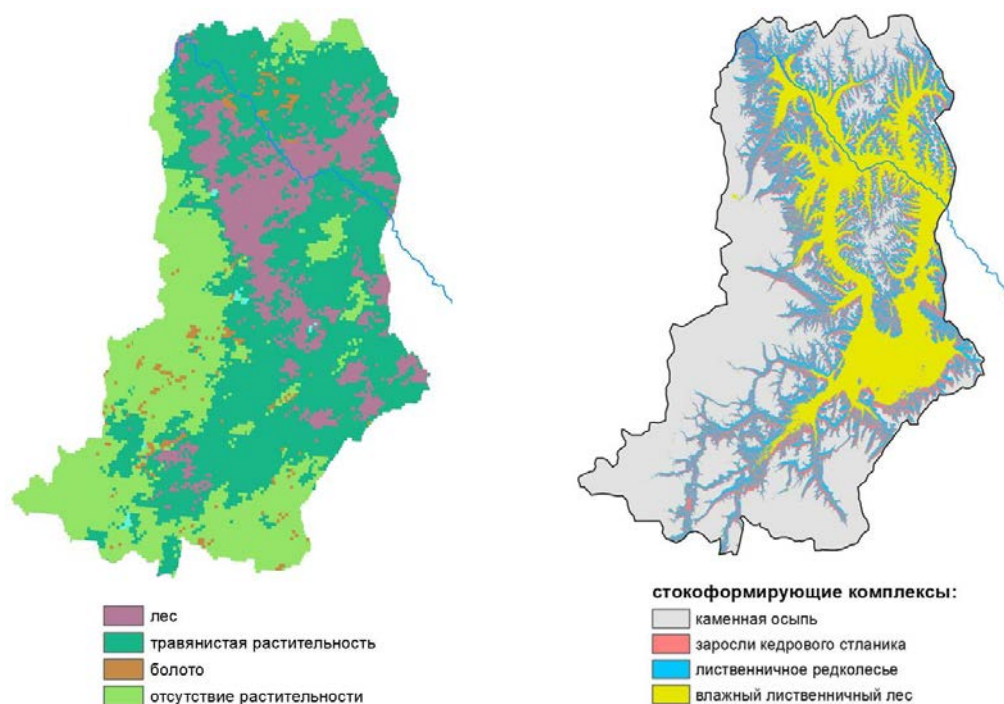


Рис. 3. 23 Бассейн р. Аян-Юрях – Эмтегей. Слева: распределение типов подстилающей поверхности по карте растительности мира, составленной International Food Policy Research Institute (2002, разрешение 30 угловых секунд, что для изучаемых бассейнов соответствует ячейке приблизительно 1х1 км²). Справа: принятая для моделирования схема распределения СФК

В Табл. 3. 9 показаны рассчитанные доли типов подстилающей поверхности для исследуемых водосборов верховьев р. Колымы. Все четыре типа местности представлены почти на всех водосборах.

Табл. 3. 9 Доля типов подстилающей поверхности для исследуемых водосборов верховьев р. Колымы

река - пост	Площадь , км ²	Камен- ная осыпь	Заросли кедрового стланика	Лиственный редколесье	Влажный лиственный- ный лес
руч. Южный - устье	0.27	5	17	56	22
руч. Северный - лоток	0.38	24	63	0	13
руч. Морозова - Водопадный	0.63	98	2	0	0
руч. Дождемерный - устье	1.43	25	24	18	33
руч. Встреча – выше устья руч. Угроза	5.35	20	25	14	41
руч. Контактный - Верхний	5.53	51	29	16	4
руч. Встреча – устье руч. Угрозы	6.57	20	25	14	41
руч. Контактный - Средний	14.2	41	26	12	21
руч. Контактный - Нижний	21.3	34	26	13	27
р. Талок - устье	65	12	12	14	61
р. Омчак - р.п. Омчак	151	40	23	27	10
р. Омчук - р.п. Усть-Омчук	583	7	10	13	70
р. Детрин - устье. р. Омчук	3490	10	11	12	67
р. Кулу - с. Кулу	10300	46	16	17	21

р.Бохапча - 5.4 км от устья	13600				
р.Колыма - с.Оротук	42600	34	16	17	31

Построенные зависимости характеристик стока от доли различных типов подстилающей поверхности показали, что общая водность рек не зависит от типа подстилающей поверхности. На Рис. 3. 24 (слева) прослеживается, что чем выше доля каменной осыпи, тем ниже коэффициент вариации речного стока, что может объясняться характерным для каменной осыпи процессом криогенного перераспределения стока с половодья на летний период и между годами. На Рис. 3. 24 (справа) видно, что чем выше доля каменной осыпи и ниже доля лиственничного леса, тем больше максимальный суточный сток, что может быть связано с эффектом увеличения количества осадков с высотой местности в горах. Обнаружена закономерность, что чем выше доля лиственничного леса, тем дольше период стока, что связано с длительностью сработки вод СТС в поймах и долинах, поросших лиственничным лесом, а также вероятностью существования таликов на поймах и в долинах рек, которые могут являться источником питания реки при отрицательных температурах воздуха.

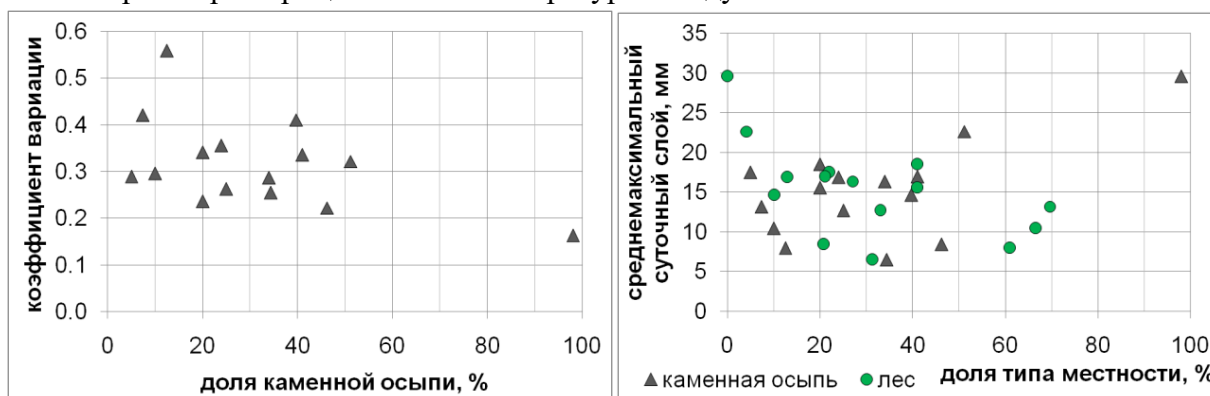


Рис. 3. 24 Слева: зависимость коэффициента вариации стока от доли каменной осыпи; справа: зависимость среднемаксимального суточного слоя стока от доли каменной осыпи и от доли лиственничного леса

3.3.3. Сравнительный анализ двух регионов

На Рис. 3. 25 показаны зависимости некоторых характеристик речного стока для двух рассматриваемых районов – Центральной Якутии и Северо-Востока России. Видно, что продолжительность речного стока на Северо-Востоке не зависит от его абсолютного значения, а определяется площадью бассейна. В Центральной Якутии, наоборот, прослеживается тенденция к увеличению продолжительности речного стока вместе с ростом среднегогодового значения слоя стока. Кроме того, при большом разбросе площадей бассейнов и значений годового стока перемерзающих рек на Северо-Востоке ($0.27-583 \text{ км}^2$, $177-454 \text{ мм}$), среднегогодовая продолжительность стока варьируется в нешироких пределах от 116 до 203 дней, а если отбросить руч. Морозова и р.Омчук – от 129 до 179 дней. Перемерзающие реки Центральной Якутии с площадями водосборов от 80 до 30400 км^2 и значениями слоя стока от 1 до 76 мм/год характеризуются большим разбросом в продолжительности стока: от 95 до 237 дней в году. Предположительно это объясняется тем, что на реках Северо-Востока России продолжительность стока определяется температурой воздуха, тогда как в Центральной Якутии факторы подстилающей поверхности могут играть первостепенную роль в формировании стока при схожем климатическом воздействии на водосборы.

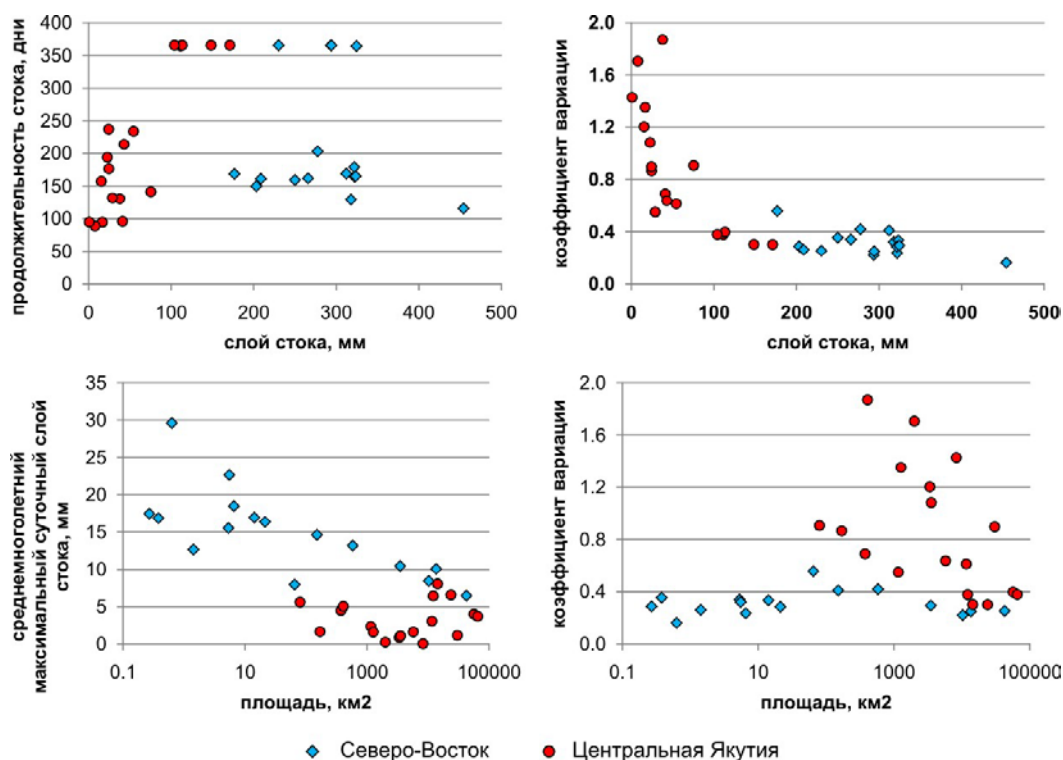


Рис. 3. 25 Зависимость: слева сверху – продолжительности стока от среднегогодового слоя стока, справа сверху – коэффициента вариации годового стока от среднегогодового слоя стока, слева внизу – среднегогодового максимального суточного слоя стока от площади бассейна (шкала абсцисс логарифмическая), справа внизу - коэффициента вариации годового стока от площади бассейна бассейна (шкала абсцисс логарифмическая)

На графике зависимости коэффициента вариации от слоя стока видно, что точки, соответствующие исследуемым водосборам обоих районов, ложатся на одну кривую. Коэффициент вариации рек со стоком менее 80 мм/год составляет от 0.55 до 2, уменьшаясь до 0.2-0.3 с увеличением слоя стока до 300 мм/год и более. На графике справа внизу (Рис. 3. 25) видно, что коэффициент вариации рек Северо-Востока не зависит от их площади, тогда как в Центральной Якутии прослеживается уменьшение коэффициента вариации с увеличением площади бассейна, что может указывать на значимость локальных факторов формирования стока малых рек, которые не играют роли в более крупных речных бассейнах.

Среднегогодовое значение максимального слоя стока за сутки в Центральной Якутии не зависит от площади бассейна. На Северо-Востоке выявлена зависимость уменьшения суточного слоя стока с увеличением площади бассейна. Это связано с тем, что на Северо-Востоке максимальный сток малых и средних рек формируется, как правило, дождевыми паводками, интенсивность выпадения которых на малых площадях выше, чем интенсивность снеготаяния, которое формирует максимальный сток крупных рек.

3.4. Выводы

- 1) Среднегогодовые суммы осадков на Колымской водно-балансовой станции варьируются от 293 мм до 457 мм в год. В западной части станции осадки не изменяются с возрастанием высоты местности, варьируются от 293 до 375 мм в год. В восточной части осадки увеличиваются от 355 мм на высоте 910 м до 457 мм на высоте 1200 м.

- 2) Среднегодовое количество стока ручьев КВБС меняется от 332 мм на водосборе руч. Южного до 451 мм на водосборе руч. Морозова, то есть характерно увеличение стока с поднятием высоты местности.
- 3) На пяти водосборах КВБС невязка водного баланса составила от 1 до 16 мм, что менее 5% от количества выпадающих осадков. На водосборе руч. Морозова, который полностью сложен каменной осыпью, невязка водного баланса составила -70 мм, или 15 %. Причиной невязки является недоучет твердых осадков, оцененный Сущанским (2002) в 25-30 мм/год. Дополнительными источниками влаги могут являться процессы конденсации водяных паров воздуха на крупнообломочных грунтах и оттаивание подземных льдов.
- 4) Среднегодовое количество стока типичных мерзлотных ландшафтов КВБС – гольцов, редколесий, кедрового стланика, лесов, болот и долинных редколесий составляет 448, 208, 175, 138 и 148 мм соответственно. Значения испарения составляют 73, 142, 138, 115 и 157 мм соответственно.
- 5) Динамика вод СТС на КВБС зависит от свойств грунтов и глубины протаивания. Наличие предпочтительных каналов фильтрации в толще аллювия и СТС могут объяснять водопроницаемость грунтов при слабоотрицательной температуре. Такие каналы способны проводить грунтовый сток значительно быстрее, чем сплошная толща отложений.
- 6) На пойме руч. Контактного развит неперемежающийся прирусловый талик. Летом воды прируслового талика образуют единую гидравлическую систему с водами СТС и ручья. В течение зимнего периода вплоть до начала снеготаяния происходит падение уровней таликовых вод. Расход подруслового потока меняется в течение года от 0.47 до 9 л/с.
- 7) Сезонное и межгодовое криогенное перераспределение стока воды наблюдается в бассейне руч. Морозова (КВБС), полностью покрытом каменными осыпями. Каменные осыпи являются типичными типами подстилающей поверхности на Северо-Востоке России, что позволяет сделать вывод о значимости этого процесса в формировании стока рек этого региона.
- 8) Выявлена замедленная реакция стока р. Шестаковки на метеорологическое воздействие на различных временных масштабах: сутки, декады, месяцы и годы. Показано, что сток реки имеет наибольший коэффициент корреляции с осадками не за текущий временной интервал, а за сумму текущего и нескольких предыдущих. Так, максимальный КК годового стока (0.63) наблюдается с суммой осадков за текущий и два предшествующих года, наибольший КК речного стока за месяц летнего периода (0,57-0,75) – с осадками за текущий и предшествующий месяцы, суточного стока (КК 0.52-0.53) – с суммой осадков за 14-18 предшествующих дней.
- 9) Корреляционный анализ речного стока позволяет предположить, что время реакции водосбора р. Шестаковки на осадки в теплый период года составляет 20-40 дней
- 10) Сосновые леса занимают 47% площади водосбора р. Шестаковки, лиственнично-березовые леса – 38%, мари и болота – 14% и озера – 1%. Георадиолокационные исследования на 15 ключевых участках в сосновых лесах в бассейне р. Шестаковки показали наличие надмерзлотных водоносных субэкранных таликов на 8. Исходя из предположения, что выбранные ключевые участки являются репрезентативными для сосновых лесов водосбора, можно сделать вывод, что талики занимают около 20-25% площади водосбора р. Шестаковки.

- 11) Среднемноголетние компоненты водного баланса р. Шестаковки равны: жидкие осадки – 165 мм/год, твердые осадки – 75 мм/год, максимальные снегозапасы – 58 мм, испарение со снега – 6 мм в лесу и 13 мм на открытых участках, подземный сток таликов – 80-90 мм/год, речной сток – 25 мм/год.
- 12) Среднемноголетний слой стока мерзлотных ландшафтов водосбора р.Шестаковки – сосновых и лиственнично-березовых лесов составляет 50 и 15 мм/год. На озерах и марях наблюдаются потери стока, оцененные в -172 и -12 мм соответственно. Значения испарения составляют 180, 220, 400 и 240 мм соответственно.
- 13) Косвенные свидетельства позволяют предположить, что половодье р. Шестаковки формируется за счет поверхностного стока в лиственнично-березовых лесах, а сток летнего сезона – за счет стока СТС и таликов в сосновых лесах.
- 14) Сток рек Центральной Якутии характеризуется очень высокой пространственной изменчивостью, которая не может быть объяснена вариациями осадков по территории и определяется факторами подстилающей поверхности. По соотношению величин среднемноголетнего стока и коэффициента его межгодовой изменчивости, реки Центральной Якутии могут быть разделены на три группы.
- 15) Сток рек в верхней части бассейна р.Колымы стабилен в пространстве и характеризуется относительно низкой временной изменчивостью. Вариации стока сопоставимы с естественной изменчивостью осадков
- 16) Большой разброс значений продолжительности стока перемерзающих рек, отсутствие зависимости максимального суточного стока от площади бассейна и уменьшение коэффициента вариации годового стока с увеличением площади рек Центральной Якутии говорит о преобладающем влиянии факторов подстилающей поверхности в формировании стока по сравнению с гидрометеорологическим воздействием. Ограниченный разброс значений продолжительности стока, увеличение максимального суточного слоя стока с уменьшением площади бассейна и отсутствие зависимости коэффициента вариации годового стока от площади бассейнов рек Северо-Востока России предположительно объясняется тем, что температура воздуха и осадки играют определяющую роль в формировании стока.

Глава 4. Моделирование процессов формирования стока малых и средних рек в криолитозоне

4.1. Моделирование переменных состояний и гидрографов речного стока по данным Колымской водно-балансовой станции

4.1.1 Оценка параметров модели «Гидрограф»

Период моделирования гидрографов стока руч. Контактного в створе Нижний составил 39 лет с 1951 по 1990 гг. На основе разнообразия мерзлотно-гидрогеологических условий, анализа многолетних данных водно-балансовых наблюдений и результатов измерений СТС на мерзлотомерах станции в целях гидрологического моделирования водосбор руч. Контактного был разделен на пять условно однородных стокоформирующих комплексов, существенно различающихся по характеристикам деятельного слоя, надмерзлотного стока и их связи со стоком ручьев: 1) каменная осыпь, 2) горная тундра и заросли кедрового стланика, 3) мохово-лишайниковое редколесье, 4) лиственничный лес, 5) зона прирусловых таликов. Схема СФК показана на Рис. 3. 1А. Для каждого СФК разработана схематизацию почвенных профилей и оценены параметры гидрологической модели «Гидрограф», описывающие почвенный и растительный покров ландшафтов (Табл. 4. 1 и Рис. 4. 1).

Каменная осыпь. Профиль грунта имеет однородное строение и сложен обломками глинистого сланца разной крупности. Грунт характеризуется низкой водоудерживающей способностью, высоким коэффициентом фильтрации и способностью легко проводить тепло. Такие свойства обуславливают процесс быстрого и глубокого протаивания, а также беспрепятственной фильтрации талой и дождевой воды до мерзлого водоупора. Специфической чертой формирования стока в каменной осыпи является образование внутригрунтового льда при снеготаянии и последующее его таяние в теплый период года (Банцкина, 2001), то есть проявляется процесс криогенного перераспределения стока между сезонами года (Алексеев и др., 2011).

Заросли кедрового стланика южных склонов. Профиль грунта идентичен таковому в каменной осыпи за исключением того, что верхний слой почвы представляет собой мохово-лишайниковый покров. Обладая значительной величиной объемной пористости и водоудерживающей способности, высоким коэффициентом фильтрации, он обеспечивает сильный теплоизоляционный эффект, что приводит к меньшей по сравнению с каменной осыпью характерной глубине протаивания. При снеготаянии и выпадении дождей формируется быстрый надмерзлотный сток.

В почвенном профиле лиственничного редколесья северных склонов под верхним мохово-лишайниковым слоем в интервале глубин 10-20 см находится оторфованный горизонт, характеризующийся повышенной пористостью и водоудерживающей способностью, низкими теплопроводными свойствами. Под торфом располагается обломочный материал глинистых сланцев. Во время снеготаяния при мерзлом состоянии грунта образуется как поверхностный, так и надмерзлотный (по трещинам и другим предпочтительным каналам фильтрации) сток.

В лиственничном лесу под мохово-лишайниковым покровом в интервале глубин 10-40 см залегает оторфованный слой, для которого характерны низкий коэффициент

фильтрации, низкие теплопроводные свойства, высокая пористость и водоудерживающая способность. Ниже слоя торфа залегает глина с обломками глинистых сланцев. Максимальная глубина протаивания составляет 0.6 м. Во время снеготаяния и интенсивных дождей формируется поверхностный сток. В остальное время уровень грунтовых вод подходит близко к поверхности.

В прирусловом талике разрез грунта имеет идентичное строение с таковым в лиственничном лесу, однако в нем отсутствует мерзлота в первых метрах от поверхности и происходит сезонное промерзание грунта в зимний период. В течение большей части года в прирусловом талике происходит подземный сток.

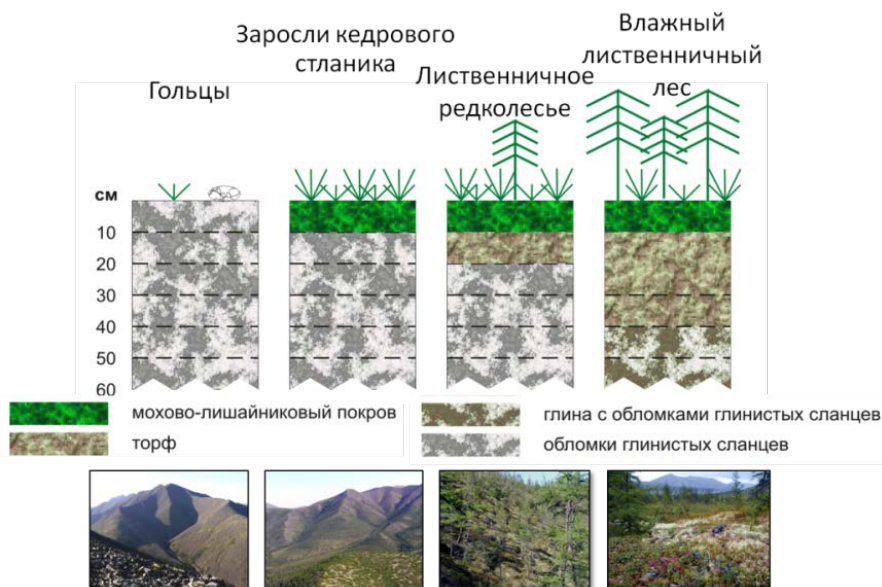


Рис. 4. 1 Схематические почвенные разрезы основных стокоформирующих ландшафтов бассейна руч. Контактный

В целях моделирования водосбор руч. Контактного (створ Нижний, площадь 21.6 км²) был представлен 28 репрезентативными точками, каждая из которых относилась к одному из типов подстилающей поверхности. Одна расчетная точка, по параметрам почвы и растительности относящаяся к лиственничному лесу, была лишена мерзлоты и концептуально отображала зону прирусловых таликов.

Табл. 4. 1 Параметры расчетных слоев почвы, принятых для моделирования

	мохово-лишайниковый покров	торф	глина с обломками глинистых сланцев	обломки глинистых сланцев
Плотность, кг/м ³	500	1720	2610	2610
Пористость, %	90	80	55	35
Водоуд. способность, %	60	20-40	13	7
Кф, мм/мин	10	0.0005-0.5	0.0005	0.05-1
Удельная теплоемкость, Дж/кг*°С	1930	1930	840	750
Теплопроводность, Вт/м°С	0.8	0.8	1.2	1.5

4.1.2 Моделирование переменных состояний и стока воды

Моделирование переменных состояний и стока воды проводилось для микроводосборов ручьев Северный, Южный, Морозова. По результатам расчета до начала оттаивания почвы в лиственничном лесу (р. Южный) преобладает поверхностный сток. В течение летнего сезона поверхностный сток формируется только при выпадении интенсивных дождей. Большая часть воды, попадающей на поверхность грунта, просачивается и формирует почвенный надмерзлотный сток. Почва оттаивает всего на 0.6 м в течение четырех теплых месяцев (июнь-сентябрь) и большую часть времени СТС насыщен водой.

В каменной осыпи (р. Морозова) талая вода свободно проникает в грунт и частично намерзает на камнях, образуя внутригрунтовый лед. Увеличение льдистости в верхних двух метрах грунта по мере снеготаяния отражается при моделировании (Рис. 4. 2, каменная осыпь). По результатам Т.В. Банцединой (2001, 2003) от 40 до 60 мм льда формируется каждую весну в толще СТС каменной осыпи, по результатам моделирования за период 1969-1990 гг. – от 21 до 48 мм. Лед стаивает в течение всего теплого сезона, из-за чего в сухие периоды наблюдается зависимость стока воды от температуры воздуха. Таким образом, происходит криогенное перераспределение стока между сезонами года.

В целом, рассчитанные глубины протаивания и расходы воды удовлетворительно согласуются с наблюдаемыми величинами (Рис. 4. 2) на рр. Южный и Морозова, а также на р. Северный (заросли кедрового стланика) – Рис. 4. 3. Рассчитанный и наблюдаемый слой стока за год за весь период расчета (1971 – 1984) составил 404 и 431 мм в каменной осыпи, 193 и 193 мм во влажном лиственничном лесу.

Наибольшие расхождения между рассчитанными и измеренными значениями стока воды на всех моделируемых микроводосборах наблюдаются в период половодья, когда рассчитанный сток обычно превышает измеренный. Это происходит из-за недооценки процесса фильтрации воды в мерзлые грунты и ее последующее замерзание там. Для улучшения отображения этого процесса при моделировании необходимы измерения влажности/льдистости грунтов, которые не входили в стандартную программу наблюдений на КВБС. Рассчитанный расход воды в периоды между подъемами стока занижается по сравнению с наблюдаемым, что может быть вызвано недоучетом вклада таяния внутригрунтового льда, образовавшегося весной. Рассчитанный сток в течение теплого периода года показывает хорошее согласие с наблюдаемым, как по абсолютным значениям, так и по срокам.

Рассчитанный сток на руч. Южном показывает наилучшую сходимость с наблюдения, а на руч. Морозова – наихудшую. Это связано со сложным водно-термическим режимом каменной осыпи, где значительная часть талой воды замерзает на обломочном материале грунта весной и тает в течение лета, вследствие чего сток показывает зависимость не только от осадков, но и от температуры воздуха. Кроме того может сказываться удаленность водосбора от метеоплощадки Нижняя, данные которой использовались в качестве входной информации.

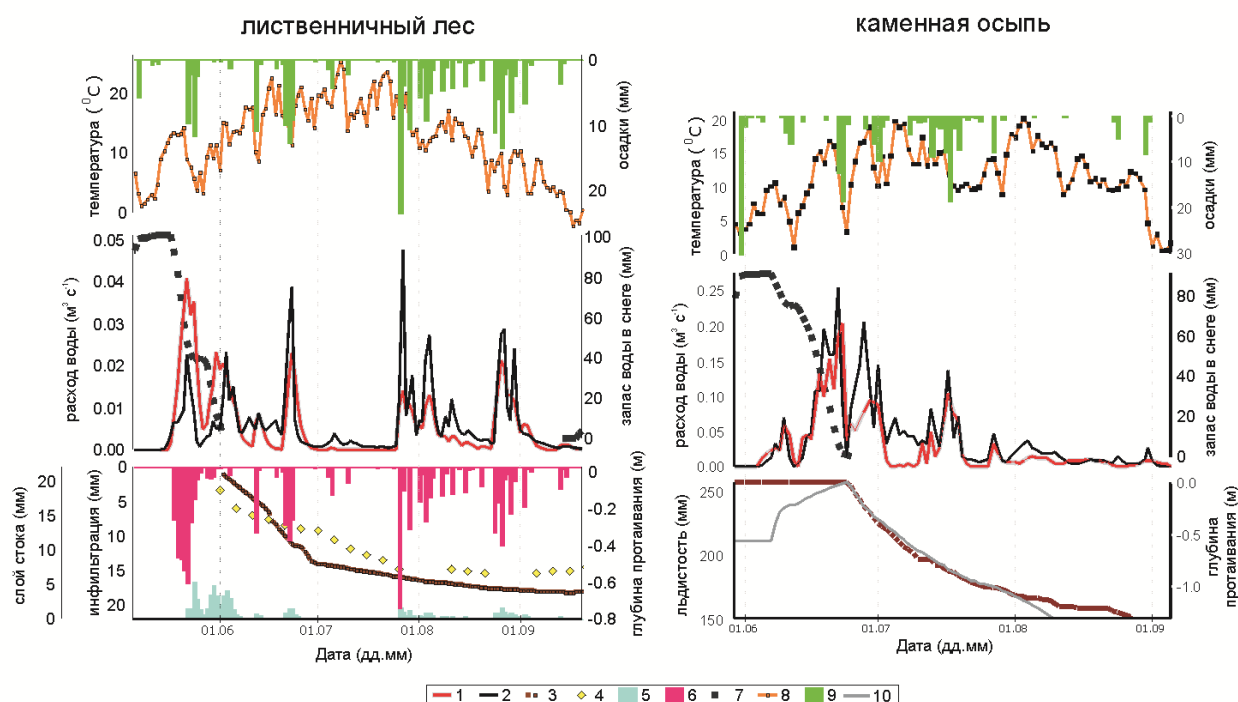


Рис. 4. 2 Совмещенные графики рассчитанных и наблюдаемых компонентов водного и теплового режима в лиственном лесу (слева) и каменной осыпи (справа): 1 – рассчитанный гидрограф стока, м³/с; 2 – наблюдаемый гидрограф стока, м³/с; 3 – рассчитанная глубина протаивания, м; 4 – наблюдаемая глубина протаивания, м; 5 – рассчитанный слой поверхностного стока, мм; 6 – рассчитанный слой воды, просочившийся в грунт, мм; 7 – запас воды в снеге, мм; 8 – рассчитанная эффективная температура воздуха (с учетом прихода прямой солнечной радиации), °C; 9 – слой жидких осадков с учетом задержания растительностью, мм; 10 – рассчитанная льдистость верхнего двухметрового слоя грунта, мм.

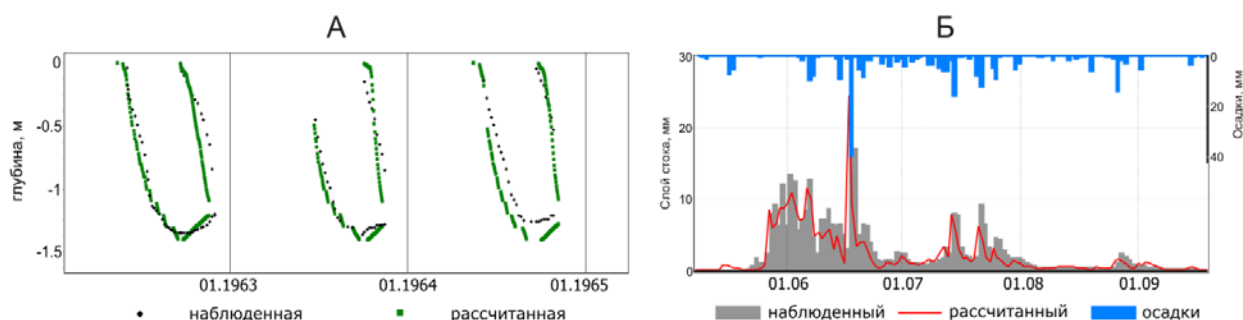


Рис. 4. 3 А – рассчитанные и наблюдаемые глубины протаивания грунта в условиях горной тундры и зарослей кедрового стланика, 1962-1964 гг.; Б – рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока руч. Северный, 1978.

Результаты моделирования показаны на Рис. 4. 4 и Табл. 4. 2. Рассчитанные и наблюдаемые слои стока и максимальные расходы руч. Контактного-Нижнего близки между собой. Причиной некоторого занижения максимальных расходов может являться отсутствие данных по интенсивности выпадения осадков, которая рассчитывается в модели и, вероятно, не совпадает с реальными интенсивностями выдающихся ливней, формирующих экстремальные расходы в горных условиях станции.

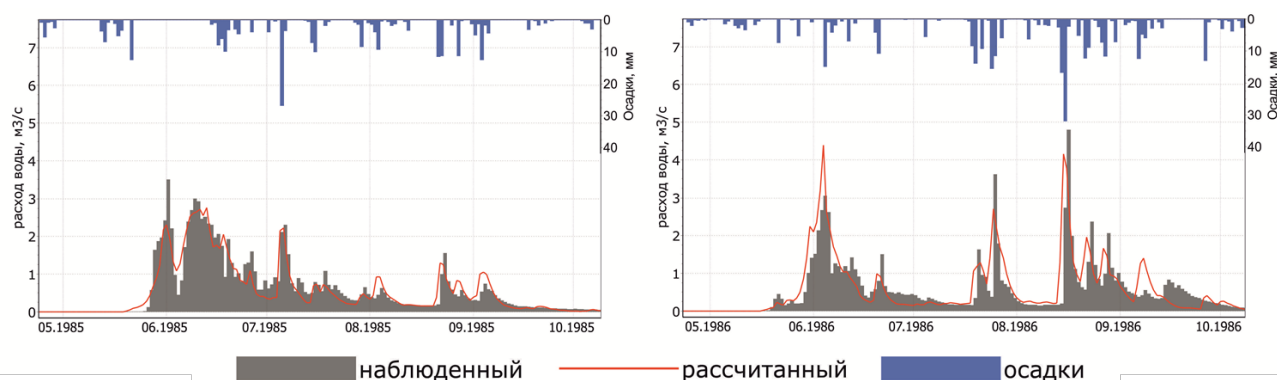


Рис. 4. 4 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока руч. Контактный (Колымская водно-балансовая станция) и осадки на метеорологической станции Нижняя за 1985 и 1986 гг.

Табл. 4. 2 Минимальные, максимальные и средние значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критериев эффективности моделирования стока руч. Контактный

	среднее многолетнее значение	максимум за период расчета	минимум за период расчета
рассчитанный слой стока, мм	329	419	200
наблюдаемый слой стока, мм	301	420	139
осадки, мм	432	566	279
испарение, мм	102	111	89
максимальный рассчитанный расход, м³/с	3.4	7.4	1.5
максимальный наблюдаемый расход, м³/с	4.4	7.6	1.4
среднеквадратическая ошибка, б/р	0.66	1.9	0.3
критерий эффективности Нэша-Сатклиффа	0.66	0.9	0.3

4.2. Моделирование переменных состояний и гидрографов речного стока по данным научно-исследовательского водосбора р.Шестаковки

4.2.1 Оценка параметров модели «Гидрограф»

Период моделирования стока и переменных состояний р. Шестаковки составил 67 лет (1950-2017 гг.). Входными данными служила метеорологическая информация на метеостанции Якутск, расположенная в 20 км от водосбора, а также данные с метеорологической станции, расположенной в пределах водосбора, доступные за период 2016-2017 гг. Бассейн представлен 11 репрезентативными точками (РТ). Каждая РТ принадлежит к одному из четырех выделенных СФК.

В целях моделирования переменных состояний и стока воды р. Шестаковки в бассейне были выделены четыре СФК: сосновые леса без талика, сосновые леса с таликами, лиственнично-березовые леса, мари и болота. Распространение сосновых, лиственнично-березовых лесов, марей и болот представлено на Рис. 3. 11 (слева).

1) Сосновые леса на пологих песчаных склонах и водоразделах. Напочвенный покров разрежен, представлен толокнянкой, брусникой, лишайником и опадом хвои. В сосновых лесах происходит быстрое и глубокое протаивание хорошо дренируемых песчаных отложений, и практически никогда не формируется поверхностный сток. Глубина СТС составляет 2.0-4.0 м.

2) Сосновые леса, в пределах которых распространены талики. По предварительным результатам геофизических исследований чуть менее половины

площади распространения сосновых лесов занимают надмерзлотные водоносные талики. Среднегодовая температура пород в пределах надмерзлотных таликов составляет 0°C, за их пределами понижается до -1°C. Глубина сезонномерзлого слоя составляет 2.2-2.5 м. Сосновые леса как с таликами, так и без, занимают 47% площади водосбора.

3) Лиственнично-березовые леса в понижениях и распадках, которые покрывают 38% площади водосбора. Густой напочвенный покров представлен мхом, багульником, лишайником и кустарничками. Оторфованная песчано-супесчаная почва в лиственничном лесу протаивает до 1-2 м. Характер стока меняется от поверхностного в период снеготаяния до стока в сезонно-талом слое в середине и второй половине теплого сезона, который практически полностью расходуется на испарение и транспирацию. Среднегодовая температура пород составляет от -2.0 до -2.5°C.

4) Мари и болота, которые занимают около 14% площади водосбора – плоские поймы, мелкобугристые и плоские днища, слабонаклонные прибортовые участки. Этот СФК характеризуется льдистыми маломощными (0.7-0.8 м) торфяными отложениями, подстилаемыми песками и супесями. Растительность представлена водно-болотными, луговыми, мохово-кустарниковыми низкорослыми лиственничными рединами. Температура пород на подошве слоя годовых колебаний изменяется от -2.5 до -4.5 °C. Маревые участки характеризуются глубиной протаивания около 0.5-1.5 м.

Параметры СФК задавались на основе литературных данных (Бойцов, 2002; Мониторинг..., 2002; Скрябин и др. 1998) и результатов собственных полевых работ 2015-2017 гг., в том числе бурения. Параметры растительности для сосновых лесов с таликами и без (СФК1 и СФК2) идентичны друг другу. Параметры растительности показаны в Табл. 4. 3, расчетных слоев почвы (РСП) – в Табл. 4. 4.

Параметры растительности

Затененность, равная 0.45 и 0.6 для сосновых и лиственничных лесов соответственно, была назначена по данным собственных визуальных наблюдений.

По данным Ohta и соавт. (2001) и Namada и соавт. (2004) перехват осадков растительным покровом в лесах Центральной Якутии за теплый период года составляет от 16 до 46 мм. Максимальная емкость перехвата лиственничных и сосновых лесов была принята равными 1.3 и 3 мм соответственно, так как с такими параметрами смоделированная величина перехвата за сезон составляет 25-30 мм, что соответствует наблюдаемым данным (Ohta и др., 2001; Namada и др., 2004).

По данным П.Н. Скрябина и др. (1998) за летние месяцы альbedo мохового покрова с вейниково-осоковой растительностью равно 18-20%, толокнянковых латок с мертвопокровными пятнами под сосновым лесом – 14-17% и мохово-багульникового брусничника под березово-лиственничным лесом – 12-13%. Эти значения альbedo были использованы при моделировании для мари, соснового и лиственнично-березового леса соответственно.

Коэффициенты испарения для каждого ландшафта определялись по наилучшему соотношению рассчитанного испарения и его имеющихся экспериментальных оценок. Коэффициент испарения соснового, лиственничного леса и мари был принят равным 0,19, 0,66 и 0,66 соответственно. По оценкам А.В. Бойцова (2002) и Скрябина и соавт. (1998)

испарение в сосновых лесах в бассейне р.Шестаковки составляет от 100 до 160 мм, по результатам моделирования (1970-2017 гг.) – 154 мм, для лиственничного леса и мари аналогичные значения составляют 214-244 мм и 235 мм. По различным литературным данным (Аре, 1978; Саввинов 1969) испарение по снега в Центральной Якутии составляет от 6 до 15 мм. Условные константы 11 и 12 (коэффициент испарения с поверхности снежного покрова при положительной эффективной температуре воздуха и коэффициент испарения с поверхности снежного покрова при отрицательной эффективной температуре воздуха) были скорректированы до значений $1.1 \cdot 10^{-9}$ и $9 \cdot 10^{-9}$ для наилучшего совпадения рассчитанных (12-13 мм) и наблюдаемых значений испарения со снега.

Фенологические даты. Первая дата соответствует появлению первого зеленого листа, последняя – концу листопада, вторая и третья ограничивают максимальную фазу развития растительного покрова. По собственным наблюдениям 2015-2017 гг. хвоя на лиственнице появляется в последней декаде мая и опадает в середине сентября. По литературным данным (Коробкова и Сысолятина, 2017; Сабарайкина, 2017) начало вегетации у различных растений в Центральной Якутии отмечается в II–III декадах мая, листопад – во II–III декадах сентября, цветение – во II–III декаде июня. В соответствии с этим фенологические даты были приняты 25.05, 15.06, 20.08 и 20.09.

Табл. 4. 3 Параметры растительного покрова СФК

Номер СФК		1*	2**	3***
Затененность поверхности кронами деревьев, б/р	макс	0.45	0.6	0.1
	мин	0.3	0.1	0.05
Емкость перехвата жидких осадков растительностью, мм	макс	1.3	3	0.5
	мин	1	1	0.1
Альбедо ландшафта, б/р	макс	0.15	0.12	0.20
	мин	0.14	0.10	0.10
Коэффициент испаряемости, Гпа*с	макс	0.19	0.66	0.66
	мин	0.1	0.3	0.3
Параметр подвода тепловой энергии к поверхности почвы, Вт/м ² *°С		2	1.8	4
Фенологические даты	Первая	25.05	25.05	25.05
	Вторая	15.06	15.06	15.06
	Третья	20.08	20.08	20.08
	Четвертая	20.09	20.09	20.09

*1 – сосновые леса, **2 – лиственнично-березовые леса, ***3 – мари и болота

Параметры расчетных слоев почвы (РСП)

Для каждого СФК был разработан типичный почвенный разрез по имеющимся в литературе описаниям почвы и выполненным шурфовкам и бурению.

В сосновом лесу моделировался разрез глубиной 5 м. В сосновом лесу без талика под тонким слоем дернины (1-3 см) залегает среднезернистый песок до нижней границы расчетной области. Песок характеризуется изменчивой влажностью в течение года. В почвенном профиле СФК сосновый лес с таликом на глубинах ниже 2.5 м располагается постоянный водоносный горизонт – полностью водонасыщенный среднезернистый песок. В лиственничном лесу верхние 0.3 м профиля относятся к мохово-лишайниковому покрову. Ниже залегает среднезернистый песок. Глубина расчетного разреза составляет 4.7 м. На марях и болотах верхние 0.4 м разреза представлены торфом, ниже –

среднезернистыми песками. Мощность РСП составляла 0.1 м (1-10 РСП), 0.25 м (11-14 РСП) и 0.5 м (15-20 РСП).

По данным А.В. Бойцова (2002) «средняя пористость песков зоны аэрации на Чабыде составляет 33-35%», «диапазон изменений удельной плотности кварц-полевошпатовых песков находится в пределах 2,60-2,65 г/см³», «по данным опытных гидрогеологических откачек из надмерзлотного талика коэффициент фильтрации пород находится в пределах 5,7-8,1 м/сут» (3,9-5,6 мм/мин), ««константы» влажности для Чабыдинских песков имеют следующие величины (в объемных процентах): полная влагоемкость – 29-31%; наименьшая влагоемкость, при которой начинается интенсивное движение влаги – 7%; величина завядания – 2,4%». По результатам бурения 2016-2017 гг. и шурфовок на различных участках водосбора был сделан вывод, что преобладающий тип отложений в бассейне р. Шестаковки схож с Чабыдинскими и представлен среднезернистыми песками. Перечисленные выше свойства были использованы для РСП, сложенных песками, во всех выделенных СФК.

Свойства расчетных слоев почвы представлены в Табл. 4. 4. Плотность песка принималась равной 2625 кг/м³, пористость – 33%, максимальная водоудерживающая способность (МВС) – 7, коэффициент инфильтрации – 5 мм/мин, влажность завядания – 3.5%. Чтобы отразить существование водоносного горизонта на глубинах от 2.5 м и ниже в СФК «Сосновый лес с таликом» МВС и влажность завядания задавались практически равными пористости – 29% и 27% соответственно. Хотя песчаные отложения в лиственничном лесу характеризуются схожими водно-физическими свойствами с отложениями в сосновом лесу, они характеризуются практически постоянной высокой влажностью, которая систематически превышает МВС, за счет отсутствия уклона. Это подтверждается определениями влажности при бурении в апреле 2016 г., равными от 26 до 32%, и результатами шурфовок. По результатам моделирования температуры грунта было принято решение назначить МВС в песке лиственничного леса 20%. В сосновом лесу за счет уклона и глубокого протаивания влажность никогда, за исключением периода фильтрации талой воды в мерзлые пески, не превышает МВС. В лиственничном лесу отсутствие уклона и неглубокое протаивание приводят к тому, что влага задерживается в песке и превышает МВС. Таким образом формируется верховодка, то есть надмерзлотные воды СТС.

Водно-физические свойства органических горизонтов (мха и торфа) были приняты по данным Н.Г. Василенко (2013), полученным на мерзлотных почвах полигона Могот (южная граница криолитозоны на водоразделе рек Амур и Алдан) и систематизированным в целях гидрологического моделирования Н.В. Нестеровой и соавт. (2018). Так, удельный вес мохово-лишайникового покрова принимался равным 1000 кг/м³, пористость – 90%, МВС – 80%, влажность завядания – 30%, коэффициент фильтрации – 10 мм/мин. Для торфа перечисленные свойства были приняты равными 1700 кг/м³, 80%, 40%, 7% и 0,1 мм/мин соответственно.

Коэффициент фильтрации верхнего РСП всех СФК был задан 20 мм/мин (0.03 см/с или 28.8 м/сутки). По экспериментальным данным Н.Г. Василенко (2013), коэффициент фильтрации верхнего горизонта почвы меняется от 1,2 до 120 мм/мин (0,002 до 0,2 см/сек). Высокие значения коэффициента фильтрации верхнего горизонта почвы согласуются с тем, что поверхностный сток, как правило, не наблюдается ни в каких ландшафтах водосбора р.Шестаковки даже во время снеготаяния и после дождей.

Теплофизические свойства РСП были заданы на основе усредненных результатов определений коэффициента теплопроводности талых грунтов и напочвенных покровов методом цилиндрического зонда на Чабыдинском стационаре Скрябина и соавт. (1998). Удельная теплопроводность сухой фракции песка и органического горизонта – 1.8 и 0.8 Вт/(м*К), удельная теплоемкость сухой фракции – 780 и 1930 Дж/(кг*К),

Нижним граничным условием в сосновом лесу с таликом служила постоянная в течение года температура $+0.1^{\circ}\text{C}$, характерная для водоносного горизонта. По результатам моделирования переменных состояний, описанных в следующем разделе, она была скорректирована и принята $+4.0^{\circ}\text{C}$, так как при $+0.1^{\circ}\text{C}$ талик промерзает по результатам моделирования. Это значение является завышенным по сравнению с реально наблюдающейся температурой. Оно может быть интерпретировано как то, что талик существует за счет дополнительного прихода тепла с водами, фильтрующимися в водоносном горизонте. При отсутствии этого дополнительного источника тепла талик действительно промерзает в условиях климата Центральной Якутии. Горизонтальная фильтрация воды в водоносном горизонте не описывается в явном виде в модели «Гидрограф», и предложенный способ назначения температуры грунта на нижней границе расчетной области является приемлемым возможным решением для описания феномена существования водоносных таликов в исследуемых условиях.

Температура на нижней границе расчетной области в лиственничном лесу и сосновом лесу без талика аппроксимировалась синусоидой со среднегодовым значением -3°C и -1°C соответственно, первой амплитудой 2°C , первой фазой 249, второй амплитудой 0.5°C , второй фазой 184.

Вклад РСП в испарение (доли от единицы) в сосновом лесу изменялся от 0.3 в 1-ом РСП до 0.05 в 12-ом РСП (глубина 3.5 м). Вклад РСП в испарение в лиственничном лесу был принят равным от 0.5 в 1-ом РСП до 0.2 в 3-ем РСП, то есть испарялась исключительно вода из мохового покрова. Это связано с наблюдениями, что даже в засушливые периоды подо мхом грунт всегда влажный.

Табл. 4. 4 Свойства расчетных слоев почвы

	РСП 1	РСП 2	РСП 3	РСП 4	РСП 5	РСП 6	РСП 7	РСП 8	РСП 9	РСП 10	РСП 11	РСП 12	РСП 13	РСП 14	РСП 15	РСП 16	РСП 17	РСП 18	РСП 19	РСП 20
Плотность, кг/м ³																				
СФК 1	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625
СФК 2	1000	1000	1000	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625
СФК 3	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625
СФК 4	1800	1800	1800	1800	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625	2625
Пористость, б/р																				
СФК 1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33
СФК 2	0.9	0.9	0.9	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
СФК 3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
СФК 4	0.8	0.8	0.8	0.8	0.55	0.47	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35
Уд.теплоемкость, Дж/кг*град																				
СФК 1	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780
СФК 2	1930	1930	1930	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780
СФК 3	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780
СФК 4	1930	1930	1930	1930	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780	780
Уд.теплопроводность, Вт/м*град																				
СФК 1	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
СФК 2	0.8	0.8	0.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
СФК 3	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8
СФК 4	0.5	0.8	0.8	0.8	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Максимальная водоудерживающая способность, б/р																				
СФК 1	0.1	0.1	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
СФК 2	0.8	0.8	0.8	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
СФК 3	0.1	0.1	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
СФК 4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
Коэффициент фильтрации, мм/мин																				
СФК 1	20	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
СФК 2	20	10	10	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
СФК 3	20	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
СФК 4	20	0.3	0.3	0.3	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Влажность завядания, б/р																				
СФК 1	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
СФК 2	0.3	0.3	0.3	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035
СФК 3	0.02	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035
СФК 4	0.1	0.07	0.07	0.07	0.07	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

4.2.2 Моделирование переменных состояний и стока воды

Проверочными данными для моделирования служили данные снегомерных съемок в лесу на метеостанции Якутск (1966-2011), на Чабыдинском стационаре (1979-1980), ежедневные измеренные в скважинах 3/16-С и 3/16-Л температуры грунта с мая 2016 по сентябрь 2017 г. в лиственном и сосновом лесу, а также ежемесячные измерения в сосновом лесу на Чабыдинском полигоне за период 1981-1985 гг. Рассчитанная влажность грунта в сосновом лесу сравнивалась с ежемесячными определениями термостатно-весовым методом за период 1981-1985 гг. и с автоматическими ежедневными измерениями за теплый сезон 2017 г. Измерения влажности грунта в лиственном лесу отсутствуют, за исключением разовых определений при бурении в апреле 2016 г.

Коэффициенты теплопроводности и теплоемкости каждого расчетного слоя почвы моделируются на каждый расчетный интервал в зависимости от рассчитанной влажности/льдистости и тепловых свойств сухого грунта, заданных параметрами. Рассчитанная теплопроводность грунтов сравнивались с данными определений П.Н. Скрыбина и соавт. (1998). Сравнение приведено в Рис. 4. 5. По данным П.Н. Скрыбина и соавт. (1998) при влажности песков в зоне аэрации 2-8% (по объему), их теплопроводность в талом состоянии равна от 0.6 до 1.1 Вт/(м*К). По результатам моделирования теплопроводность талых песков в сосновом лесу равна 1.0-1.1 Вт/(м*К). По итогам обобщения теплофизических характеристик песчаных грунтов Якутии Н.И.Шендера и соавт. (1996) теплопроводность мерзлых песчаных отложений с соответствующей льдистостью равна 0.9-1.3 Вт/(м*К), по результатам моделирования – 1.1-1.3 Вт/(м*К). Измеренная П.Н. Скрыбиным и соавт. (1998) теплопроводность талых песчаных грунтов в мелкодолинном типе местности (ложбине стока и днище долины ручья, покрытыми лиственным лесом) равна 1.3-2.2 Вт/(м*К), по результатам моделирования в лиственно-березовом лесу – от 1.2 до 1.3 Вт/(м*К). По данным П.Н. Скрыбина и соавт. (1998) теплопроводность талого мха меняется в диапазоне от 0.2 до 0.5 Вт/(м*К), по результатам моделирования – от 0.2 до 0.4 Вт/(м*К).

Рассчитанная теплопроводность мохового покрова и грунтов зоны аэрации хорошо согласуется с лабораторными определениями. Теплопроводность талого влажного песка в лиственном лесу занижается предположительно из-за неточного моделирования влажностного режима грунтов.

Табл. 4. 5 Определенные в лаборатории и рассчитанные при моделировании значения теплопроводности грунтов двух рассматриваемых разрезов

	Лабораторные определения теплопроводности, Вт/(м*К) (по Скрыбину и соавт., 1998 и Шендеру и соавт., 1996)	Диапазоны изменений рассчитанной теплопроводности, Вт/(м*К)
Талый песок, объемная влажность 2-8%	0.6 – 1.1	1.0-1.1
Мерзлый песок, объемная льдистость 2-8%	0.9– 1.3	1.1– 1.3
Талый влажный песок	1.3– 2.2	1.2 – 1.3
Мох в талом состоянии	0.2– 0.5	0.2– 0.4

На Рис. 4. 5 показаны рассчитанный и фактический запас воды в снеге. Рассчитанные величины несколько превосходят измеренные на снегомерных съемках в лесу по данным метеорологической станции Якутск, однако согласуются с данными наблюдений на Чабыдинском стационаре, который находится в пределах бассейна р. Шестаковки. Время таяния снега также моделируется близко к наблюдаемым значениям.

На Рис. 4. 6 и Рис. 4. 7 представлены рассчитанные и фактические значения влажности грунта в сосновом лесу на глубинах 5 см (теплый сезон 2017 г., участок Верхняя Шестаковка) и 70 см (1981-1984 гг., Чабыдинский полигон). Смоделированный ход влажности в течение года хорошо согласуется с наблюдаемым. Расхождения не превышают 2-3 объемных %. Как правило, зимой наблюдается постоянная влажность грунта, равная 3-5 объемным %. Разные значения измеренной зимой влажности грунта на глубине 70 см связаны с особенностями используемого термостатно-весового метода. Каждый раз выкапывался новый шурф для взятия проб грунта на влажность, которые находились в непосредственной близости друг к другу, однако не в одном и том же месте. Таким образом пространственная изменчивость влажности/льдистости грунта влияла на результаты определений. Летом прослеживается увеличение влажности во время дождей и постепенное ее снижение вследствие испарения в периоды между дождями. Амплитуда колебания летней влажности грунта уменьшается от поверхности к глубоким горизонтам.

На участке Верхняя Шестаковка рассчитанная и наблюдаемая температура в верхних горизонтах удовлетворительно согласуется друг с другом в лиственничном лесу (Рис. 4. 8 и Рис. 4. 9). В лиственничном лесу наибольшие отклонения, достигающие 1,5°C, наблюдаются в сентябре, апреле и июле, когда грунт охлаждается и прогревается быстрее по сравнению с расчетом. На глубинах 2 и 3 м зимой температура грунта моделируется теплее на 2 °C. Это может быть связано с неточным заданием нижнего граничного условия в лиственничном лесу.

В сосновом лесу в пределах распространения талика на глубинах 0.5 и 1 м рассчитанная температура хорошо согласуется с ходом фактической. Максимальные отклонения фиксируются в январе и достигают 3°C при амплитуде колебаний наблюдаемых температур в течение года от -14°C до +15°C. В сосновом лесу на глубине 3 м наблюдаются положительные температуры, а зимой – нулевая завеса. По результатам моделирования при температуре на нижней границе расчета, равной +0.1°C, характерная для водоносного горизонта нулевая завеса присутствует летом, а зимой горизонт промерзает. При температуре на нижней границе расчета, равной +4.0°C, существование талика отображается при моделировании. Это значение является завышенным по сравнению с реально наблюдающейся температурой. Оно может быть интерпретировано как то, что талик существует за счет дополнительного прихода тепла с водами, фильтрующимися в водоносном горизонте.

Рассчитанные и фактические переменные состояния снега и почвы в сосновом и лиственничном лесах бассейна р.Шестаковки удовлетворительно согласуются друг с другом.

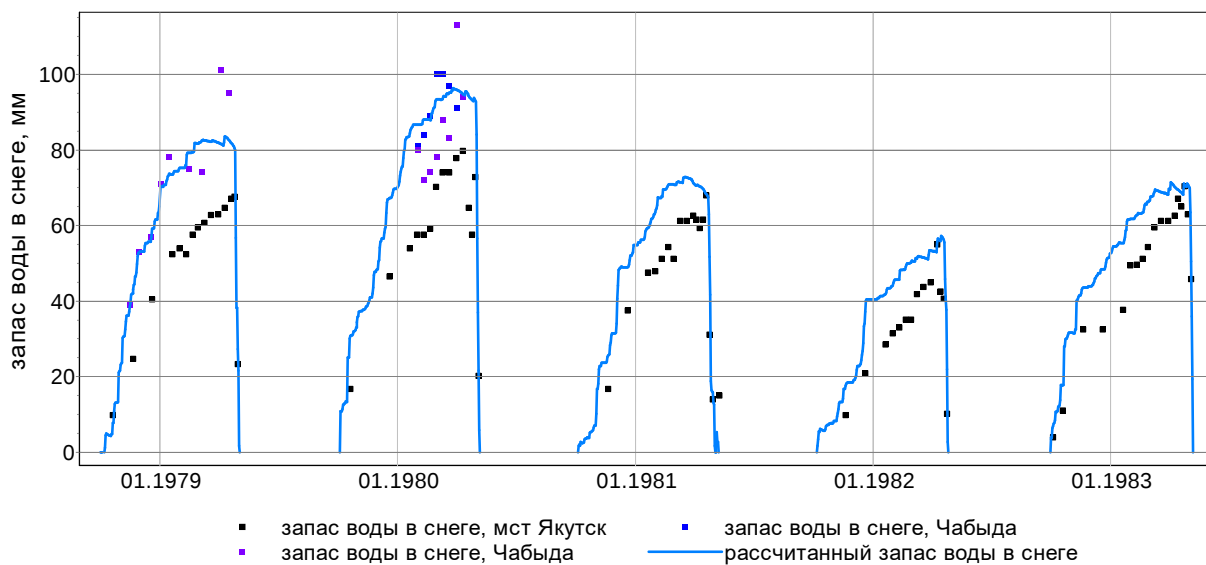


Рис. 4. 5 Рассчитанный и фактический запас воды в снежном покрове, 1979-1983 гг.

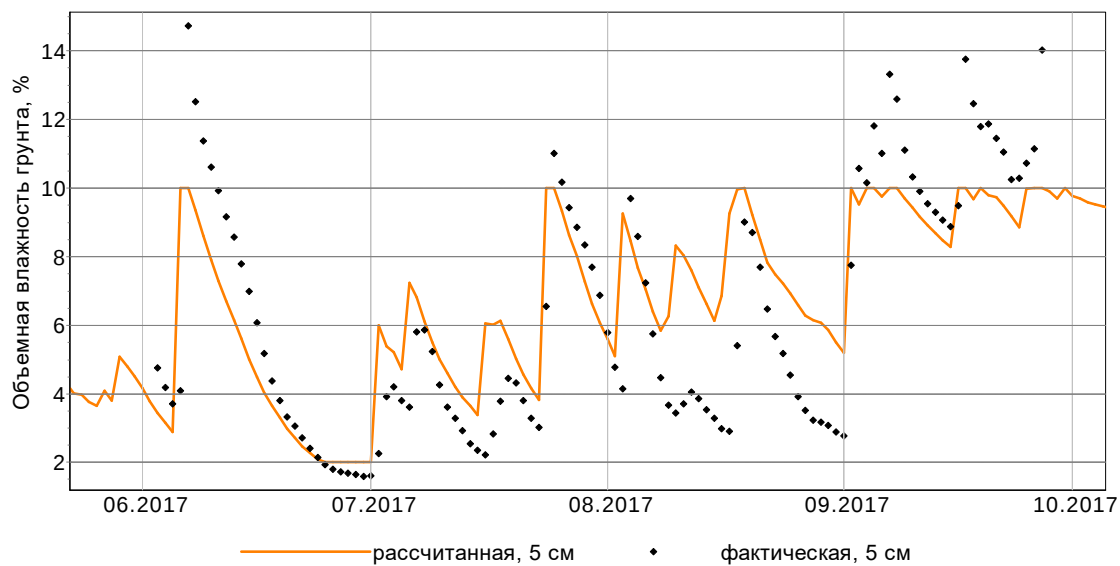


Рис. 4. 6 Рассчитанная и фактическая объемная влажность грунта на глубине 5 см в сосновом лесу, 2017 г

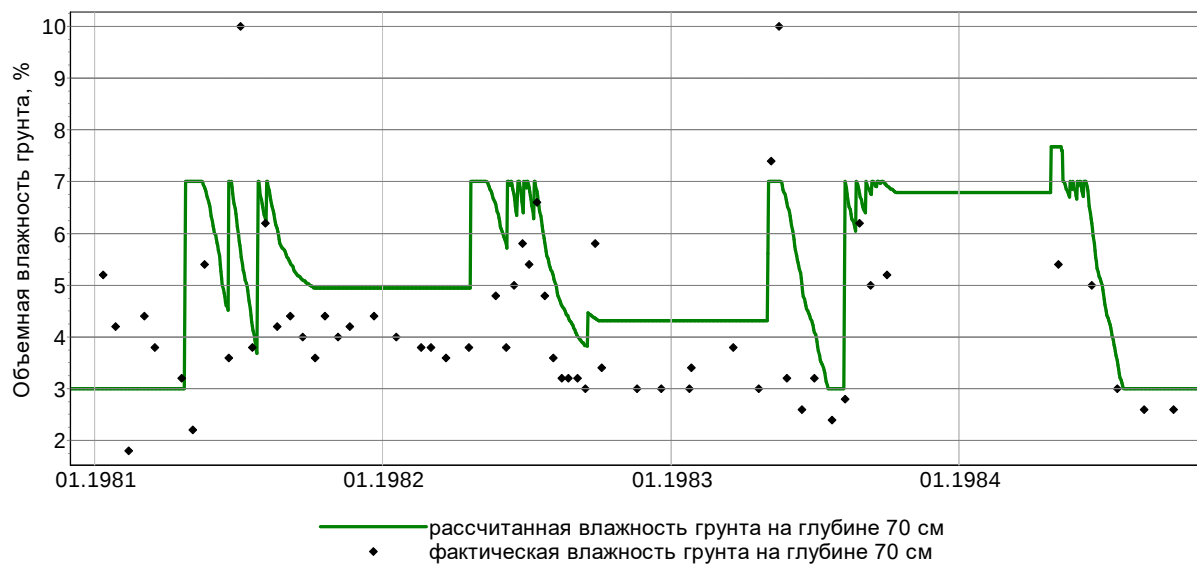


Рис. 4. 7 Рассчитанная и фактическая объемная влажность грунта на глубине 70 см в сосновом лесу, 1981-1984 гг.

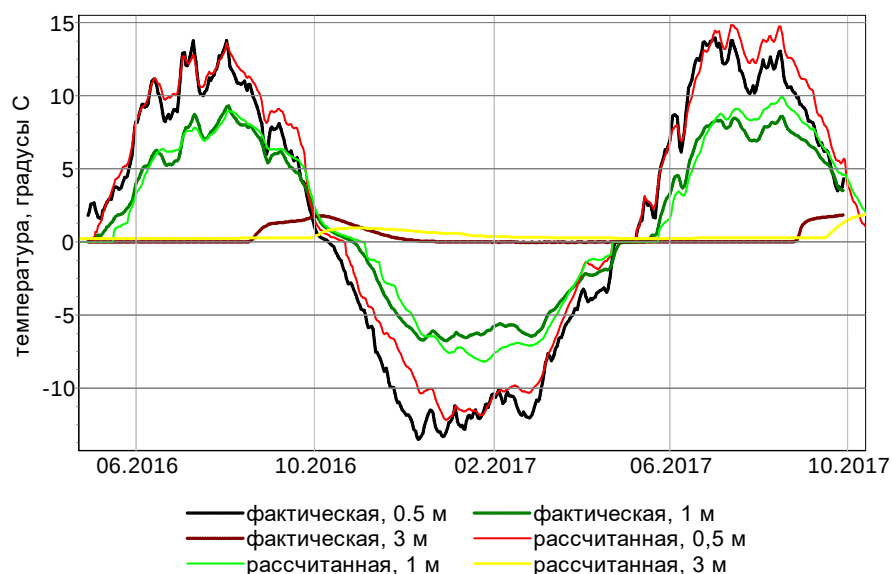


Рис. 4. 8 Рассчитанная и фактическая температура грунта на глубинах 0,5, 1 и 3 м в сосновом лесу, 2016-2017 гг.

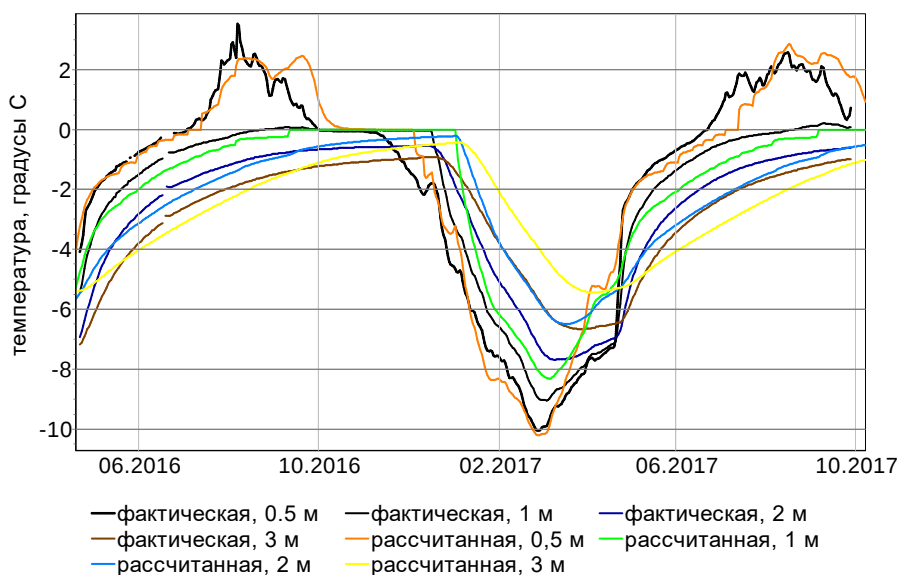


Рис. 4. 9 Рассчитанная и фактическая температура грунта на глубинах 0,5, 1, 2 и 3 м в лиственном лесу, 2016-2017 гг.

Рассчитанный, фактический гидрограф стока и осадки на метеостанции Якутск за годы с максимальным (1954 и 1989 гг.) и минимальным (1974 и 1987 гг.) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа показаны на Рис. 4. 10, за годы с наибольшим (1979 и 2006 гг.) и наименьшим (2001 и 2002) количеством осадков показаны на Рис. 4. 11. Результаты моделирования показывают хорошее согласие с наблюдаемыми значениями на уровне годовых значений (Рис. 4. 6). Рассчитанный и наблюдаемый среднемноголетний, максимальный и минимальный слой стока за год практически совпадают. Из-за высокой межгодовой изменчивости стока воды сходимость рассчитанных и фактических гидрографов сильно отличается от года к году. На Рис. 4. 12 слева показаны рассчитанные и фактические годовые слои стока р. Шестаковка. Из графика видно, что при слое стока более 40 мм/год модель преуменьшает его, а при значениях менее 20 мм/год чаще преувеличивает. Наилучшим образом моделируется годовой слой стока в годы средней

водности, в экстремально сухие и влажные годы модель, как правило, показывает преувеличенные и приуменьшенные значения соответственно. На Рис. 4. 12 справа показаны рассчитанные и фактические максимальные расходы воды р. Шестаковка–г.п.Камырдагыстах за каждый год расчета. Наблюдается недооценка максимальных расходов воды при их значениях выше $4 \text{ м}^3/\text{с}$. Согласие рассчитанных и фактических ежедневных расходов воды отличается высокой изменчивостью год от года. Критерий эффективности моделирования Нэша-Сатклиффа, рассчитанный по суточным значениям для каждого года, варьируется от отрицательных значений до 0.66.

В отдельные годы моделируются пики стока в зимний период (Рис. 4. 13), когда в реальности река промерзла до дна и сток не наблюдается. Это происходит за счет того, что в промерзающих и полностью насыщенных смесью воды и льда РСП происходит замерзание воды, которое сопровождается увеличением ее объема. При полном промерзании РСП вода, превышающая объем пор, выдавливается и идет на сток. Это соответствует реально наблюдающемуся процессу формирования наледей на крутых склонах в бассейне Шестаковки.

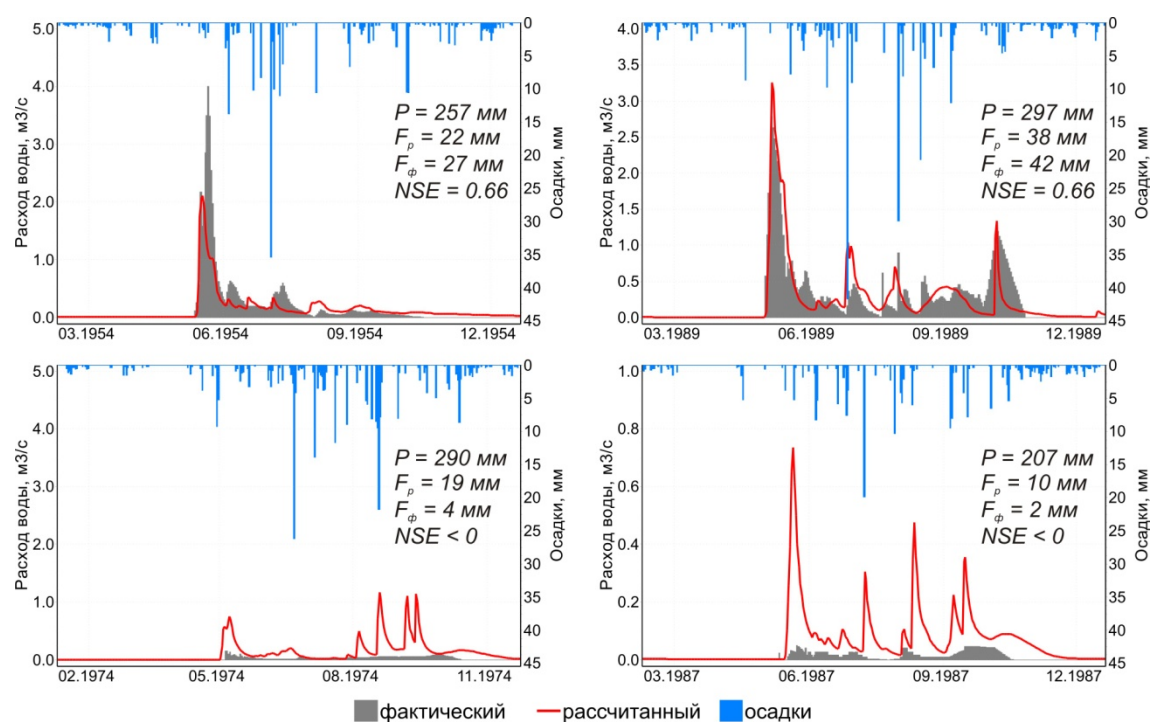


Рис. 4. 10 Рассчитанный, фактический гидрограф стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах и осадки на метеостанции Якутск за годы с максимальным (верхний ряд, 1954 и 1989 гг.) и минимальным (нижний ряд, 1974 и 1987 гг.) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа

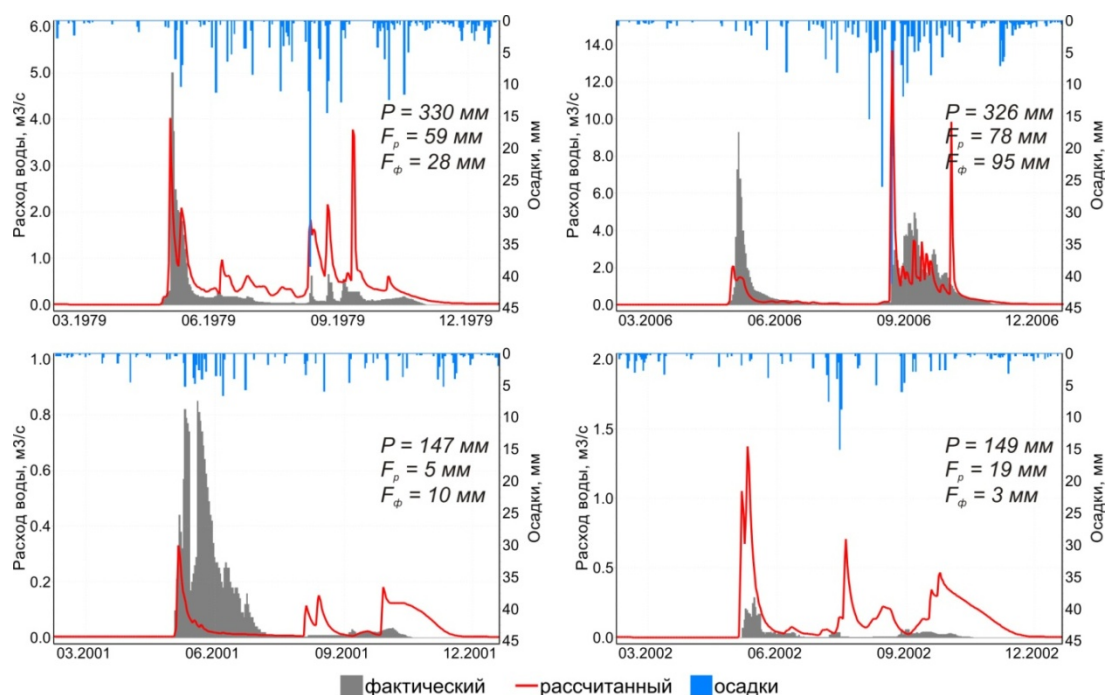


Рис. 4. 11 Рассчитанный, фактический гидрограф стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах и осадки на метеостанции Якутск за годы с наибольшим (верхний ряд, 1979 и 2006 гг.) и наименьшим (нижний ряд, 2001 и 2002) количеством осадков

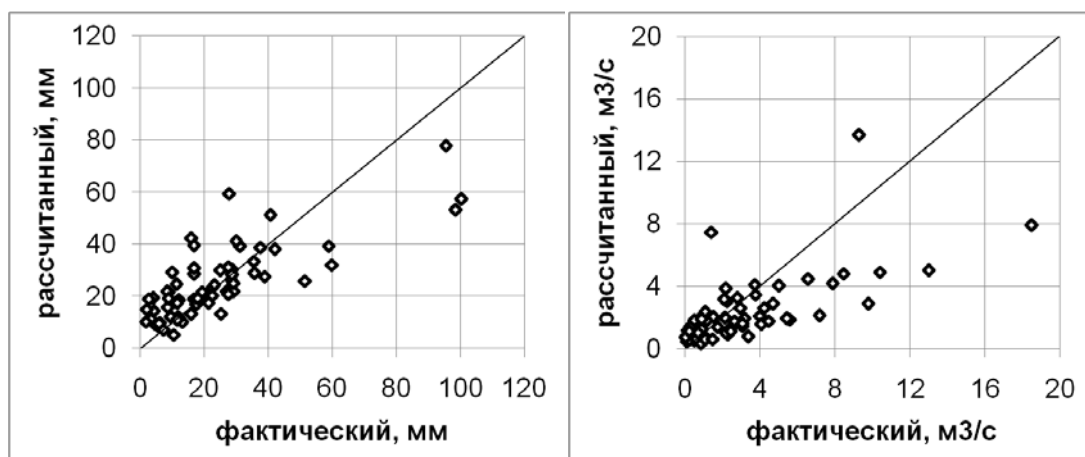


Рис. 4. 12 Слева: рассчитанные и фактические годовые слои стока р. Шестаковка– г.п.Камырдагыстах, справа: рассчитанные и фактические максимальные расходы воды р. Шестаковка– г.п.Камырдагыстах за каждый год

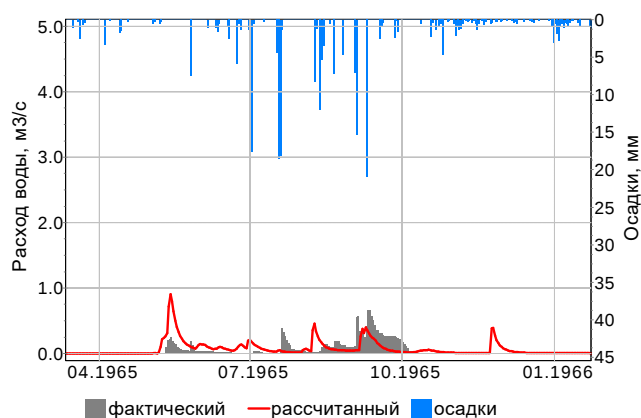


Рис. 4. 13 Рассчитанный, фактический гидрограф стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах и осадки на метеостанции Якутск за 1965 г.

Табл. 4. 6 Минимальные, максимальные и средние значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критериев эффективности моделирования стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах

	среднее многолетнее значение	максимум за период расчета	минимум за период расчета
рассчитанный слой стока, мм	25	78	5
наблюденный слой стока, мм	24	100	2
осадки, мм	237	329	147
испарение, мм	211	277	128
максимальный рассчитанный расход, м ³ /с	2.3	13.7	0.33
максимальный наблюдаемый расход, м ³ /с	3.1	18.5	0.05

4.3. Моделирование гидрографов речного стока малых и средних речных бассейнов Северо-Востока России

В верхней части бассейна р. Колымы вблизи Колымской водно-балансовой станции в целях моделирования было выделено шесть речных бассейнов с площадями водосборов от 65 до 42600 км², представленных на Рис. 4. 14. Краткая информация об исследуемых бассейнах представлена вТабл. 4. 7.

Табл. 4. 7 Речные бассейны в верхней части бассейна р. Колымы, которые использовались для моделирования

Код поста	Река - пост	Площадь водосбора, км ²	Минимальная и максимальная высота, м	Период моделирования	Количество метеостанций (в т.ч. в пределах бассейна)
01081	р.Талок - Устье	65	600-1900	1966-2012	1 (1)
01127	р.Омчак - р.п.Омчак	151	800-1500	1966-1988	2 (0)
01619	р.Омчук - р.п.Усть-Омчуг	583	500-1600	1966-1988	2 (1)
01151	р.Детрин - устье р.Омчук	3490	500-1800	1972-1987	2 (1)
01095	р.Кулу - с.Кулу	10300	600-2000	1972-1987	3 (1)
01001	р.Колыма - с.Оротук	42600	500-2200	1978-1995	9 (6)

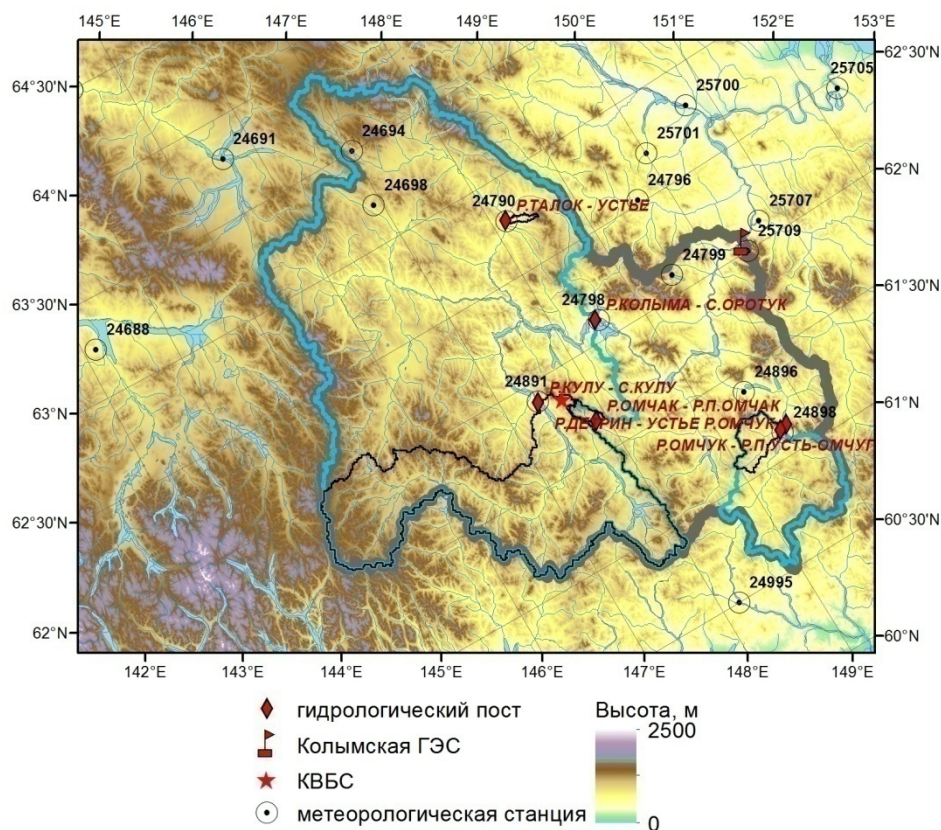


Рис. 4. 14 Схема расположения гидрологических постов, метеорологических станций и границ выбранных для моделирования речных бассейнов в верхней части бассейна р. Колымы

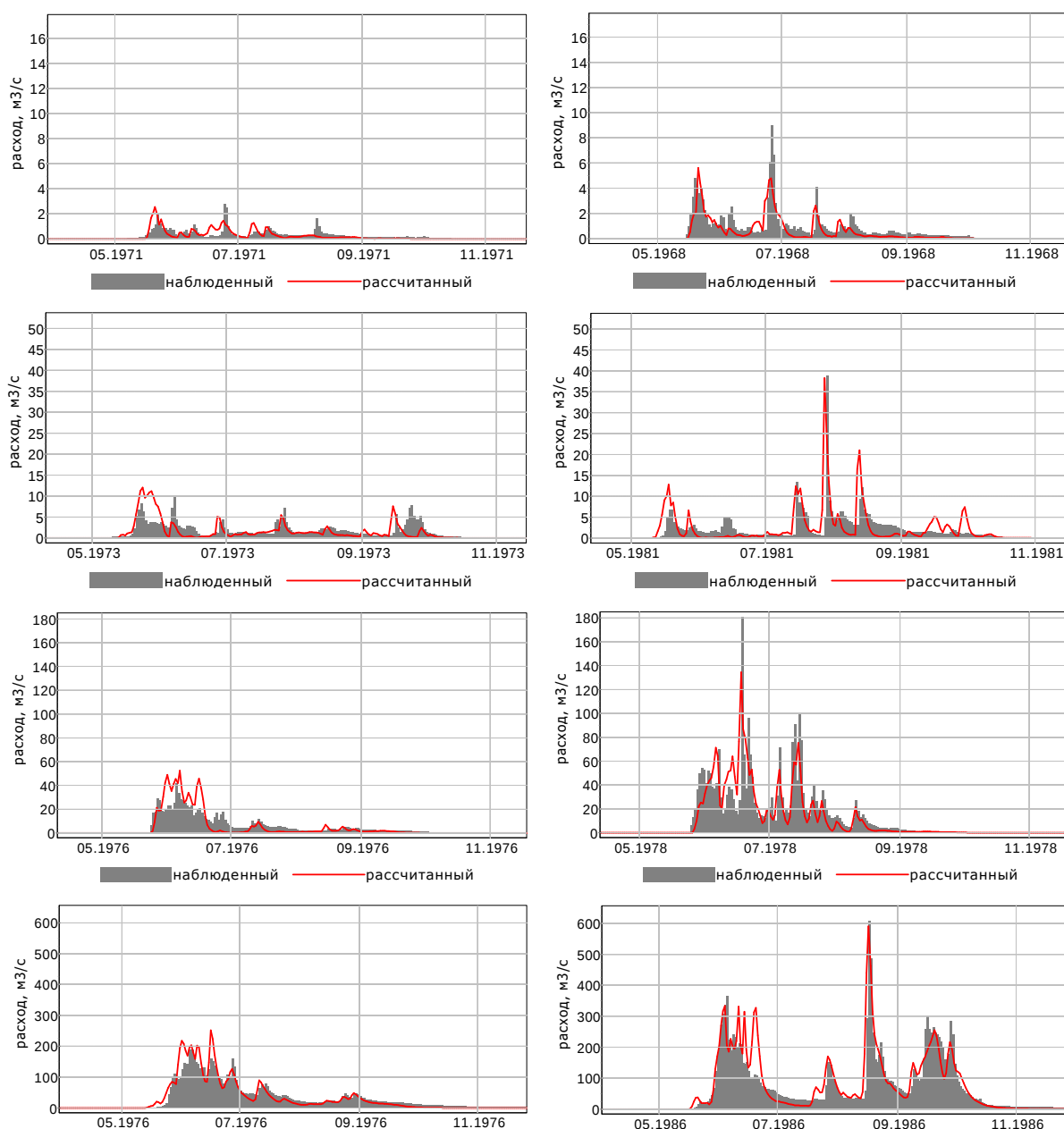
Использовалась метеорологическая информация с 12 метеостанций, расположенных на высотах от 350 до 1000 м. Адаптация модели выполнялась сначала на малых и затем на средних бассейнах. В ходе адаптации вводились корректирующие коэффициенты к осадкам, параметру снеготаяния, гидравлическим параметрам поверхностных и почвенных стоковых элементов. Корректирующие коэффициенты оказались стабильны для исследуемых речных бассейнов. Корректирующий коэффициент к осадкам был принят равным 1.1 на всех водосборах, кроме самого небольшого речного бассейна р. Талок – с. Устье, где был назначен 0.9 для наилучшего согласия рассчитанных и наблюдаемых величин водного баланса. Необходимость увеличения количества осадков, наблюдаемого на метеостанциях, объясняется вероятным увеличением количества осадков с высотой местности и слабой освещенностью горной территории данными метеорологических наблюдений. Особенность водосбора р. Талок заключается в том, что он занимает узкую длинную долину, закрытую с восточного, северного и западного направлений горными хребтами. Предположительно, из-за специфического орографического положения этот водосбор принимает меньше осадков, чем окружающая местность, где находится ближайшая метеорологическая станция Сусуман. Коэффициент снеготаяния был принят равным 1.5 на самых южных бассейнах р. Детрин – устье р. Омчуг и р. Омчуг – Устье-Омчуг, 1.1 – на остальных четырех водосборах. Гидравлический параметр почвенных стоковых элементов, которые являются основным источником речного стока в бассейнах сплошной криолитозоны, показал закономерную зависимость от площади бассейна: 0.05-0.1 для небольших бассейнов рр. Талок, Омчуг и Омчак, 0.02 для крупных бассейнов рр. Детрин, Кулу и Колыма.

Рассчитанные и наблюдаемые характеристики стока исследуемых рек и критерии эффективности моделирования представлены в Табл. 4. 8. Разница между среднесуточными значениями рассчитанного и наблюдаемого слоя стока не превышает 10 мм. Наблюдается систематическое занижение максимальных слоев стока и на четырех речных бассейнах из шести – завышение минимальных слоев. Осадки варьируются от 244 до 427 мм/год. Рассчитанное испарение меняется от 84 мм на водосборе р. Кулу, где значительную часть занимают гольцы до 100 мм/год в бассейне р. Омчук, где преобладающим ландшафтом являются лиственные леса. Среднесуточное значение максимальных расходов показывает хорошую сходимость на рр. Омчак, Омчук и Кулу. На рр. Талок, Детрин и Колыма наблюдается систематическое занижение максимальных расходов воды. На всех исследуемых реках по результатам моделирования занижаются наиболее высокие значения максимальных годовых расходов воды и завышаются низкие значения максимальных годовых расходов. Это может быть связано с недостаточностью данных об осадках, в том числе ливнях, которые обычно являются причиной формирования максимальных расходов на исследуемых реках. Среднеквадратическая ошибка и критерий эффективности Нэша-Сатклиффа показывают, что точность моделирования стока воды на крупных водосборах рр. Омчук, Детрин, Кулу и Колыма выше, чем на малых реках Омчак и Талок. Стабильно высокое качество моделирования (критерий Нэша-Сатклиффа выше 0.7, среднеквадратическая ошибка 0.6-0.8) характерно для водосборов рр. Детрин и Колыма. Годовые значения критерия Нэша-Сатклиффа, рассчитанное по суточным значениям рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока за каждый год периода моделирования 1978-1995 гг., не опускается ниже 0.45 в бассейне р. Колыма – с.Оротук и достигают максимальных значений 0.89.

Табл. 4. 8 Средние, минимальные и максимальные (в скобках) значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критериев эффективности моделирования стока

	р.Талок - Устье	р.Омчак - п.Омчак	р.Омчук - р.п.Усть- Омчук	р.Детрин - устье р.Омчук	р.Кулу - с.Кулу	р.Колыма - с.Оротук
рассчитанный слой стока, мм	159 (67-220)	291 (166-391)	245 (137-353)	328 (186-455)	310 (205-393)	223 (153-294)
наблюдаемый слой стока, мм	169 (63-430)	297 (139-460)	241 (105-407)	335 (185-489)	301 (162-432)	225 (136-300)
осадки, мм	244 (164-364)	379 (269-549)	343 (226-424)	427 (259-514)	400 (272-536)	318 (208-457)
испарение, мм	100 (82-118)	92 (82-103)	100 (90-114)	95 (89-104)	84 (78-89)	96 (86-102)
максимальный рассчитанный расход, м ³ /с	5.2 (2.6-12.4)	26 (12-44)	82 (48-135)	405 (252-590)	1020 (580-1431)	2763 (1528-4458)
максимальный наблюдаемый расход, м ³ /с	5.7 (1.6-17.5)	27 (10-53)	84 (23-181)	448 (172-641)	999 (381-1470)	3228 (1410-5840)
среднеквадратич еская ошибка, б/р	1.1 (0.4-9.5)	1.11 (0.39-2.28)	0.81 (0.37-4.5)	0.81 (0.3-2.7)	0.81 (0.23-2.38)	0.60 (0.27-1.6)
критерий Нэша- Сатклиффа	0.13 (-2-0.81)	0.37 (-0.8-0.74)	0.56 (-0.23-0.89)	0.74 (0.28-0.93)	0.65 (-0.3-0.88)	0.75 (0.45-0.89)
BIAS, %	-5.2 (-117-67)	-7.1 (-67-22)	-3.9 (-35-13)	-4.6 (-42-18)	-7 (-68-22)	-2 (-33-14)

На Рис. 4. 15 показаны рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока за многоводные и маловодные годы для всех исследуемых речных бассейнов. Во внутригодовом разрезе характерно завышение стока половодья, особенно в маловодные годы. Отдельные паводки как занижаются, так и завышаются по результатам моделирования, что, скорее всего, связано с выпадением локальных ливней, которые остаются не охваченными метеорологическими наблюдениями. Рассчитанные и максимальные ежедневные расходы воды хорошо согласуются по времени подъема и спада пиков.



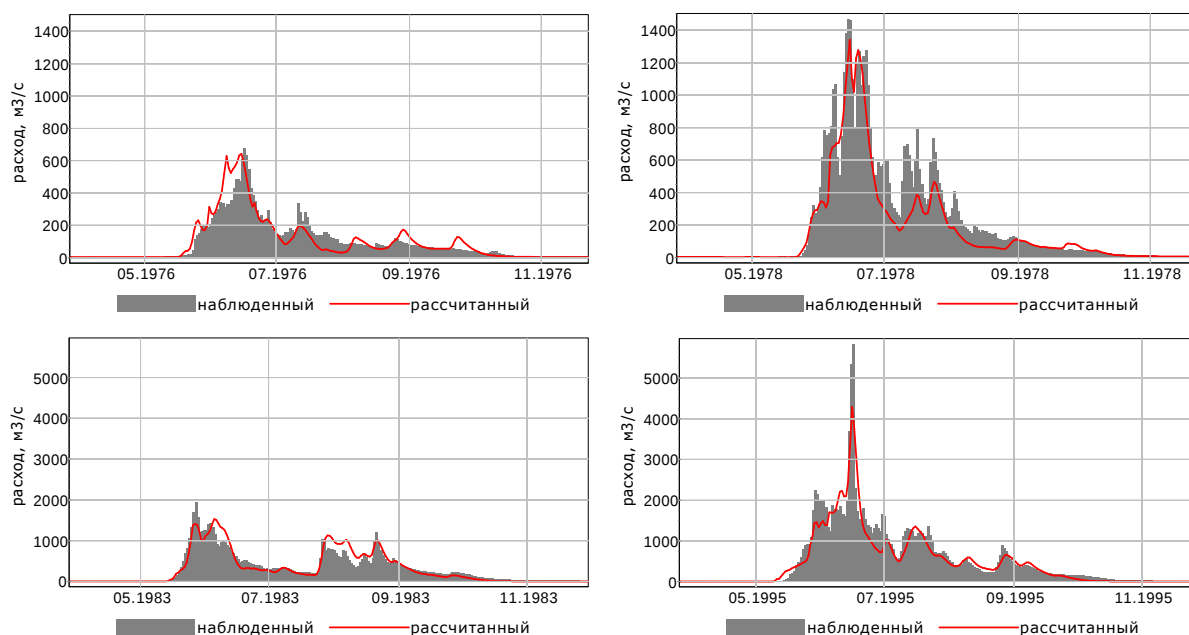


Рис. 4. 15 Рассчитанные и максимальные гидрографы стока за маловодный (слева) и многоводный (справа) годы для каждого из исследуемых речных бассейнов сверху вниз: р.Талок – Устье, р.Омчак - п.Омчак, р.Омчук - р.п.Усть-Омчуг, р.Детрин – устье, р.Омчук - , р.Кулу - с.Кулу, р.Колыма - с.Оротук

4.4. Моделирование гидрографов речного стока малых и средних речных бассейнов Центральной Якутии

В центральной части бассейна р. Лена было выделено пять водосборов, обеспеченных ежедневными гидрологическими и метеорологическими данными: р. Амга-с. Терюль 03293, р.Амга-Буяга 03291, р. Суола-Бютейдях 03217, р. Суола-с.Бедеме 03659 и р. Таатта-с.Уолба 03628 (Рис. 4. 16). В целях моделирования водосбор р. Амги был представлен набором из 34 репрезентативных точек (РТ), расположенных в центре гексагональных полигонов. На водосборе р. Суолы назначено 9 РТ, на водосборе р. Таатты – 13 РТ. Для моделирования были использованы суточные данные 13 метеорологических станций. Период расчета составил 32 года – с 1980 по 2012 гг.

Согласно мерзлотно-ландшафтной карте Якутии 1:2 500 000 (1991) основными типами местности на водосборах рр. Амги, Суолы и Таатты являются межаласный, плакорный, склоновый и горно-склоновый (+Табл. 4. 9), которые были представлены набором СФК в целях моделирования. Для описания пространственной изменчивости условий формирования стока на водосборах Центральной Якутии были выделены пять СФК, два из которых совпадали с СФК, выделенными при моделировании бассейна р.Шестаковки, а один – с СФК, выделенном на КВБС: 1) сосновые леса на пологих песчаных склонах и водоразделах – склоновый тип местности, 2) лиственнично-березовые леса – плакорный тип местности, 3) мохово-лишайниковое лиственничное редколесье – горно-склоновый тип местности, 4) луга аласных котловин – межаласный тип местности, 5) межаласные залесенные пространства – межаласный тип местности. Параметры СФК 1-3 полностью переносились с водосборов р.Шестаковки и руч. Контактного. Параметры растительности СФК луга аласных котловин, которые представляют из себя открытые пространства на днищах аласов, были принятыми идентичными с СФК мари и болота на водосборе р.Шестаковки, так как оба лишены леса. Параметры растительности СФК

межаласные залесенные пространства были приняты равными таковым на СФК лиственнично-березовые леса, поскольку оба СФК характеризуются распространением лиственничных лесов. Почвенные параметры двух СФК, относящихся к межаласному типу местности, оценивались по описаниям почвенных разрезов, выполненных на типичных для Центрально-Якутской таежно-аласной провинции стационарах "Нелегер" и "Спасская Падь" (Федоров и др., 2006). Верхние 30 см почвенного профиля в двух СФК межаласного типа местности относятся к органическому горизонту – сплошной мохово-лишайниковый или травяной покров, лесная подстилка, опад, разложившаяся и полуразложившаяся дернина. Под органическим слоем залегает пылеватые суглинки. Для органического слоя и пылеватых суглинков были приняты следующие параметры: удельный вес – 1800 и 2700 кг/м³; пористость – 90% и 50%; МВС – 40% и 25%, коэффициент фильтрации – 0,1 и 0,5 мм/мин, теплоемкость – 1930 и 840 Дж/кг*град, теплопроводность – 0,8 и 1,3 Вт/м*град, влажность завядания – 20% и 10% соответственно.

Каждая РТ была отнесена к одному из пяти выделенных СФК на основе мерзлотно-ландшафтной карты Якутии 1:2 500 000 (1991).

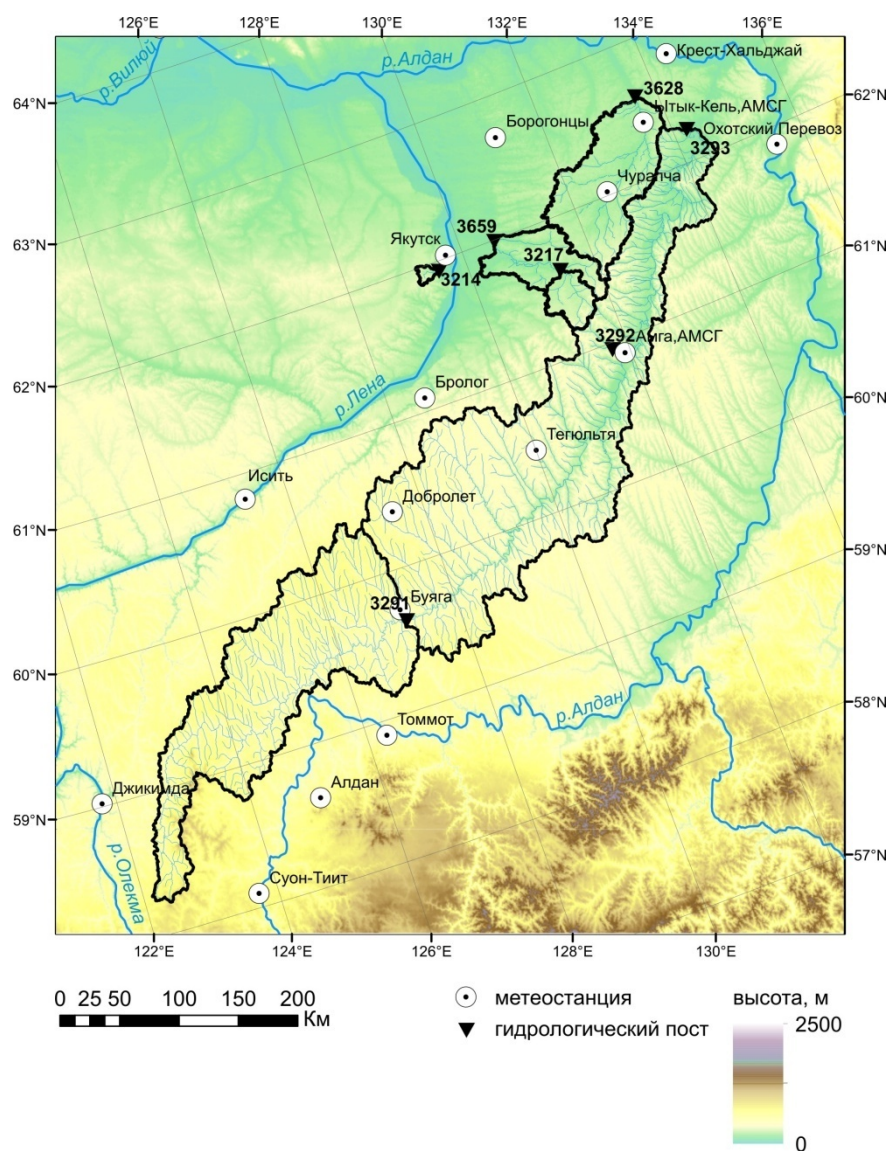


Рис. 4. 16 Расположение гидрологических постов, метеорологических станций и границы расчетных речных бассейнов центральной части бассейна р.Лены

Табл. 4. 9 Доля типов местности для каждого расчетного речного бассейна в Центральной Якутии, %

Тип местности (по Карте..., 1991)	3291 р.Амга-Буяга	3293 р. Амга-с.Терюль	3628 Таатта-с.Уолба	3217 р. Суола-Бютейдях	3659. Суола-с.Бедеме
Межаласный	0	1	75	71	89
Плакорный	28	30	7	6	2
Склоновый	61	60	9	23	9
Горно-склоновый	6	2	0	0	0
Другие	5	7	9	0	0

Помимо параметров СФК при моделировании средних речных бассейнов большое значение приобретают параметры стоковых элементов (Табл. 4. 10), которые описывают подземное питание рек. Параметры стоковых элементов назначаются по характерным для каждого бассейна формам кривой истощения после прохождения половодья, паводков и в период промерзания грунтов осенью и зимой. Как правило, верхние и более быстрые ярусы имеют больший вес в структуре подземного питания по сравнению с более глубокими и медленными. Максимальное количество ярусов может быть равно 15. Количество ярусов подземных вод назначается для каждого моделируемого водосбора и в общем случае зависит от площади бассейна – чем больше водосбор, тем более глубокие подземные горизонты участвуют в питании реки. Р. Амга не пересыхает и не перемерзает, что позволяет предположить, что идет постоянное питание подземными горизонтами с характерным временем истечения в несколько месяцев. Рр. Суола и Таатта полностью промерзают, поэтому было принято, что подземное питание в основном формируется стоковыми элементами с характерным временем истечения от суток до месяца. При моделировании Таатты были добавлены более глубокие ярусы как возможность описать процесс задержки воды в термокарстовых озерах.

Табл. 4. 10 Параметры стоковых элементов для водосборов рр. Амги, Таатты и Суолы

№ яруса подземного стокового элемента	Характерное время истечения стокового элемента	Доля участия яруса в подземном питании, б/р				
		3291 р.Амга-Буяга	3293 р. Амга-с.Терюль	3628 Таатта-с.Уолба	3217 р. Суола-Бютейдях	3659. Суола-с.Бедеме
1	1,2 суток	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3
2	3,7 суток	0.18	0.1	0.2	0.3	0.3
3	11,6 суток	0.18	0.1	0.2	0.2	0.2
4	1,2 месяца	0.18	0.15	0.2	0.2	0.2
5	3,8 месяца	0.16	0.25	0.1	0	0
6	1 год	0.1	0.2	0.1	0	0
7	3,2 года	0	0	0	0	0

На Рис. 4. 17-Рис. 4. 20 приведено сопоставление наблюдаемых и рассчитанных суточных гидрографов стока воды р. Амги-с.Буяга и р. Амги-с.Терюль за годы с максимальным и минимальным количеством осадков, а также за годы с максимальным (1993 и 1998) и минимальным (2009, 2011) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа.

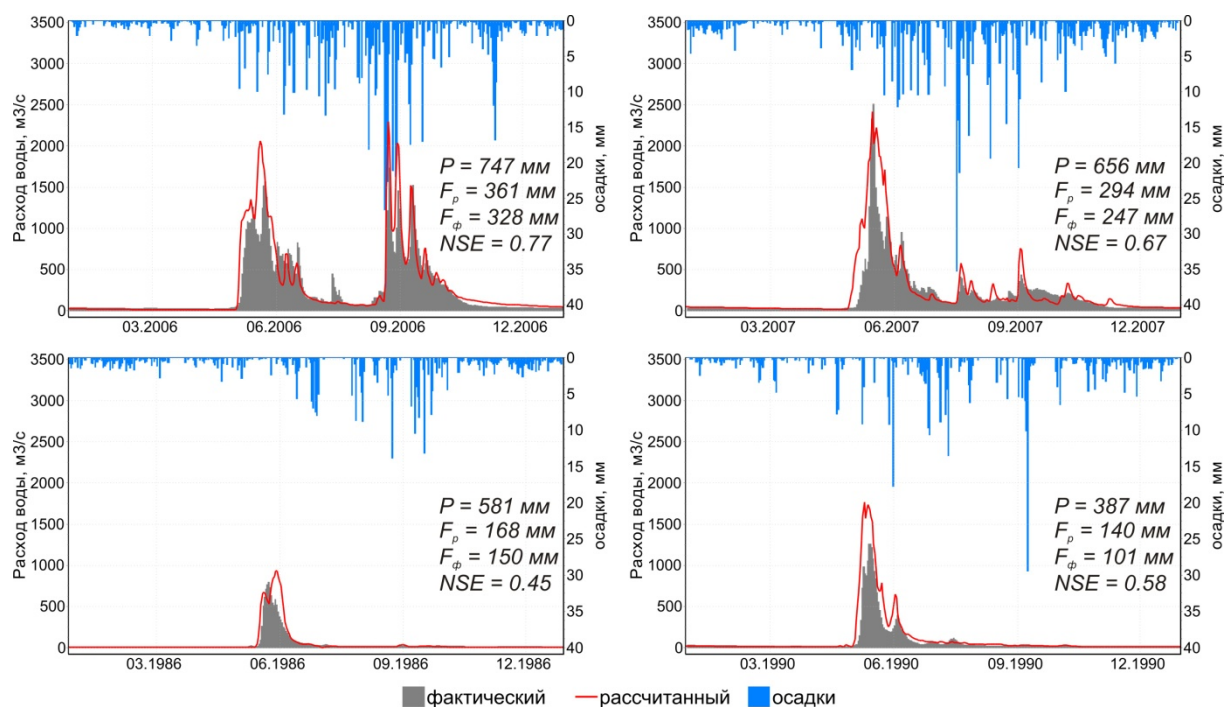


Рис. 4. 17 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Буяга за годы с максимальным (2006 и 2007) и минимальным (1986 и 1990) количеством осадков

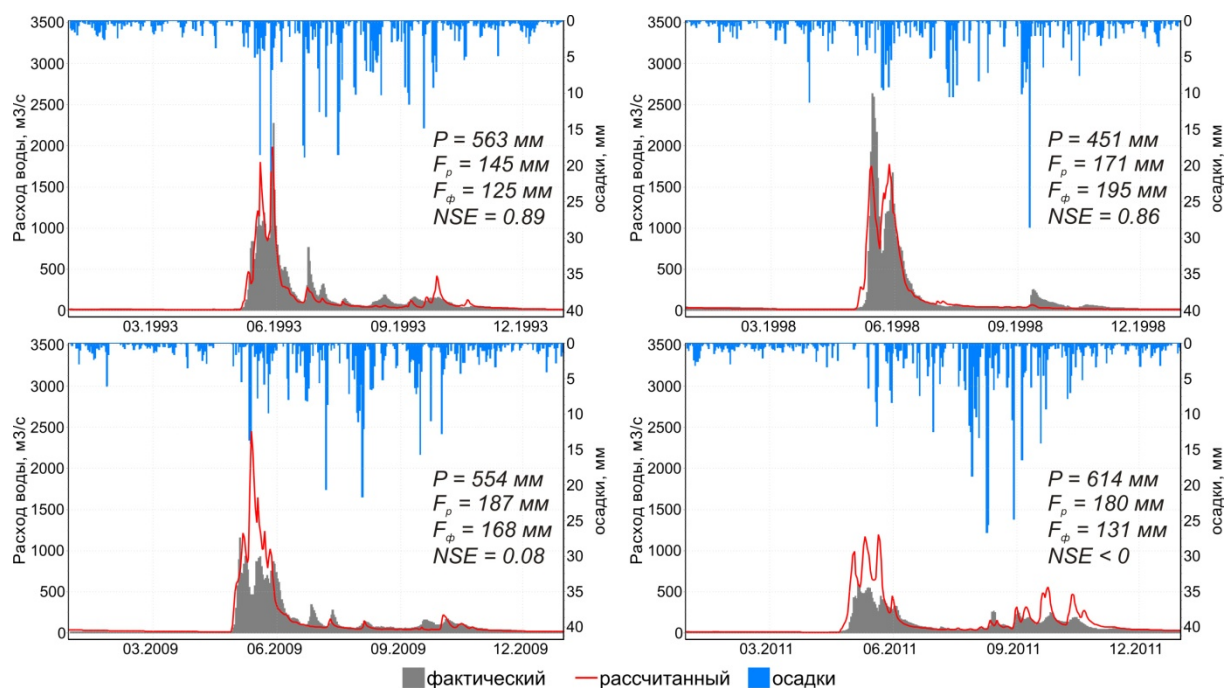


Рис. 4. 18 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Буяга за годы с максимальным (1993 и 1998) и минимальным (2009, 2011) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа

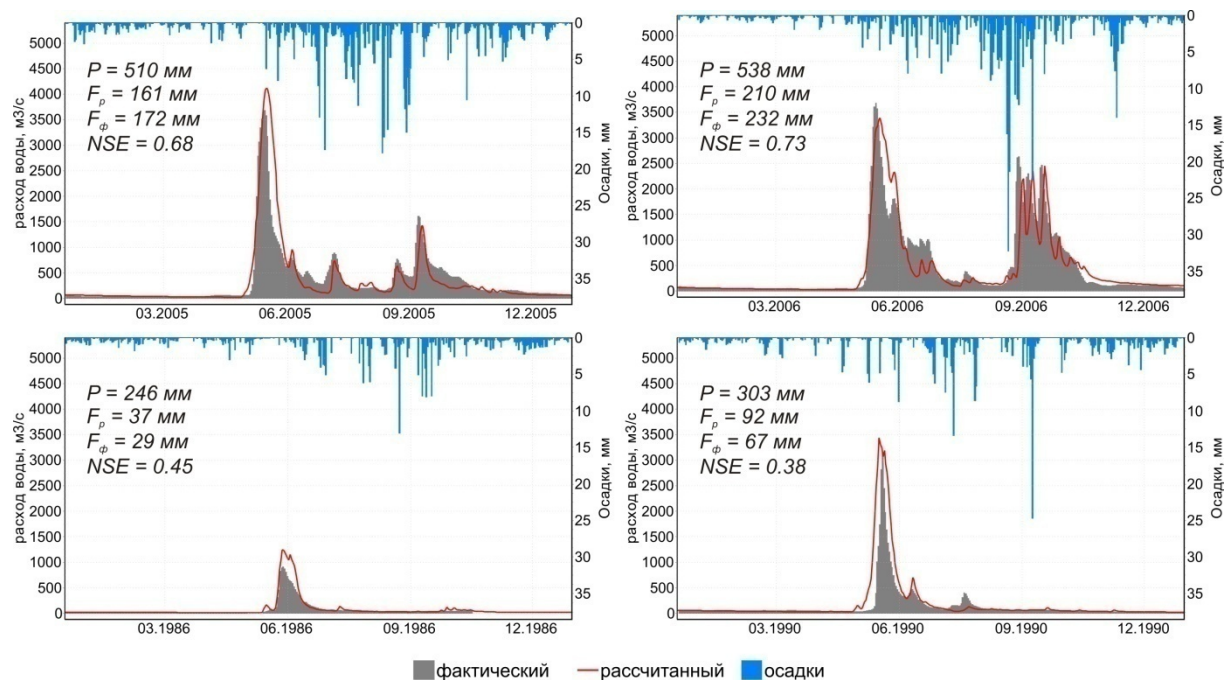


Рис. 4. 19 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Терют за годы с максимальным (2005 и 2006) и минимальным (1986 и 1990) количеством осадков

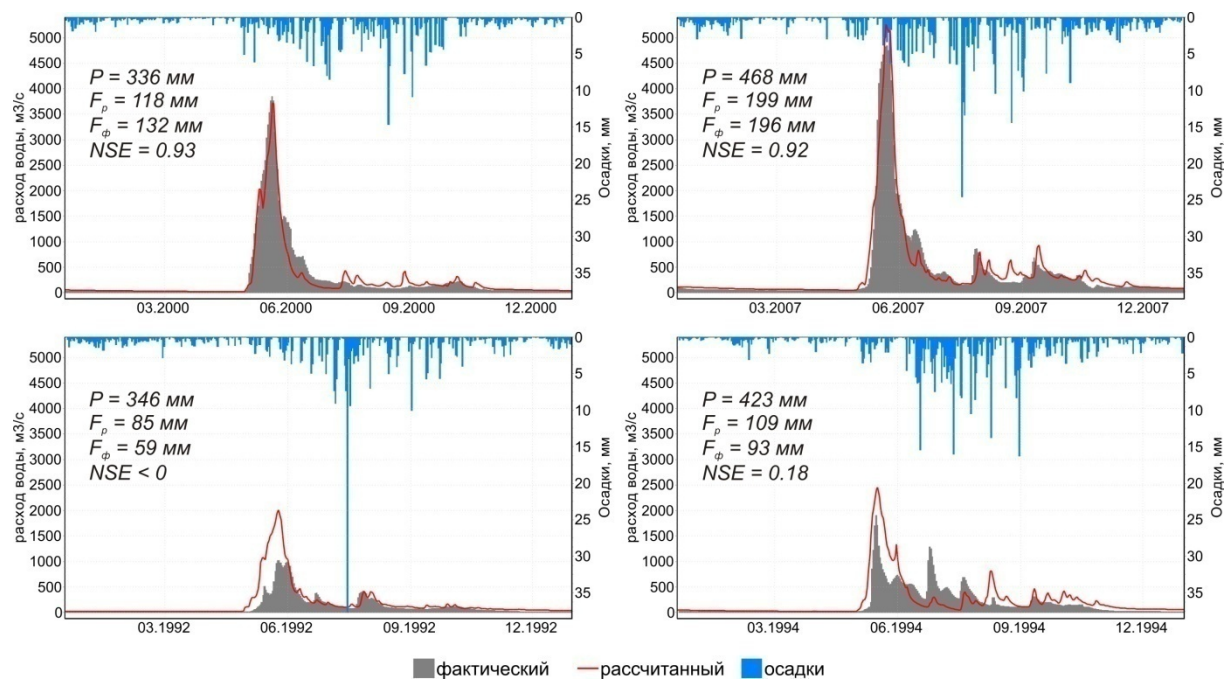


Рис. 4. 20 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Терют за годы с максимальным (2000 и 2007) и минимальным (1992, 1994) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа

В Рис. 4. 12 представлены статистические характеристики качества моделирования и наблюдаемые и рассчитанные элементы водного баланса для бассейна р. Амги.

Табл. 4. 11 Наблюдаемые и рассчитанные элементы водного баланса и статистические характеристики сопоставления рассчитанных и фактических суточных значений расходов воды р. Амги – с. Терют и с. Буяга, 1981-2012

	р. Амга-с.Буяга	р. Амга-с.Терют
рассчитанный слой стока, мм	179 (63-361)	107 (37-210)
наблюдаемый слой стока, мм	176 (61-328)	109 (29-232)

осадки, мм	534 (332-747)	399 (246-538)
испарение, мм	353 (279-407)	290 (212-326)
максимальный рассчитанный расход, м ³ /с	1761 (933-2455)	2812 (1239-5269)
максимальный наблюдаемый расход, м ³ /с	1802 (638-3450)	2738 (910-5290)
критерий Нэша-Сатклиффа	0,63 (-0,24-0,89)	0,64 (-0,11-0,93)
BIAS, %	-2,1 (-38-29,2)	-0,8 (-44-29)

Визуальное сопоставление рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока р. Амги в двух створах (Рис. 4. 17-Рис. 4. 20) позволяет сделать вывод, что смоделированные расходы воды отражают суточную динамику стока воды как по объему, так и по времени наступления подъемов и спадов расходов в годы разной водности и во все фазы водного режима. Из графиков связей фактических и рассчитанных годовых слоев стока и максимальных суточных расходов воды р. Амги-с.Терют видно, что максимальные расходы выше 3000 м³/с несколько преуменьшаются, а ниже 3000 м³/с – наоборот, как правило, преувеличиваются. Связь рассчитанных и фактических слоев стока для обоих бассейнов р.Амги выше 0,8. Связь рассчитанных и фактических максимальных расходов воды р. Амги-с.Буяга слабее, чем у р. Амги-с.Терют. Почти все максимальные годовые расходы р. Амги-с.Буяга ниже 2000 м³/с преувеличены по результатам моделирования, а выше 2000 м³/с – преуменьшены. Это может быть связано с большей неопределенностью ливневых осадков в горных условиях, которые являются одним из важнейших факторов формирования максимальных расходов р.Амги в ее верховьях.

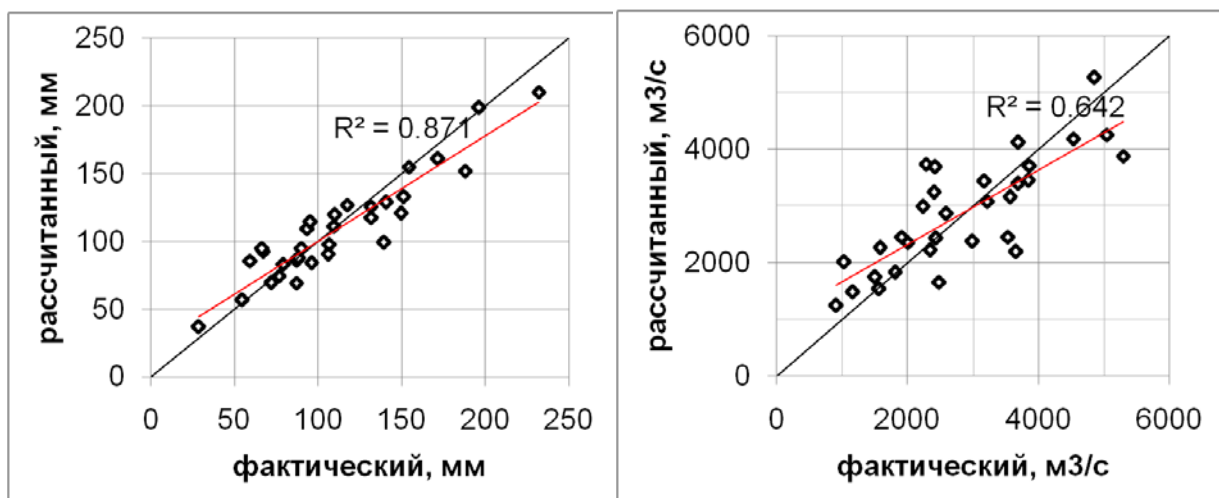


Рис. 4. 21 Слева: связь фактических и рассчитанный годовых слоев стока; справа: связь фактических и рассчитанных максимальных суточных расходов воды р. Амга – с.Терют, 1981-2012

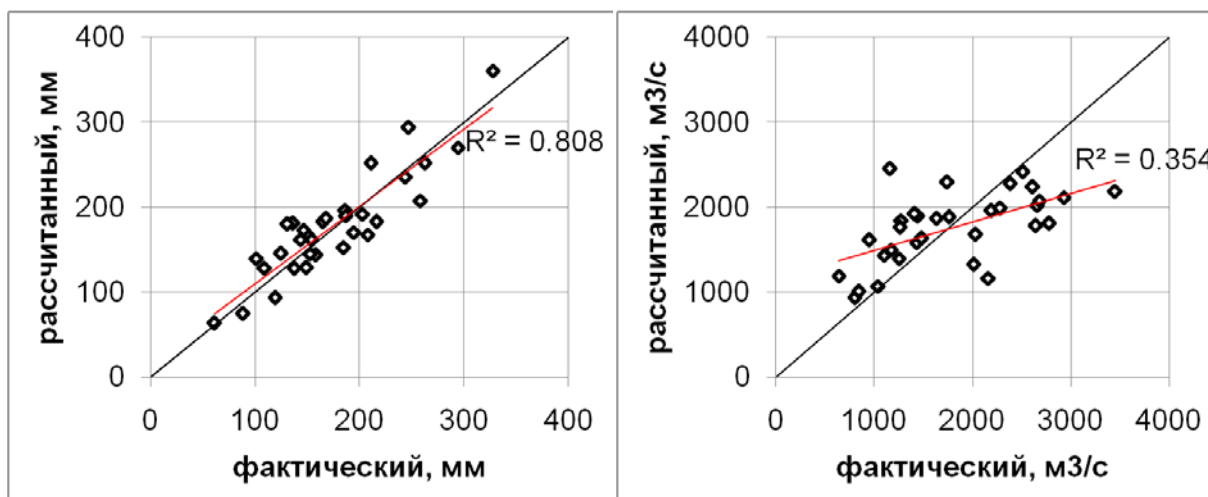


Рис. 4. 22 Слева: связь фактических и рассчитанный годовых слоев стока; справа: связь фактических и рассчитанных максимальных суточных расходов воды р. Амга – с.Буяга, 1981-2012

Критерий качества моделирования Нэша-Сатклиффа, рассчитанный по суточным значениям смоделированных и фактических расходов, равен 0,63 и 0,64 для р. Амга-Буяга и Амга-Терют соответственно, то есть результаты моделирования могут быть признаны удовлетворительными. BIAS, рассчитанный по суточным значениям для каждого года, составляет по модулю менее 3% для обоих бассейнов р.Амги. Рассчитанные и наблюдаемые средние, максимальные и минимальные значения слоя стока за год хорошо согласуются друг с другом (Табл. 4. 11). По результатам верификации модели «Гидрограф» в бассейне р.Амги-с.Терют можно признать, что алгоритмы и наборы параметров модели удовлетворительно отображают процессы формирования стока воды на суточном, месячном и годовом масштабах за период расчета 1981-2012 гг.

Производилось моделирование суточных гидрографов стока р. Таатты-с.Уолба, р. Суола-с.Бютейдах и р.Суолы-с.Бедеме для периодов 1984-1996, 1971-1996 и 1991-2012 соответственно. Периоды расчета обусловлены наличием проверочных данных по стоку воды.

Рр. Таатта и Суола замерзают с октября до середины мая. В засушливые годы реки полностью пересыхают. В бассейне р. Таатты расположено около 2300 озёр, в бассейне р. Суолы – около 1600 озер. Большая часть их имеет термокарстовое происхождение.

Средний многолетний слой стока р. Суолы-с.Бедеме равен 15 мм/год, р.Суолы-с.Бютейдах – 17 мм/год, изменяясь от полного отсутствия стока до 79 мм/год за период наличия данных 1989-2013 гг. Слой стока р. Таатты изменяется от 0.01 до 3.3 мм/год со средним значением 0.99 мм/год (1984-1986, 1988-1990, 1992-1996), что в сто раз меньше, чем слой стока на соседнем водосборе р. Амги. Площадь водосбора р. Таатты (8290 км²) меньше площади бассейна р. Амги (65400 км²) только в 20 раз, средний многолетний расход, равный 0.57 и 1069 м³/с соответственно – в 1800 раз. При этом среднегодовой расход р. Суолы (площадь водосбора 3380 км²) больше расхода р. Таатты в 20 раз и равен 12.8 м³/с. Это означает, что практически все осадки, выпадающие на поверхность водосборов рр. Суолы и Таатты, поступают не в речную сеть, а расходуются на испарение, пополнение запасов воды на водосборе либо другие расходные компоненты водного баланса.

Сток р. Таатты является аномально низким даже для засушливого климата Центральной Якутии. Возможными причинами аномально низкого стока р. Таатты, а также пониженного стока р. Суолы могут являться:

- 1) отсутствие стока с площади термокарстовых озер и их водосборов в реку за счет отсутствия уклона, то есть существование бессточных областей на водосборе;
- 2) высокое испарение со снега весной и с поверхности водосбора летом;
- 3) поглощение части стока подозерными таликами и фильтрация в меж- и подмерзлотные водоносные горизонты, которые не дренируются рекой в пределах водосборного бассейна р. Таатта – с. Уолба.

Существование выраженных азональных факторов формирования стока на рр. Таатте и Суоле обусловило неудовлетворительное качество результатов моделирования. Для улучшения эффективности моделирования были применены следующие меры:

- 1) коэффициент испарения увеличен в 1,8 раза на р. Суоле и в 1,5 раза – на р. Таатте.
- 2) скорость истечения из почвенных стоковых элементов была понижена за счет введения корректирующего коэффициента.

Принятые меры позволили получить удовлетворительные результаты моделирования средних многолетних и годовых характеристик стока воды рр. Таатты и Суолы. В Табл. 4. 12 представлены наблюдаемые и рассчитанные характеристики гидрологического режима и элементы водного баланса для бассейна воды р. Суолы – с. Бютейдах и с. Бедеме и р. Таатты-с. Уолба. Смоделированные расходы воды неудовлетворительно отражают суточную динамику стока как по объему, так и по времени наступления подъемов и спадов расходов в различные фазы водного режима.

Опыт моделирования суточных гидрографов стока воды пяти рек в Центральной Якутии позволяют сделать вывод, что чем выше доля речного стока в расходной части водного баланса речного бассейна, тем выше качество моделирования.

Табл. 4. 12 Наблюдаемые и рассчитанные элементы водного баланса и статистические характеристики сопоставления рассчитанных и фактических суточных значений расходов

	р. Суолы-с. Бютейдах	р. Суола-с. Бедеме	р. Таатта – с. Уолба
рассчитанный слой стока, мм	14,3 (3,8-53,8)	11,7 (0,4-53,5)	1,24 (0-4,6)
наблюдаемый слой стока, мм	16,6 (0-78,5)	13,81 (0,5-65,7)	0,88 (0-3,2)
осадки, мм	241 (147-330)	246 (178-330)	232 (180-311)
испарение, мм	226 (146-279)	231 (194-269)	230 (167-312)
максимальный рассчитанный расход, м ³ /с	15,1 (4,5-63,5)	25,4 (0,9-136,21)	8,1 (0,09-31,5)
максимальный наблюдаемый расход, м ³ /с	24,2 (0-103)	32,6 (1,35-114)	3,82 (0,066-9,24)
критерий Нэша-Сатклиффа	отрицательный	отрицательный	отрицательный

4.5. Выводы

- 1) На основе анализа условий формирования деятельного слоя и стока воды в различных ландшафтах КВБС выделены четыре стокоформирующих комплекса – 1) каменная осыпь, 2) горная тундра и заросли кедрового стланика, 3) мохово-лишайниковое редколесье, 4) лиственный лес, в том числе в условиях прируслового талика. Для каждого типа разработана

схематизация почвенно-растительного покрова, оценены параметры модели и создана база данных их значений. Проведены расчеты глубин протаивания и стока воды в различных ландшафтах КВБС и бассейне р. Контактный с суточным расчетным интервалом, их результаты оценены как удовлетворительные и хорошие.

- 2) В качестве стокоформирующих комплексов бассейна р. Шестаковки выделены сосновые леса (с таликами и без), лиственнично-березовые леса, мари и болота. Набор параметров для каждого СФК оценен по результатам полевых работ предшественников, собственных исследований и литературных данных
- 3) Получены удовлетворительные результаты моделирования температуры, влажности почвы и высоты снежного покрова на суточном расчетном интервале в бассейне р.Шестаковки. Рассчитанные и наблюдаемые годовые характеристик стока практически совпадают. Сходимость ежедневных рассчитанных и фактических расходов воды сильно отличается от года к году.
- 4) Сходимость рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока шести моделируемых рек в верховьях р. Колымы с площадями водосборов от 65 до 42600 км² удовлетворительная.
- 5) Эффективность моделирования речного стока в Центральной Якутии сильно различается на разных бассейнах. Сходимость рассчитанных и фактических суточных гидрографов стока р. Амги в двух створах удовлетворительная. Сходимость рассчитанных и фактических гидрографов стока рр. Суолы и Таатты, которые находятся в непосредственной близости от р. Амги, неудовлетворительная.
- 6) Перенос параметров модели с масштаба склона на масштаб речного бассейна показал удовлетворительные результаты при моделировании малоизученных бассейнов Северо-Востока России. Опыт моделирования в Центральной Якутии показал, что при сходном климате и географической близости водосборов локальные факторы формирования стока (например, термокарстовые озера), не учитываемые при моделировании, могут играть ключевую роль в формировании стока.
- 7) Опыт моделирования суточных гидрографов стока воды пяти рек в Центральной Якутии позволяют сделать вывод, что чем выше доля речного стока в расходной части водного баланса речного бассейна, тем выше качество моделирования.

Заключение

Целью диссертационной работы являлось выявить и охарактеризовать закономерности формирования речного стока и водного баланса в сплошной криолитозоне и провести моделирование в разных пространственных масштабах с учётом специфичных для мерзлоты гидрологических процессов.

В диссертационной работе выполнен анализ пространственной и временной изменчивости речного стока на 18 бассейнах Центральной Якутии и 16 бассейнах верховьев р.Колымы. Проведен анализ процессов формирования стока, специфичных для зоны мерзлоты Восточной Сибири, по данным гидрологических стационаров КВБС и р. Шестаковки на масштабе микроводосборов. Восстановлены и частично организованы полевые воднобалансовые исследования на водосборе р.Шестаковки, включающие метеорологические наблюдения, измерения уровней и расходов воды в реке в двух замыкающих створах, температуры, влажности грунтов и уровней подземных вод, озер и таликов, отбор проб воды и геофизическое профилирование таликов. Дана приближенная количественная оценка компонентов водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов КВБС и водосбора р.Шестаковки. Разработана и апробирована методика оценки и систематизации параметров модели Гидрограф для специфичных условий криолитозоны, а также проведена адаптация модели в различных мерзлотных условиях Центральной Якутии и верховьев р.Колымы и моделирование переменных состояний и речного стока на малых и средних речных бассейнах Восточной Сибири.

Основные результаты диссертационного исследования заключаются в следующем:

1. Выявлено, что на равнинных территориях сплошной криолитозоны Центральной Якутии среднемноголетний слой речного стока варьируется от 1 до 171 мм/год. Высокая пространственная изменчивость речного стока обуславливается не столько климатическими характеристиками, сколько условиями подстилающей поверхности, связанными с наличием мерзлоты, такими как термокарстовые озера, над- и межмерзлотные водоносные горизонты, подземные льды. В горном районе верховьев р.Колымы водность рек варьируется от 177 до 454 мм/год и определяется осадками. Тип подстилающей поверхности влияет на межгодовую вариацию, продолжительность стока и максимальный сток

2. Показано, что процесс криогенной аккумуляции стока характерен для каменных осыпей, которые занимают более 30% территории Колымского нагорья. В весенний период в среднем около 7 мм тратится на образование внутригрунтового льда в каменной осыпи, который вытает в течение теплого сезона.

3. Восстановлен научно-исследовательский водосбор р.Шестаковки в Центральной Якутии, на котором проведены собственные полевые водно-балансовые и геофизические исследования. Собственные полевые работы в бассейне р.Шестаковки позволили предположить, что питание и разгрузка таликов в Центральной Якутии обуславливают замедленную реакцию малого речного бассейна на выпадение осадков

4. Дана приближенная количественная оценка среднемноголетних значений водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов КВБС и водосбора р.Шестаковки. Среднемноголетний слой стока ландшафтов КВБС – гольцов, редколесий, кедрового стланика, лесов, болот и долинных редколесий составляет 448, 208, 175, 138 и 148 мм

соответственно. Значения испарения составляют 73, 142, 138, 115 и 157 мм соответственно, осадков – от 252 до 522 мм. Среднеголетний слой стока ландшафтов водосбора р. Шестаковки – сосновых и лиственнично-березовых лесов составляет 50 и 15 мм/год. На озерах и марях наблюдаются потери стока, оцененные в -172 и -12 мм соответственно. Значения испарения сосновых, лиственнично-березовых лесов, озер и марей составляют 180, 220, 400 и 240 мм соответственно при осадках 241 мм.

5. Разработана и апробирована методика оценки параметров гидрологической модели с учетом специфических для криолитозоны гидрологических процессов. Проведены систематизация и обобщение параметров модели для двух крупных регионов сплошной криолитозоны – Центральная Якутия и верховья р. Колымы. Впервые данные полевых и специальных наблюдений на гидрологических стационарах, в том числе восстановленного по инициативе автора, были использованы непосредственно для оценки параметров и моделирования гидрографов стока на малых и средних речных бассейнах

6. Проведенная адаптация модели за 15-50 лет на 11 водосборах показала эффективность переноса систематизированных параметров с масштаба микроводосбора на речные бассейны с площадями 1000-100000 км² для моделирования гидрографов стока малоизученных рек в сходных условиях формирования стока.

Выполненная работа, как представляется автору, может послужить вкладом в решение фундаментальной проблемы исследования и моделирования гидрологических процессов северных рек в условиях наблюдающегося изменения климата. Полученные результаты особенно актуальны на фоне значительного сокращения гидрологической сети за последние 25-30 лет на севере страны, что может быть частично восполнено использованием моделей, уточненных на надежных исторических данных и материалах специальных исследований.

Список иллюстраций

Рис. 2. 1 Расположение выбранных научно-исследовательских стационаров и регионов с выбранными средними и крупными реками на фрагменте карты распространения многолетней мерзлоты (карта Брауна и соавт., 2002).....	19
Рис. 2. 2 А – расположение КВБС; Б – схема расположения пунктов наблюдений на КВБС	20
Рис. 2. 3 Исторические фотографии Колымской водно-балансовой станции (авторы – В.Н.Михайлов, С.И. Сущанский).....	22
Рис. 2. 4 Фотографии Колымской водно-балансовой станции 2015 и 2016 гг. (авторы – О.М.Макарьева, А.М.Тарбеева, И.В.Кикеев)	22
Рис. 2. 5 Схема научно-исследовательского водосбора р.Шестаковки	26
Рис. 2. 6 Схема исследуемых речных бассейнов в Центральной Якутии. Номер поста соответствует коду в Табл. 2. 4	28
Рис. 2. 7 Схема исследуемых речных бассейнов в верховьях р. Колымы. Номер поста соответствует коду в Табл. 2. 5	34
Рис. 2. 8 Блок-схема модели «Гидрограф».....	38
Рис. 3. 1 А – схема типов подстилающей поверхности Колымской водно-балансовой станции; Б – схема расположения водосборов и пунктов наблюдения.	47
Рис. 3. 2 А – связь годовых сумм осадков и слоев стока на малых водосборах КВБС, черной рамкой отмечены гидрологические годы, в которые слой стока превышает количество осадков; Б – зависимость среднего многолетнего слоя стока за год и максимального слоя стока за сутки от средней высоты водосбора.....	50
Рис. 3. 3 Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов КВБС: 1 – голыцы, 2 – редколесья, 3 – кедровый стланик, 4 – леса, 5 – болота и долинные редколесья. Р – осадки, F – слой стока, E – испарение	52
Рис. 3. 4 Схематичный мерзлотно-гидрологический разрез в замыкающем створе руч. Контактного (по материалам Каменской и Огарева, Гидрогеологический ежегодник, 1968).....	54
Рис. 3. 5 Коэффициенты стока руч. Морозова за половодье (апрель-июнь) и паводки (июль-октябрь) за 1970-1996 гг.	56
Рис. 3. 6 Зависимость слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за гидрологический год от осадков за текущий гидрологический год, сумму осадков за текущий и предшествующий год и за текущий и два предшествующих года.....	57
Рис. 3. 7 Зависимость слоя стока половодья р. Шестаковки – Камырдагыстах от осадков за период октябрь-май, июнь-сентябрь и июнь-май	57
Рис. 3. 8 Зависимость слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за июнь-август от осадков за октябрь-май и за май-август	58
Рис. 3. 9 Слева: коэффициент корреляции суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах с суммами осадков за период от 1 до 30 суток; справа: зависимость суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах с суммой осадков за 16 суток.....	59
Рис. 3. 10 Слева: коэффициент корреляции суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за максимумы паводков с суммами осадков за период от 1 до 30 суток,	

предшествующие максимуму; справа: зависимость суточного слоя стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за максимумы паводков с суммой осадков за 18 суток	59
Рис. 3. 11 Слева: ландшафтная схема бассейна р. Шестаковки и результаты геофизического профилирования; справа: водный баланс талика на песчаном склоне в бассейне р. Шестаковки на примере Чабыдинского талика (по А.В. Бойцову, 2002).....	61
Рис. 3. 12 Оценка водного баланса мерзлотных ландшафтов водосбора р.Шестаковки: 1 – сосновые леса, 2 – лиственнично-березовые леса, 3 – мари и болота, 4 – озера. Р – осадки, F – слой стока, E – испарение, E _s – испарение со снега.....	64
Рис. 3. 13 Среднегодовое количество стока и коэффициент вариации годового стока на 18 исследуемых речных бассейнах Центральной Якутии. Площадь водосбора F увеличивается в направлении слева направо и указана под графиком.....	66
Рис. 3. 14 Зависимость коэффициента вариации от среднегодового годового стока исследуемых речных бассейнов и их разделение на три группы	66
Рис. 3. 15 Среднегодовое распределение стока по месяцам на реках трех групп, мм	66
Рис. 3. 16 Схема расположения исследуемых речных бассейнов в Центральной Якутии: 1 – реки с устойчивым высоким стоком, 2 - переходная группа, 3 – реки с неустойчивым низким стоком.....	67
Рис. 3. 17 Слева: фрагмент мерзлотно-ландшафтной карты Якутии 1:2 500 000, 1991, с границами исследуемых водосборов. Справа: схема распространения многолетней мерзлоты в Центральной Якутии (Brown и др., 2002) с границами исследуемых водосборов.....	68
Рис. 3. 18 Зависимости среднегодового, максимального суточного слоя, коэффициента вариации и продолжительности стока от доли склонового (треугольники) и межбалочного (круги) типа местности	70
Рис. 3. 19 Среднегодовое количество стока и коэффициент вариации годового стока на 16 исследуемых речных бассейнах Северо-Востока России. Площадь водосбора увеличивается в направлении слева направо и указана под графиком.....	72
Рис. 3. 20 Зависимость коэффициента вариации от среднегодового годового стока исследуемых речных бассейнов Северо-Востока России.	72
Рис. 3. 21 Среднегодовое распределение стока по месяцам на исследуемых реках Северо-Востока России, доля от общего слоя стока, %	72
Рис. 3. 22 Слева: схема типов подстилающей поверхности верховьев р. Колымы; справа: схема распределения типов местности верховьев р. Колымы	73
Рис. 3. 23 Бассейн р. Аян-Юрях – Эмтегей. Слева: распределение типов подстилающей поверхности по карте растительности мира, составленной InternationalFoodPolicyResearchInstitute (2002, разрешение 30 угловых секунд, что для изучаемых бассейнов соответствует ячейке приблизительно 1х1 км ²). Справа: принятая для моделирования схема распределения СФК.....	74
Рис. 3. 24 Слева: зависимость коэффициента вариации стока от доли каменной осыпи; справа: зависимость среднемаксимального суточного слоя стока от доли каменной осыпи и от доли лиственничного леса	75
Рис. 3. 25 Зависимость: слева сверху – продолжительности стока от среднегодового годового слоя стока, справа сверху – коэффициента вариации годового стока от среднегодового годового слоя стока, слева внизу – среднегодового	

максимального суточного слоя стока от площади бассейна (шкала абсцисс логарифмическая), справа внизу - коэффициента вариации годового стока от площади бассейна бассейна (шкала абсцисс логарифмическая)	76
Рис. 4. 1 Схематичные почвенные разрезы основных стокоформирующих ландшафтов бассейна руч. Контактный	80
Рис. 4. 2 Совмещенные графики рассчитанных и наблюдаемых компонентов водного и теплового режима в лиственничном лесу (слева) и каменной осыпи (справа): 1 – рассчитанный гидрограф стока, м ³ /с; 2 – наблюдаемый гидрограф стока, м ³ /с; 3 – рассчитанная глубина протаивания, м; 4 – наблюдаемая глубина протаивания, м; 5 – рассчитанный слой поверхностного стока, мм; 6 – рассчитанный слой воды, просочившийся в грунт, мм; 7 – запас воды в снеге, мм; 8 – рассчитанная эффективная температура воздуха (с учетом прихода прямой солнечной радиации), °С; 9 – слой жидких осадков с учетом задержания растительностью, мм; 10 – рассчитанная льдистость верхнего двухметрового слоя грунта, мм.	82
Рис. 4. 3 А–рассчитанные и наблюдаемые глубины протаивания грунта в условиях горной тундры и зарослей кедрового стланика, 1962-1964 гг.; Б – рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока руч. Северный, 1978.	82
Рис. 4. 4 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока руч. Контактный (Колымская водно-балансовая станция) и осадки на метеорологической станции Нижняя за 1985 и 1986 гг.	83
Рис. 4. 5 Рассчитанный и фактический запас воды в снежном покрове, 1979-1983 гг.	91
Рис. 4. 6 Рассчитанная и фактическая объемная влажность грунта на глубине 5 см в сосновом лесу, 2017 г.	91
Рис. 4. 7 Рассчитанная и фактическая объемная влажность грунта на глубине 70 см в сосновом лесу, 1981-1984 гг.	91
Рис. 4. 8 Рассчитанная и фактическая температура грунта на глубинах 0,5, 1 и 3 м в сосновом лесу, 2016-2017 гг.	92
Рис. 4. 9 Рассчитанная и фактическая температура грунта на глубинах 0,5, 1, 2 и 3 м в лиственничном лесу, 2016-2017 гг.	92
Рис. 4. 10 Рассчитанный, фактический гидрограф стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах и осадки на метеостанции Якутск за годы с максимальным (верхний ряд, 1954 и 1989 гг.) и минимальным (нижний ряд, 1974 и 1987 гг.) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа	93
Рис. 4. 11 Рассчитанный, фактический гидрограф стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах и осадки на метеостанции Якутск за годы с наибольшим (верхний ряд, 1979 и 2006 гг.) и наименьшим (нижний ряд, 2001 и 2002) количеством осадков	94
Рис. 4. 12 Слева: рассчитанные и фактические годовые слои стока р. Шестаковка– г.п.Камырдагыстах, справа: рассчитанные и фактические максимальные расходы воды р. Шестаковка– г.п.Камырдагыстах за каждый год	94
Рис. 4. 13 Рассчитанный, фактический гидрограф стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах и осадки на метеостанции Якутск за 1965 г.	94

Рис. 4. 14 Схема расположения гидрологических постов, метеорологических станций и границ выбранных для моделирования речных бассейнов в верхней части бассейна р. Колымы.....	96
Рис. 4. 15 Рассчитанные и максимальные гидрографы стока за маловодный (слева) и многоводный (справа) годы для каждого из исследуемых речных бассейнов сверху вниз: р.Талок – Устье, р.Омчак - п.Омчак, р.Омчук - р.п.Усть-Омчуг, р.Детрин – устье, р.Омчук - , р.Кулу - с.Кулу, р.Колыма - с.Оротук	99
Рис. 4. 16 Расположение гидрологических постов, метеорологических станций и границы расчетных речных бассейнов центральной части бассейна р.Лены.....	100
Рис. 4. 17 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Буяга за годы с максимальным (2006 и 2007) и минимальным (1986 и 1990) количеством осадков	102
Рис. 4. 18 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Буяга за годы с максимальным (1993 и 1998) и минимальным (2009, 2011) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа	102
Рис. 4. 19 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Терют за годы с максимальным (2005 и 2006) и минимальным (1986 и 1990) количеством осадков	103
Рис. 4. 20 Рассчитанный и наблюдаемый гидрограф стока р. Амги-с.Терют за годы с максимальным (2000 и 2007) и минимальным (1992, 1994) критерием эффективности Нэша-Сатклиффа	103
Рис. 4. 21 Слева: связь фактических и рассчитанный годовых слоев стока; справа: связь фактических и рассчитанных максимальных суточных расходов воды р. Амга – с.Терют, 1981-2012	104
Рис. 4. 22 Слева: связь фактических и рассчитанный годовых слоев стока; справа: связь фактических и рассчитанных максимальных суточных расходов воды р. Амга – с.Буяга, 1981-2012	105

Список таблиц

Табл. 2. 1 Список научно-исследовательских водосборов, использованных в работе.....	19
Табл. 2. 2 Данные специальных наблюдений Колымской водно-балансовой станции.....	22
Табл. 2. 3 Данные специальных наблюдений Чабыдинского полигона ИМЗ СО РАН, бассейн р. Шестаковки.....	26
Табл. 2. 4 Список рек Центральной Якутии, выбранных для анализа речного стока	27
Табл. 2. 5 Список рек верховьев р.Колымы, выбранных для анализа речного стока.....	33
Табл. 2. 6 Система поверхностных и почвенных стоковых элементов.....	43
Табл. 2. 7 Система подземных стоковых элементов	43
Табл. 3. 1 Основные характеристики малых водосборов КВБС	47
Табл. 3. 2 Оценка средних многолетних значений компонентов водного баланса водосборов КВБС	50
Табл. 3. 3 Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов КВБС	51
Табл. 3. 4 Коэффициенты корреляции слоев стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за июнь, июль, август и сентябрь с суммами осадков за текущий, предшествующий месяц, текущий и предшествующий, текущий и два предшествующих месяца.....	58
Табл. 3. 5 Коэффициенты корреляции слоев стока р. Шестаковки – Камырдагыстах за декады с суммами осадков	59
Табл. 3. 6 Оценка водного баланса типичных мерзлотных ландшафтов водосбора р Шестаковка	64
Табл. 3. 7 Доля типов местности для каждого исследуемого речного бассейна. Номера водосборов указаны в Табл. 2. 4	68
Табл. 3. 8 Характеристика распространенных типов местности (по мерзлотно- ландшафтной карте Якутии, 1991).....	69
Табл. 3. 9 Доля типов подстилающей поверхности для исследуемых водосборов верховьев р.Колымы.....	74
Табл. 4. 1 Параметры расчетных слоев почвы, принятых для моделирования.....	80
Табл. 4. 2 Минимальные, максимальные и средние значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критериев эффективности моделирования стока руч. Контактный	83
Табл. 4. 3 Параметры растительного покрова СФК.....	85
Табл. 4. 4 Свойства расчетных слоев почвы	88
Табл. 4. 5 Определенные в лаборатории и рассчитанные при моделировании значения теплопроводности грунтов двух рассматриваемых разрезов.....	89
Табл. 4. 6 Минимальные, максимальные и средние значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критериев эффективности моделирования стока р. Шестаковки – г.п.Камырдагыстах	95
Табл. 4. 7 Речные бассейны в верхней части бассейна р. Колымы, которые использовались для моделирования	95
Табл. 4. 8 Средние, минимальные и максимальные (в скобках) значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критериев эффективности моделирования стока.....	97

Табл. 4. 9 Доля типов местности для каждого расчетного речного бассейна в Центральной Якутии, %	101
Табл. 4. 10 Параметры стоковых элементов для водосборов рр. Амги, Таатты и Суолы..	101
Табл. 4. 11 Наблюдаемые и рассчитанные элементы водного баланса и статистические характеристики сопоставления рассчитанных и фактических суточных значений расходов воды р. Амги – с. Терют и с. Буяга, 1981-2012	103
Табл. 4. 12 Наблюдаемые и рассчитанные элементы водного баланса и статистические характеристики сопоставления рассчитанных и фактических суточных значений расходов	106

Список литературы

1. Алексеев В.Р. Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов. ЛёдиСнег. 2016; 56(1):73-92. DOI:10.15356/2076-6734-2016-1-73-92
2. Алексеев В.Р., Горин В.В., Котов С.В. Наледи-тарыны северной Чукотки // Лед и снег. 2011. № 4 (116). С. 85-93.
3. Аржакова С.К. Зимний сток рек криолитозоны России – СПб.; РГГМУ, 2001. – 209 с.
4. Арэ Ф.Э. Испарение и эволюция снежного покрова в окрестностях Якутска // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1972.-С. 160-167.
5. Арэ Ф.Э. Результаты шестилетних наблюдений за испарением снега в Центральной Якутии // Региональные и теплофизические исследования мерзлых горных пород в Сибири. - Якутск, 1976.-С. 126-131.
6. Балобаев В.Т., Иванова Л.Д., Никитина Н.М. и др. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования Отв. ред. Н.П. Анисимова ; Рос.акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т мерзлотоведения им. П.И. Мельникова. - Новосибирск : Изд-во СО РАН: филиал "ГЕО", 2003. - 138 с. : ил. - Библиогр.: с. 132-135. - Б. ц.
7. Банцекина Т.В. Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья): Дис.... канд. геогр. наук, - Якутск, 2003.
8. Банцекина Т.В. Температурный режим и динамика льдистости крупнообломочных склоновых отложений без заполнителя в весенне-летнее время (на примере руч.Контактовый) // Колыма, № 4, 2002, с. 9-13.
9. Банцекина, Т.В. Динамика льдистости крупнообломочных склоновых отложений в период весеннего снеготаяния // Колыма, 2001. – № 2. –С.28-31
10. Банцекина, Т.В., Михайлов, В.М. К оценке роли внутригрунтовой конденсации водяных паров в формировании теплового и водного режимов крупнообломочных склоновых отложений // Криосфера Земли, 2009, т.ХІІІ, № 1. – С.40-45
11. Бойцов А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. – Тюмень: Издательство ТюмГНГУ, 2011. – 177 с.
12. Бойцов А.В. Условия формирования и режим склоновых таликов в Центральной Якутии // Криогидрогеологические исследования - Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1985. С. 44-55.
13. Бойцов А.В., Лебедева Т.Н. Водный режим песчаных грунтов слоя сезонного протаивания в Центральной Якутии // Мерзлотно-гидрогеологические исследования зоны свободного водообмена. М.: Наука, 1989. - С.27-38.
14. Бойцов А.В., Шепелев В.В. Мерзлотно-гидрогеологические условия массива развееваемых песков Махатта (Центральная Якутия) // Гидрогеологические исследования криолитозоны. — Якутск, 1976. -С.25-34.
15. Бойцов А.В.Условия формирования и режим подземных вод надмерзлотного и межмерзлотного стока в Центральной Якутии: дис. ... к.г.-м.н. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002. – 176 с.
16. Бояринцев Е.Л Оценка потерь стока весеннего половодья в бассейне Верхней Колымы // Метеорология, климатология и гидрология. Вып. 16, 1980, с. 19-24.
17. Бояринцев Е.Л., Николаев С.Н. Грунтовый сток с малых водосборов зоны многолетней мерзлоты // Материалы науч. конф. по проблемам гидрологии рек зоны БАМа и Дальнего Востока. Л, Гидрометеиздат, 1986, с. 297-307
18. Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д. и др. Водный баланс летнего периода малых горных водосборов зоны многолетней мерзлоты и его расчет. Метеорология, климатология и гидрология. Вып. 27, 1992, с. 105-116

19. Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Семёнова О.М., Лебедева Л.С. Водный баланс малых горных водосборов зоны низкотемпературных многолетнемерзлых пород. Материалы VII Всероссийского гидрологического съезда. Тезисы докладов Секции 2 (ноябрь 2013 г., Санкт-Петербург)
20. Бояринцев, Е.Л., Азональные факторы формирования дождевого стока на территории Колымской ВБС // Тр. ДВНИГМИ. – 1988. – Вып. 135. – С. 67–93
21. Бояринцев, Е.Л., Гопченко, Е.Д., Сербов, Н.Г., Легостаев, Г.П. К вопросу о конденсации паров воздуха в деятельном слое многолетнемерзлых пород. М., 1991. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ–МЦД 16.01.91, № 1046 ГМ-91. – 17 с.
22. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрябин П.Н. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002. – 218 с.
23. Василенко Н.Г. Водный баланс речных водосборов района многолетней мерзлоты // Тр. ГГИ. Вып. 275, 1980, с.11-33
24. Василенко Н.Г. Гидрология рек зоны БАМ: Экспедиционные исследования. — СПб.: Нестор-История, 2013. — 672 с.
25. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа / Ю.Б. Виноградов. Л., Гидрометеиздат, 1988, 312 с
26. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Математическое моделирование в гидрологии, Издательский центр «Академия», М., 2010, с. 298
27. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии, Издательский центр «Академия», М., 2008, с. 318
28. Виноградов Ю.Б., Семенова О.М., Виноградова Т.А. (2015) Гидрологическое моделирование: метод расчета динамики тепловой энергии в почвенном профиле (Часть 1). Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 11-21
29. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л., 1962. – 552 с.
30. Гаврилова М.К. Климат Центральной Якутии. – Якутск: Кн. изд-во, 1973. – 120 с.
31. Георгиади А.Г., Кашутина Е.А. Долговременные изменения стока крупнейших сибирских рек // Известия РАН, серия географическая. 2016. №5. С.70-81
32. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милукова И.П., Кислов А.В., Анисимов О.А., Барабанова Е.А., Кашутина Е.А., Бородин О.О. Сценарная оценка вероятных изменений речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Часть 1. Бассейн реки Лены. М.: Макс Пресс, 2011. 179 с.
33. Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири. Под. ред. С. М. Новикова — СПб. : ВВМ, 2009. — 536 с.
34. Глотов В.Е. Подземные воды бассейна руч. Контактный как фактор формирования общего водного стока. Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). – Магадан, 2002
35. Глотов, В.Е. Геолого-геоморфологические и геофизиологические факторы формирования поверхностного стока руч. Контактный / В.Е. Глотов, Л.П. Глотова // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской воднобалансовой станции). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 81-104.
36. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Методика сценарного прогнозирования изменения составляющих водного баланса северных речных бассейнов в связи с возможным изменением климата // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 4. С. 396.
37. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло-и влагообмена поверхности суши с атмосферой. Российская академия наук, Институт водных проблем. Москва, 2010, с.328.
38. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Проблемы изучения и моделирования тепло-и влагообмена в системе почва-растительный и (или) снежный покров-приземный слой атмосферы // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 2. С. 148-164.

39. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Воспроизведение гидрографов стока р. Печоры на основе модели тепловлагообмена подстилающей поверхности суши с атмосферой // Водные ресурсы, 2010, т.37. №2. - С. 186 – 198.
40. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 2. С. 133-145.
41. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Физико-математическое моделирование многолетней динамики суточных колебаний речного стока и снегозапасов в бассейне р. Колымы // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 6. С. 661.
42. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Айзель Г.В. Моделирование стока рек Оленек и Индигирка с использованием модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 5. С. 496-506.
43. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Айзель Г.В. Моделирование формирования стока рек и снежного покрова на севере Западной Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 387-395.
44. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Ковалев Е.Э. Использование модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP для расчетов речного стока в высоких широтах // Водные ресурсы, 2008, т.35, №1. - С. 1 – 15.
45. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Ковалев Е.Э. Моделирование стока р. Северной Двины с использованием модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP и глобальных баз данных // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 4. С. 439-453.
46. Еловская Л.Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии.- Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.-172 с.
47. Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: изд-во МГУ, 2002, 683 стр.
48. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Титкова Т.Б. Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики. Лёд и Снег. 2015;55(3):73-82. DOI:10.15356/2076-6734-2015-3-73-82
49. Ипатьева А.И., Корековцев А.С. Сравнительные данные об испарении с почвы на Северо – Востоке СССР // Горно – таёжные зоны Сибири и Дальнего Востока. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. — С. 114 – 119
50. Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири. М-б 1:2 500 000 / [сост. Л. Д. Иванова, Н. С. Ломовцева, Н. М. Никитина, В. М. Пигузова]. – М. : ГУГК, 1984. – 4 печ. л.
51. Катасонова Е.Г., Толстов А.Н. Геокриологические особенности разведываемых песков (тукуланов) правобережья р.Вилуй // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. - С. 166-179.
52. Климочкин В.В. К вопросу о роли конденсации в формировании ресурсов грунтовых вод // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1975, с. 157-164.
53. Коробкова Т.С., Сысолятина А.Е. 2017 Оценка фенологической атипичности интродуцированных и аборигенных видов Rosaceae в Якутском ботаническом саду // Успехи современной науки Т.2 №5, С.: 143-146
54. Котляков В.М. О причинах и следствиях современных изменений климата // Солнечно-земная физика. 2012. № 21 (134). С. 110-114.
55. Кравцова В.И., Быстрова А.Г. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 2, с. 16–26.
56. Кравцова В.И., Тарасенко Т.В. Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменениях климата с 1950 года // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 31–42.

57. Кузнецов А.С. Условия формирования дождевых паводков на реках бассейна Верхней Колымы. Магадан, ФОЛ КУГМС, 1966, 201 с.
58. Кузнецов А.С., Насыбулин Ш.С., Ипатьева А.И. Первые результаты исследования водного баланса на реках бассейна Верхней Колымы // Сборник работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории. Вып. 2, КУГМС, Магадан, 1969, с. 98-121
59. Кузнецов, А.С., Насыбулин, Ш.С. Особенности формирования стока на реках бассейна Верхней Колымы // Сборник работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории. Вып. 3, Магаданской ГМО, 1970. – С. 98-121.
60. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов А.И. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы). // Водные ресурсы, 2000, том 27, №4, с. 435–444
61. Лебедева Л.С., Семенова О.М., Виноградова Т.А. (2015) Расчет глубины сезонно-талого слоя в условиях различных ландшафтов Колымской водно-балансовой станции в задаче гидрологического моделирования (Часть 2). Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2: 35–44
62. Львов А.В. Поиски и испытания источников водоснабжения на зап. части Амурской ж.д. в условиях «вечной» мерзлоты почвы. – Иркутск, 1916.
63. Мажитова Г.Г. Пирогенная динамика мерзлотных почв Колымского нагорья // Почвоведение. – 2000. - №5 – с.619-629
64. Макарьева и др. Изменения стока воды в бассейнах рек Яна и Индигирка // Криосфера Земли (в печати)
65. Марков М.Л. Роль криогенного барража в формировании стока рек районов многолетней мерзлоты. - Метеорология и гидрология,. 1994, № 2, с. 98-104.
66. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / В. В. Шепелев, О. Н. Толстихин, В. М. Пигузова и др. – Новосибирск : Наука, 1984. – 192 с.
67. Мерзлотно-ландшафтная карта Якутской АССР. Масштаб 1: 2 500 000 / Гл. ред. П.И.Мельников. - М.: ГУГК, 1991. - 2 л.
68. Михайлов В.М. Пойменные талики Северо-Востока России. – Академическое издательство “Гео”, 2013. — 244 с.
69. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В.В. Шепелев, А.В. Бойцов, Оберман Н.Г. и др. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2002. – 172 с.
70. Мотовилов Ю.Г. Моделирование полей речного стока (на примере бассейна Лены) // Метеорология и гидрология, 2017, № 2, С. 78-88.
71. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып.2, Часть 3. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 167 с.
72. Насыбулин, П.С. Репрезентативность характеристик стока Колымской водно-балансовой станции для территории верхней Колымы // Природные ресурсы Северо-Востока СССР – Владивосток, АН ДВИС ИБПС, 1976. – С. 32-41.
73. Нестерова Н.В., Макарьева О.М., Виноградова Т.А., Лебедева Л.С. Моделирование процессов формирования стока зоны БАМ на основе данных полигона Могот // Водное хозяйство России, №1, 2018 с.18-38
74. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта. Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 99–105
75. Отчет о результатах гидрогеологических исследований в бассейне руч. Контактного (работы Кулинского поста по программе Международного гидрологического десятилетия за 1967-1969 гг.) – Магадан 1970.
76. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования / Отв.ред. Н.П. Анисимова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 117 с.
77. Поздняков Л. К. Мерзлотное лесоведение. Новосибирск: Наука, 1986. 192 с.

78. Пугачев А.А. Почвенно-растительный покров территории Колымской воднобалансовой станции // Факторы формирования общего стока горных рек в Субарктике. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С. 141–166.
79. Рейнюк И.Т. Конденсация в деятельном слое вечной мерзлоты//Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1959, вып. 13, с. 1-24.
80. Ресурсы поверхностных вод СССР. – Т. 17. Лено- Индигирский район. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 651 с.
81. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны / Под редакцией проф. В.А.Всезовского. М.: МГУ, 1983. – 232 с.
82. Сабарайкина С.М. Интродукционная оценка сортов красной смородины в условиях Центральной Якутии // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки. 2017. Т. 38. № 4 (253). С. 87-92.
83. Семенов В.А. 2015. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – полярные льды – океан. Фундаментальная и прикладная климатология, №1, 232-248.
84. Сергеев Д.О., Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Булдович С.Н., Типенко Г.С., Йошикава К., Романовский В. Влияние динамики климата и геокриологических условий на режим регионального стока и наледообразования горных водосборов бассейна реки Лены // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 3. С. 29-35.
85. Скрыбин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б. Межгодовая изменчивость теплового режима грунтов района Якутска. – Новосибирск: изд-во СО РАН, 1998, 144 с.
86. Соколов Б. Л. Налеги и речной сток / Б. Л. Соколов. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. - 190 с
87. Сумгин М.И., Качурин С.П., Толстихин Н.И., Тумель В.Ф. Общее мерзлотоведение. – М.: Изд-во АН СССР, 1940. – 347 с.
88. Сущанский С.И., Глотов В.Е., Глотова Л.П. Многолетние, сезонные и суточные изменения стокоформирующих факторов и общего водного стока руч. Контактный. Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). – Магадан, 2002
89. Сущанский, С.И. Второй промежуточный отчет по научно-исследовательской работе. – Магадан, 1989
90. Сущанский, С.И. История создания, методы, объекты и некоторые результаты исследований Колымской водно-балансовой станции // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С.18-35
91. Тарасенко Т.В., Кравцова В.И., Пижанкова Е.И. и др. Динамика термокарстовых озер приморской части Яно-Индигирской низменности по дистанционным данным [Электронный ресурс] // Геокриологическое картографирование: Проблемы и перспективы: тез.конф. (Москва, 5–6 июня 2013 г.). М., МГУ, 2013, с. 135–138.
92. Тепловодообмен вмерзлотных ландшафтов Восточной Сибири и его факторы. Отв. редакторы Георгиади А.Г., Золотокрылин А.Н. — Тверь: Триада, 2007. — 576 с.
93. Тимофеев П.А. Леса среднетаежной подзоны Якутии / Тимофеев П.А., Исаев А.П., Щербаков И.П и др. - Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994. 140 с.
94. Федоров А.Н., Максимов Т.Х., Гаврильев П.П., Скачков Ю.Б., Десяткин Р.В., Исаев А.П., Константинов П.Я., Васильев И.С., Угаров И.С., Ефремов П.В., Аргунов Р.Н., Николаев А.Н. Спасская падь: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов // отв. ред. М. К. Гаврилова, П. Я. Константинов, М. М. Шац; Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. Якутск, 2006.
95. Фотиев С.М. Подземные воды криогенной области России (Классификация)// Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 41-59.

96. Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б., Агафонова С.А., Повалишникова Е.С. Антропогенные и климатически обусловленные изменения стока воды и ледовых явлений рек Российской Арктики // Вопросы географии. Сб. 145: Гидрологические изменения / отв. ред.: В.М. Котляков, Н. И. Коронкевич, Е. А. Барабанова. - М., 2018. –с. 233-251.
97. Шендер Н. И. Формирование таликов и высокотемпературных мерзлых пород в условиях центральной Якутии / Н. И. Шендер, А. В. Бойцов, А. С. Тетельбаум // Материалы первой конференции геокриологов России.– М.: Изд-во МГУ, 1996. – Кн. 1, с. 529–537
98. Шепелёв В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны // Ответственный редактор Р. В. Чжан; Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. Новосибирск, Академическое издательство "Гео", 2011, 169 с.
99. Шепелев В.В. О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей. Лёд и Снег. 2016; 56(3):381-386. DOI:10.15356/2076-6734-2016-3-381-386
100. Шепелев В.В. О режиме, балансе и особенностях питания межмерзлотных вод песчаных массивов Центральной Якутии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. –Якутск, 1978. – С.145-162.
101. Шепелев В.В. Общие закономерности формирования, распространения и режима надмерзлотных вод криосферы. Автореферат диссертации д-ра геол.-мин. наук. –Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 1994. – 38 с.
102. Шепелев В.В. Подземные воды тукуланов Центральной Якутии // Эоловые образования Центральной Якутии. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО АН СССР, 1981. – С. 30-41.
103. Щербаков И.П. Лесной покров Северо-Востока СССР – Новосибирск: Наука, 1975. — 343 с.
104. Beven, K. How far can we go in distributed hydrological modelling? Hydrology and Earth System Sciences, 5(1), 1-12 (2001)
105. Bolton, W.R. 2006. Dynamic modeling of the hydrological processes in areas of discontinuous permafrost. Ph.D. thesis. University of Alaska Fairbanks, Fairbanks.
106. Brown, J., O. Ferrians, J. A. Heginbottom, and E. Melnikov. 2002. Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center.
107. Carey SK, Woo MK. 2002. Hydrogeomorphic Relations among Soil Pipes, Flow Pathways, and Soil Detachments within a Permafrost Hillslope. Physical Geography, 23(2), 95-114
108. Cherkauer, K. A. and D. P. Lettenmaier, 1999: Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin, J. Geophys. Res., 104(D16), 19,599-19,610.
109. Clark, I.D. and B. Lauriol, 1997, "Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst," Arctic and Alpine Research, Vol. 29, No. 2, pp. 240–252
110. Connon, R.F., É Devoie, W.L. Quinton, T. Veness, M. Hayashi (2018) The influence of shallow taliks on permafrost thaw and active layer dynamics in subarctic Canada. Journal of Geophysical Research. DOI: 10.1002/2017JF004469
111. Dall’Amico, M., Endrizzi, S., Gruber, S., and Rigon, R.: A robust and energy-conserving model of freezing variably-saturated soil, The Cryosphere, 5, 469–484, doi:10.5194/tc-5-469-2011, 2011.a
112. Dolman, A.J., Maximov, T.C., Moors, E.J., Maximov, A.P., Elbers, J.A., Kononov, A.V., Waterloo, M.J., van der Molen, M.K., 2004. Net ecosystem exchange of carbon dioxide and water of far eastern Siberian Larch (*Larix cajanderii*) on permafrost. Biogeosciences 1, 133–146

113. Endrizzi S., Quinton W., Marsh P. Modelling the spatial pattern of ground thaw in a small basin in the arctic tundra // *The Cryosphere Discuss*, 2011, vol. 5, p. 367–400, doi:10.5194/tcd5-367-2011.
114. Endrizzi, S. and Gruber, S.: Investigating the effects of lateral water flow on spatial patterns of ground temperature, depth of thaw and ice content, in: *Proceedings of the 10th International Conference on Permafrost*, Salekhard, Russia, 91–96, 2012.
115. Endrizzi, S., Gruber, S., Dall'Amico, M., and Rigon, R.: GEOtop 2.0: simulating the combined energy and water balance at and below the land surface accounting for soil freezing, snow cover and terrain effects, *Geosci. Model Dev.*, 7, 2831–2857, <https://doi.org/10.5194/gmd-7-2831-2014>, 2014.
116. Fang, X., Pomeroy, J. W., Ellis, C. R., MacDonald, M. K., DeBeer, C. M., and Brown, T.: Multi-variable evaluation of hydrological model predictions for a headwater basin in the Canadian Rocky Mountains, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1635–1659, <https://doi.org/10.5194/hess-17-1635-2013>, 2013.
117. Fedorov, A. N., Gavriliev, P. P., Konstantinov, P. Y., Hiyama, T., Iijima, Y. and Iwahana, G. (2014), Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia. *Ecohydrology*, 7: 188–196. doi:10.1002/eco.1378
118. Freeze, R.A. and Harlan, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model, *J. Hydrol.*, 9, 237–258.
119. Frey, K. E. and McClelland, J. W. (2009), Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry. *Hydrol. Process.*, 23: 169–182. doi:10.1002/hyp.7196
120. Gibson JJ, Birks SJ, Yi Y. 2015. Higher tritium concentrations measured in permafrostthaw lakes in northern Alberta. *Hydrological Processes*. doi:10.1002/hyp.10599.
121. Hamada, S., Ohta, T., Hiyama, T., Kuwada, T., Takahashi, A., Maximov, T.C., 2004. Hydrometeorological behaviour of pine and larch forests in eastern Siberia. *Hydrol. Process.* 18, 23–29
122. Helbig, M., W. Quinton and O. Sonnentag (2017) Warmer spring increases annual methane emissions from a boreal peat landscape with sporadic permafrost. *Environmental Research Letters*
123. Holland M., Finnis J., Serreze M. Simulated Arctic Ocean Freshwater Budgets in the Twentieth and Twenty-First Centuries // *Journal of Climate*, 2006, 19: 6221–6242
124. Janowicz, J. R., Hedstrom, N., Pomeroy, J., Granger, R., & Carey, S. (2004). Wolf Creek Research basin water balance studies. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports*, 290, 195–204.
125. Kirchner, J. W. (2006), Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology, *Water Resour. Res.*, 42, W03S04, doi:10.1029/2005WR004362
126. Krogh, S., J. Pomeroy, and P. Marsh, 2017: Diagnosis of the hydrology of a small Arctic basin at the tundra-taiga transition using a physically based hydrological model, *Journal of Hydrology*, 550, 685–703, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.05.042.
127. Lebedeva L., Semenova O., Vinogradova T. (2014) Simulation of Active Layer Dynamics, Upper Kolyma, Russia, using the Hydrograph Hydrological Model // *Permafrost and Periglac. Process.* 25 (4): 270–280 DOI: 10.1002/ppp.1821
128. Lebedeva, L. S., Semenova, O. M., Vinogradova, T. A. (2015). Calculations of seasonal thawing depth in different landscapes of the Kolyma water-balance station by means of hydrological model “Hydrograph” (part 2). *Earth Cryosphere* 19 (2): 35–44 (in Russian).
129. Liljedahl, A. K., et al. 2016. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology. *Nature Geoscience* 9, 312–318 doi:10.1038/ngeo2674
130. Lindström, G., Pers, C.P., Rosberg, R., Strömqvist, J., and Arheimer, B., 2010. Development and test of the HYPE (Hydrological Predictions for the Environment) model – A water quality model for different spatial scales. *Hydrology Research* 41.3-4:295–319.

131. Motovilov Y.G., Gottschalk L., Engeland K., Rodhe A. 1999 Validation of a distributed hydrological model against spatial observations // *Agricultural and Forest Meteorology*. 1999. V. 98-99. p. 257-277.
132. Motovilov Yu.G. ECOMAG: distributed model of runoff formation and pollution transformation in river basins. IAHS Publ., 361, 2013.
133. Motovilov Yu.G., Gelfan A.N. 2013 Assessing runoff sensitivity to climate change in the Arctic basin: empirical and modelling approaches. IAHS Publications 360, 105—112
134. Ohta, T., Hiyama, T., Tanaka, H., Kuwada, T., Maximov, T.C., Ohata, T., Fukushima, Y., 2001. Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in eastern Siberia. *Hydrol. Process.* 15, 1459–1476.
135. Ohta, T., Maximov, T.C., Dolman, A.J., Nakai, T., van der Molen, M.K., Kononov, A.V., Maximov, A.P., Hiyama, T., Iijima, Y., Moors, E.J., Tanaka, H., Toba, T. and Yabuki, H.: Interannual variation of water balance and summer evapotranspiration in an eastern Siberian larch forest over a 7-year period (1998-2006). *Agric. Forest Meteorol.*, 140, 1941-1953, 2008
136. Phillips, R. W., Spence, C. and Pomeroy, J. W. (2011), Connectivity and runoff dynamics in heterogeneous basins. *Hydrol. Process.*, 25: 3061-3075. doi:10.1002/hyp.8123
137. Pomeroy J.W., Gray D.M., Brown T. et al. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence // *Hydrol. Process.*, 2007, vol. 21, p. 2650–2667.
138. Quinton, W. L., Carey, S. K., & Goeller, N. T. (2004). Snowmelt runoff from northern alpine tundra hillslopes: major processes and methods of simulation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(5), 877-890.
139. Rasouli, K., Pomeroy, J. W., Janowicz, J. R., Carey, S. K., & Williams, T. J. (2014). Hydrological sensitivity of a northern mountain basin to climate change. *Hydrological Processes*, 28(14), 4191-4208.
140. Rawlins M. A., et al. Analysis of the Arctic system for fresh- water cycle intensification: Observations and expectations, *Journal of Climate*, 2010, 23, 5715–5737.
141. Rigon R., Bertoldia G., Overb T.M. GEOTop: A Distributed Hydrological Model with Coupled Water and Energy Budgets // *J. Hydrometeorol.*, 2006, vol. 7, iss. 3, p. 371–388.
142. Rowland R.C., Travis B.J., Wilson C.J. The role of advective heat transport in talik development beneath lakes and ponds in discontinuous permafrost. *Geophys. Res. Lett.* 38, 2011, doi:10.1029/2011GL048497
143. Schramm, I., J. Boike, W. R. Bolton, and L. D. Hinzman (2007), Application of TopoFlow, a spatially distributed hydrological model, to the Imnavait Creek watershed, Alaska, *J. Geophys. Res.*, 112, G04S46, doi:10.1029/2006JG000326
144. Semenova O., Lebedeva L., Vinogradov Yu. Simulation of subsurface heat and water dynamics, and runoff generation in mountainous permafrost conditions, in the Upper Kolyma River basin, Russia // *Hydrogeol. J.*, 2013, vol. 21, iss. 1, p. 107–119, doi:10.1007/s10040-012-0936-1
145. Semenova O., Vinogradov Y., Vinogradova T., and Lebedeva L. (2014) Simulation of Soil Profile Heat Dynamics and Integration into Hydrologic Modelling in the Permafrost Zone. *Permafrost and Periglac. Process.*, 25 (4): 257–269. DOI: 10.1002/ppp.1820
146. Semenova, O. and Beven, K. (2015), Barriers to progress in distributed hydrological modelling. *Hydrol. Process.*, 29: 2074–2078. doi: 10.1002/hyp.10434
147. Shi X, Marsh P, Yang D. Warming spring air temperatures, but delayed spring streamflow in an Arctic head-water basin. *Environ Res Lett* 2015, 10:064003 <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/6/064003>.
148. Shiklomanov A. I., Lammers R. B. and Vorosmarty C. J. (2002) Widespread Decline in Hydrological Monitoring Threatens Pan-Arctic Research // *Eos*, Vol. 83, No. 2 ,8 January 2002
149. Shiklomanov A. I., Lammers R. B. Changing Discharge Patterns of High-Latitude Rivers. In *Climate Vulnerability: Understanding and Addressing Threats to Essential Resources*, 2013,

- Vol. 5, pp. 161–175. <http://doi.org/10.1016/B978-0-12-384703-4.00526-8> Shiklomanov A. I., Lammers R. B. Record Russian river discharge in 2007 and the limits of analysis. *Environmental Research Letters*, 2009, 4(4), 045015 <http://doi.org/10.1088/1748-9326/4/4/045015>
150. Shiklomanov A. I., Lammers R. B., Lettenmaier D. P., Polischuk Yu. M., Savichev O. G., Smith L. C., and Chernokulsky A. V. Hydrological changes: historical analysis, contemporary status, and future projections, in *Environmental Changes in Siberia: Regional Changes and Their Global Consequences*, Ed. by P. Ya. Groisman and G. Gutman (Springer, Berlin, 2013), Chap. 4, pp. 111–154.
151. Shmakin, A. B. (1998), The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements, *Global Planet. Change*, 19(1 – 4), 49 – 62, doi:10.1016/S0921-8181(98)00041-1.
152. Shur YL, Osterkamp TE. 2007. Thermokarst. Rept. INE06.11, Inst. of Northern Eng., Univ. of Alaska, Fairbanks, AK, 50 pp.
153. Slater, A. G., T. J. Bohn, J. L. McCreight, M. C. Serreze, and D. P. Lettenmaier (2007), A multimodel simulation of panArctic hydrology, *J. Geophys. Res.*, 112, G04S45, doi:10.1029/2006JG000303
154. Spence, C. , Guan, X. J., Phillips, R. , Hedstrom, N. , Granger, R. and Reid, B. (2010), Storage dynamics and streamflow in a catchment with a variable contributing area. *Hydrol. Process.*, 24: 2209–2221. doi:10.1002/hyp.7492
155. Sugimoto A. and Maximov T. 2012. Study on hydrological processes in Lena River Basin using Stable Isotope Ratios of River Water 41 Monitoring Isotopes in Rivers: Creation of the Global Network of Isotopes in Rivers (GNIR) p
156. Tananaev, N. I., O. M. Makarieva, and L. S. Lebedeva (2016), Trends in annual and extreme flows in the Lena River basin, Northern Eurasia, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 10,764–10,772, doi:10.1002/2016GL070796
157. Veremeeva A., Gubin S. Modern tundra landscapes of the Kolyma Lowland and their evolution in the Holocene // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2009, vol. 20, No. 4, p. 399–406.
158. Vinogradov Y.B., Semenova O.M., Vinogradova T.A. An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system // *Hydrol. Processes*, 2011, vol. 25, p. 1055–1073, doi:10.1002/hyp.7901
159. Walvoord, M. A. & Kurylyk, B. L. Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost—A Review. *Vadose Zo. J.* 15, 6 (2016)
160. Wellman T.C., Voss C.I., Walvoord M.A. Impacts of climate lake size, and supra and sub-permafrost groundwater flow on lake talik evolution Yukon Flats, Alaska (USA). *Hydrogeol. J.* 21:281–298, 2013, doi:10.1007/s10040-012-0941-4
161. Williams, R.S., Jr., and Ferrigno, J.G. 2012. Satellite image atlas of glaciers of the world. In: *State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments* (U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-A), U.S. Geological Survey, Reston, VA.
162. Woo M.-k. *Permafrost hydrology*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 2012, doi:10.1007/978-3-642-23462-0
163. Yang, D., D. L. Kane, L. Hinzman, X. Zhang, T. Zhang, and H. Ye, Siberian Lena River hydrologic regime and recent change, *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 4694, doi:10.1029/2002JD002542, 2002.
164. Yoshikawa, K., and L.D. Hinzman. 2003. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost near Council, Alaska. *Permafrost Periglacial Process.* 14:151–160. doi:10.1002/ppp.451
165. Zhang TJ, Frauenfeld OW, Serreze MC, Etringer A, Oelke C, McCreight J, Barry RG, Gilichinsky D, Yang DQ, Ye HC, Ling F, Chudinova S. 2005. Spatial and temporal variability in

active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research* Atmospheres 110: D16101, DOI:10.1029/2004JD005642

166. Zhang Z., Kane D.L., Hinzman L.D. Development and application of a spatially distributed Arctic Hydrologic and Thermal Process Model (ARHYTHM) // *J. Hydrol. Process.*, 2000, vol. 14(6), p. 1017–1044.

167. Zhuravin S. Features of water balance for small mountainous basins in East Siberia: Kolyma Water Balance Station case study. *IAHS Publ* 290, IAHS, Wallingford, UK, 2004, pp 28–40