

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

На правах рукописи



БАДМИНОВ П.С.

**ПОДЗЕМНЫЙ СТОК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНОГО САЯНА**

Специальность 1.6.6. - Гидрогеология

**Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

**Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук
Алексеев С.В.**

Иркутск, 2021 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Обзор гидрогеологической изученности территории	8
2. Факторы формирования подземного стока и его пространственного распределения	13
2.1. Физико-географические условия	13
2.1.1. Климат	14
2.1.2. Гидрография	28
2.1.3. Рельеф	31
2.1.4. Многолетняя и сезонная мерзлота	36
2.2. Карстовые явления	39
2.3. Геологическое строение и тектоника	42
3. Условия формирования и распределения подземного стока	59
3.1. Формирование подземного стока в области развития многолетнемерзлых пород	59
3.2. Формирование подземного стока в малых водосборах	70
3.3. Естественные ресурсы подземных вод	74
3.3.1. Подземные воды основных водоносных зон	80
3.4. Глубинный сток	92
3.5. Основные особенности пространственно–временного распределения подземного стока	104
4. Оценка подземного стока	116
4.1. Основные методы региональной оценки подземного стока	116
4.1.1. Метод генетического расчленения гидрографа речного стока с учетом изъятия части стока на наледообразование и гидрометрическая съемка осенней и зимней межени	118
4.1.2. Гидродинамический метод оценки подземного стока	129
4.1.3. Анализ данных о стоке рек – аналогов	130
4.1.4. Методика расчета средних многолетних значений подземного стока	157
4.2. Количественная оценка подземного стока	165
4.3. Картографирование подземного стока	173
5. Многомерный анализ процессов формирования подземного стока	177
5.1. Факторная модель формирования подземного стока	182
5.2. Районирование территории по условиям формирования подземного стока на основе кластерного анализа	196
5.3. Регрессионные модели формирования подземного стока	204
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	217
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	220
ЛИТЕРАТУРА	221
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА	236

ВВЕДЕНИЕ

Общая характеристика работы

Актуальность работы. Подземные воды в настоящее время являются одним из важнейших компонентов природных ресурсов. Проблемам обеспечения населения, промышленности и сельского хозяйства водой необходимого качества уделяется большое внимание. Решение этих проблем вызывает необходимость широкого использования подземных вод как надежного источника хозяйственно-питьевого водоснабжения населения, производственно-технического водоснабжения промышленных предприятий, орошения земель, а также для бальнеологических целей (минеральные воды), теплофикации (термальные воды) и как сырье для извлечения ценных компонентов.

В связи с этим, большое значение приобретает всестороннее изучение подземного стока и естественных ресурсов подземных вод, особенно зоны интенсивного водообмена, которые наиболее доступны для извлечения и дальнейшего использования, хорошо восполняются и имеют ряд преимуществ по сравнению с поверхностными водами. Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод и подземного стока является основой для рационального использования и охраны подземных вод, а также необходима для решения задач, связанных с условиями их формирования и пространственного распределения, и роли в общем водном балансе.

В горно-складчатых областях, к которым относится исследуемая территория Восточного Саяна, процессы формирования подземного стока изучены значительно слабее по сравнению с платформенными регионами. Методы изучения подземного стока горных стран не в полной мере используют количественную оценку влияния природных условий. Для определения особенностей формирования и распределения подземного стока необходимо расширение числа параметров и выявление взаимосвязи с основными факторами его формирования. Необходимость решения этой задачи связана с тем, что формирование основной части подземного стока территории Присаянья

происходит в горно-складчатой области, а транзит и разгрузка в платформенной, наиболее густонаселенной области. Поэтому количественное определение подземного стока центральной части и северо-восточного склона Восточного Саяна дает представление о величине водообеспеченности подземными водами целого региона.

Цель работы – изучение условий формирования подземного стока, определение его величины и основных особенностей пространственно-временного распределения с использованием методов многомерного анализа (факторного, кластерного, регрессионного).

Задачи исследования:

1. Выявление основных природных факторов, влияющих на формирование и пространственно-временное распределение подземного стока.
2. Обоснование возможности оценки подземного стока в горно-складчатых областях при отсутствии режимных наблюдений.
3. Количественное определение признаков для исследуемых водосборов (геолого-структурных, морфометрических и гидрометеорологических), влияющих на формирование подземного стока, и установление взаимосвязей между признаками.
4. Выявление особенностей пространственно-временного распределения и локализации подземного стока.
5. Оценка и картографирование подземного стока.
6. Районирование территории по условиям формирования подземного стока на основе результатов многомерного анализа.

Научная новизна работы:

1. Раскрыты процессы формирования и распределения подземного стока центральной части Восточного Саяна.
2. Впервые для исследуемой территории дана количественная оценка подземного стока с учетом всего многообразия факторов его формирования и распределения.

3. Исследована возможность применения существующих методов оценки и картирования подземного стока для сложных гидрогеологических условий горно-складчатых областей.

4. Обобщены и проанализированы сведения по геолого-структурным, гидрогеологическим, гидрометеорологическим условиям центральной части Восточного Саяна и представлены в виде исходных данных для последующего построения моделей.

5. На основе составленной карты подземного стока подсчитаны естественные ресурсы подземных вод и проведено районирование исследуемой территории по условиям формирования и распределения подземного стока.

Защищаемые положения:

1. В центральной части Восточного Саяна наряду с общеизвестными закономерностями увеличения характеристик подземного стока с высотой местности выявлены площади, на которых происходит как увеличение, так и уменьшение значений модуля подземного стока для высокогорных районов.

2. Характеристики подземного стока имеют в целом дискретный характер распределения. Наблюдаемые значения модулей подземного стока симбатны количеству атмосферных осадков и не зависят от площади водосбора.

3. На основании установленных закономерностей распределения подземного стока в центральной части Восточного Саяна выделены два округа – Окинский и Присаянский. Первый охватывает высокогорную часть складчатого сооружения, второй выступ фундамента Сибирской платформы. Естественная граница между округами проходит по зоне Главного Санского разлома.

Практическое значение:

1. Карта подземного стока, составленная для исследуемой территории, дает возможность эффективно решать практические вопросы планирования водохозяйственных мероприятий и рационального использования подземных вод, определять перспективные участки для проведения поисково-разведочных работ на подземные воды разного целевого назначения.

2. Результаты расчетов количественных показателей подземного стока позволяют оценить в целом обеспеченность ресурсами подземных вод рассматриваемого региона и выявить их роль в общих водных ресурсах, а также могут быть использованы при различных водно-балансовых расчетах.

3. Методический подход, правомерность использования которого обоснована при оценке подземного стока исследуемой территории, может быть рекомендован и для других регионов, находящихся в сходных структурно-гидрогеологических условиях.

4. Материалы диссертации могут быть использованы водохозяйственными организациями и другими планирующими органами при составлении перспективных планов комплексного развития Восточной Сибири.

Апробация результатов исследования. Основные результаты, рассматриваемые в диссертационной работе, докладывались и обсуждались: на XV, XVI молодежных конференциях «Геология и геофизика Восточной Сибири» (Иркутск, 1992, 1994); на XIII, XIV, XVI, XVII, XIX, XII Всесоюзных и Всероссийских совещаниях по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Томск, 1991; Иркутск, 1994; Новосибирск, 2000; Красноярск, 2003; Тюмень, 2009; Новосибирск, 2018); на конференции «Гидроминеральные ресурсы Восточной Сибири» (Иркутск, 2001); на XXXIII и XXXVIII международных конгрессах гидрогеологов (Мехико, 2004 и Краков, 2010); на III международной научной конференции памяти выдающегося русского гидролога Юрия Борисовича Виноградова (Санкт-Петербург, 2018); на Всероссийской научно-практической конференции с Международным участием «Геонауки 2019» (Иркутск, 2019).

Исходные материалы и личный вклад автора в решении проблемы. В основу диссертации положены материалы полевых, теоретических и экспериментальных исследований автора, полученные в течение двадцатилетнего периода при проведении экспедиционных работ на территории горно-складчатых областей юга Восточной Сибири и северо-востока МНР. В диссертации также использованы опубликованные и фондовые сведения по климатическим,

гидрологическим, гидрогеологическим, геолого-геофизическим данным. Автор принимал участие при проведении среднемасштабной гидрогеологической съемке листов N-47-XXIII, N-47-XXIV в бассейнах рек Ока и Большая Белая. Большинство трудоемких расчетов при получении исходных данных для достижения поставленной цели исследования выполнены непосредственно самим автором или при его участии.

Объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения, изложенных на 240 страницах текста. Она содержит 47 таблиц, 77 рисунков и список литературы из 219 наименований.

Благодарности. Автор приносит глубокую благодарность своему первому научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, профессору Б.И. Писарскому за научное и методическое руководство при работе над диссертацией, а также нынешнему руководителю доктору геолого-минералогических наук С.В. Алексееву. Автор искренне признателен д.г.-м.н. профессору А.П. Хаустову, кандидатам геолого-минералогических наук С.Х. Павлову, Ю.Н. Диденкову, А.В. Паршину, С.Г. Аржанникову, Л.Л. Шабынину, м.н.с. М.Н. Васиной, гидрогеологу ПГО «Бурятгеология» к.г.-м.н. Н.Л. Мельничуку, вед. инженеру И.Г. Крюковой за ценные советы и поддержку. Автор благодарит гидрогеологов Ангарской экспедиции ПГО «Иркутскгеология» В.Г. Пятаева, З.П. Пашовкину; руководителя Центра мониторинга окружающей среды по Республике Бурятия к.г.-м.н. В.Г. Кочневу, вед. инженера Оргильянова А.И. за предоставление материалов по подземному стоку и помощь при проведении экспедиционных работ на исследуемой территории. Автор выражает благодарность всем сотрудникам лаборатории гидрогеологии и охраны подземных вод Института земной коры. Отдельную благодарность автор приносит своим родителям за понимание и поддержку на всех этапах подготовки диссертации.

ГЛАВА I. ОБЗОР ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Гидрогеологическая изученность территории Восточного Саяна до сих пор остается низкой. Региональные исследования, охватывающие значительные площади, носят единичный характер. Впервые изучение подземных вод юга Восточной Сибири, сопровождавшееся картированием их распределения в масштабе 1:5000000 проведено гидрогеологами и гидрологами МГУ, ВСЕГИНГЕО и ГГИ под руководством Куделина Б.И. [1966]. Эти исследования носили сугубо общий характер (не было привязки подземного стока к водоносным толщам, не учтено всё многообразие факторов формирования и распределения подземного стока, отсутствовали рекомендации по рациональному использованию подземных вод). Более детальные исследования подземных вод на территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна, бассейна оз. Байкал и Восточного Саяна (в пределах бассейна р. Ангара) были проведены в 1970-1972 годах. Они легли в основу сводного отчета «Оценка естественных ресурсов подземных вод юга Восточной Сибири», написанного коллективом сотрудников Института земной коры СО АН СССР [Пиннекер и др., 1972]. Была составлена по площадному принципу карта естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена в среднемноголетних модулях подземного стока в масштабе 1:500000. В первом приближении были рассчитаны естественные ресурсы подземных вод применительно к основным водоносным комплексам. В 1976 г. Е.В. Струговым составлен отчет «Естественные ресурсы подземных вод Восточного Саяна», где осуществлена попытка применения гидролого-гидрогеологического метода генетического расчленения гидрографа для территории Восточного Саяна. Оценка естественных ресурсов подземных вод осуществлялась путем выделения доли подземного питания рек. Вместе с тем, выполненные исследования показали, что помимо малочисленности и пространственной неоднородности, материалы наблюдений основной гидрометеорологической сети Росгидромета не отражают динамику подземного

стока в период зимней межени. Поэтому, для территории Ангаро-Ленского бассейна, Шенькман Б.М. [1976] предложил метод зимней гидрометрической съемки и метод реконструкции гидрографа зимней межени, а для горно-складчатого обрамления, разовых отсечных створов на границе с платформой (Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири, 1976).

При работе над XIX томом Гидрогеологии СССР П.И. Трофимук [1968] произвел расчет эксплуатационных запасов подземных вод зоны интенсивного водообмена, в том числе для Восточного Саяна в объеме $99 \text{ м}^3/\text{с}$ и составил карту масштаба 1:2500000 на территорию Иркутской области.

Гидрогеологическая изученность региона нашла отражение в отчетах и статьях по месторождениям полезных ископаемых и гидрогеологическим съемкам территории. В 1958-1959 г.г. Компаниец Н.Г. проводил работы по изучению обводненности карбонатитовых руд Белозиминского месторождения и выявлению возможных источников водоснабжения будущего горно-обогатительного комбината. Гидрогеологические изыскания в районе месторождения продолжены в 1963 г. Логиновым Б.Г. При доизучении гидрогеологических условий коры выветривания Миковым И.Е. в 1986 г. выполнены расчеты по определению водопроводимости, коэффициентов фильтрации и пьезопроводности, определены водопритоки в горные выработки. В 1987-1989 г.г. Пашовкиной З.П., Павловым С.Х. проведены общие и детальные поиски пресных подземных вод для водоснабжения объектов Белозиминского горно-металлургического комбината.

В 1960 г. Иваниловой Р.Ф. при гидрогеологическом картировании в верховьях рек Малая Белая, Малая Иреть, Тойсук и в среднем течении р. Китой впервые были получены сведения о водоносности развитых здесь изверженных и метаморфических пород [Иванилова, 1962].

В 1961-62 гг. Громов С.К. и Малий В.А. проводили гидрогеологическую съемку в Тайшетском районе, захватывая поля развития верхнепротерозойских пород карагасской и оселковой серий. Они высказали предположение о возможности регионального стока с территории Восточного Саяна через водопроницаемые горизонты этих отложений на прилегающую часть платформы.

В 1961-63 гг. Зайнулин А.А., Колосницын В.М., Добровольский Е.Б., занимаясь изучением гидрогеологических условий северо-западной части Восточного Саяна, провели гидрохимическое и гидрогеологическое картирование в масштабе 1:500000. В границах области проведено гидрогеологическое районирование, основанное на геолого-структурном, металлогеническом принципе.

Изучением гидрогеологической обстановки в районах полезных ископаемых занимались следующие исследователи: Шахновский А.С. (Китойское месторождение силлиманитовых руд); Батый А.Ф. совместно с Компанийцем Н.Г. и Шевелев Б.Я. (Савинское месторождение магнезита); Скворцов Г.Г. (район Боксонских месторождений); Солоненко В.П. и Орешников Н.И. (Ботогольский голец и бассейн р. Ока); Качура В.П. и Распутин В.Ф. (Ярминское рудопроявление); Овчинников А.Е. (Среднезиминское редкометальное месторождение) и ряд других исследователей. В этих случаях рассматриваются такие вопросы, как мерзлотно-гидрогеологическая обстановка, фильтрационные свойства пород, необходимые для организации водоснабжения поселков на месторождениях и в значительно меньшей мере региональные особенности, режим и условия формирования подземных вод. В большинстве случаев решение гидрогеологических вопросов ограничивалось объемом, который позволял утверждать запасы полезных ископаемых в территориальной или государственной комиссиях.

Приемы и методы региональной оценки подземного стока смежных территорий в пределах горно-складчатой области юго-восточной части Сибири рассматривались и разрабатывались Писарским Б.И., Хаустовым А.П., Афанасьевым А.Н., Заманой Л.В., Мельничуком Н.Л., а особенности формирования подземного стока Пиннекером Е.В., Писарским Б.И., Степановым В.М., Климочкиным В.В., Колдышевой Р.Я. и другими.

Применение гидролого-гидрохимического метода, предложенного Писарским Б.И. [Писарский, 1970; Писарский, Хаустов, 1973] и внедрение факторного анализа [Писарский, Хаустов, 1982; Хаустов, 1986 и др.] дало

возможность выявить вертикальную поясность в формировании подземного стока горно-складчатых сооружений юга Восточной Сибири.

Замана Л.В. составил схематическую карту минимальных модулей подземного стока [Замана, 1970] и предложил для межгорных впадин Прибайкалья научно-методические разработки для оценки подземного стока по инфильтрации речного стока, поступающего с горного обрамления и атмосферных осадков.

Мельничук Н.Л. провел исследование подземного стока бассейна р. Уда, используя, в качестве основного, метод генетического расчленения гидрографа реки, разработанный Куделиным Б.И. [1960] с использованием коэффициента динамичности подземного стока [Макаренко, 1948; 1959], и учетом наледного регулирования. Оценка наледного стока выполнена им по методике, разработанной в Институте мерзлотоведения АН СССР [Толстихин, 1966; 1974].

В связи с интенсивным освоением зоны БАМ в 1980-1985 г.г. особое значение приобрела региональная оценка подземного притока в реки криолитозоны. Практические и методические рекомендации разработаны сотрудниками лаборатории подземного и минимального стока ГГИ [Соколов, 1984].

Значительный вклад в исследования наледного стока на территории Восточного Саяна (бассейн р. Уда) внесли Алексеев В.Р. [1973в, 1974, 1976] и Кравченко В.В. [1983, 1985, 1986]. Они рассмотрели типы, механизмы образования и распространения наледей на реках юга Восточной Сибири, а также методы расчета аккумуляции речного стока в речном льду и наледях. Криогенные явления (реликтовые бугры пучения, термокарст) в долине р. Сенцы изучены учеными Института земной коры СО РАН [Алексеев и др., 2016; Аржанников и др., 2010].

В 1993 г. вышла в свет диссертация Шайбонова Б.Б. на соискание ученой степени кандидата географических наук «Зимний сток рек Бурятии», в которой он по условиям формирования и характеру зимнего меженного стока выделяет Восточно-Саянскую область с модулями минимального стока равными 1-2

л/с*км². Расчеты произведены по данным стоковых постов гидрометеорологической сети Росгидромета о крайней малочисленности и неравномерности распределения которых указывалось выше.

В 2000 - 2001 г.г. Приходько С.С., Мельничук Н.Л., Кочнева В.Г. провели оценку обеспеченности населения Республики Бурятия ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Они определили прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод для территории Восточного Саяна в пределах Республики Бурятия, приравняв их к модулю среднегодового стока, позаимствованного из таблиц, приведенных в работе «Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири» [Пиннекер, 1976].

В последние годы, в связи с недостаточно интенсивным освоением месторождений полезных ископаемых на исследуемой территории масштабных геологоразведочных работ на подземные воды не проводилось.

2.1.1. Климат

Характеристика климатических факторов приведена по материалам многолетних наблюдений сети метеостанций Иркутского управления Гидрометслужбы (УГМС) и Росгидромета, экспедиционных наблюдений над снежным покровом и осадками в горах гидрографической партии УГМС и данным, содержащимся в опубликованных работах [Алисов, 1956; Атлас Иркутской области, 1962; 2005; Атлас Забайкалья, 1967; Бачурин, Буфал, 1980].

Климат района отличается резкой континентальностью, проявляющейся в больших величинах годовых амплитуд температур воздуха. В зимний период над территорией образуются мощные малоподвижные антициклоны, обуславливающие морозную малооблачную и тихую погоду с небольшим количеством осадков. Летом развивается циклоническая деятельность, с которой связано выпадение значительного количества осадков. Основным фактором, характеризующим климат, является рельеф. В зависимости от высоты местности и экспозиции склонов резко меняется температура воздуха и количество атмосферных осадков. На территории Восточного Саяна климатические условия подчиняются определенной вертикальной зональности и можно выделить три высотных климатических пояса. Климат низкогорья (500-800 м) характеризуется относительно небольшим количеством атмосферных осадков 300-600 мм и большим перепадом летних и зимних температур. Многолетнемерзлые породы в этом поясе, как правило, отсутствуют. Более мягкий климат среднегорья (800-1700 м). Зимние температуры не опускаются ниже $-42\text{ }^{\circ}\text{C}$, средняя температура июля до $+16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Годовая амплитуда среднемесячных температур не более $40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Для среднегорья характерно максимальное количество годовых атмосферных осадков для данной территории (свыше 800 мм). Многолетнемерзлые породы имеют островное и прерывистое распространение. В высокогорье (более 1700-1800 м) долгая суровая зима и короткое холодное лето. Среднегодовые температуры ниже $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$. В связи с закрытостью высокогорного пояса от влагонесущих ветров атмосферных осадков выпадает мало до 400 мм, но в отдельных районах на наветренных склонах может выпасть больше. В летнюю

половину года наблюдаются сильные постоянные ветры. Многолетняя мерзлота имеет сплошное распространение. Климат района не способствует питанию подземных вод в зимне-весенний период (XI-IV месяцы) в связи с незначительным количеством атмосферных осадков в это время года, продолжительной морозной зимой. Подземные воды получают питание только в теплый период года (V-X месяцы).

Температура воздуха

Средняя многолетняя температура воздуха изменяется в зависимости от абсолютной высоты местности от $-1,3^{\circ}\text{C}$ (п. Сарам – 600 м), до $-6,0^{\circ}\text{C}$ (п. Ильчир – 2092 м). Среднегодовая температура воздуха испытывает более резкие колебания по тем же пунктам от $+1,5^{\circ}\text{C}$ (п. Сарам, 1983 год) до $-7,5^{\circ}\text{C}$ (п. Ильчир, 1969 г). Период с отрицательными среднемесячными температурами воздуха для большей части территории продолжается с октября по апрель (7 месяцев). Переход к зиме происходит резко и одновременно на всей территории. Устойчивые морозы наступают в октябре, а переход среднесуточных температур воздуха через 0°C – в сентябре. Продолжительность безморозного периода от 31 до 111 дней, хотя в отдельные годы в высокогорных районах он может отсутствовать вообще. Самым холодным месяцем является январь с температурой воздуха в среднем от -15°C до -26°C . Наиболее высокие июльские температуры по территории распределяются довольно однообразно от $+10$ до $+14^{\circ}\text{C}$. Снежный покров устанавливается в середине сентября-начале октября и стаивает в конце апреля-начале мая. Величина сезонного промерзания грунтов 1,5-2,0 метра, а в холодные малоснежные зимы до 3-5 метров.

Атмосферные осадки

Атмосферные осадки являются одним из важнейших стокоформирующих факторов, влияющих на режим и количественные показатели подземного стока. Пространственное и внутригодовое распределение осадков должно носить региональный характер. Поэтому рассмотрим территорию Восточного Саяна в целом и выделим однотипные районы с учетом годового хода осадков и их изменения с высотой местности. Эта задача затрудняется в силу значительной

дискретности осадков, как в пространстве, так и во времени, высокого градиента осадков часто на небольших площадях и отсутствия ее единого значения для всей территории. Ее решение, в какой-то мере, возможно лишь при условии учета элементов орографии местности и циркуляции атмосферы применительно к районам бассейнов рек Уда, Ока, Большая Белая и Китой при наличии надежных метеорологических данных на различных высотных уровнях [Архангельский, 1960].

Рассмотрим возможность определения вертикальных плювиометрических градиентов для составления карты осадков в бассейнах рек Уда, Ока, Китой, которые представлены метеостанциями и постами (рисунок 2, таблица 1).

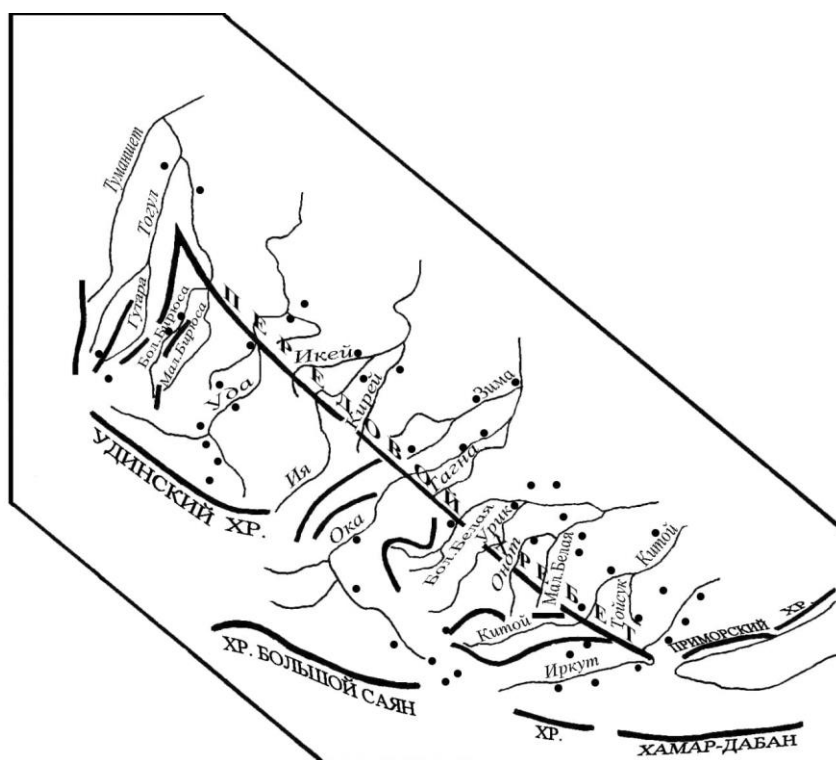


Рисунок 2 - Схема сети метеостанций и постов

Таблица 1 - Расположение метеостанций в бассейнах рек Восточного Саяна и годовые нормы атмосферных осадков

Метеостанции и посты	Высота над уровнем моря, м	Годовая норма атмосферных осадков, мм	Метеостанции и посты	Высота над уровнем моря, м	Годовая норма атмосферных осадков, мм
1	2	3	1	2	3
Бассейны рек Ока, Большая Белая, Китой, Иркут					
Икей	526	456	Монды	1300	322
Аршан	570	640	Пост № 1	2150	385
Зулумай	510	464	Ангаул	550	624

1	2	3	1	2	3
Белозиминск	766	814	Бассейны рек Уда и Бирюса		
Сарам	600	521	Новочехово	500	414
Хор-Тагна	540	535	Марня	570	460
Уйгат	490	457	Худоелань	582	436
Инга	538	490	Хадама	706	532
Белореченский	960	804	Алыгджер	917	542
Тунгусы	400	458	Верхняя Гутара	983	515
Онот	590	592	Покровский	1150	533
Тальяны	500	532	Пост №38	1300	533
Раздолье	600	485	Пост №24	1300	628
Дабады	750	730	Пост №36	1480	682
Пост №15	1250	1157	Пост №25	1730	760
Бурун-Гол	1176	333	Пост №26	1960	788
Орлик	1373	329	Нерой	802	632
Хорё	1594	333	Георгиевка	322	514
Ильчир	2092	402	Тымбыр	380	463

Определение вертикальных плювиометрических градиентов произведено дифференцировано по группам станций, а изменение количества атмосферных осадков с высотой аппроксимировалось линейным законом с вертикальным градиентом, определяемым через каждые 100-300 м (таблица 2).

Таблица 2 - Вертикальные градиенты сумм атмосферных осадков

Пост	Высота над уровнем моря, м		Годовая норма атмосферных осадков, мм		Вертикальный градиент, мм/100 м
	Верхний пост	Нижний пост	Верхний пост	Нижний пост	
1	2	3	4	5	6
Худоелань – Новочехово	582	500	436	414	27
Марня – Новочехово	570	500	460	414	66
Хадама – Марня	706	570	532	460	53
Алыгджер – Хадама	917	706	542	532	5
Пост №24 – Алыгджер	1300	917	628	542	22
Пост №36 – Пост №24	1480	1300	682	628	30
Пост №25 – Пост №36	1730	1480	760	682	31
Пост №26 – Пост №25	1960	1730	788	760	12
Нерой – Георгиевка	802	322	632	514	25
Бирюса – Тымбыр, рудник	844	380	676	463	46
Хорё – Орлик	1594	1373	333	322	5
Ильчир – Хорё	2092	1594	402	333	14
Ангаул – Уйгат	550	490	624	457	278
Аршан – Икей	570	526	640	456	418
Сарам – Зулумаи	600	510	521	464	63
Белозиминск – Сарам	766	600	814	521	177
Белозиминск - Зулумаи	766	510	814	464	137
Белореченск – Инга	960	538	804	490	74

1	2	3	4	5	6
Онот – Тунгусы	590	400	592	458	70
Дабады – Раздолье	750	600	730	485	163
Пост №15 – Дабады	1250	750	1157	730	85

В нижних частях бассейнов на отметках 500-600 м существенную роль играет мезорельеф окружающей местности. Наиболее открытыми являются метеостанции Новочехово и Худоелань, по которым для этих высот вычислен плювиометрический градиент, оказавшийся равным 27/100 м. По мере приближения к Передовому хребту происходит наиболее интенсивное возрастание количества осадков на этих же высотах. В таких условиях при устойчивых северных и северо-западных ветрах рельеф способствует конвергенции потоков. Так, вертикальные плювиометрические градиенты составляют 55-66 мм/100 м в бассейне р. Уда, 47 мм/100 м в бассейне р. Ия, 46 мм/100 м в бассейне реки Бирюса, 63 мм/100 м в бассейне р. Ока, 74 мм/100 м в бассейне р. Большая Белая. В верхних течениях рек Ока и Уда долины со всех сторон закрыты горными хребтами с относительными высотами 600-800 м, препятствующими проникновению ветров всех румбов [Бадминов, 1992]. Здесь существенно уменьшается и вертикальный плювиометрический градиент от 31 мм/100 м до 5 мм/100 м. В закрытых долинах и котловинах Восточного Саяна уменьшается не только градиент, но и количество осадков в целом. Так, на нижней и верхней станциях в бассейне реки Тагул годовые суммы осадков идентичные, в бассейнах рек Бирюса и Уда эта разница незначительна, а в верхнем течении р. Ока осадков выпадает даже меньше, чем в среднем течении. В этом случае на количество осадков больше влияет общая циркуляция атмосферы, чем абсолютная высота местности. Процесс циркуляции атмосферы на рассматриваемой территории имеет два типовых направления. Первый характерен для холодного периода года, когда верховья крупных рек находятся вне основного пути перемещения циклонов. Мощный сибирский антициклон заставляет влагонесущие массы, перемещающиеся, главным образом, с северо-

запада и запада, огибать горную часть Восточного Саяна. Второй тип циркуляции атмосферы проявляется в летний период и связан с разрушением антициклона и заменой его на область низкого давления. Циклоны, попадая в эту область, усиливаются, и происходит увеличение количества осадков с северо-запада на юго-восток. Это особенно хорошо прослеживается на разрезе, параллельном господствующим ветрам (таблица 3).

Таблица 3 - Изменение годового количества атмосферных осадков параллельно господствующим ветрам

Метеостанция	Высота, м	Атмосферные осадки, мм				
		год	зима	весна	лето	осень
Верхняя Гутара	983	514	14	83	334	83
Алыгджер	917	543	18	78	358	89
Белозиминский	766	814	68	172	406	168
Белореченский	960	804	59	133	461	151
Хамар-Дабан	1442	1157	93	241	672	151

Характер распределения осадков в горной части сложнее. В бассейне р. Уда на близких гипсометрических уровнях (1300 м) выделяются площади с ощутимой разницей в годовой норме осадков. Это объясняется тем, что рассматриваемые площади различаются орографически. Одна представляет собой узкую, закрытую горами долину, расположенную на подветренной стороне, другая – сравнительно широкую, открытую на северо-запад. В годовом ходе осадков наибольшие колебания претерпевают величины летних и зимних осадков (таблица 4), тогда как процентное количество осадков, приходящихся на весну и осень, мало изменяется для различных мест [Вознесенский, Шостакович, 1913].

Таблица 4 - Годовой ход атмосферных осадков по временам года

№	Пункт	Высота пункта, м	Атмосферные осадки по временам года, мм / %				Средне- годовое количество атмосферных осадков, мм
			Зима, XII-II	Весна, III-V	Лето, VI-VIII	Осень, IX-XI	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Георгиевка	322	76/13,8	87/15,8	252/45,8	135/24,6	550
2	Тымбыр	380	47/9,6	70/14,3	268/54,8	104/21,3	489
3	Новочехово	500	26/6,1	57/13,3	265/61,9	80/18,7	428
4	Икей	526	33/7,2	58/12,7	278/61	87/19,1	456
5	Марня	570	34/7,2	67/14,2	289/60,9	84/17,7	473

1	2	3	4	5	6	7	8
6	Худоелань	582	36/8,4	53/12,4	253/59,3	85/19,9	427
7	Хадама	706	21/4,0	73/13,9	343/65,0	90/17,1	527
8	Алыгджер	917	18/3,3	78/14,4	356/65,9	89/16,4	543
9	Верхняя Гутара	983	14/2,7	83/16,2	334/65,0	83/16,1	514
10	Покровский	1150	16/3,0	72/13,3	371/69,0	79/14,7	538
11	Аршан	570	62/9,7	86/13,4	360/56,2	132/20,6	640
12	Белозиминск	766	68/8,4	172/21,1	406/49,9	168/20,6	814
13	Сарам	600	44/8,4	80/15,4	296/56,8	101/19,4	521
14	Белореченск	960	59/7,3	133/16,5	461/57,3	151/18,9	804
15	Онот	590	51/8,6	96/16,2	342/57,8	103/17,4	592
16	Хайта	475	32/9,2	44/12,5	212/60,1	64/8,2	353
17	Раздолье	600	41/8,4	80/16,5	283/58,4	81/16,7	485
18	Ангаул	550	65/10,7	96/15,8	302/49,7	145/23,8	608
19	Уйгат	490	45/9,8	63/13,8	270/59,1	79/17,3	457
20	Инга	538	40/8,1	76/15,5	284/58,0	90/18,4	490
21	Тальяны	500	46/8,6	75/14,1	318/59,7	94/17,6	533
22	Нерой	802	46/7,3	116/18,4	343/54,5	125/19,8	630
23	Бирюса	844	47/6,9	115/17,0	386/57,0	129/19,1	677
24	Зулумай	510	51/11,0	79/17,0	238/51,3	96/20,7	464
25	Хор–Тагна	540	61/11,4	91/17,0	272/50,8	111/20,8	535
26	Хорё	1594	8/2,4	42/12,5	235/61,9	51/15,2	336
27	Орлик	1373	6/1,8	49/14,9	226/68,7	48/14,6	329
28	Бурун–Гол	1176	14/4,2	44/13,2	231/69,4	44/13,2	333
29	Ильчир	2092	11/2,7	59/14,5	276/67,6	62/15,2	408
30	Монды	1303	3/0,9	36/11,3	231/72,2	50/15,6	320

Летом более 65 % годового количества осадков выпадает в горной части Восточного Саяна; от 55 до 65 % – в предгорье, вдоль Передового хребта и, наконец, от 45 до 55 % – на небольшой площади перед Окинским хребтом. Зимние осадки распределяются обратно летним. На изучаемой территории выделяются области «А» (65-70 %), «В» (55-65 %) и «С» (45-55 %) в зависимости от распределения летнего количества осадков в % от годового (таблица 5).

Станции, объединенные в группы в каждой из областей, имеют согласный годовой ход количества осадков. Область «А» находится под влиянием Сибирского антициклона в зимние месяцы, когда в центральной части Азиатского материка господствует высокое давление и количество осадков с удалением от области антициклона постепенно растет. В область «В» приносятся теплые и влажные воздушные массы по западной периферии отрога антициклона. Здесь

выпадает больше осадков, более мощный снежный покров. Область «С», ограниченная с юго-востока и юго-запада горными хребтами является орографической «ловушкой» для воздушных масс, идущих с запада и северо-запада.

Таблица 5 - Годовой ход атмосферных осадков по временам года в областях

Область	Интервал летних атмосферных осадков (в % от годового)	Количество атмосферных осадков, %				Метеостанция
		Времена года				
		Зима	Весна	Лето	Осень	
А	65-75	2,5	13,8	68,4	15,3	Алыгджер, Верхняя Гутара, Покровский, Хадама, Хорё, Орлик, Бурун-Гол, Ильчир, Монды
В	55-65	7,4	14,6	59,8	18,2	Новочехово, Икей, Марня, Худоелань, Аршан, Белореченск, Уйгат, Олот, Раздолье, Инга, Тальяны, Бирюса, Нерой, Сарам, Хайта
С	45-55	10,4	16,7	51,4	21,5	Белозиминск, Ангаул, Зулумай, Хор-Тагна, Георгиевка, Тымбыр

В холодный период здесь практически отсутствуют ветра южных направлений (рисунок 3).

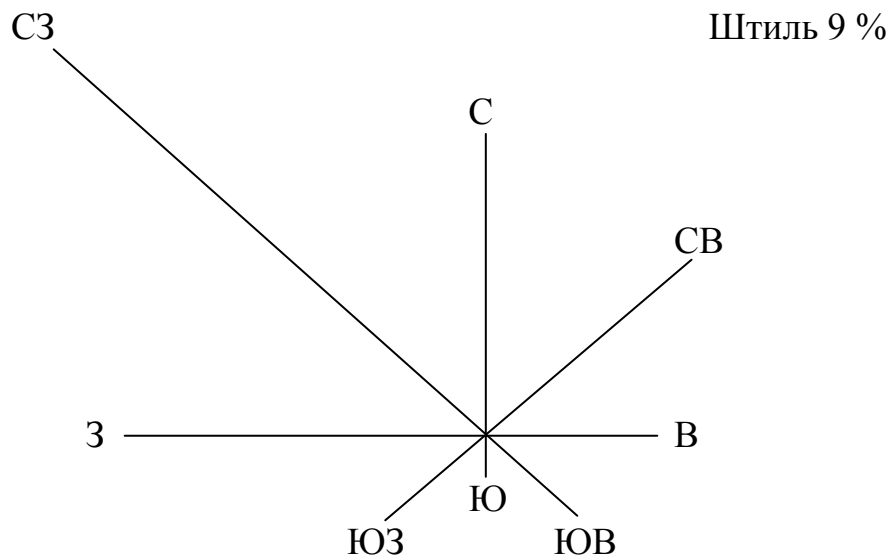


Рисунок 3 - Повторяемость ветра различных направлений по ст. Белозиминск
 Годовой ход атмосферных осадков в областях «А», «В», «С» проиллюстрирован графиками (рисунок 4).

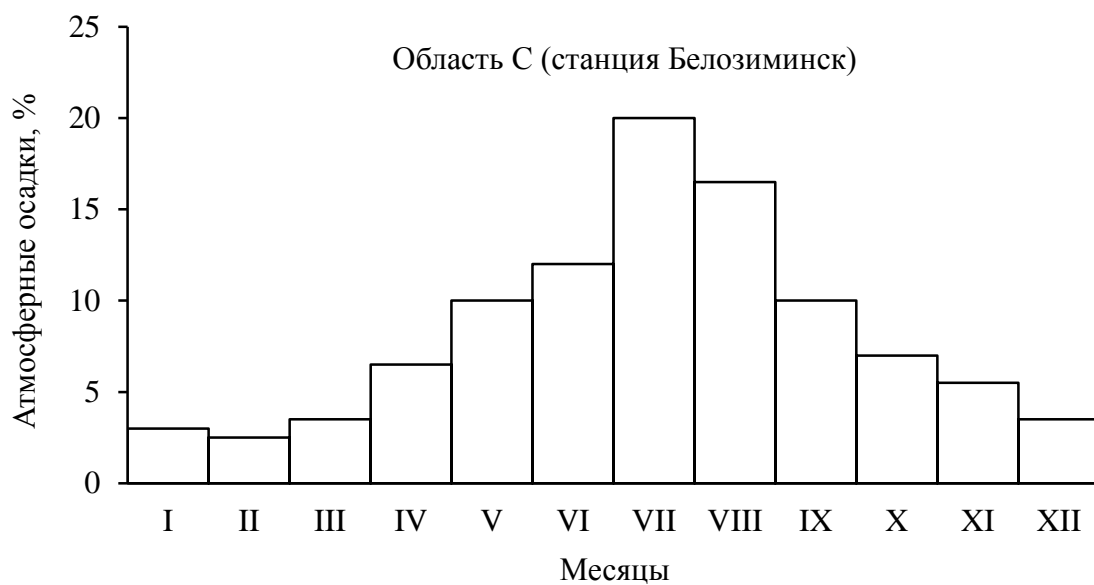
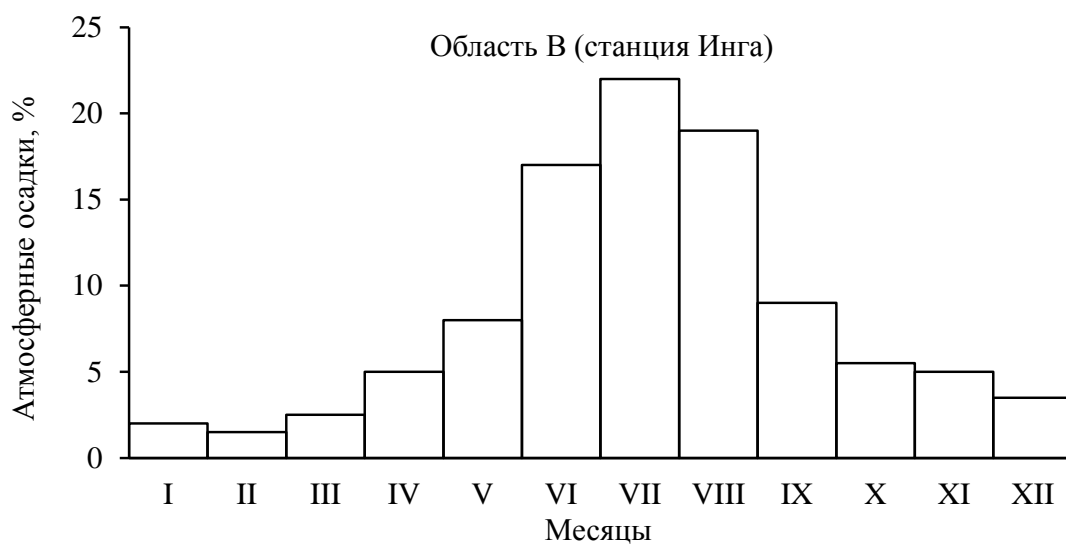
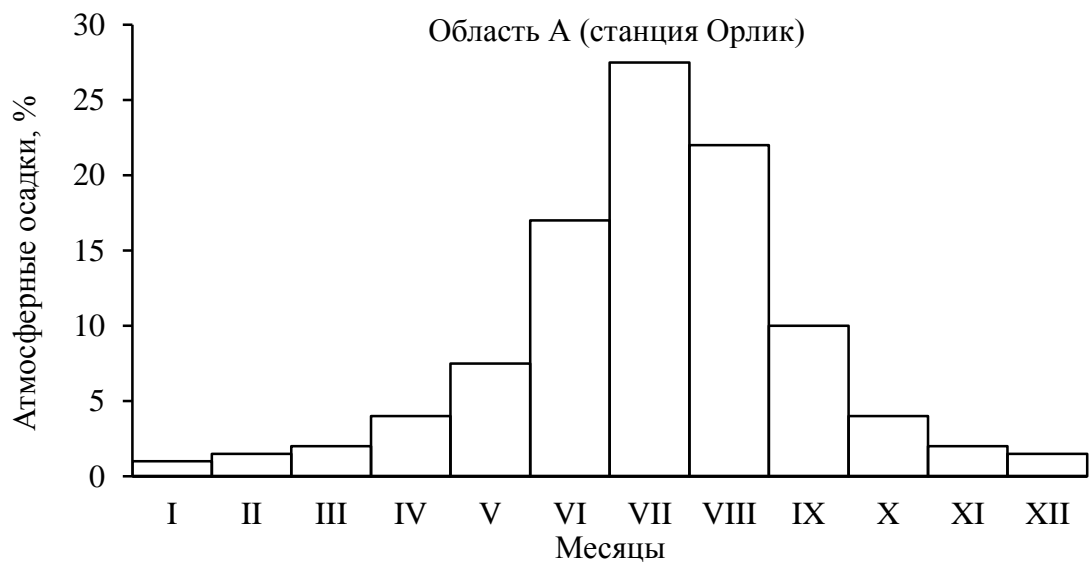
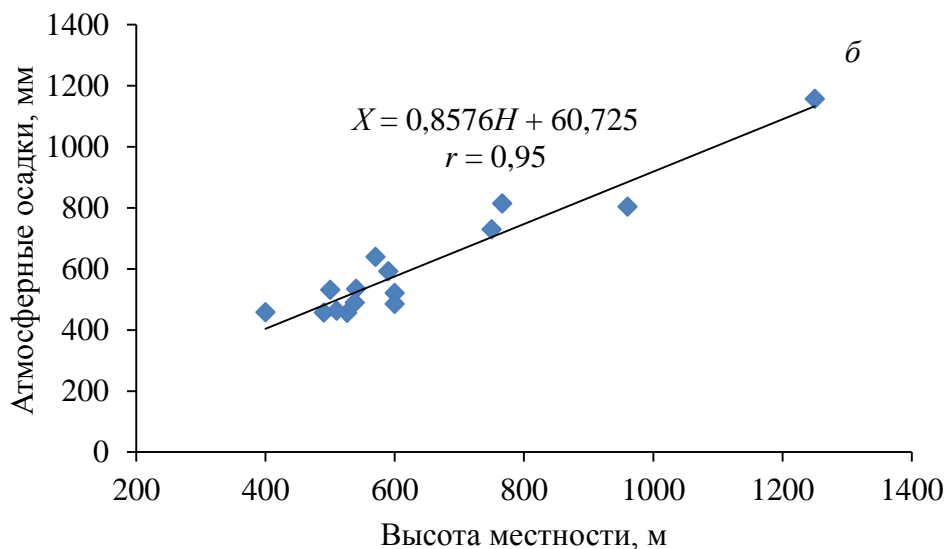
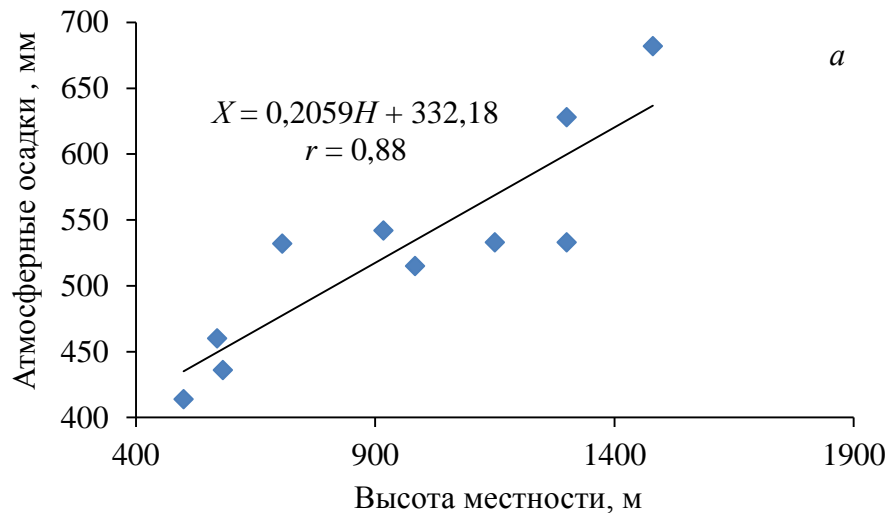


Рисунок 4 - Годовой ход атмосферных осадков

Таким образом, на территории Восточного Саяна распределение атмосферных осадков имеет весьма сложный характер. На каждом конкретном участке горной страны решающими в распределении осадков являются орография, сочетание долин, их пространственные соотношения и экспозиция, а в крупных бассейнах – региональные особенности атмосферной циркуляции. С учетом этих особенностей для крупных бассейнов рек Уда, Ока, Белая и Китой построены районные зависимости осадков от высоты местности (рисунок 5), и составлена схема распределения среднееголетних осадков (рисунок 6), согласно которой основная часть исследуемой территории находится в области достаточного увлажнения.



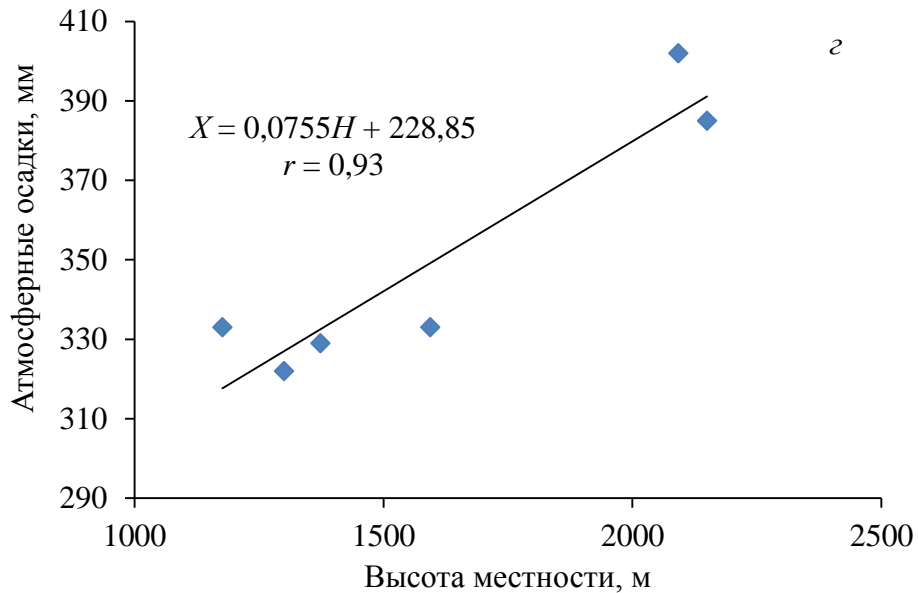
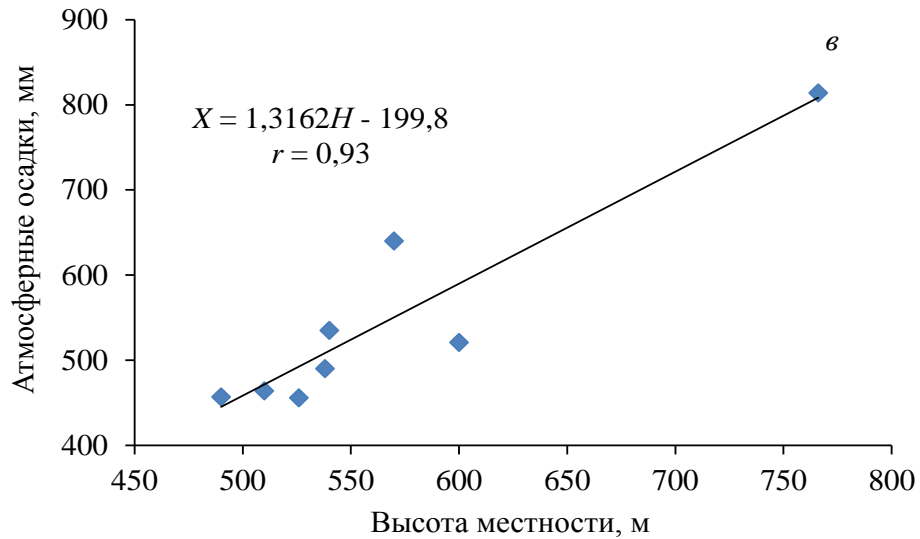


Рисунок 5 - График связи количества атмосферных осадков с высотой местности: *a* – бассейн р. Уда; *б* – бассейн рек Большая Белая и Китой; *в* – бассейн р. Ока (средняя часть); *г* - бассейн р. Ока (верховье)

Региональная зависимость осадков от высоты местности для Восточного Саяна в целом не выявлена (коэффициент корреляции $r < 0,5$). Главную роль в пополнении естественных ресурсов подземных вод играют летние и осенние осадки, причем в течение июля-августа выпадает около 50-70 % их годовой суммы. Зимние и весенние осадки из-за позднего оттаивания сезонномерзлых грунтов расходуются на поверхностный сток и испарение.

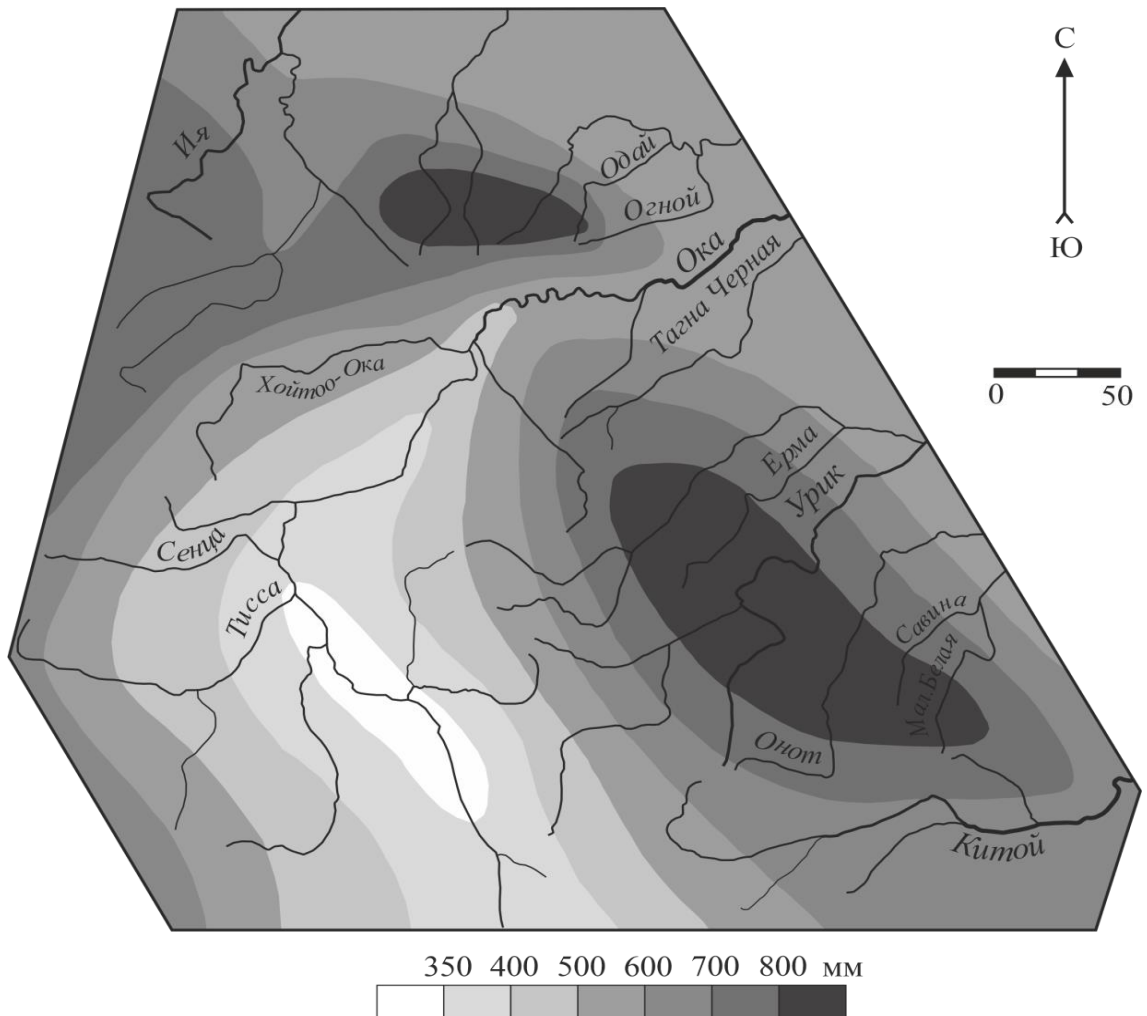


Рисунок 6 - Схема распределения среднемноголетних атмосферных осадков на территории Восточного Саяна

Расчёты величин испарения, произведённые по некоторым метеостанциям [Беркин, 1968] на территории Восточного Саяна показали её изменение от 250 до 350 мм. По данным Писарского Б.И. [Писарский, Шенькман, 1976], для горных районов Прибайкалья годовое испарение составляет 30 % от суммы атмосферных осадков. Теоретически возможное испарение, определяемое величиной радиационного баланса без учета стока по Б.П. Алисову [1962] составляет 350 мм. Эта величина будет еще меньше, если учесть, что в горных районах с увеличением облачности в летний период снижается и радиационный баланс.

В целом по территории сочетание небольших величин испарения с высоким количеством осадков создает благоприятные условия для пополнения ресурсов подземных вод, т.е. потенциальные возможности пополнения подземных вод

очень высоки, но их реализация зависит от геолого-структурных и геокриологических условий.

Результаты корреляционного анализа показывают, что ряды атмосферных осадков по метеостанциям, имеющим сходные орографические условия, ориентацию и степень открытости долин по направлению к влагонесущим массам, обусловленными одними и теми же факторами атмосферной циркуляции находятся в довольно тесной взаимосвязи (таблица 6). Многолетний ход атмосферных осадков по группам метеостанций, расположенных на территории двух-трёх смежных бассейнов, имеет синхронный вид и достаточно высокий коэффициент парной корреляции. Например, в бассейнах рек Бирюса, Уда, Ия, исключая верховья, коэффициент парной корреляции изменяется от 0,73 между парами метеостанций Нерой – Марня до 0,88 станций Тымбыр – Бирюса; в среднем течении р. Ока от 0,59 (Сарам – Белозиминский) до 0,83 (Хор-Тагна – Зулумай). В то же время в бассейне р. Уда коэффициент корреляции между верхней и нижней метеостанциями Алыгджер – Марня незначителен ($r = 0,31$), но если рассматривать осадки за тёплый период года и лето, то коэффициент корреляции возрастает до 0,53 и 0,68 соответственно. В пределах крупного водосбора р. Ока верхнее и нижнее течение реки находятся в районах с различной степенью увлажнения, однако внутри выделенных районов (Окинское плато, склоновая часть бассейна) многолетний ход осадков имеет синхронный вид.

Распределение атмосферных осадков по территории крайне неравномерно, слабо проявляется зональность, области избыточного увлажнения соседствуют с областями недостаточного увлажнения. Пёстрая картина распределения осадков в Прибайкалье отмечалась А.Н. Афанасьевым [1976], Н.П. Ладейщиковым [1967]. Значительная секториальная разнородность Восточного Саяна также выявлена В.А. Ряшиным [1965] при провинциальном разделении Восточного Саяна, тем не менее, по распределению атмосферных осадков исследуемую территорию можно

Таблица 6 - Корреляционная матрица среднегодовых атмосферных осадков

Метеостанция	Зулу-май	Орлик	Покров-ский	Белози-минск	Алыг-джер	Хоре	Сарам	Хор-Тагна	Мар-ня	Икей	Анга-ул	Уйгат	Инга	Онот	Хайта	Раз-долье	Талья-ны	Верх. Гутара
Зулумай		0,11	0,05	0,44	0,37	0,03	0,73	0,83	0,16	0,51	0,33	0,57	0,70	0,28	0,33	0,19	0,04	0,22
Орлик	0,11		0,34	0,15	0,42	0,63	0,34	0,44	0,51	0,16	-0,28	0,17	0,35	0,17	0,30	0,42	0,06	0,35
Покровский	0,05	0,34		0,31	0,53	0,32	0,23	0,28	0,64	0,42	0,62	0,58	0,31	0,30	0,28	0,33	0,40	0,75
Белозиминск	0,44	0,15	0,31		0,26	-0,67	0,59	0,30	0,40	0,51	0,95	0,19	0,31	0,26	-0,04	0,15	0,24	0,33
Алыгджер	0,37	0,42	0,53	0,26		0,57	0,47	0,41	0,15	0,39	0,43	0,36	0,42	0,33	0,16	0,30	0,14	0,56
Хоре	0,03	0,63	0,32	-0,67	0,57		0,04	0,36	0,23	0,18	0,04	0,21	0,07	-0,12	0,27	0,38	0,06	0,11
Сарам	0,73	0,34	0,23	0,59	0,47	0,04		0,75	0,65	0,43	0,73	0,41	0,70	0,44	0,28	0,49	0,30	0,27
Хор-Тагна	0,83	0,44	0,28	0,30	0,41	0,36	0,75		0,56	0,55	0,73	0,62	0,64	0,36	0,44	0,44	0,22	0,25
Марня	0,16	0,51	0,64	0,40	0,15	0,23	0,65	0,56		0,37	0,43	0,74	0,39	0,54	0,69	0,64	0,66	0,51
Икей	0,51	0,16	0,42	0,51	0,39	0,18	0,43	0,55	0,37		0,54	0,71	0,34	0,35	0,21	0,28	0,21	0,40
Ангаул	0,33	-0,28	0,62	0,95	0,43	0,04	0,73	0,73	0,43	0,54		-0,29	0,56	0,81	0,71	0,52	-0,57	0,67
Уйгат	0,57	0,17	0,58	0,19	0,36	0,21	0,41	0,62	0,74	0,71	-0,29		0,47	0,55	0,33	0,29	0,20	0,22
Инга	0,70	0,35	0,31	0,31	0,42	0,07	0,70	0,64	0,39	0,34	0,56	0,47		0,53	0,40	0,55	0,27	0,36
Онот	0,28	0,17	0,30	0,26	0,33	-0,12	0,44	0,36	0,54	0,35	0,81	0,55	0,53		0,43	0,33	0,24	0,02
Хайта	0,33	0,30	0,28	-0,04	0,16	0,27	0,28	0,44	0,69	0,21	0,71	0,33	0,40	0,43		0,66	0,40	0,04
Раздолье	0,19	0,42	0,33	0,15	0,30	0,38	0,49	0,44	0,64	0,28	0,52	0,29	0,55	0,33	0,66		0,79	0,27
Тальяны	0,04	0,06	0,40	0,24	0,14	0,06	0,30	0,22	0,66	0,21	-0,57	0,20	0,27	0,24	0,40	0,79		0,01
Верх. Гутара	0,22	0,35	0,75	0,33	0,56	0,11	0,27	0,25	0,51	0,40	0,67	0,22	0,36	0,02	-0,04	0,27	0,01	

разделить на два района со своими синоптическими и климатическими условиями. Присяянский район охватывает склоновую часть с абсолютными высотами местности до 2000 м и открытую для влагонесущих масс. Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 600-800 мм и более в год. Окинский район охватывает Окинское плоскогорье с окружающими хребтами и абсолютными высотами местности более 2000 м. Горные хребты, окружающие данную территорию препятствуют проникновению влагонесущих масс, и, несмотря на увеличение абсолютных отметок местности атмосферных осадков выпадает меньше, чем в склоновой части. Среднегодовое количество осадков составляет 300-600 мм в год.

2.1.2. Гидрография

Реки района принадлежат бассейну р. Ангара и являются ее левыми притоками. Наиболее крупные из них: р. Ока с притоками, р. Большая Белая, р. Урик. Густота речной сети 0,40-0,93 км на 1 км². Сток рек формируется в основном за счет атмосферных осадков. Модуль речного стока изменяется в пределах 5,2-20,4 л/с*км². По своему гидрологическому режиму реки характеризуются высоким половодьем, летней меженью с паводками, превышающими половодье, низкой зимней меженью и относятся к восточносибирскому типу рек [Ресурсы поверхностных вод. Т.16, вып.2, 1972] (рисунок 7).

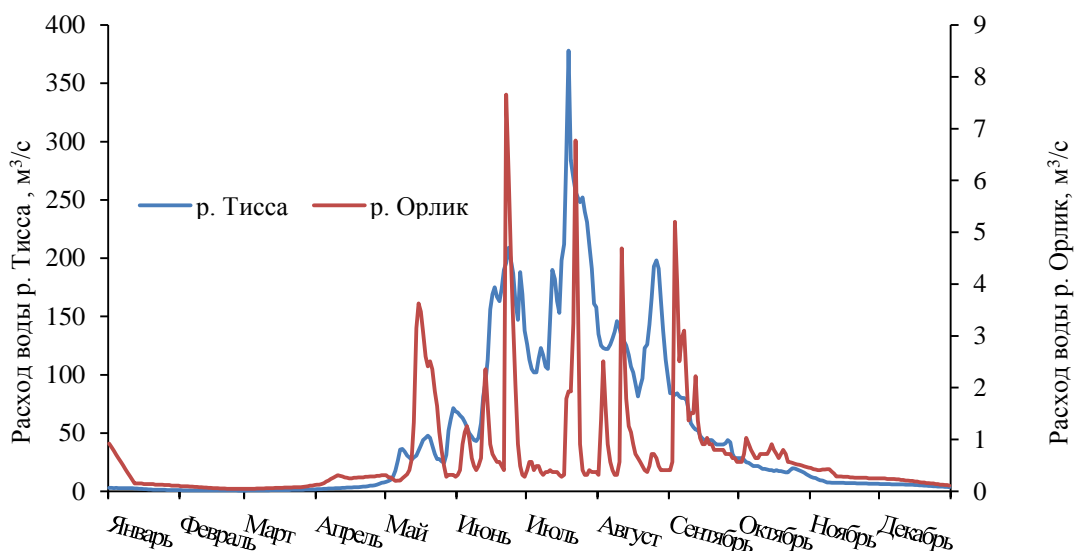


Рисунок 7 - Гидрографы рек Тисса и Орлик за 1985 год

На крупных реках наблюдаются два паводка весенний и летний, последний более значительный и приходится на июль-август (рисунок 8). Ледяной покров на реках устанавливается с начала ноября и стоит до конца апреля.

На реках особенно в верховьях наблюдаются наледи. Реки характеризуют неравномерное падение, уклоны их колеблются в больших пределах, что говорит о недостаточной выработанности продольных профилей. Однако, в верховьях р. Ока существуют значительные участки древнего пенеплена, где стадия эрозии еще недостаточна, и притоки р. Ока, особенно левые, имеют пологие продольные профили.

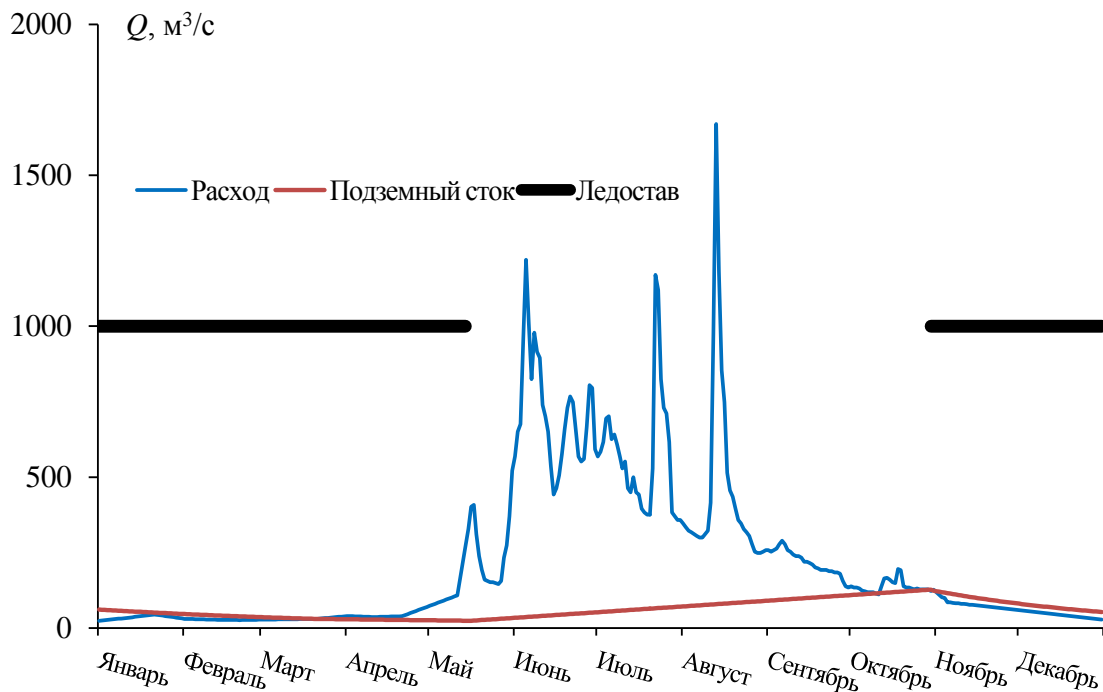


Рисунок 8 - Характерный гидрограф р. Ока в створе п. Сарам (восточносибирский тип)

В средней части бассейна р. Ока, где она пересекает хребты Окинский и Кропоткина, уклоны русел возрастают и реки принимают бурный порожистый характер. Это свидетельствует о несоответствии характера водного потока с его ложем, что наряду с обилием порогов, свидетельствует о молодых горообразовательных движениях и пестром геологическом строении с преобладанием трудноразмываемых кристаллических пород. Долины рек часто имеют характер труднопроходимых ущелий, поймы узкие, склоны обрывистые, в

местах пересечения реками горных хребтов высотой до 500-800 м. В устьях рек довольно часто встречаются конусы выносов, сложенные крупноглыбовым материалом. В местах выхода крупных рек на Сибирскую платформу на прирусловых отмелях встречаются многочисленные валуны. Отлагаясь в самом русле, обломочный материал способствует аккумуляции подземных вод, так как фильтрационные свойства пролювия достаточно высоки, а подстилающие породы являются относительным водоупором.

По условиям питания реки по М.И. Львовичу [1938] относятся к умеренному типу с преимущественно дождевым питанием, снеговое питание более 10 %. В высокогорной зоне притоки рек Тисса и Сенца могут иметь смешанное питание - дождевое и ледниковое. В истоках они не имеют поверхностного стока. Талые воды фильтруются вниз, сквозь хорошо проницаемые разности делювиально - моренных отложений и до выхода на поверхность могут проходить расстояния до нескольких километров. В общей картине такое различие в питании рек отражается незначительно, сказываясь, главным образом, в большей водности рек, имеющих ледниковую составляющую в засушливый период года.

Химический состав речных вод гидрокарбонатный кальциевый, формируется за счет выщелачивания продуктов выветривания метаморфических и изверженных пород. Минерализация незначительна 100 – 200 мг/л.

Крупных озер в Восточном Саяне нет. Однако много мелких, в основном ледникового происхождения. Это - каровые, мелкие озера в углублениях донных морен, приуроченные к ландшафту древнего пенеplена, и живописные моренно-подпрудные озера, расположенные в ледниковых долинах.

Речной сток представляет собой сложный природный процесс, обусловленный влиянием комплекса физико-географических факторов и хозяйственной деятельности. Климатические условия (атмосферные осадки, испарение, температура) являются основными факторами формирования речного стока. На общем фоне воздействия климата на формирование стока и его величину проявляется влияние других, далеко не климатических факторов (геологическое строение, рельеф, озерность и т.д.). Влияние их тем заметнее, чем

меньше размеры бассейна и чем короче период, за который рассматривается это влияние.

Речной сток представляет собой суммарный поверхностный и подземный сток. Составляющие речного стока определяются путем расчленения гидрографа.

В различных ландшафтных зонах и внутри зон соотношения между поверхностным и подземным стоком неодинаковы, что создает специфические особенности режима речного стока и его распределения по территории.

1.1.3. Рельеф

В орографическом отношении исследуемая территория находится на северо-восточном склоне Восточного Саяна с его предгорьями, а также охватывает Окинское плоскогорье. Поверхность плоскогорья полого склоняется к северу и со всех сторон окружена альпийскими цепями или участками более высоких ступеней плоскогорья, и представляет изолированную от внешнего мира страну, нечто вроде «Тибета в миниатюре» [Обручев, 1946б]. С севера и юга это широтные альпийские цепи хребтов Окинский и Большой Саян. С запада плоскогорье ограничено в верховьях рек Тисса и Сенца ступенью, поднятой до 2800-3000 м, а с востока – несколькими гольцовыми группами, достигающими 2500-2700 м, объединенными в Бельские гольцы. Далее краевая ступень полого понижается к северу, но к Черемховской депрессии падает крутым склоном в несколько сот метров [Обручев, 1946а]. Здесь расположена система вытянутых в северном и северо-западном направлении хребтов, из которых наиболее крупными являются Шитский хребет (берут начало реки Большой и Малый Кирей, Ярма, Калга), хребет Шэлэ (истоки рек Черная Тагна, Большая и Малая Зимовная), хребет Ермосхин (исток р. Малая Ерма), хребет Шулутый (исток р. Ерма) (рисунок 9). Наибольшие абсолютные отметки достигают 2510 м (Шитский хребет) и 2456 м (Ермосхин). Горная часть характеризуется альпинотипным, сильно расчлененным рельефом с абсолютными высотами 1500-2200 м и относительными превышениями 800-1000 м. Среднегорье занимает междуречье рек Ока и Большая Белая, верхнюю часть бассейна рек Большой Кирей, Большая Ерма, Малая Зимовная. Горы здесь грядовые с узкими пологоволнистыми

гребнями, часто с оглаженными выпуклыми вершинами. Абсолютные отметки от 1000 м до 1800 м, относительные превышения 500-800 м. Довольно значительную часть отрогов Восточного Саяна занимает низкогорье с абсолютными отметками 800-1000 м (бассейн рек Кирей, Ярма, Большая Белая). Вершины гор пологие, сглаженные, относительные превышения до 200 м.

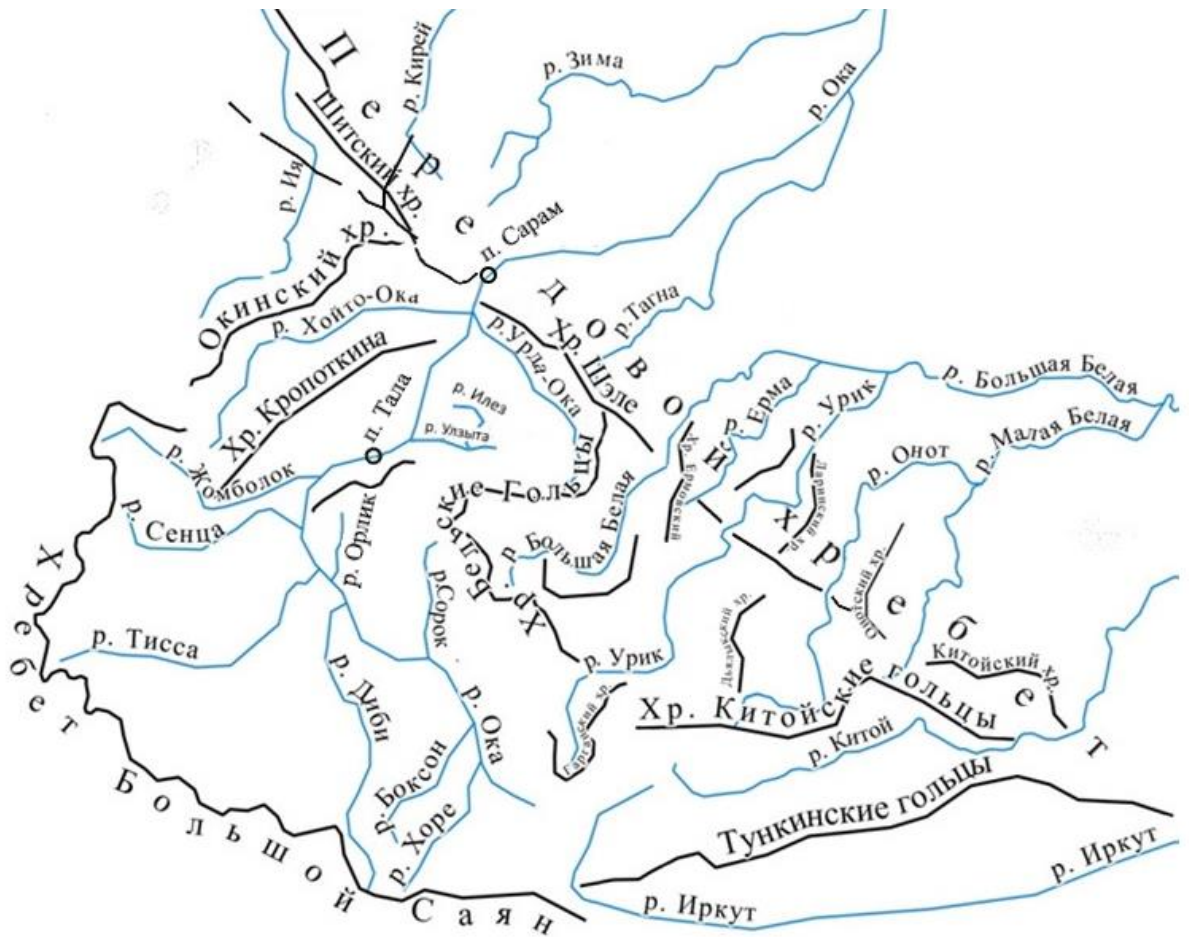


Рисунок 9 - Орографическая схема Восточного Саяна

Современные представления о происхождении и развитии рельефа Восточного Саяна разработаны С.В. Обручевым [1946а и 1946б], Н.А. Флоренсовым [1960], С.С. Воскресенским [1962], М.Г. Гросвальд [1965], Н.А. Логачевым [1974]. Основными факторами формирования рельефа, по данным этих исследователей, послужили тектонические движения позднекайнозойского времени в сочетании с процессами денудации и особенности геологического субстрата. На исследуемой территории можно выделить следующие генетические

типы рельефа: горно-ледниковый с гольцовыми и альпинотипными формами, денудационный, структурный, вулканогенный и аккумулятивный.

Альпийские формы рельефа развиты в высокогорной зоне с абсолютными отметками свыше 2000 м. Самые высокие альпинотипные хребты образуют большую орографическую дугу – Окинский хребет, Большой Саян, Тункинские гольцы. Во внутренней части находятся Китайские и Бельские гольцы, хребет Кропоткина. Основным рельефообразующим фактором явилась ледниковая деятельность. Формы рельефа представлены карами, глубокими троговыми долинами, зубчатыми горными гребнями и пирамидальными пиками. За ригелями каров нередко сохраняются озера. В районах альпинотипного рельефа перепады абсолютных отметок между вершинами водоразделов и эрозионной сетью достигают максимальных величин до 1000 и более метров. Средняя крутизна склонов $35-55^\circ$. Мощность многолетнемерзлых пород достигает максимальной величины. По данным Орешкина [1935] на гольце Ботогол она более 200 м, на г. Шпиль (бассейн р. Большая Белая) она прослежена буровыми скважинами до 100 м. В таких условиях обычно вся зона эффективной трещиноватости бывает заморожена, а густая эрозионная сеть с крутыми склонами способствует быстрому поверхностному стоку атмосферных осадков.

Денудационный тип рельефа занимает основную часть исследуемой территории. Цикличность тектонического развития привела к формированию поверхностей выравнивания на разных гипсометрических уровнях.

Наиболее высокое положение занимают реликты мел-палеогеновой поверхности выравнивания, сформированной на докембрийской толще пород, и пространственно тяготеющие к горной части (абсолютные высоты 960-2200 м). Гипсометрически несколько ниже (абсолютные высоты 880-1040 м) отмечаются пологонаклонные реликтовые участки более позднего неогенового цикла рельефообразования. Широкое развитие подобные поверхности получили на водоразделах крупных рек Ока, Большая Белая и присклоновой части неотектонических уступов. От предыдущего уровня неогеновая поверхность отделяется крутыми уступами, либо склонами. В современных условиях

описанные поверхности подвергаются комплексной денудации. В горной части отмечаются значительные по площади каменные россыпи, а в местах развития карбонатных пород – карстовые воронки, западины и т.д.

Структурный тип рельефа выделяется в зонах развития новейших разрывных тектонических деформаций в виде крутых уступов северо-западного простирания: в районе хребта Ермосхин, Передового надвига, Иркутского выступа.

В пределах хребта Ермосхин уступ является переходной ступенью от высокогорья (абсолютные отметки 1800-2300 м) к среднегорью (абсолютные отметки 800-1800 м). Он характеризуется высотой до 500 м, крутизной 35-60°, поверхность неравномерно эродирована, в вершинной части отмечаются многочисленные кары, карлинги, цирки, а также осыпные и обвальные конусы, шлейфы. К уступу приурочены многочисленные выходы подземных вод, что свидетельствует об интенсивной раздробленности зоны.

Уступ, отражающий зону Передового надвига, имеет протяжение по всей исследованной территории и является условной границей между равнинной и горной областями. Его высота 200-800 м, крутизна 18-35°, поверхность интенсивно эродирована и в настоящее время подвергается размыву речными водами.

Иркутский выступ выражен в рельефе прямолинейным слабоэродированным склоном высотой 80-160 м, протяженностью в северо-западном направлении до 30 км и подвержен процессам комплексной денудации.

Вулканогенный рельеф широко представлен на Окинском плоскогорье, где базальты занимают достаточно большие площади на междуречьях рек Сенца и Тисса, а также Диби и Забит, слагая вершины высоких хребтов и плато. К ним можно отнести и плосковерхие останцовые горы типа Ботогольского гольца, прикрытые сверху броней базальта [Воскресенский, 1962]. Эти древние вулканические формы рельефа в настоящем существенно преобразованы экзогенными процессами. Небольшие базальтовые «пятна» существуют на междуречьях рек Урик и Ерма, Большая Белая и Хайта, Урик и Олот, вероятно имевшие свои подводящие каналы. Образовавшиеся в неогене покровные

базальты слагают плоские водоразделы. Их границы контролируются узлами пересечения разноплановых разломов. Подошва покрова опускается до 1400-1500 м. В современных условиях плато интенсивно подвергается эрозионно-денудационным процессам, о чем свидетельствуют сильно расчлененные базальтовые склоны. Характерные формы рельефа дают «долинные базальты», покрывающие террасы глубоких долин. Самый крупный из них застыл в долине р. Жомболок – левом притоке р. Оки. Длина его достигает 70 км. Ширина около 5 км. Поток перекрывает верхнечетвертичный аллювий и местами морены последнего оледенения. Поверхность его достаточно ровная, в его поле имеются хорошо сохранившиеся вулканические конусы высотой до 100 м. Наиболее известные получили название вулканов Кропоткина и Перетолчина.

Аккумулятивный рельеф включает ледниковые образования аллювиальных отложений русел пойм и низких террас. Ледниковые отложения в рельефе образуют значительные выровненные площадки – зандровые поля, а также холмы и гряды, между которыми часто расположены озера. Приурочены эти формы к высокогорной части – верховьям рек Тисса, Сенца, Кирей, Ярма, Ерма, Большая Зимовная и другим. Аллювиальные отложения широко распространены по рекам Ока, Большая Белая, Урик, Ерма, Тагна и некоторым их притокам. В области среднегорного и высокогорного рельефа аккумуляция аллювиального материала приурочена к крутым меандрам крупных рек и к перегибам их продольного профиля. Для этой области характерна плохая отсортированность материала, при резком преобладании галечно-валунных фракций. В области низкогорного рельефа русловый аллювий становится песчано-илистым и лишь по рекам Большая Белая и Урик к нему примешивается валунный материал, переносимый речным льдом. Состав пойменных отложений зависит от тех же морфологических условий.

Рельеф, как фактор формирования подземных вод, имеет большое значение. Он оказывает непосредственное влияние на распределение поверхностного и подземного стока, на условия питания, движения и разгрузки подземных вод.

Различные уклоны речных русел влияют на темпы водообмена, а горизонтальная и вертикальная расчлененность рельефа способствуют концентрации как поверхностного, так и подземного стока.

Кроме того, рельеф оказывает существенное влияние на формирование климата территории, развитие и мощность многолетних пород. Преобладание эрозионного (денудационного) среднегорного рельефа с водоразделами, покрытыми крупноглыбовыми россыпями, несплошное развитие ММП, мягкие формы рельефа создают благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков, увеличения подземного стока и его аккумуляции во впадинах и долинах рек.

1.1.4. Многолетняя и сезонная мерзлота

Многолетнемерзлые толщи горных пород Восточного Саяна до настоящего времени изучены недостаточно. Конкретные данные о мощности и температуре имеются только по нескольким месторождениям полезных ископаемых, расположенных на востоке Восточного Саяна. Главным фактором является рельеф, определяющий мощность и характер распространения мерзлых пород, поэтому криолитозона имеет сплошное распространение на высоких хребтах, приподнятых плато и водоразделах, уменьшаясь на северо-восток; в среднегорье она имеет прерывистое, а в низкогорье и в долинах рек островное распространение (рисунок 10).

Непосредственные измерения мощности криолитозоны проведены в гольцовой части Восточного Саяна на абсолютных высотах более 2000 м. Мощность многолетних мерзлых пород (ММП) по данным Солоненко В.П. [1952] в районе гольца Ботогол достигает 265 м; Г.Г. Скворцова [1957а] на Боксонском месторождении бокситов – 180-200 м, а Л.Н. Соловьевой в Китойских гольцах – 150 м.

В среднегорье мощность мерзлоты снижается, обычно не превышая 100 м. (Бельское месторождение), и приобретает ярко выраженный островной характер (на водоразделе рек Китой и Холонха мощность ММП колеблется от 20 до 40 м на высотах 1300-1500 м). Учитывая аналогичные работы в районах Байкальского

хребта, нижняя граница ММП на склонах северо-восточной и северной экспозиций будет находиться на высотах 1200-1300 м, на склонах юго-западной и южной – 1400-1500 м. На перевалах, лежащих на высотах 900-1300 м, отмечается только сезонное промерзание грунтов.

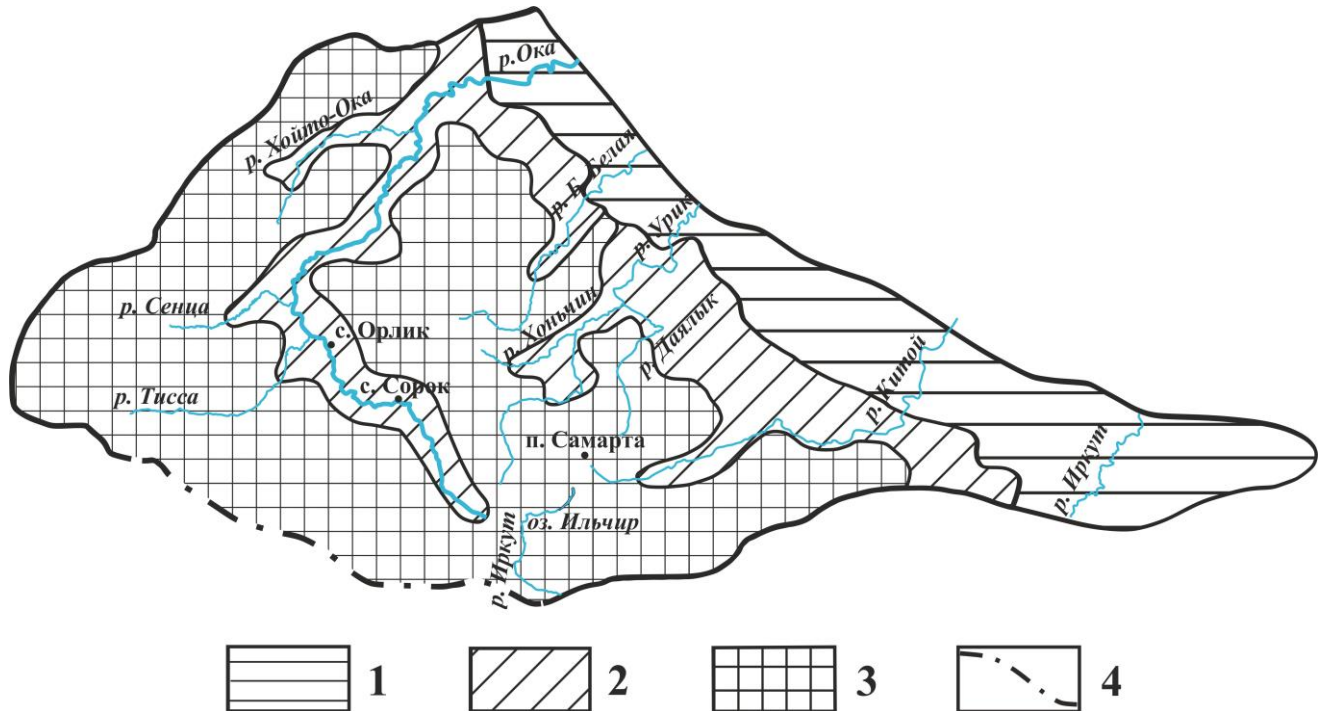


Рисунок 10 - Схема распространения сезонно- и многолетнемерзлых пород центральной части Восточного Саяна. Составлена Л.И. Розенбергом Л.И. с использованием карты Н.И. Труш. 1 – островное промерзание, m до 50 м, t_{cp} от 0 до -1 °С; 2 – прерывистое, m от 50 до 100 м, t_{cp} от $-0,5$ до -2 °С; 3 – сплошное, m до 1000 м, t_{cp} от -2 до -10 °С; 4 – государственная граница.

Маломощные линзы ММП (2-4 м) обнаруживаются только на склонах северной и северо-восточной экспозиций и в днищах небольших распадков, покрытых мощной моховой подушкой (бассейны рек Средняя и Белая Зима, Хусан-Жалга и др.).

Таким образом, подтверждается зависимость мощности криолитозоны от высоты местности, хотя реальные соотношения основных характеристик криолитозоны и рельефа достаточно сложны и прямой корреляции не существует. Мощность криолитозоны также существенно возрастает на склонах северной, северо-западной экспозиций в сравнении со склонами южных экспозиций более чем на 100 м [Соловьева, 1976].

Данные Скворцова Г.Г. указывают на зависимость мощности криолитозоны и от состава пород. На высотах до 2000 м на междуречных пространствах, сложенных доломитами и известняками, мощность ее 170-180 м, а на тех же высотах под покровами базальтов – 200 м.

Мощность криолитозоны сокращается на участках разгрузки подземных вод в зонах тектонических нарушений. Скворцов Г.Г. установил сокращение мощности мерзлых пород до 100 м по сравнению со 140-180 м вне этих зон.

Таким образом, минимальная мощность криолитозоны устанавливается в речных долинах и зонах разломов, максимальная – в верхних частях склонов и под водоразделами.

Сплошность криолитозоны нарушается таликами. Сквозные талики отмечены Скворцовым Г.Г. в местах выхода крупнодебитных карстовых источников, например, у источника «Теплый ключ» с дебитом до 300 л/с. В тектонических зонах они иногда сливаются в вытянутые таликовые щели, которые могут существовать даже при большой мощности криолитозоны. Сквозные и несквозные подрусовые и подозерные талики связываются отепляющим воздействием поверхностных вод. В центральной части Восточного Саяна талики отмечаются только вдоль русел рек (долинные) и изредка на крутых склонах южной экспозиции. Долинные талики разобщают мерзлую зону на отдельные блоки и объединяют подземные воды в единые водонапорные системы, обеспечивая их питание и разгрузку.

На температуру пород криолитозоны влияют те же факторы, что и на мощность. Поэтому в районах сплошного развития криолитозоны минимальные температуры приурочены к склонам северной экспозиции и участкам развития нагорных болот, в наиболее промороженных (до -8°C) участках высокогорья, а максимальные, часто близкие к 0°C , отмечаются в днищах долин горных рек и ручьев. В низкогорье, где существуют температурные инверсии воздуха, можно ожидать понижение температуры пород в днищах долин и повышения их вверх по склонам. Мощность слоя с годовыми колебаниями температур в Восточном Саяне разными исследователями оценивается от 15 до 45 м.

Сезонная мерзлота. В пределах Восточного Саяна наиболее распространены континентальные типы сезонного протаивания и промерзания пород. Глубина сезонного протаивания зависит от экспозиции склонов и крутизны. В бассейнах рек Ия, Ока, Бол. Белая она изменялась на северных склонах до 1 м, на южных до 2,5 – 3,5 м, причем на более пологих склонах уменьшается, а на хорошо дренированных склонах возрастает. На залесенных междуречьях, имеющих выположенный рельеф (1000-1400 м) глубина сезонного протаивания составляет 0,5 – 1,5 м, а на пониженных участках иногда не превышает нескольких сантиметров. Сезонное промерзание происходит в таликах на площади прерывистого развития криолитозоны, а также в узкой полосе низкогорья, где многолетние мерзлые породы имеют островное распространение. Сезонное промерзание начинается в октябре, а оттаивание сезонно-мерзлого слоя в апреле. Свободные от многолетнемерзлых пород территории невелики и подвержены глубокому сезонному промерзанию пород. Мощность сезонно-талого слоя мала. Такие условия благоприятны для развития в горной части исследуемой территории разнообразных криогенных процессов и явлений, таких как морозное выветривание, морозное пучение и растрескивание, солифлюкция, наледообразования и т.д.

1.2. Карстовые явления

На территории Восточного Саяна карст развит в мраморизованных интенсивно трещиноватых карбонатных отложениях протерозойского и палеозойского возраста, а также в мраморах и кальцифирах архейских метаморфогенных образованиях. Степень изученности карста в целом низка. Более детально он изучен в юго-восточной части территории работами Н.И. Соколова [1961], Н.А. Гвоздецкого [1954], Г.П. Вологодского [1959], а в более позднее время В.И. Беляк [1973], Г.П. Вологодского [1975], Цыкина Р.А., Цыкиной Ж.Л. [1978].

По Г.П. Вологодскому, исследуемая территория по геоструктурным признакам располагается в карстовой стране Сибирской платформы (карстовая

область Иркутского выступа фундамента платформы) и карстовом регионе Саяно-Байкальской складчатой зоны.

По времени развития процесса карстообразования можно выделить несколько этапов. Карст нижнекембрийского возраста в Восточном Саяне выявлен в бассейне р. Боксон (левый приток р. Ока) на территории бокситового месторождения. Возможно, что бокситы этого месторождения сформировались в крупных карстовых полостях и котловинах, а затем подверглись перемыву и переотложению [Ильина, 1958]. В это время карст развивался преимущественно в пределах локальных складчатых структур, а также на глубине в зоне выветривания и активного водообмена. К началу юрского осадконакопления горные системы возвышались над платформой более чем на 1000 м, юго-западная окраина платформы была преобразована в предгорную ступень и на дневную поверхность были выведены карбонатные породы нижнего кембрия. С этого момента, в условиях высокоприподнятого пенеплена, повышенной тектонической трещиноватости и теплого, влажного климата происходит резкая интенсификация карста. На смежной территории в Присаянье региональное распространение получили брекчиевидные доломиты – в виде доюрской коры выветривания. С этого времени образовавшиеся карстовые впадины становятся своеобразными базисами эрозии и местами поглощения рек, стекающих со стороны современного Восточного Саяна. Слабые же проявления карста в изверженных и метаморфических породах протерозоя в Восточном Саяне объясняются, вероятно, очень слабой изученностью и быстрым уничтожением его следов интенсивной денудацией, свойственной горным районам и, возможно, многолетней мерзлотой. Взаимодействие «вода – многолетние мерзлые породы» в карстовых областях носит довольно сложный характер [Пиннекер, 1992]. Процессы карстования развиваются и в толще промороженных пород, мощность которых изменяется от десятков до первых сотен метров, однако их локализация зависит от геологических, климатических, гидрографических и других условий. Наиболее отчетливо они выражены в таликовых зонах и сезонно-талом слое. Породы при этом сохраняют положительную температуру, хотя окружающие мерзлые породы

имеют большую мощность. В тех случаях, когда породы менее трещиноваты или пустоты в них заполнены терригенным материалом, они проморожены. Это препятствует инфильтрации атмосферных и поверхностных вод, вследствие чего рост карста резко замедляется. В Восточном Саяне в верховьях рек Ока, Китой и Иркут отмечены карстовые воронки диаметром до 350 м и глубиной до 20-30 м. По данным В.П. Солоненко [1952] признаки термокарста имеются в долине реки Ботогол одноименного гольца.

Проявления древнечетвертичного карста наблюдаются всюду, где на небольшой глубине от земной поверхности залегают карбонатиты и гипсоносные отложения. Наиболее интенсивно процессы карста протекают в карбонатных отложениях нижнего кембрия в Присаянье и очень медленно в кристаллических известняках и мраморах архея и протерозоя, представляющих горную систему Восточного Саяна.

Мощная кора выветривания на 80-90 м ниже местного базиса эрозии развита в зоне трещиноватости зиминских и вендских интрузий в долине р. Белая Зима. К известнякам камчадальской свиты приурочены Олотские и ряд мелких пещер. В мраморах китойской свиты известны единичные воронки, провалы и карстовые озера. Наиболее крупная из них – бессточное озеро в верховьях реки Китой, на его левобережье, в 4 км к северу от п. Дабады. С карстом связано поглощение некоторых крупных речек по долинам рек Бирюса и Уда. В поле развития кристаллических известняков полностью исчезают небольшие притоки реки Бирюса, которые появляются ниже по течению в виде источников. Подобные явления отмечены автором в верховьях р. Урик. Но наиболее крупных размеров карст достиг на смежной территории в Присаянье. Так отмечается поглощение не только мелких и средних водотоков с расходом до 300 л/с, но и утечка воды из основных речных артерий Большой и Малой Белой, Китоя. Вероятно, что зона Передового надвига на участке рек Огной – Большая Белая является зоной поглощения поверхностных вод. В южном Прибайкалье, на площади развития карбонатных пород (мрамора с прослоями гнейсов) Б.И. Писарским [1987] выделена зона поглощения поверхностных вод значительно меньших размеров.

Здесь процессы карстования протекают на глубине по тектоническим трещинам, а поверхностные формы, в виде небольших пещерок, понор наблюдаются редко.

С древнечетвертичным карстом связано переуглубление речных долин Тагны, Большой Белой, Оки, где мощность четвертичных отложений от 15 до 80 м.

Четвертичный (современный) карст проявляется довольно разнообразно в форме воронок, группы воронок, суходолов и т.д. (глубина воронок от 2 до 10 м). Воронки заложены в коренных породах, чаще в тальвегах распадков, суходолы фиксируются в бассейне р. Большая Белая и в верховьях р. Большой Жежем.

Таким образом, в Саяно-Байкальской складчатой зоне развит только карбонатный карст. Относительно слабое его развитие обусловлено общими гидрогеологическими, геологическими и гидрологическими условиями, историей развития рельефа и не связана с влиянием вечной мерзлоты или преобладанием физического выветривания [Солоненко, 1960]. На исследуемой территории почти все карбонатные породы представлены мраморами и кристаллическими известняками, которые карстуются хуже, чем их некристаллические разновидности. Основная масса карбонатных пород относится к архейским, протерозойским и нижнепалеозойским, сильно дислоцированным, породам. Ранее существовавший карст уничтожен в результате денудационных процессов. Многолетнемерзлые породы препятствуют инфильтрации атмосферных и поверхностных вод на большую глубину. Вследствие этих причин в горноскладчатом обрамлении нет значительных карстовых районов, которые отмечены в Присяянье и Прибайкалье.

1.3. Геологическое строение и тектоника

Геологическое строение территории оказывает огромное влияние на формирование подземных вод. Оно зависит от литологического состава и мощности пород, степени их метаморфизации, трещиноватости и тектонической проработки, которые определяют пути инфильтрации, места концентрации и разгрузки подземных вод, а также формирование их химического состава и температурного режима. Геологическое строение является одним из основных моментов при выделении водоносных комплексов и при гидрогеологическом

районировании. Сложность геологического строения изучаемого района обуславливает сложность гидрогеологической обстановки.

Основные черты геологического строения Восточного Саяна рассмотрены в трудах С.В. Обручева, Н.А. Флоренсова, Додина А.Л., И.Я. Кобеляцкого, Н.С. Ильиной, Д.В. Титова, Е.В. Павловского и др.

Восточный Саян в общем плане рассматривается этими геологами как крупное антиклинальное поднятие (мегаантиклинорий), а исследуемый район, охватывающий северо-восточную часть, – в качестве выступа фундамента окраины Сибирской платформы к которому в дальнейшем причленились каледонские структуры.

На исследуемой территории наиболее широко развиты метаморфогенные образования, слагающие фундамент Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области, магматогенные породы различного состава и карбонатосодержащие породы, включающие докембрийские метаморфогенные образования, а также осадочно-метаморфические образования нижнего протерозоя, нижнего протерозоя-риффея.

Метаморфогенные образования Восточного Саяна по степени метаморфизма, литологическому составу, особенностям тектонического строения разделяются на два возрастных комплекса: 1) нижний комплекс глубокометаморфизованных пород архейского возраста, слагающий краевой выступ фундамента Сибирской платформы, Гарганскую и Тункино-Хамардабанскую глыбы; 2) верхний комплекс менее метаморфизованных пород протерозоя. Им сложена большая часть территории Восточного Саяна – Восточно-Саянский антиклинорий, Окинская, Китойская структуры и Присаянская зона. С архейским комплексом он имеет стратиграфическое и угловое несогласие (Присаянская зона).

Архейские структуры составляют фрагменты Главной антиклинальной зоны Восточного Саяна и Шарыжалгайского выступа, которые разделены Главным Саянским разломом. К северо-востоку от Главного Саянского разлома, в пределах Шарыжалгайского выступа, архейские складчатые структуры имеют субмеридиональное простирание (340-10°). Юго-западнее Главного Саянского

разлома породы архея, представляющие слюдянскую серию, смяты в складки северо-западного простирания (285-315°).

Таким образом, на громадной территории Восточного Саяна, Главный Саянский разлом разделяет архейские блоки, имеющие совершенно различные структурные планы – субмеридиональный в Шарыжалгайском выступе и северо-западный в Главной антиклинальной зоне.

Метаморфический комплекс архея Восточного Саяна состоит из пород высоких ступеней регионального метаморфизма – гнейсов, амфиболитов, кварцитов, мрамора, и расчленен на две серии – шарыжалгайскую и слюдянскую, отличающиеся по составу и условиям осадконакопления.

Шарыжалгайская серия характеризуется монотонным разрезом с преимущественным развитием в нижней части биотитовых, а в верхней, амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Слюдянская серия – ритмически слоистая толща, сложенная породами разнообразного состава от существенно известковистых осадков, мраморов и кальцифиров до высокоглиноземистых гнейсов. Выделяется нижняя бескарбонатная часть, представленная толщей тонкого переслаивания разнообразных гнейсов и амфиболитов.

Шарыжалгайская серия распространена, главным образом, в Присаянской зоне и слагает Шарыжалгайский выступ (таргозойский и ерминский комплексы), Мангатгольский горст (мангатгольский комплекс), Малобельский блок (Китойский комплекс), в Иркутно-Каахемской зоне – Бельско-Китойскою и Гарганскую глыбы. Мощность пород шарыжалгайской серии от 1300 м (Шумихинская свита) до 5500-6000 м в бассейнах рек Урик, Ока и Иркут.

Гнейсово-мраморный комплекс пород слюдянской серии в Иркутно-Каахемской зоне слагает широкую полосу северо-западного направления, протягивающуюся от верховьев рек Ермосха и Буйрагта через бассейн рек Урик, Олот, Китой-Кин до низовьев реки Ихе-Гол. С северо-востока слюдянская серия отделяется системой Главного Саянского разлома от архейских образований шарыжалгайской серии и протерозойских толщ Урикско-Ийского грабена.

Юго-западный контакт слюдянской серии также тектонический или затушеван гранитоидами Саянского комплекса. Суммарная мощность слюдянской серии составляет 3700-3960 м.

Метаморфические породы протерозойского возраста несогласно залегают на отложениях архея и подразделяются на три разновозрастных комплекса – нижний, средний и верхний. В Присаянской зоне протерозойский структурный ярус слагает Урикско-Ийский и Онотский грабены, а в Иркутно-Каахемской зоне – Окинский и Ильчирский синклинории.

В отложениях Урикско-Ийского грабена можно выделить два осадочно-метаморфогенных комплекса: нижнего протерозоя и нижнего рифея. Нижнепротерозойские отложения представлены сублукской серией и сложены метаморфизованными песчаниками, кварцитами, алевролитами. В подчиненном количестве присутствуют глинисто-карбонатные сланцы. Мощность отложений 4000-4500 м. Особенностью разреза является его флишоидное строение, ритмичность, увеличение вверх по разрезу зрелости пород и карбонатности отложений.

Нижнерифейские отложения выполняют наложенные грабенообразные прогибы – Ермосохинский и Ингашинский, сложенные песчаниками, туфопесчаниками, гравелитами и кварцитами с линзами конгломератов. Для них характерны пестрая окраска, слабая сортировка кластического материала по составу и размеру обломков, невыдержанность мощностей литофаций, многочисленные борозды размыва и наличие косой слоистости. Это позволяет рассматривать данные образования как континентальные фации предгорных конусов выноса палеорек (молассовая формация).

Нижнепротерозойские отложения Онотского грабена представлены савинской серией, сложенной сланцами, кварцитами, магнетитами, доломитами и характеризуются средней степенью метаморфизма. В Иркутно-Каахемской зоне протерозойские структуры представлены двумя синклинориями – Окинским и Ильчирским, ограниченными с севера-востока архейским выступом Главной антиклинальной зоны Восточного Саяна. Внутри синклинориев ниже- и

среднепротерозойские отложения слагают их периферию и смяты в крутые линейные складки. В бассейне р. Даялык синклинии соединены узким прогибом в виде полосы сложнодислоцированных ильчирских сланцев, имеющих северо-западное простирание. В составе протерозоя Окинско-Ильчирского синклиниев значительное место отведено карбонатным толщам и только в районе верхнего течения реки Ока и ее притоках широко развиты разнообразные метаморфические сланцы и песчаники окинской свиты [Додин, 1961].

Интрузивные и эффузивные образования

На исследуемой территории широко распространены различные интрузивные породы архейского и протерозойского возраста, а в Иркутно-Каахемской зоне и палеозойского возраста. Крупные массивы, штоки и дайковые тела образуют гранитоиды китойского, саянского, зиминского и огнитского комплексов. Интрузивные породы остальных разновозрастных комплексов (ийский, арбанский, онотский, ангаульский, чернозиминский и нерсинский) в основном представлены дайками, мелкими штоками, группирующимися в отдельные небольшие поля, массивы.

Наиболее древние магматические образования архея, известные на исследуемой территории, относятся к Китойскому интрузивному комплексу. Этот комплекс распространен только в области развития шарыжалгайской серии в виде гранито-гнейсовых валов, ориентированных согласно простиранию вмещающих архейских пород в субмеридиональном и северо-западном направлении. Размеры валов варьируют от 0,1-0,2 до 90 км². Комплекс представлен гранито-гнейсами различного состава, тела которых, как правило, не имеют секущих и четких контактов с вмещающими породами и залегают согласно с ними.

Протерозойская интрузия (Саянский комплекс) прорывает китойский интрузивный комплекс в бассейнах рек Ерма, Бортина Вторая и представлена биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранитами, переходящими в зоне эндоконтакта в диориты и гранодиориты. Массив имеет цилиндрическую форму и локализован в узле пересечения Урикско-Окинско-Окинского разлома зоной дробления субширотного плана.

Наиболее широко распространены породы Саянского интрузивного комплекса, вытянутого вдоль Главного Саянского разлома (как правило, гранитные массивы приурочены к ослабленным зонам, тяготеющим к разломам). Это сложно дифференцированная гранитоидная интрузия протерозойского возраста, внутри которой выделяется до двух самостоятельных фаз. Она представлена биотитовыми и двуслюдяными гранитами обычно в значительной степени огнейсованными.

Самые крупные тела слагают массивы – до 40-70 км², распространенные в бассейнах рек Большая и Малая Белая, в верховьях рек Кирей, Тагна, Гунник, Урик, Малая Иреть. Отдельные плутоны, например, в бассейне р. Большая Зимовная связаны с ядрами крупных антиклинальных складок.

Зиминский комплекс также образует крупные массивы, штоки, жилы карбонатов, сиенитов, дайек порфиринов и проявлен, преимущественно, в юго-западном борту Ингашинского грабена в бассейнах рек Белая Зима, Средняя Зима и Большая Тагна и контролируется узлами пересечения нарушений субширотного плана с Ермино-Горхонской зоной разломов. В бассейне р. Зима комплекс представлен крупными дифференцированными массивами овальной формы в плане, имеющими часто сложные концентрические зональные строения.

Комплекс прорывает верхнепротерозойские отложения и диабазы протерозойского и синийского возраста. Вендский возраст пород определен радиологическими методами.

Онотский интрузивный комплекс проявлен в нижнепротерозойских структурах – Андодском, Камчадальском, Таежно-Ерминском грабенах, чем обусловлена соответствующая его датировка. Интрузивные породы комплекса слагают, обычно ориентированные в северо-западном направлении, небольшие тела, имеющие секущие или инъекционные контакты. Комплекс представлен гранитами биотитовыми, реже – амфиболитовыми диоритами.

В верховьях р. Онот расположен нижнепротерозойский интрузивный массив (Ильчирский). Он сложен перидотитами, дунитами, серпентинитами реже габбро.

Палеозойские интрузии представлены Огнитским и Тануольским комплексами. По своему составу граниты Огнитского комплекса резко отличаются от гранитов других комплексов. Они характеризуются светлой окраской, неравномернозернистыми порфировидными структурами, очень малыми содержаниями темноцветных минералов. К Огнитскому комплексу относятся массивы лейкократовых микроклиновых гранитов расположенные в бассейнах рек Большая Белая, Ока и Урик где они приурочены по данным Шамеса П.И. к Урда-Окинскому разлому. Массивы Тануольского комплекса распространены в верховьях рек Тисса, Саган-Гол и Хараганты и сложены гранитами.

Эффузивные породы представлены тиссинским комплексом неогеновых покровных базальтов и субвулканических долеритов, слагающих выровненные поверхности водоразделов в бассейнах рек Тисса, Ока, а также на Бельско-Урицком междуречье, которые контролируются узлами пересечений разноплановых разломов. Они залегают на интрузивных и осадочно-метаморфических образованиях различного возраста. В каждом базальтовом покрове выражена вертикальная зональность в нижней части базальты мелкозернистые; в верхней – крупнозернистые и близкие к туфолавам. Общая мощность базальтовых покровов достигает 200 м. Особо необходимо выделить голоценовый лавовый поток в долине р. Жомболок с центрами излияния лавы в пади Хи-Гол длиной около 70 км и мощностью до 150 м. Долина реки заложена по молодому тектоническому разлому, а базальтовый поток перекрывает морены последнего оледенения и галечники р. Ока.

Фильтрационные свойства базальтов слабо изучены, однако полевые наблюдения и сравнение их с аналогичными породами Забайкалья говорят об их более сильной трещиноватости за счет подверженности процессам выветривания.

Рыхлые отложения. Отложения четвертичной системы развиты в долинах рек и на горных склонах. По возрасту эти отложения могут быть объединены в средний, верхний и современный отделы; по генезису – ледниковые,

аллювиальные, элювиальные, делювиальные отложения и отложения смешанного происхождения.

Средний отдел представлен ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями водоразделов рек Боксон, Хоре, Тисса, Сенца. К ним также можно отнести аллювиальные, реже коллювиальные отложения, слагающие небольшие участки плосковерхих водоразделов рек Большая Белая, Урик, Огной, Зима, Кирей, являющиеся останцами террас высотой до 40-80 м. Состав отложений – валуны, галька, суглинки. Мощность 10-15 м.

Средне-верхнечетвертичные образования представлены ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями в верховьях рек Боксон, Диби, Тисса, Сенца, Урик, Малая Ерма, Заполошная, Большая Зимовная, Даялык. Они слагают моренные гряды и зандровые поля, мощностью 25-40 м. Состав отложений довольно однообразный и характеризуется преобладанием валунного материала над супесями и суглинками с полным отсутствием сортировки.

Верхний отдел включает морены долин и отложения предгорных впадин. Моренные отложения отмечаются по долинам рек Диби, Тисса, Сенца, Ока, Хойто-Ока, Улзыта, Тэргэтэ. Они представлены флювиогляциальными отложениями (валуны, галька, пески). Моренные отложения в верховьях рек Большой Кирей, Ярма представлены плохо окатанными и отсортированными глыбами размером от 0,5 до 2 м, обломками, щебенкой гранитоидов и суглинистым материалом. По склонам долин моренные отложения образуют валы высотой до 50 м. Отложения предгорных впадин распространены за пределами изучаемой территории в бассейнах рек Танкаса и Жежем.

Современный отдел представлен аллювиальными и элювиально-делювиальными отложениями. Аллювиальные отложения широко распространены по рекам Ока, Большая Белая, Урик, Ерма, Тагна и их притокам, слагая русла поймы, и низкие террасы. Состав и характер распределения руслового аллювия меняется в зависимости от геоморфологических особенностей отдельных участков. В области высокогорного и среднегорного рельефа (поле развития докембрийских пород) аккумуляция аллювиального материала в

основном приурочена к крутым меандрам крупных рек, где русловой аллювий слагает мысовые косы, и к перегибам продольного профиля рек. Для этой области характерна плохая отсортированность материала при резком преобладании галечно-валунных фракций. В области низкогорного рельефа русловой аллювий становится песчано-илистым. Состав пойменных отложений зависит от тех же геоморфологических условий.

В области Восточного-Саянского нагорья широко распространены элювиально-делювиальные отложения. Они представлены преимущественно крупноглыбовыми россыпями (в поле развития гранитоидов), щебенчато-суглинистыми образованиями (на метаморфических породах) мощностью 2-3 м на водоразделах и 8-10 м у подножий склонов.

Тектоническое строение территории. Большинство исследователей [Флоренсов, 1954; Додин, 1958, 1961; Одинцов, 1958; Белостоцкий, 1959; Зоненшайн, 1959; Арсентьев, 1960] относят территорию Восточного Саяна к области завершенной докембрийской складчатости. В истории развития докембрийских складчатых сооружений центральной части Восточного Саяна и смежных частей Сибирской платформы выделяется ряд этапов: поздний архей, граница нижнего и среднего протерозоя, протерозоя и кембрия, конец кембрия – ордовика.

Архейский этап складчатости характеризуется разделением земной коры на протоплатформу и протогеосинклиналь и возникновением в последней субмеридиального простирания пород. В пределах протогеосинклинали Саяно-Байкальской области формировались обширные седиментационные бассейны.

На границе нижнего и среднего протерозоя, по-видимому, имели место тектонические движения, приведшие к образованию в ранее едином геосинклинальном прогибе ряда поднятий, на что указывает резкое изменение фациального состава отложений, наличие в основании отложений среднего протерозоя в некоторых местах отдельных линз конгломератов и ряд особенностей в характере процесса метаморфизма.

Складчатость на границе протерозоя и кембрия (байкальская) привела к образованию крупнейшего поднятия на месте современного Восточно-Саянского антиклинория. В результате движения этого возраста в зонах более ранней консолидации, сложенных архейскими образованиями, возникли многочисленные дизъюнктивные нарушения.

Каледонская складчатость имела место на сравнительно небольшой территории.

Складчатостью этого возраста были затронуты краевые зоны центрального поднятия антиклинория. На остальной части территории, сложенной протерозойскими и архейскими породами, тектонические движения привели к образованию многочисленных зон разломов.

К началу верхнего палеозоя окончательно были сформированы Саяно-Байкальская складчатая область и древняя Сибирская платформа – основные геоструктурные элементы, сохранившие свои особенности под воздействием наложенных процессов трех стадий активизаций. В первую стадию активизации (верхний палеозой) в складчатой области происходит образование сводоблочных поднятий и межгорных впадин. Широко проявляется обильный и разнообразный магматизм. Во вторую стадию активизации (мезозой) на периферии Сибирской платформы сформировался Присаянский прогиб. В складчатой области происходит формирование межгорных впадин, заполненных молассой.

В зоне краевого шва Сибирской платформы образовались надвиги и приразломная складчатость. В последовавшей затем стадии (мел-палеоген) произошло региональное выравнивание. Третья стадия началась в раннем кайнозое и продолжается в настоящее время.

Таким образом, в течение архейского, протерозойского и нижнепалеозойского этапов осадконакопления и тектогенеза происходило заложение основного структурного плана территории и формирование литологического состава водовмещающих пород, а в мезо-кайнозойский этап тектогенеза происходило создание современного рельефа, климата и речной

сети региона, т.е. основных факторов формирования подземных вод. Исследуемый район расположен в системе структурных элементов краевой части Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.

Схема тектонического районирования и присущие крупнейшим структурам вещественно-структурные комплексы приведены на рисунке 11. Основные черты этой схемы, хотя и в иной трактовке, сохранились в большинстве более поздних схем тектонического районирования.

На этой территории выделяются архейский, нижнепротерозойский, нижнепротерозойский-рифейский структурные ярусы, представленные разновозрастными метаморфическими, интрузивными и осадочно-метаморфическими образованиями.

В складчатом обрамлении юга Сибирской платформы с 60-х годов как самостоятельную структуру стали выделять Тувино-Монгольский массив, сформировавшийся в позднем докембрии и вошедший затем в область кембрийской складчатости [Ильин, 1971; Беличенко и др. 2003]. С позиции тектоники плит он был представлен как Тувино-Монгольский микроконтинент Палеоазиатского океана [Зоненшайн, 1990; Беличенко, 1994]. В строении Тувино-Монгольского массива выделяют фундамент и перекрывающий чехол (рисунок 12). Фундамент представляет собой рифейский террейн, возникший в результате амальгамации субтеррейнов разного возраста и состава: раннедокембрийского континентального (Гарганская глыба) и байкальских – океанического, островодужных, задуговых и преддуговых. Отложения осадочного чехла Тувино-Монгольского массива повторяют в плане его конфигурацию. Основной объем осадочного чехла представлен венд-кембрийскими существенно карбонатными отложениями боксонской серии в северной части палеомикроконтинента, хубсугульской серии - в центральной и восточной части. Границы массива совмещены в большинстве случаев с зонами крупных разломов. На западе граница совпадает с Бусингольским меридиональным разломом, на севере с Азасско-Окинским. Восточная граница проводится по Главному Саянскому разлому, далее широтно вдоль Тункинской впадины, где она перекрыта кайнозойскими отложениями

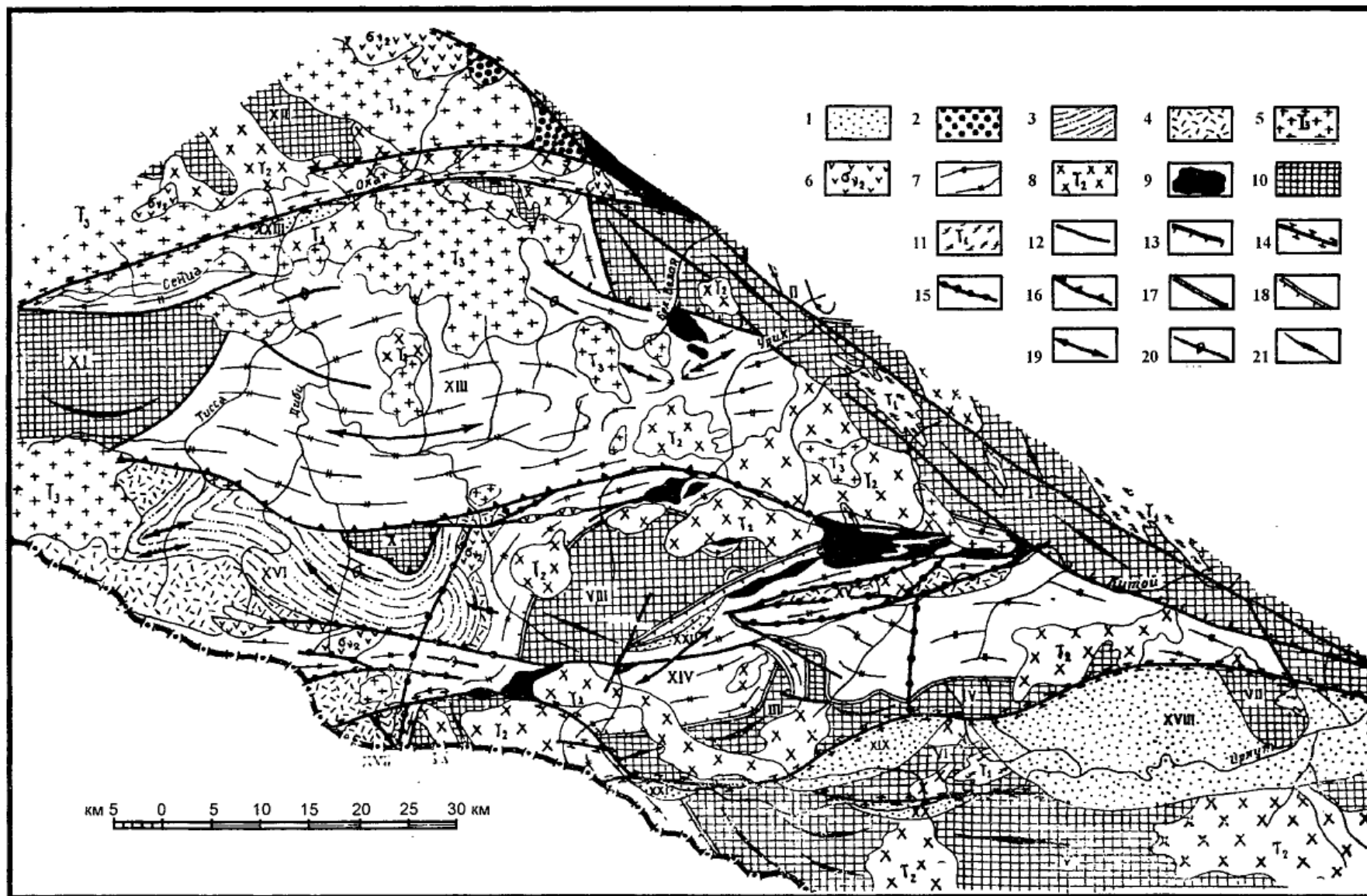


Рисунок 11 - Схема тектоники восточной части Восточного Саяна по В.П. Арсентьеву [1960]

Условные обозначения к рисунку 11:

Мезокайнозойский структурный ярус: 1 – верхний подъярус (четвертичные и неогеновые отложения во впадинах), 2 – нижний подъярус (мезозойские отложения)

Нижнепалеозойский структурный ярус: 3 – верхний подъярус (боксонская и мангатгольская свиты), 4 – нижний подъярус (сархойская свита), 5 – каледонские гранитоиды, 6 – раннекаледонские базиты и гипербазиты (боксонский интрузивный комплекс)

Протерозойский структурный ярус: 7 (иркутская, уртагольская, монгошинская и окинская свиты), 8 – протерозойские гранитоиды, 9 – протерозойские гипербазиты и базиты (оспинский и урдо-окинские интрузивные комплексы)

Архейский структурный ярус: 10 (шарьжалгайская, слюдянская и хангарульская толща), 11 – архейские гранито-гнейсы и гнейсо-граниты; 12-18 – разломы: 12 – разломы неустановленного возраста, 13 – надвиги разного возраста, 14 – мезокайнозойские, 15 – послекембрийские, 16 – послекембрийские надвиги, 17 – докембрийские, 18 – докембрийские надвиги, шарниры синклиналей и синклинориев, 20 – шарниры антиклиналей и антиклинориев, 21 – простирающие складчатых структур

Структурные элементы

Главная антиклинальная зона Восточного Саяна: I – архейские образования, II – протерозойские образования (Урикско-Бельская грабен-синклиналь)

Тункинская антиклинальная зона: III – Хонголдойская, IV – Шумацкая, V – Хамар-Дабанская глыбы, VI – Ниловская и VII – Еловская межвпадинные переемычки

Гаргано-Ботогольская антиклинальная зона: VIII – Гарганская, IX – Ботогольская, X – Харатологойская, XI – Шутхулайская, XII – Окинская глыбы

Протерозойские синклинории: XIII – Окинский, XIV – Ильчирский

Нижнепалеозойские грабен-синклинали: XV – Саган-Сайрская, XVI – Боксон-Сархойская, XVII – Ухагольская

Кайнозойские впадины: XVIII – Тункинская, XIX – Хойтогольская, XX – Туранская, XXI – Мондинская, XXII – Ильчирская, XXIII – Окинская

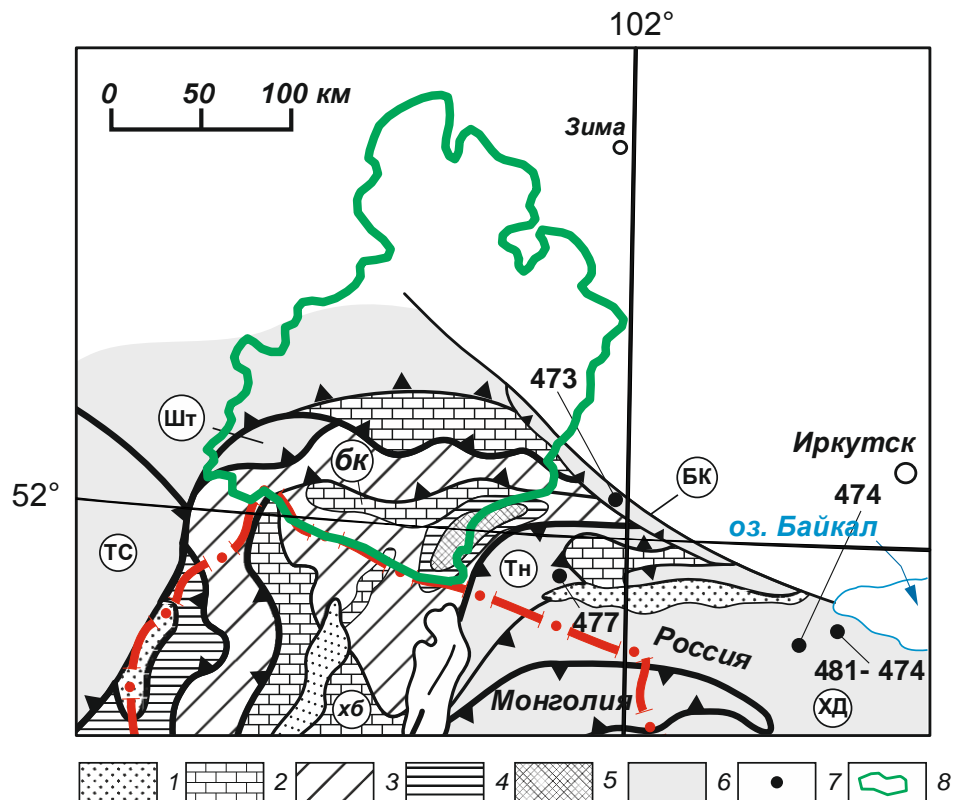


Рисунок 12 - Фрагмент обзорной схемы Тувино-Монгольского массива и его обрамления, по В.Г. Беличенко и др., 2003

1 – кайнозойские отложения рифтовых впадин; 2 – венд-кембрийский осадочный чехол; 3 – 5 – фундамент: 3 – рифейские офиолитовые и островодужные образования, 4 – рифейский осадочный чехол, 5 – раннедокембрийские образования; 6 – раннепалеозойские террейны, обрамляющие массив: Тн – Тункинский, ХД – Хамар-Дабанский, Шт – Шутхулайский, БК – Бельско-Китойский, ТС – Тувинская система; фрагменты осадочного чехла: бк – Боксонский, хб – Хубсугульский. 7 – данные изотопии (млн. лет) 8 – контур исследуемой территории.

затем вдоль оз. Хубсугул и субмеридионально на юг. Главной особенностью восточной границы Тувино-Монгольского массива является то, что она осложнена покровно-складчатыми структурами, наиболее ярко выраженными в Тункинских гольцах и в Южном Прихубсугулье [Беличенко и др., 2003].

Разрывная тектоника

Восточный Саян, как морфоструктура первого порядка, рассматривается большинством исследователей как сводо-блоковое поднятие, осложненное разрывными нарушениями, предопределяющими ориентировку основных элементов тектонических структур. На рассматриваемой территории можно выделить несколько групп разломов с различным влиянием на формирование структурного плана территории и имеющими различную протяженность, ориентировку и ширину (см. рисунок 13).

Первая группа – глубинные разломы, разделяющие структурно-фациальные зоны: Главный Саянский разлом, Бирюсинский разлом, Передовой разлом (Савинский), Окино-Жомболокский.

Вторая группа – крупные межблоковые разломы глубинного заложения внутри структурно-фациальных зон: Ермино-Горхонская зона разломов, Хусан-Жалгинский (Точерский), Бельско-Окинский, Яматинский, Окинский, Азасско-Сенцинский, Бийхемо-Тиссенский, Андотский, Онотский, Ингашинский и др.

Разломы первой и второй группы имеют северо-западное простирание (Окино-Жомболокский, Азасско-Сенцинский, Бийхемо-Тиссенский, Яматинский – субширотное), мощные зоны милонитизации и катаклаза. Эти нарушения хорошо выражены в геофизических полях и контролируют основную массу интрузивных образований. Все они вынесены на тектоническую схему и геологическую карту района исследований (рисунок 11, 13). Третья группа

представляет систему диагональных и поперечных разломов, образованных сетью разрывных нарушений различных ориентировок, и фиксируются зонами дробления и милонитизации. Это разрывные нарушения, протяженностью 20-80 км: Средне-Зиминский, Слюдянский. Четвертая группа – разрывные нарушения, выявленные по геофизическим данным: Кандацкий, Белозиминский, Окинский, Большебельский, Ийский.

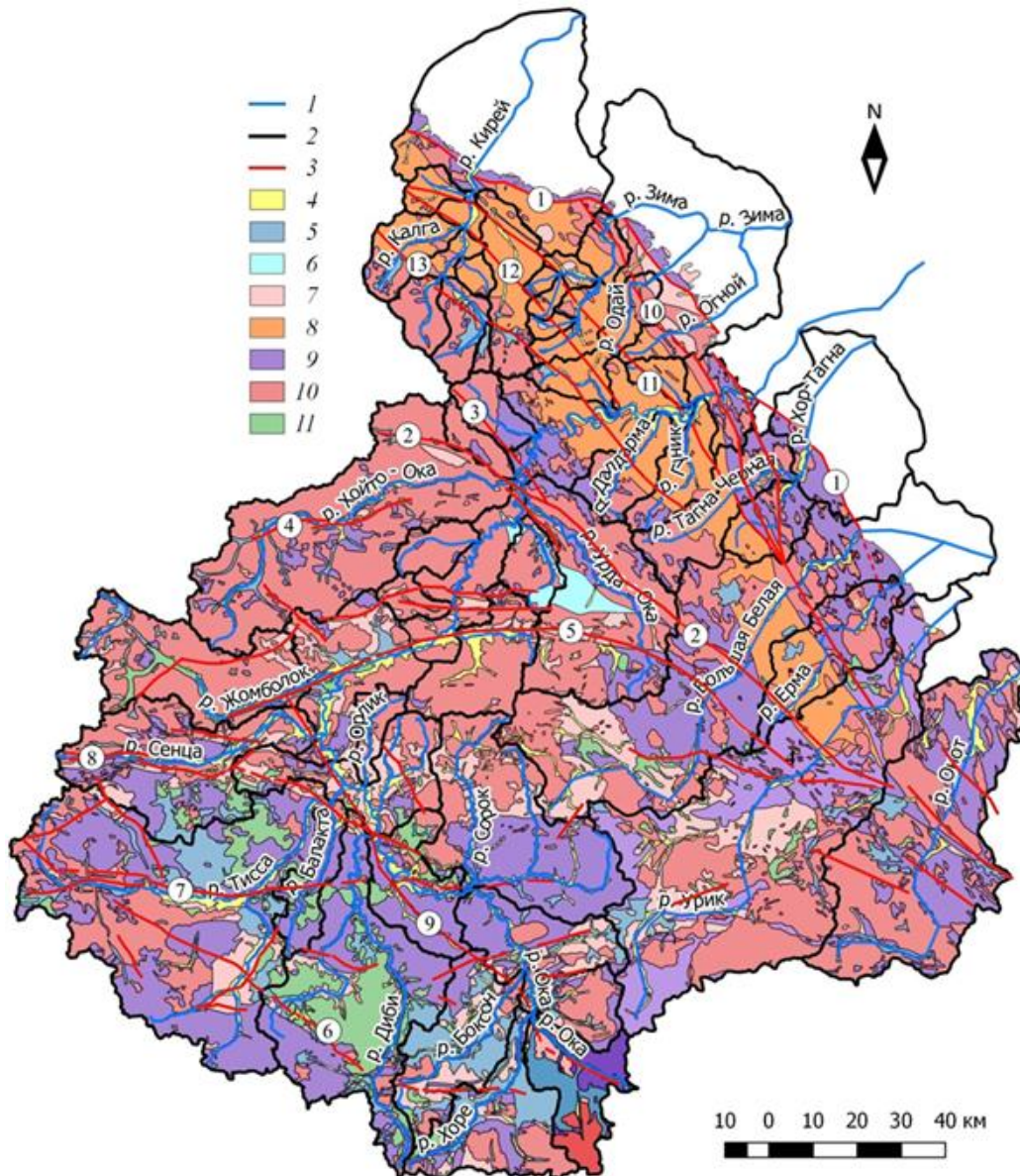


Рисунок 13 - Карта основных тектонических нарушений центральной части Восточного Саяна (по материалам геологических карт масштаба 1: 200 000, а также С.Г. Аржанникова и А.В. Чипизубова)

1 – реки, 2 - границы водосборов, 3 – тектонические нарушения: 1 – Передовой разлом; 2 – Главный Саянский; 3 – Бирюсинский; 4 – Холбинский; 5 – Окино-Жомболокский; 6 – Яматинский; 7 – Бийхемо-Тиссенский; 8 – Азасско-Сенцинский; 9 – Окинский; 10 – Точерский; 11 – Хусан-Жалгинский; 12 – Среднезиминский; 13 – Бельско-Окинский. 4-11 – разновозрастные геологические образования.

Эти разрывные нарушения широтного простирания отражаются в физических полях в виде резкой смены уровня магнитных полей, в изменении направления изолиний, сдвигов и срывов осей корреляции линейных аномалий, которые проявились на серии меридиональных профилей [Барышев, 1976]. Им соответствуют зоны повышенной проницаемости и трещиноватости, милонитизации и катаклаза, а также дайки и мелкие интрузии основных пород и гранитоидов.

Пятая группа – локальные разломы, имеющие разнообразное простирание, длиной до 10-20 км. Характеризуются небольшой мощностью (до 50-80 м.) зон дробления, милонитизации и рассланцевания. По характеру движения – крутопадающие ($60-80^\circ$) взбросы и сбросы с амплитудой смещения до 100 м. Во многих зонах сдвиговая составляющая сопоставима с вертикальной (10-100 м) [Данилов, 1973].

В целом, разрывные нарушения представляют густую сеть разноранговых и разноориентированных разломов (при ведущей роли разломов северо-западного простирания) и отражают длительную и сложную историю геологического развития региона, предопределяя наличие зон повышенной тектонической трещиноватости и дробления.

Тектонические зоны, развитые в изверженных и метаморфических породах, обуславливают гидравлическую взаимосвязь между водоносными зонами и являются путями глубокой инфильтрации осадков.

Таким образом, в геологическом отношении Восточный Саян представляет собой асимметричную складчатую структуру северо-западного простирания. По возрасту главной складчатости Восточный Саян делится на две части, разделенные зоной глубинного разлома: позднедокембрийскую (рифейскую или байкальскую) на северо-востоке и раннекаледонскую (кембрийскую) на юго-западе. Краевые блоки, прилежащие к Сибирской платформе, входят в состав ее высоко поднятого раздробленного фундамента, вовлеченного в зону байкальской складчатости.

Они отделены от остальной части Восточного Саяна так называемым Главным Саянским разломом, в тектоническом и металлогеническом отношении представляющим одну из важнейших структурных частей горной системы.

ГЛАВА III. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

В соответствии с существующими схемами гидрогеологического районирования территории СССР [Зайцев, Толстихин, 1963] и Восточной Сибири [Пиннекер, 1977] исследуемая площадь располагается в пределах Восточно – Саянской гидрогеологической складчатой области, входящей в состав Енисейско – Алтае – Саянской системы бассейнов подземных вод.

3.1. Формирование подземного стока в области многолетнемерзлых пород

На территории Окинского плоскогорья наиболее изученным в гидрогеологическом отношении является бассейн р. Боксон. Гидрогеологические исследования проводились Г.Г. Скворцовым и Е.П. Бессолицыным в ходе геологоразведочных работ на Боксонском месторождении бокситов.

Бассейн р. Боксон протягивается из отрогов Большого Саяна, сложенного в значительной степени кристаллическими породами и занимает южную часть Окинского плоскогорья (рисунок 14).

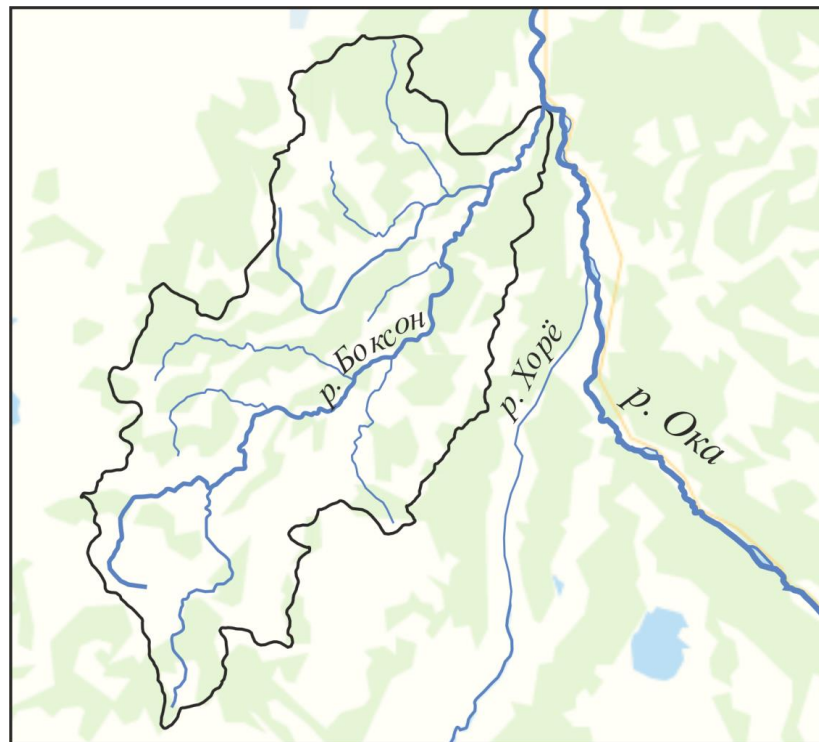


Рисунок 14 - Бассейн р. Боксон (левый приток р. Ока)

По мере движения на северо–восток река пересекает область распространения карбонатных толщ, погружающихся в том же направлении, в которых прослежен бокситовый железистый горизонт мощностью до 30 м. Эти залежи образуют Боксонское месторождение бокситов. В среднем течении река пересекает обширную мульду, западное крыло которой переходит в моноклиналиное падение вплоть до архейского гнейсового массива. Таким образом, в районе преобладают мульдообразные структуры, ограниченные со всех сторон выступами кристаллических пород, причем мощность карбонатных отложений в центральной части месторождения весьма значительна. Карбонатные отложения представлены трещиноватыми доломитами, разбитыми многочисленными тектоническими разломами, благоприятствующими накоплению в них подземных вод (рисунок 15, 16).

Многолетнемерзлые породы (ММП) и вечная мерзлота – основные явления, определяющие гидрогеологические и инженерно-геологические условия района Боксонского месторождения. С разобщенностью ММП связаны условия питания и разгрузки подмерзлотных вод, а от мощности деятельного слоя зависят надмерзлотные воды.

В пределах Боксонского месторождения все разведочные скважины (за исключением одной около озера Загахани-Эшен) проходились по мерзлым породам. Заложённая на левом склоне долины р. Боксон штольня, прошла вглубь склона на 125 м и вскрыла сплошь мерзлые породы. В глубоком шпуре, пробуренном на забое штольни, была измерена температура $t = - 1,7^{\circ}\text{C}$. Нижняя граница МПП установлена по скважине № 98 (таблица 7), где встречены подмерзлотные слабоминерализованные напорные воды. Установившийся уровень 118 м при глубине скважины 259 м. На этом же участке подмерзлотные воды были встречены скважиной № 115 на глубине 170 м от устья.

Проницаемость ММП связана с наличием таликовых зон, существующих как под озерами, так и в долине р. Боксон. Так под озером Загахани-Эшен наличие талика подтверждается бурением около озера двух скважин, промывочная вода в которых не замерзала в течение всего зимнего периода.

На дне долин рек Боксон и Анри-Желга талики существуют в местах выхода постоянно действующих источников «Теплый Ключ» № 109 и «Анри-Желга» № 102. Подземный сток существует и у водораздельного озера в долину р. Хужиртай-Гол (рисунок 17, 18), что подтверждается вогнутым характером поверхности ледового покрова в зимнее время. Все это указывает на возможность питания подземных вод за счет атмосферных осадков и взаимосвязь поверхностных и подмерзлотных вод.

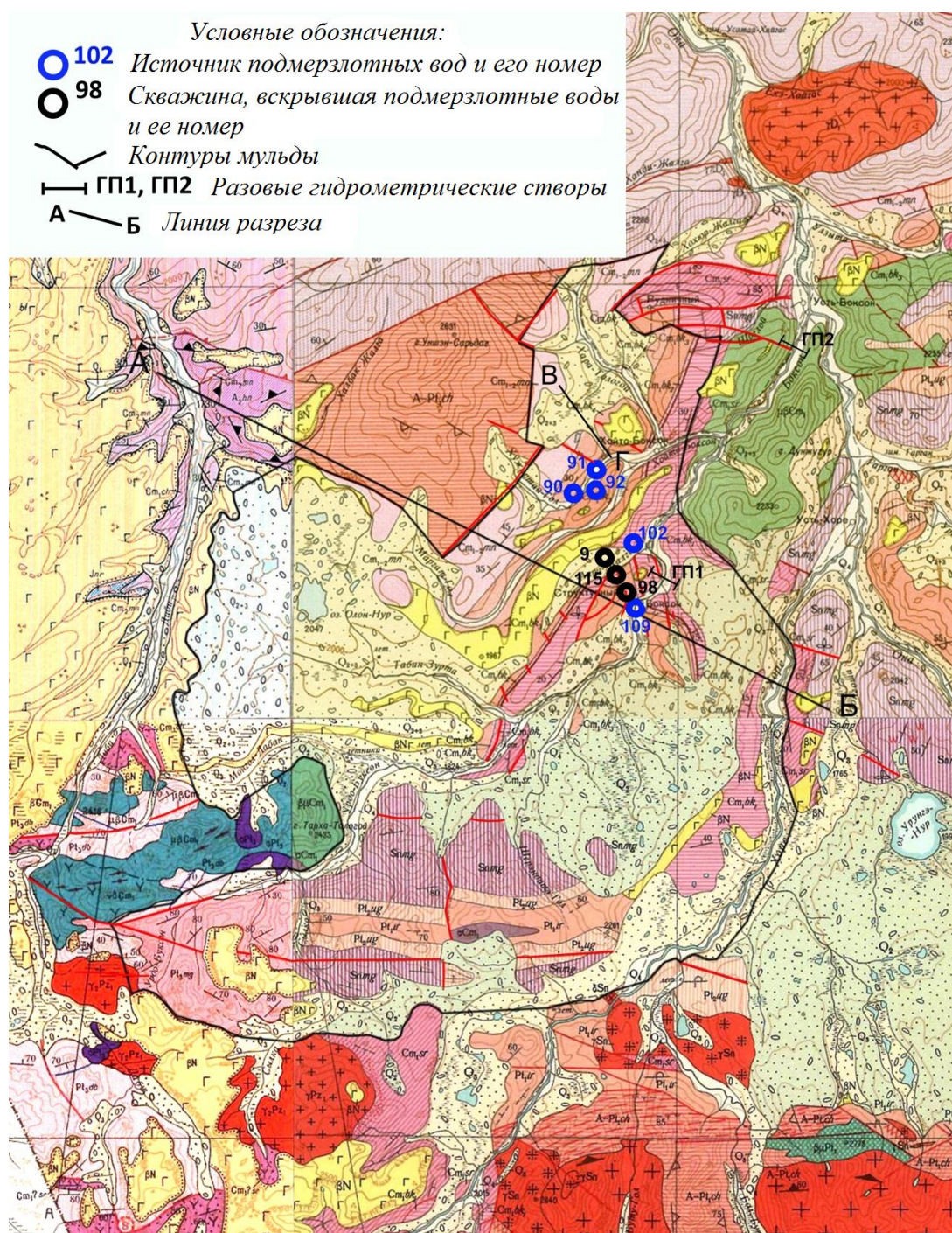


Рисунок 15 - Геологическая карта района Боксонского месторождения

Условные обозначения к геологической карте (рисунок 15)

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА	Q ₄	Современный отдел. Аллювиальные отложения русла и поймы
	Q ₃	Верхний отдел. Аллювиальные отложения террас нижнего комплекса, ледниковые и водно-ледниковые отложения долин
	Q ₂₊₃	Средний и верхний отделы нерасчлененные. Аллювиальные отложения террас нижнего комплекса, ледниковые и водно-ледниковые отложения долин и водоразделов
	Q ₂	Средний отдел. Ледниковые и водно-ледниковые отложения водоразделов
НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА	βN	Тиссинские базальты
КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА	Cm ₁₋₂ mn	Мангатгольская свита. Сланцы и песчаники известковистые, алевролиты, известняки
	Cm ₁ bk ₄	Изнестняковая подсвита. Известняки, доломитизированные известняки
	Cm ₁ bk ₃	Верхняя доломитовая подсвита. Доломиты с прослоями кремней, кварцевые песчаники фосфоритонасные
	Cm ₁ bk ₂	Средняя доломитовая подсвита. Доломиты, глинистые сланцы, бокситы
	Cm ₁ bk ₁	Нижняя доломитовая подсвита. Доломиты, в основании конгломераты
	Cm ₁ sr	Сархойская свита. Песчаники, эффузивы смешанного состава и их туфы, конгломераты
СИННИСКИЙ КОМПЛЕКС	Snok ₂	Верхняя подсвита. Метаморфические сланцы, песчаники, прослои основных эффузивов и известняков
	Snok ₁	Нижняя подсвита. Песчаники, гравелиты, кремнистые сланцы, линзы известняков
	Snmg	Монгошинская свита. Известняки и доломиты с прослоями метаморфических сланцев
ПРОТЕРОЗОИ	Pt ₂ ug	Уртагольская свита. Метаморфические сланцы, песчаники и эффузивы с прослоями известняков
	Pt ₁ tr	Иркутная свита. Мраморы и известняки графитизированные с прослоями метаморфических сланцев, конгломераты
	A-Pt ₁ ch	Хангарульская толща. Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, редкие прослои графитистых мраморов
АРХЕИ	A ₁ šr	Шарьжалгайская серия нерасчлененная. Гнейсы, гнейсо-граниты, гнейсо-диориты, амфиболиты, мигматиты
ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ	ξD	Ботогольский комплекс. Щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, ийолиты
	τπD ₁	Гранит-порфиры, сиенит-порфиры, фельзиты (пластовые тела, жилы и дайки)
	τξD ₁ τ	Сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты
	+τD ₂ +	Граниты, гранодиориты
	+δD ₂ +	Диориты, кварцевые диориты
КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ	μβCm ₁	Боксонский комплекс. Габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты, серпентиниты
БЕЖЕНЕПРОТРОСОВСКО-СИННИСКИЕ ИНТРУЗИИ	+γP ₁₂ -Sn	Граниты, гранодиориты
	+δP ₁₂ -Sn	Диориты, кварцевые диориты
	σSn	Ильчирский комплекс. Перидотиты, дуниты, серпентиниты

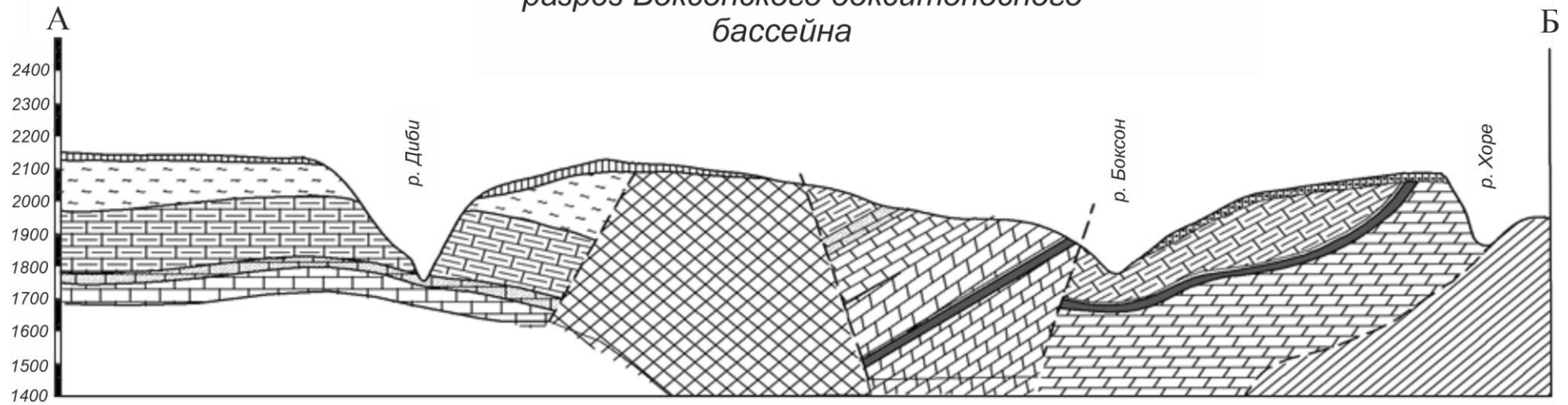
Таблица 7 - Данные о подмерзлотных водах по разведочным скважинам Боксонского месторождения

Участок	№ скв.	Абс. отм., м	Мощность ММП, м	Появление подмерзлотной воды		Установившийся уровень подмерзлотной воды		Величина напора, м
				Глубина от поверхности, м	Абс. отм., м	Глубина от поверхности, м	Абс. отм., м	
Теплый ключ	115	1790	170	170	1620	66,3	1723,7	103,7
Теплый ключ	98	1827	170	170	1627	118,0	1709,0	52,0
Веселый	9	1849	177	177	1668	2,0	1843,0	175,0

О связи подмерзлотных и поверхностных вод района свидетельствует также газирование азотом воздушного происхождения источника № 90. Произведенный Московской лабораторией «Нефтьспецразведки» анализ газа показал содержание в нем азота (в пересчете на безвоздушный) и редких газов 99,21 %, углекислоты 0,79 %. Не отрицая возможности некоторого подтока вод с глубины по тектоническим разломам, можно считать, что пополнение динамических запасов подмерзлотных вод в районе происходит за счет инфильтрационных вод через таликовые зоны.

В северной части района там, где карбонатные породы ограничены массивом кристаллических пород, расположена область разгрузки подмерзлотных вод. Здесь, благодаря глубокому врезу речных долин, выходят источники «Теплый Ключ» № 109 выше стрелки рек Урдо-Боксон и Анри-Желга, № 102 в устье р. Анри-Желга, источники в долине р. Хужиртай-Гол № 90, № 91, № 92. Абсолютные отметки выходов 1710-1740 м. Наблюдается связь зон разгрузки с тектоническими элементами – в горных странах хорошо маркируются внутренние линейные зоны разгрузки по тектоническим линиям или по стратиграфическим контактам и по границам интрузивных образований. В районах развития ММП локализация очагов разгрузки вызывает появление гигантских наледей.

Схематический геологический
разрез Боксонского бокситоносного
бассейна



Условные обозначения:

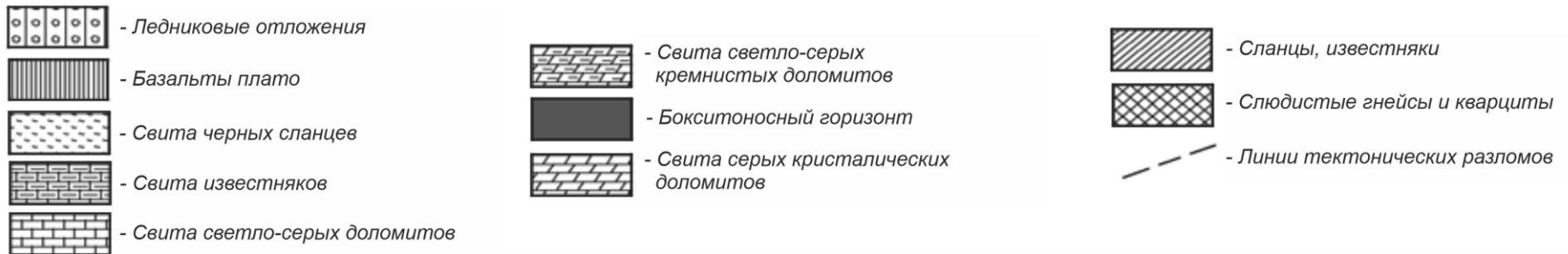


Рисунок 16 - Схематический геологический разрез по линии А – Б (по Г.Г. Скворцову)

Гидрогеологическая карта левого
склона долины реки Хужиртай-Гол

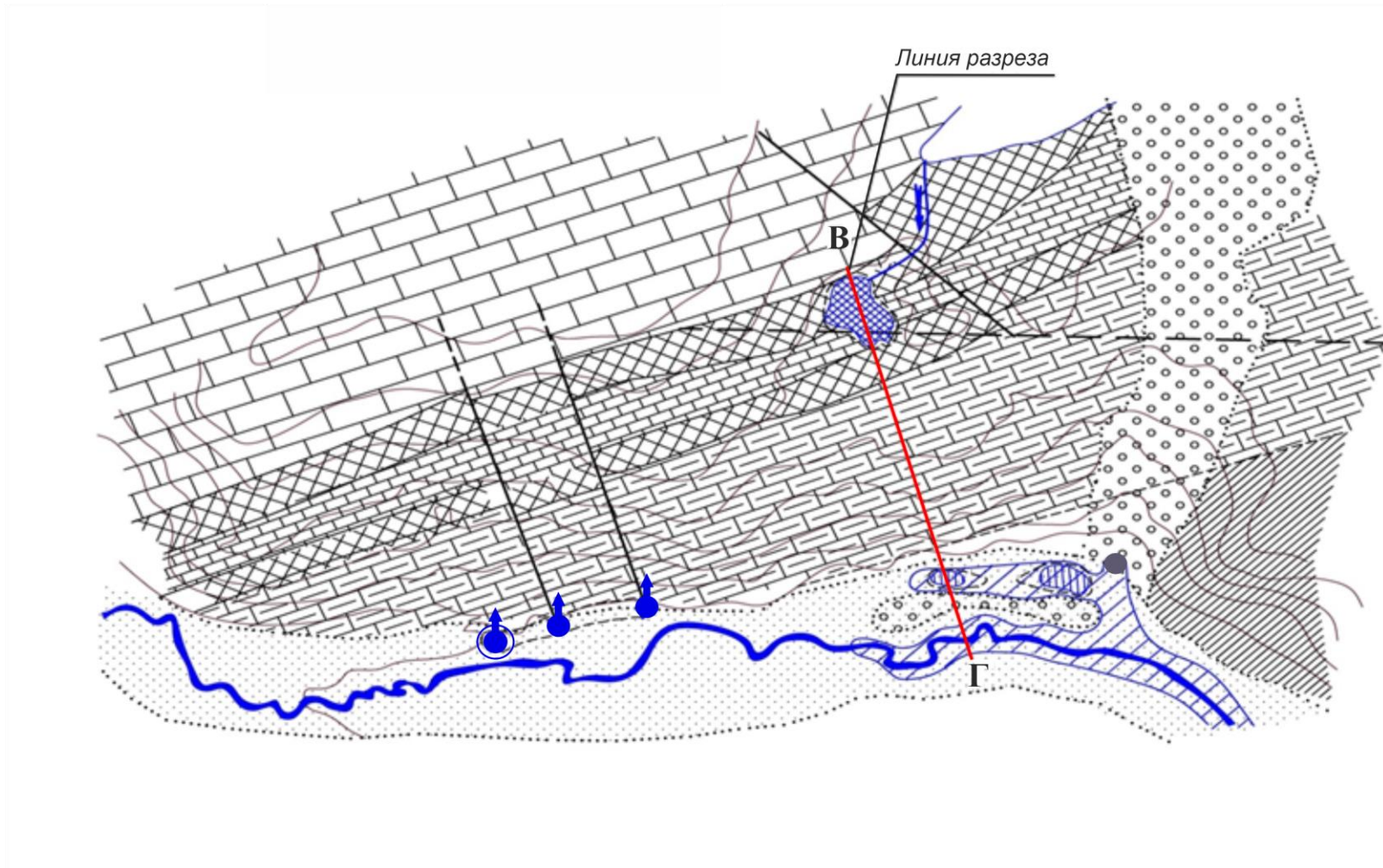
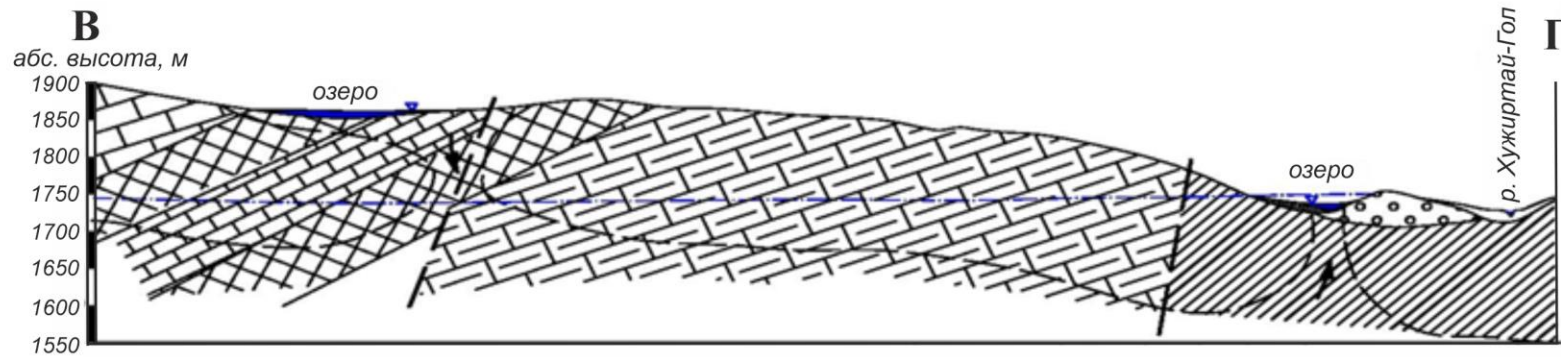


Рисунок 17 - Гидрогеологическая карта левого склона долины р. Хужиртай-Гол (по Г.Г. Скворцову). Условные обозначения на рисунке 18



Условные обозначения:



Рисунок 18 - Схематический гидрогеологический разрез по линии В – Г (по Г.Г. Скворцову)

Область разгрузки подземных вод района Боксонского месторождения приурочена именно к такой краевой зоне, а значительная часть подземного стока за зимний период законсервирована в наледях. Это подтверждается размерами наледи ($F=250\,000\text{ м}^2$ и $H_{ср.}=4,5\text{ м}$), измеренными в конце зимнего периода и объемом стока источника «Теплый Ключ» № 109 за зимний период 1950-1951 годов (таблица 8). Объем наледи равен $1125\,000\text{ м}^3$, что составляет больше половины от объема стока источника «Теплый Ключ» за зимний период около 70 %. Остальная часть включает не только ошибку расчета, но и возможно стекает подрусловым путем через валунные отложения и галечники, слагающие русло и пойму реки, так как река Урдо-Боксон промерзает в створе измерения расхода воды до дна, однако ниже по течению в устьевой части реки Боксон сток существует круглогодично. Модуль подземного стока для бассейна р. Урдо-Боксон («Теплый Ключ») за зимний период 1951-1952 г.г. равен $0,32\text{ л/с*км}^2$, сосредоточенный в наледи – $0,22\text{ л/с*км}^2$. Среднемноголетняя величина наледного стока для р. Боксон по эмпирической формуле В.В. Кравченко [1986] составляет $0,23\text{ л/с*км}^2$. Эти данные вполне сопоставимы и отражают реальную картину формирования подземного стока в районе Боксонского месторождения.

Таблица 8 - Соотношение дебита источника «Теплый Ключ» № 109, расхода реки Урдо-Боксон и количества атмосферных осадков за 1950-1951 г.г. у поселка Боксон (по данным Г.Г. Скворцова)

Месяцы	Среднемесячная t воздуха		Атмосферные осадки, мм		Объем стока источника «Теплый Ключ», м^3		Объем стока р.Урдо-Боксон, $10^4 \times \text{м}^3$	
	1950	1951	1950	1951	1950	1951	1950	1951
1	2	3	4	5	6	7	8	9
январь	- 18,3	- 29,5	Замеры начаты с 29.VI. 1950 г.	2,80	281676	318263	-	-
февраль	- 18,3	- 26,8		0,90	177970	225688	-	-
март	- 9,33	- 15,0		4,07	142058	230749	-	-
апрель	- 8,34	- 8,04		8,47	129882	168504	с 16.V	с 10.V
май	3,27	4,88	-	18,4	129868	133779	866	918
июнь	7,89	11,3	-	106	288384	209521	3655	1446
июль	16,8	11,8	125	83,9	526534	410946	6197	1731
август	10,2	7,94	104	66,2	735444	524557	5020	2379

1	2	3	4	5	6	7	8	9
сентябрь	4,50	2,71	13,9	25,6	760562	589921	1415	1446
октябрь	- 4,58	- 3,73	5,89	10,9	633477	579708	648	581
ноябрь	- 20,0	- 13,8	0,75	-	467062	466646	по 7.X	по 9.X
декабрь	- 21,2	- 18,8	8,90	1,25	340976	375429	-	-
год	- 4,79	- 6,65	-	329	4613892	4233706	17800	8500
					100%	91%	100%	49%
Объем стока источника «Теплый Ключ» за зимний период 1950-1951 г.г.					1582738		-	-

Анализ имеющихся данных показывает, что объем стока источника «Теплый Ключ» № 109 и объем стока р. Урдо-Боксон за 1951 год уменьшились по сравнению с 1950 годом. При этом если сток реки уменьшился более чем вдвое и составил в 1951 году 49 % от стока 1950 года, то объем стока источника уменьшился в меньшей степени и составил 91 % от предыдущего года. 1951 год более засушливый и река значительно резче реагирует на уменьшение количества атмосферных осадков, чем источник. Область питания источника охватывает обширную площадь, а так как суммарный дебит источников в области разгрузки до некоторой степени характеризует динамические запасы подмерзлотных вод района, то изменения климатических условий на протяжении двух лет слабо отражаются на динамических запасах подмерзлотных вод.

Надмерзлотные воды имеют широкое площадное распространение в бассейнах рек Боксон, Хоре, Ока, хотя их мощность незначительна около 1,5 – 2,0 м (равна мощности деятельного слоя). На заболоченных водоразделах и северных склонах ММП вскрываются на глубине 0,5-0,8 м даже в июле, а вечная мерзлота служит водопором.

Надмерзлотные воды могут быть отнесены к типу сезонной верховодки, питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Надмерзлотные воды развиты преимущественно в четвертичных отложениях долин рек Боксон, Хоре и других рек. Наибольшее развитие надмерзлотные воды получили на водораздельных пространствах в области распространения ледниковых отложений. В местах денудированной поверхности склонов южной экспозиции

надмерзлотные воды имеют характер трещинных вод, циркулируя по коренным породам в деятельном слое мощностью до 3 м. В зимнее время надмерзлотные воды промерзают, но в аллювиальных отложениях существуют участки где сезонная и многолетняя мерзлота полностью не смыкаются, и надмерзлотные воды существуют в жидком виде круглый год. К ним относится дно долины р. Боксон у источника «Теплый Ключ» № 109. На неполное промерзание указывает источник надмерзлотных вод образовавшийся после землетрясения 04.04.1950 года на надпойменной террасе, вода изливалась при температуре -20°C . Так же в поселке Боксон образовывалась большая наледь. Обследование русла показало, что выше наледи оно сухое, а вода поступала через аллювиальные отложения со стороны надпойменной террасы. Причиной послужило изменение температурного режима террасы, на которой построен геологический поселок.

Анализ геологического строения Боксонского месторождения и данных о подмерзлотных водах выявил наличие артезианского склона подмерзлотных вод, приуроченного к синклинальным структурам второго порядка, имеющим северо-восточное простирание. Восходящие источники, характеризующие область разгрузки подмерзлотных вод расположены близ контакта с изверженными, практически водонепроницаемыми породами.

Несмотря на большую мощность ММП, питание подмерзлотных вод и их взаимосвязь с поверхностными водами осуществляется по существующим в районе таликам.

Для артезианского склона с площадью водосбора около 1000 км^2 динамические запасы подмерзлотных вод могут характеризоваться дебитом источников (родниковый сток), расположенных в области разгрузки и составляющих в среднем по данным Г.Г. Скворцова [19576] около 600 л/с , что соответствует модулю подземного стока – $0,6\text{ л/с}\cdot\text{км}^2$. По данным автора среднемноголетний модуль стока для бассейна р. Боксон, полученный приведением разового меженного расхода в устье реки к многолетнему также равен $0,6\text{ л/с}\cdot\text{км}^2$.

По мнению Скворцова Г.Г. [1957а] Окинское плоскогорье представляет собой единый гидрогеологический район, характеризующийся широким распространением подмерзлотных вод, приуроченных к артезианским «склонам» и имеющим уклон в северо-восточном направлении. За пределами Окинского плоскогорья и в его краевых частях существуют другие гидрогеологические условия.

3.2. Формирование подземного стока в малых водосборах

Формирование подземного стока в различных бассейнах с близкими по размеру площадями (до 300-400 км²) определяется геологическим строением и гидрогеологическими условиями водосборов, наиболее ярко проявившими себя в бассейнах рек Белая и Черная Зима (рисунок 19).

Влияние этих условий на подземный сток наглядно проявляется в конце лимитирующего периода, поэтому рассмотрены его минимальные тридцатисуточные величины. В многолетнем разрезе подземный сток в бассейнах сравниваемых рек по объему равнозначен, однако при сопоставлении модульных характеристик выявлено значительное превышение подземного стока на водосборе реки Белая Зима, где он отличается высокой зарегулированностью (таблица 9). Его изменчивость в два раза ниже колебаний стока на реке Черная Зима, что особо ощущается при рассмотрении стока 95% обеспеченности. Модульные характеристики резко изменяются в сторону снижения по сравнению с многолетними на р. Белая Зима на 30%, а на р. Черная Зима уже на 70% и, становятся равными региональному, определяемому по замыкающему створу бассейна реки – аналога. Еще более сильные изменения претерпевает подземный сток в верховье р. Белая Зима (пост №1 – значение $C_v=0,62$), который в годы низкой водности становится исчезающе малым. Тем не менее, наблюдаемое явление связано не с полным истощением ресурсов подземных вод на малом водосборе, а с потерями руслового потока в поле развития карбонатитов, пораженных карстом (рисунок 20) (Инструментально зафиксированные потери на этом участке составили – 0,12 м³/с, а приращение расхода на устьевом участке – 0,48 м³/с).

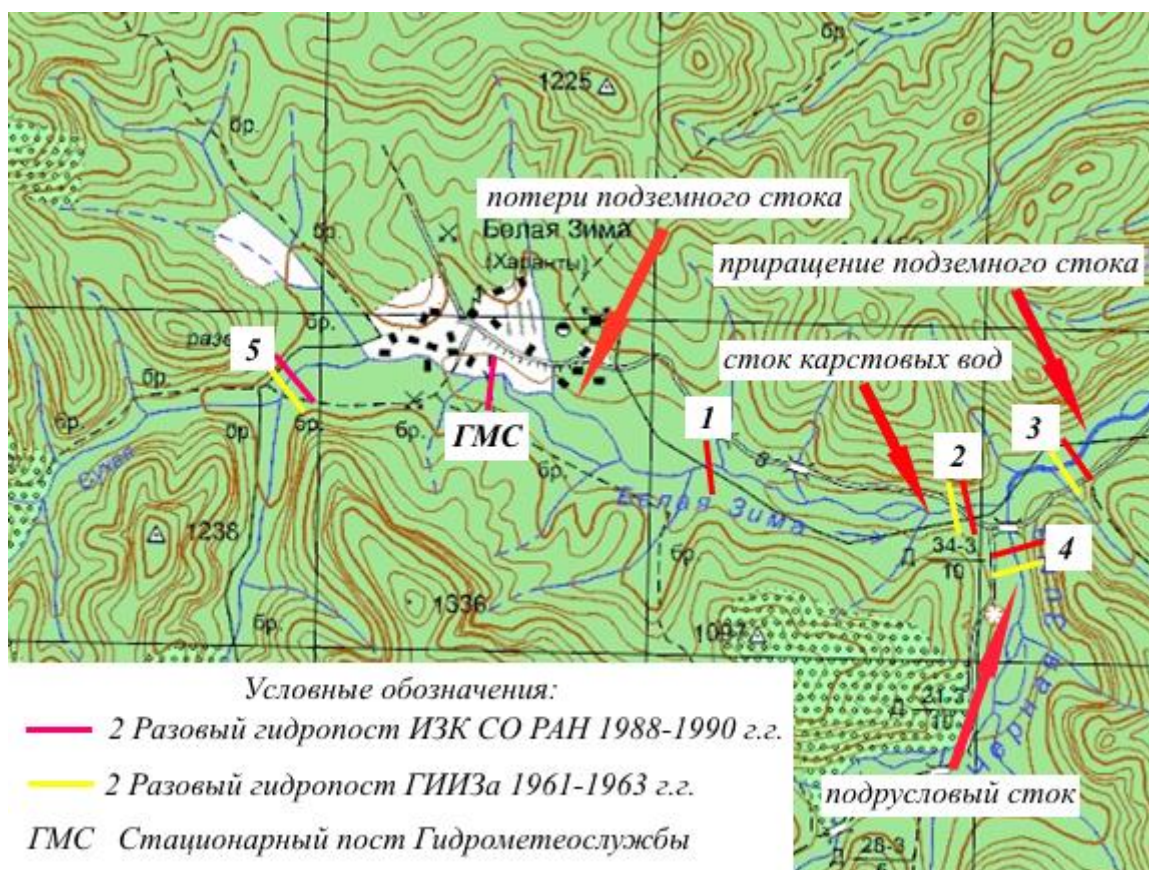


Рисунок 19 – Трансформация подземного стока в бассейнах рек Белая и Черная Зима

Таблица 9 - Многолетний среднемесячный минимальный подземный сток и его изменчивость

№ пп	Река-пост	Площадь водосбора, км ²	Средний				95 %	
			Q , м ³ /с	M , л/с*км ²	Cv	σ_{cv}	Q , м ³ /с	M , л/с*км ²
	Зима-Зулумай	2550	3,31	1,3	0,24	0,04	1,8	0,7
4	Черная Зима-устье	227	0,50	2,2	0,37	0,06	0,15	0,7
1	Белая Зима-п. №1	80	0,10	1,2	0,62	0,10	0	0
2	Белая Зима-устье	136	0,45	3,3	0,18	0,03	0,30	2,2
3	Зима-п. № 3	370	1,06	2,9	0,25	0,04	0,56	1,5

Это и обусловило значительную концентрацию подземного стока на весьма ограниченном участке долины р. Белая Зима. Результаты руслового водного баланса (таблица 10) позволяют выявить приточность и разгрузку подземных вод на отдельных участках рек Белая и Черная Зима и дают возможность проследить роль гидрогеологических условий в формировании подземного стока.

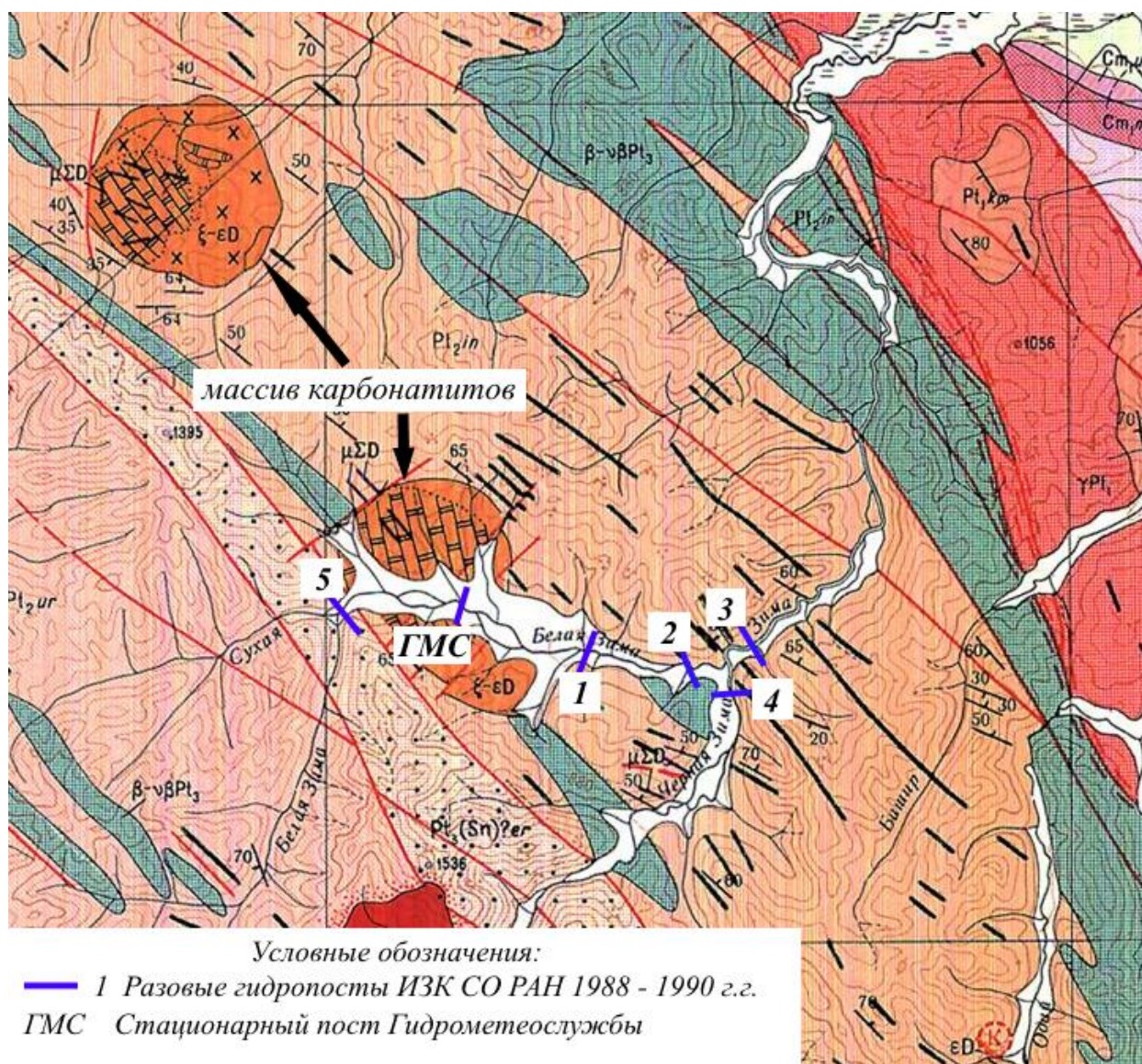


Рисунок 20 – Фрагмент геологической карты бассейна рек Черная и Белая Зима

В годы высокой водности или в начале зимней межени объем стока в бассейне р. Черная Зима в 1,5 – 2,0 раза выше, чем на водосборе р. Белая Зима. К концу лимитирующего периода эти значения выравниваются, а в маловодные годы преобладает сток в бассейне р. Белая Зима, причем объем разгрузки карстовых вод на устье р. Белая Зима изменяется от 0,3 до 0,58 м³/с, однако подземный поток на устье реализуется не полностью, поэтому на расстоянии следующих 400 м происходит увеличение руслового потока на 0,1 – 0,3 м³/с.

Качественно это проявляется в виде открытого русла длиной несколько километров, существующего большую часть зимнего периода. Это приращение

Таблица 10 - Расходы рек Зима, Белая Зима, Черная Зима и приточность между створами

Река - пункт	Номер створа на карте	Расход, м ³ /с												
		Стационарные створы. Средний месячный									Эпизодические. Суточный.			
		1961	1962					1963			1988	1989		1990
		12	1	2	3	11	12	1	2	3	12	3	11	2
Зима – ниже слияния Белой и Черной	3	2,22	1,98	1,38	1,29	3,23	2,51	1,91	1,54	1,43	-	-	-	-
Черная Зима устье	4	1,22	1,24	0,65	0,66	1,84	1,47	1,1	0,83	0,74	1,23	0,57	1,71	0,39
Белая Зима устье	2	0,72	0,61	0,55	0,57	1,10	0,84	0,67	0,60	0,53	0,78	0,30	1,02	0,61
Белая и Черная - сумма	4+2	1,94	1,85	1,20	1,23	2,94	2,31	1,77	1,43	1,27	-	-	-	-
Белая Зима – ниже устья Сухой	5	0,39	0,31	0,23	0,14	0,65	0,37	0,25	0,21	0,15	0,20	-	0,56	0,14
Приточность между створами	3-(4+2)	0,28	0,13	0,18	0,06	0,29	0,20	0,14	0,11	0,16	-	-	-	-
	2-5	0,33	0,30	0,32	0,43	0,45	0,47	0,42	0,39	0,38	0,58	-	0,46	0,47

руслового потока происходит ниже слияния рек Белая и Черная Зима, и было бы неправомерным относить его полностью за счет карстовых вод, поскольку состав аллювиальных отложений достаточно однороден, то есть все основания часть фиксируемой разгрузки отнести к аллювиальному водоносному горизонту реки Черная Зима. Сопоставление величины приточности в год низкой водности ($0,1 \text{ м}^3/\text{с}$) с рассчитанной гидродинамическим методом величиной подруслового потока реки Черная Зима ($0,034 \text{ м}^3/\text{с}$) показывает, что производительность аллювиального водоносного горизонта вдвое ниже потока карстовых вод.

Таким образом, выявленная взаимосвязь поверхностных и подземных вод, пространственно-временная изменчивость подземного стока в изученных бассейнах малых водосборов указывают на то, что ведущую роль в его формировании на склонах Восточного Саяна играют геолого-структурные условия и гидрогеологические особенности водосборов.

3.3. Естественные ресурсы подземных вод

Под естественными ресурсами подземных вод понимается обеспеченный питанием расход подземных вод, то есть та их часть, которая непрерывно возобновляется в процессе общего круговорота влаги на земле [Куделин, 1960]. Для исследуемой территории в среднемноголетнем разрезе естественные ресурсы подземных вод эквивалентны подземному стоку, так как для горных рек Восточного Саяна характерен нисходящий тип режима подземного стока, а склоновый, минующий речную сеть и подрусловый сток невелики и находятся в пределах ошибки расчета [Писарский, 1987]. В практическом отношении естественные ресурсы подземных вод являются показателями их восполнения и характеризуют верхний предел возможного отбора подземных вод за многолетний период без их истощения [Зекцер, 1977].

Подземный сток выражен в виде модуля, а естественные ресурсы подземных вод основных водоносных зон определены по балансовому уравнению:

$$\bar{Q} = \sum_{i=1}^n F_i M_i, \quad (1)$$

где: \bar{Q} - среднегодовой подземный сток на замыкающем створе (определен с помощью переходных коэффициентов), л/с; F_i - площадь распространения водоносных зон в границах водосбора (определены по геологической карте масштаба 1:200000), км²; M_i - среднегодовые модули подземного стока соответствующих водоносных зон, л/с·км² [Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири, 1976]. Оценка естественных ресурсов отдельных водоносных зон выполнена исходя из расчетного M_{nc} , учитывающего наледный сток.

Результаты оценки подземного стока и его пространственное распределение представлены на карте естественных ресурсов подземных вод (рисунок 21) и в таблице распределения естественных ресурсов подземных вод (таблица 11).

Таблица 11 - Распределение естественных ресурсов подземных вод по основным водоносным зонам

Водоносная зона		Общая площадь распространения F		Расход подземного стока Q		Модуль подземного стока $M_{н.с.}$	Коэффициент водопроницаемости T
Образования	Возрастной индекс	км ²	%	м ³ /с	%	л/с·км ²	м ² /сут
Осадочные	Q_4	1617	5,91	6,54	6,52	4,04	200-250
	Q_{2-3}	1785	6,53	5,19	5,17	2,91	30-50
	J	95	0,35	0,29	0,29	3,05	20-60
	$PR-C$	2344	8,57	7,65	7,63	3,26	60-240
Осадочно-метаморфические	PR_1-R	2712	9,92	17,14	17,09	6,32	1-50
Метаморфические	$Ar-PR$	7131	26,01	18,01	17,96	2,53	2-20
Интрузивные	$Ar-PZ$	10322	37,76	41,74	41,62	4,04	5-24
Эффузивные	$N-Q$	1332	4,87	3,73	3,72	2,80	20
Итого:		27338	100	100,29	100	3,67	

Общая величина естественных ресурсов подземных вод исследуемой территории равна 100,29 м³/с при среднем значении модуля 3,67 л/с·км². Основные ресурсы подземных вод формируются в интрузивных образованиях $AR-PZ$. При общей площади водоносной зоны 10322 км² суммарная величина ресурсов составляет 41,74 м³/с или 41,62 % от общих ресурсов подземных вод.

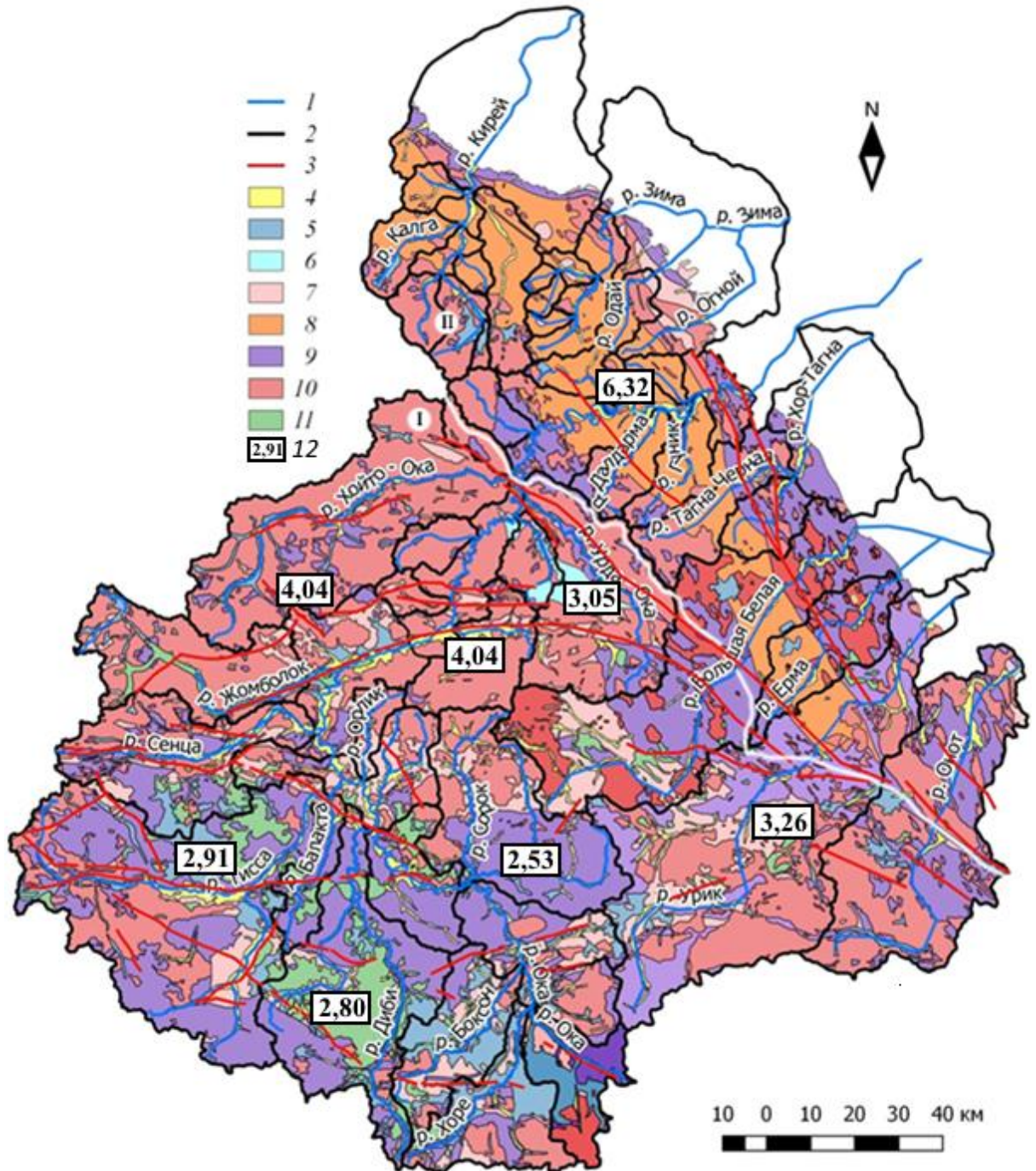


Рисунок 21 - Карта природных ресурсов подземных вод центральной части Восточного Саяна (I – высокогорная часть, II – склоновая часть)

1 – реки; 2 – границы водосборов; 3 – тектонические нарушения; 4 - современный аллювиальный водоносный горизонт Q_4 ; 5 - водоносная зона средне-верхнечетвертичных ледниковых и водно-ледниковых отложений долин и водоразделов Q_{2-3} ; 6 - водоносная зона юрских отложений J_{nr} ; 7 - водоносная зона трещиноватости протерозойских-нижнекембрийских карбонатных пород $PR-C$; 8 - водоносная зона осадочно-метаморфических нижнепротерозойских-нижнерифейских вулканогенно-терригенных флишевых пород Урикско-Ийского грабена PR_1-R ; 9 - водоносная зона архейско-протерозойских метаморфических пород Шарыжалгайского выступа, Бельско-Китойской, Гарганской, Хангарульской, Шутхулайской глыб и Окинского антиклинория $Ar-PR$; 10 - водоносная зона архейско-палеозойских интрузивных пород $Ar-PZ$; 11 - водоносная зона трещиноватости эффузивных пород $N-Q$; 12 – модуль подземного стока основных водоносных зон $M_{cp.vzv.}$, л/с*км².

Площадь распространения осадочно-метаморфических пород составляет менее 10 %, однако в них сосредоточено почти 15 % общих ресурсов подземных вод. Высокий модуль подземного стока осадочно-метаморфических образований $6,32 \text{ л/с*км}^2$ связан с наличием в них карбонатных разностей и отсутствием многолетнемерзлых пород. Также близко к среднему модуль стока в аллювиальных Q_4 и карбонатных $PR-C$ отложениях.

Учитывая, что движение подземных вод в пределах отдельных бассейнов стока происходит при одном и том же уклоне, суммарные естественные ресурсы всех водоносных зон речного бассейна должны быть распространены пропорционально их водопроницаемости и площади распространения. Однако плановая и вертикальная неоднородность коэффициента водопроницаемости (T) даже на небольших участках не дает возможность определить его средневзвешенную величину для всей водоносной зоны. Тем не менее в таблице 11 приведен диапазон изменения величин T , определенных в ходе геологоразведочных работ на отдельных месторождениях. Тогда пропорционально коэффициентам водопроницаемости (T) многократно возрастает роль аллювиального водоносного горизонта и подземных вод, сосредоточенных в карбонатных отложениях в формировании естественных ресурсов подземных вод. Небольшая изменчивость модуля подземного стока для остальной территории указывает на то, что накопление и движение подземных вод осуществляется в породах с близкими фильтрационными свойствами в верхней трещиноватой зоне. Это подтверждается коэффициентами водопроницаемости (T), имеющими для этих пород один порядок.

Совершенно иная картина наблюдается при оценке естественных ресурсов подземных вод отдельно для высокогорной и склоновой частей исследуемой территории. Для высокогорной части (Окинское плоскогорье с окружающими хребтами) с широким развитием ММП на первый план выходит наличие в разрезе карбонатных пород (таблица 12). Модули стока выше среднего приурочены к известнякам и доломитам боксонской (Cbk_1-Cbk_3) и монгошинской свит (Sn), занимающих 12,5 % от общей площади высокогорья. Интрузивные образования

занимают 36,9 % от площади высокогорной части территории, однако, именно к ним приурочена основная часть естественных ресурсов подземных вод - 46,68 % от общего объема. Возможно, это связано с повышенной тектонической трещиноватостью в зоне развития молодых активных разломов (Жомболокский, Азасско-Сенцинский).

Таблица 12 - Естественные ресурсы подземных вод высокогорной части

Водоносная зона		Общая площадь распространения F		Расход подземного стока Q		Модуль подземного стока $M_{cp.бзв.}$	Коэффициент Водопроницаемости T
Образования	Возрастной индекс	км ²	%	м ³ /с	%	л/(с·км ²)	м ² /сут
Осадочные	Q_4	989	5,6	3,31	6,20	3,36	200-250
	Q_{2-3}	1587	9,0	3,85	7,22	2,42	30-50
	J	95	0,5	0,29	0,54	2,90	20-60
	$PR-C$	2200	12,5	7,12	13,36	3,26	60-240
Осадочно-метаморфические	PR_I-R	0	0,0	0,0	0,0	0,0	1-50
Метаморфические	$Ar-PR$	5036	28,5	10,56	19,81	2,10	2-20
Интрузивные	$Ar-PZ$	6509	36,9	24,88	46,68	3,82	5-24
Эффузивные	$N-Q$	1234	7,0	3,3	6,19	2,67	20
Итого:		17650	100	53,31	100	3,02	

Для среднегорья (склоновая часть), кроме осадочно-метаморфических пород высокий модуль подземного стока приурочен к моренным и водно-ледниковым отложениям (таблица 13). Эти отложения слагают верховья рек Кирей, Ярма, Дандар-Гол, Большая Зимовная, Малая Ерма и представлены хорошо промытыми (водопроницаемыми) породами - галечниками, щебенкой, песчано-глинистым, а также крупноглыбовым материалом. Большое количество озер и атмосферных осадков на площади распространения делают их естественными аккумуляторами влаги и в конечном итоге повышают подземный сток. Модуль подземного стока карбонатных отложений меньше среднего значения, а сами они занимают

незначительную по размерам площадь. В отличие от метаморфических и интрузивных образований, у карбонатных пород значительно выше емкостные и фильтрационные свойства, но в данном случае карбонатные отложения перераспределяют подземный сток, увеличивая его долю в зимний меженный период.

Склоновая часть занимает площадь 35 % от общей площади исследований, однако в ней сосредоточено почти 48 % от общего объема естественных ресурсов подземных вод (таблица 13).

Таблица 13 - Естественные ресурсы подземных вод склоновой части

Водоносная зона		Общая площадь распространения F		Расход подземного стока Q		Модуль подземного стока $M_{cp.взв.}$	Коэффициент водопроницаемости T
Образования	Возрастной индекс	км ²	%	м ³ /с	%	л/с*км ²	м ² /сут
Осадочные	Q_4	628	5,4	3,23	5,3	5,10	200-250
	Q_{2-3}	198	2,3	1,34	3,0	7,52	30-50
	J	0	0,0	0,0	0,0	0,0	20-60
	$PR-C$	144	6,0	0,53	5,0	3,62	60-240
Осадочно-метаморфическое	PR_1-R	2712	20,5	17,14	26,2	6,32	1-50
Метаморфическое	$Ar-PR$	2095	18,4	7,45	16,2	3,56	2-20
Интрузивные	$Ar-PZ$	3813	45,6	16,86	43,0	4,42	5-24
Эффузивные	$N-Q$	98	0,8	0,43	0,7	4,38	20
Итого:		9688	100	46,98	100	4,84	

Это связано с тем, что склоновая часть находится в зоне избыточного увлажнения. В высокогорной части исследуемой территории, несмотря на наличие многолетнемерзлых пород и меньшее количество атмосферных осадков, формируется сравнимый объем подземного стока. Для практического применения распределение естественных ресурсов подземных вод наиболее объективно рассматривать по бассейновому принципу. Такая детализация приведет к значительной плановой неоднородности в распределении подземного стока, однако будет наиболее объективно отражать приуроченность подземного стока к водоносным зонам в конкретных участках исследуемой территории.

3.3.1. Подземные воды основных водоносных зон

В горных районах, сложенных метаморфизованными и сильно дислоцированными толщами пород, характеризующимися широким развитием интрузивных образований, литолого-стратиграфический принцип гидрогеологического расчленения разреза не имеет особого смысла [Самарина и др., 1967]. Обводненность пород определяется в основном экзогенной и тектонической трещиноватостью и, в известной мере, степенью их метаморфизма. По структуре геологических тел, преобладающему типу проницаемости выделены водоносные зоны в породах осадочной, интрузивной, метаморфической и эффузивной формаций.

Большое влияние на обводненность пород оказывает наличие многолетнемерзлых пород. Верховья многих рек могут полностью промерзнуть, тем не менее, подземный сток, определенный в устьевых частях с учетом наледообразования характеризует суммарную величину подземного стока из всех водоносных зон, развитых в пределах отдельного речного бассейна до гидрометрического створа, несмотря на то, что в подземной составляющей таких рек принимают участие главным образом подмерзлотные воды. Поэтому для выяснения количественного соотношения участия отдельных водоносных зон в питании рек, проводилась оценка подземного стока для каждой водоносной зоны. Выявление роли подмерзлотных вод в формировании подземного стока территории требует более детальных и дорогостоящих работ и рассмотрено только в бассейне р. Урдо-Боксон в гл. 3.1.

Современный аллювиальный водоносный горизонт Q_4

Он приурочен к аллювиальным отложениям пойм и низких надпойменных террас, сложенным глинистым, песчаным и валунно-галечниковым материалом. Водовмещающими являются русловая и пойменная фация аллювия. Они широко распространены в пределах горных речных долин почти всех водотоков и межгорных впадин (Окинская впадина). Глубина залегания уровня грунтовых вод колеблется от 1 до 10 м и зависит от геоморфологических элементов рельефа. В долинах крупных горных рек Большая Белая, Урик мощность аллювиальных

отложений достигает 15-30 м, в долине р. Ока до 90 м, а в Окинской впадине может достигать несколько сот метров [Выркин, 2018]. Распределение фильтрационных параметров крайне неоднородно. Наиболее высокие значения коэффициентов фильтрации до 100 м/сут и более отмечаются в прирусловой части долин, сложенных хорошо промытым валунно-галечниковым материалом с песчаным заполнителем. В пойменной части с появлением глинистого материала коэффициенты фильтрации снижаются до 1-1,5 м/сут. Удельные дебиты скважин от 0,01 до 6,2 л/с. Уровенный режим подземных вод находится в прямой зависимости от количества выпавших атмосферных осадков с минимумом в марте-апреле и максимумом в сентябре. Водоносный горизонт аллювиальных отложений имеет обычно свободную поверхность, в питании аллювиального горизонта участвуют атмосферные осадки и подземные воды практически всех водоносных зон. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,3 – 0,4 г/л. В долинах малых рек в виду незначительной мощности эти отложения не формируют собственных запасов подземных вод, питание осуществляется за счет подтока из коренных пород, а в зимний период могут быть полностью сдренированы.

Водоносная зона средне-верхнечетвертичных ледниковых и водно-ледниковых отложений долин и водоразделов Q₂₋₃

Средне-верхнечетвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения долин и водоразделов распространены в высокогорной области в бассейнах рек Боксон, Хоре, Улзыта, Тисса. Эти отложения слагают слабо всхолмленные равнины, покрытые моренами, моренными грядами и зандровыми полями и представлены крупноглыбовым, валунно-галечниковым, песчаным и глинистым материалом. Незначительные по размерам площади занимает в верховьях рек Большая Зимовная, Малая Ерма, Кирей, Даялык в виде продольных моренных гряд и зандровых полей с многочисленными озерами. Мощность отложений достигает 20-30 м и более, и при отсутствии многолетней мерзлоты эти отложения могут обладать прекрасными аккумуляционными свойствами, создавая благоприятные условия для накопления в них подземных вод. Грунтовые потоки,

дренирующие эти отложения весьма невыдержаны из-за пестроты гранулометрического состава и резкого колебания мощности отложений даже на малых площадях. Они дают начало многочисленным ручьям. Дебит источников в пределах 0,1-2,0 л/с. Максимальные значения водопроницаемости 30-50 м²/сут. По химическому составу гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,06-0,10 мг/л. Кроме атмосферных осадков питание может осуществляться за счет оттаивания сезонной мерзлоты, снежников, а также разгрузки из коренных пород.

Водоносная зона юрских отложений J_{nr} (нарингольская толща)

Юрские отложения (нарингольская толща) ограниченно распространены в бассейне нижнего течения р. Айнак левого притока р. Урда-Ока, по левобережью р. Тэргэтэ и в устьевой части р. Нарин-Гол. Нарингольская толща залегает в виде пологой синклинали и представлена переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, крупновалунными конгломератами, алевролитами и углистыми сланцами мощностью до нескольких десятков метров. Залегает на породах огнитского интрузивного комплекса. Обломочная часть песчаников и конгломератов, лежащих в основании толщи, плохо отсортирована и полностью представлена подстилающими породами. Фильтрационные свойства этих отложений не изучены. Они могут быть приняты только по аналогии с юрскими отложениями присаянской свиты наиболее сходными по литологическому составу. Обводненность их довольно пестрая, удельные дебиты скважин изменяются от 0,3 до 4,5-9,0 л/с. По оси синклинали нарингольская толща прорезана руслом реки Айнак и на высоких гипсометрических отметках (более 1500 м) может быть сдренирована.

Водоносная зона трещиноватости протерозойских-нижнекембрийских карбонатных пород PR-Є

Карбонатные породы довольно широко распространены на исследуемой территории. В южной части Окинского плоскогорья в бассейнах левых притоков р. Ока расположен Боксон-Сархойский синклинорий, выполненный карбонатными породами нижнего кембрия. Водовмещающие карбонатные породы смяты в складки северо-восточного направления, разбиты трещинами и

имеют следы древнего карстообразования. Подземные воды вскрыты под многолетнемерзлыми породами на глубине 90-250 м в доломитах, известняках и имеют напорный характер. Водообильность карбонатных пород различна. По скважинам, заложенным на абсолютных отметках 1600-1700 м, коэффициент фильтрации трещиноватых доломитов изменяется от 0,5 до 3 м/сут. Удельные дебиты колеблются от 0,1 до 2,0 л/с. Зона разгрузки подмерзлотных вод с суммарным дебитом родников до 600 л/с расположена в пониженных частях рельефа в долинах рек Урда-Боксон и Хужиртай-Гол. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков по существующим таликовым зонам. По химическому составу подмерзлотные воды, вскрытые скважинами, имеют сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав с минерализацией до 0,7-0,9 г/л, содержание сульфат-иона может достигать 450 мг/л. Химический состав вод родников и скважин, заложенных в таликовых зонах гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 0,2 г/л. Температура подмерзлотных вод 1-2 °С.

Карбонатные породы протерозоя, представленные известняками монгошинской свиты, залегают на северо-восточном и восточном крыльях Окинського антиклинория. Распространены в северной части Окинського плоскогорья в бассейне р. Ока, где она принимает притоки Диби, Сорок, Орлик, Тисса. С ними связаны подмерзлотные пресные гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды, проявляющиеся в виде восходящих родников в долине р. Ока с дебитами 0,6-6,5 л/с. В долине р. Сорок дебит родника составляет 30-37 л/с, а в долине р. Ботогол до 21 л/с [Солоненко 1947; 1952]. Качество и водообильность аналогичны вышеописанным трещинно-карстовым подмерзлотным водам Боксон-Сархойского синклинория.

К водоносной трещиноватой зоне карбонатных пород по своим фильтрационным характеристикам приближены подземные воды карбонатитов зиминского интрузивного комплекса. Карбонатиты зиминского интрузивного комплекса представлены в бассейне р. Зима тремя крупными дифференцированными массивами, имеющими овальную форму в плане. Карбонатиты при выветривании образуют карбонатную «сыпучку» значительной

мощности (по данным бурения до 90 м). Мощность вскрытой обводненной зоны достигает 75-89 м. Водообильность неравномерная – дебит при откачках трещинно-карстовых вод достигает значительных величин до 21 л/с, в карбонатитах на порядок ниже до 1,7 л/с. В среднем коэффициент водопроницаемости составляет 1,4-315 м²/сут, но на отдельных участках может достигать 4447 м²/сут, коэффициент фильтрации до 63,2 м/сут. Подземные воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,4 г/л. Обводненность пород за счет перетока из водоносных зон метаморфических пород протерозоя по зонам тектонических нарушений и карстовым полостям.

Водоносная зона трещиноватости осадочно-метаморфических нижнепротерозойских-нижнерифейских вулканогенно-терригенных флишевых пород Урикско-Ийского грабена PR₁-R

Урикско-Ийский грабен протягивается клиновидной полосой с северо-запада на юго-восток через всю исследуемую площадь и состоит из ермосохинского и ингашинского прогибов (орогенных), осложненных линейными складками, а также сублукского прогиба (геосинклинального).

Отложения Урикско-Ийского грабена представлены грубообломочными вулканогенно-осадочными, конгломерато-песчаниковыми (глинистые сланцы, туфопесчанники, туфобрекчии) и существенно песчаниковыми в переслаивании со сланцами породами. Для ермосохинского прогиба характерно ритмичное чередование гравелитов и песчаников.

Отложения водоносной зоны характеризуются относительной анизотропностью физико-механических свойств пород, наличием в разрезе трансгрессивных ритмопачек, низким метаморфизмом пород. Они прорваны интрузивными комплексами: ангаульским, чернозиминским, саянским, ондотским – габбро-диабазовая, гранодиоритовая, гранитная формации. Можно рассматривать отложения грабена как континентальные фации конусов выноса палеорек. Полимиктовый состав отложений определяет низкий уровень выветрелости исходного материала.

Коллекторские свойства пород определяются экзогенной трещиноватостью. Приконтактовая тектоническая трещиноватость зон разломов имеет подчиненный характер.

Подземные воды сосредоточены в пределах зон интенсивной трещиноватости, мощность которой в зависимости от рельефа и литологии пород достигает 100 м. Обводненность пород водоносной зоны характеризуется по родниковому стоку и скважинам, пробуренным в пределах Сублукского и Ингашинского прогибов.

Родники нисходящего типа в большинстве фиксируются на абсолютных высотах от 840 до 1800 м, дебиты родников от 0,3 – 0,5 л/с до 10,0 – 22,0 л/с.

Воды ультрапресные и пресные, гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые с минерализацией от 0,04 до 0,13 г/л. В химическом составе воды в отдельных случаях отмечается хлор-ион – 26-50 % мг-экв/л. В зонах тектонических нарушений подземные воды обогащаются радоном в количестве 40-50 эман (бассейн ручья Шумный, левый приток р. Ярма). При проведении радиогидрогеологических работ было выявлено пять аномалий в бассейне р. Бушканай (правый приток р. Ярма). Аномалии приурочены к дайковым телам и зонам дробления и характеризуются повышенным содержанием радона до 350-600 эман (аномалия U). Аномалии связаны с рудной концентрацией урана и наличием эманерирующих коллекторов в корах выветривания на породах PR_1dl . По данным бурения в основном обводнена верхняя, наиболее трещиноватая часть разреза, с глубиной обводненность значительно снижается, если в верхней части разреза (до глубины 80-100 м) удельный дебит может достигать до 2 л/с, то в интервалах ниже 100 м он не превышает сотых долей л/с.

По химическому составу и минерализации подземные воды при опробовании скважин не имеют больших различий с водами родников.

Водоносная зона трещиноватости архейско-протерозойских метаморфических пород Шарыжалгайского выступа, Бельско-Китойской, Гарганской, Хангарульской, Шутхулайской глыб и Окинского антиклинория Ar-PR

Метаморфические породы архея – протерозоя в пределах района исследований

слагают значительную часть Окинского антиклинория, Главную антиклинальную зону Восточного Саяна и приразломные грабены Шарыжалгайского выступа (Шишигинский, Таежно-Ерминский, Таргазойский). В пределах Шарыжалгайского выступа водоносные породы представлены амфиболитами, доломитами, сланцами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками.

Выходы подземных вод зафиксированы в основном на площади Таргазойского блока, в виде нисходящих, в большей части концентрированных струй, в пределах абсолютных высот от 1000 до 2000 м. Дебит выходов изменяется в широких пределах от 0,2 до 15 л/с в зависимости от места фиксации – коренной выход или выход, завуалированный каменными россыпями.

Вода в основном ультрапресная, минерализация в пределах 0,02 – 0,1 г/л гидрокарбонатного кальциевого состава. Присутствие кальция в количестве 52-73 % мг-экв/л можно объяснить высокими отметками выходов, следовательно, короткими путями фильтрации, при которых атмосферные осадки не успевают взаимодействовать с горными породами.

По данным скважины, пробуренной в долине р. Черная Тагна мощность зоны водопритока 19 м, удельный дебит при опробовании интервала 32-120 м составил 0,13 л/с.

По результатам работ Онотской экспедиции проводившей изыскания на площади Онотского грабена удельный дебит скважин не превышал 0,06 л/с. (бурение проводилось в пределах зоны экзогенной трещиноватости до глубины 30 м). Питание подземных вод зоны трещиноватости в основном за счет атмосферных осадков, перетока по зонам тектонических нарушений и вод конденсации.

О водообильности пород, слагающих Главную антиклинальную зону Восточного Саяна (сланцевая серия, хангарульская толща), достоверных сведений не имеется. Можно предположить, что водовмещающие породы, приуроченные к глубоко метаморфизованным образованиям архея-нижнего протерозоя (кристаллические сланцы, гнейсы, мрамора, амфиболиты) имеют

низкую водообильность, и лишь на участках тектонических нарушений или контактов с интрузивными породами могут быть обводнены.

Метаморфические породы архея и протерозоя Окинского антиклинория, Гарганской, Шутхулайской глыб представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, песчаниками с прослоями известняков и занимают большую часть территории Окинского плоскогорья с окружающими хребтами. Водовмещающие породы большей частью проморожены на значительную глубину 150-200 м, поэтому здесь получили распространение подмерзлотные воды. Отрывочные данные, полученные гидрогеологами при разведке Ильчирского месторождения хризотил-асбеста и Ботогольского месторождения графита свидетельствуют о невысокой водообильности этих пород. Коэффициенты фильтрации не более 0,05 м/сут, удельные дебиты до 0,02 л/с. В теплый период года широко распространены надмерзлотные воды, которые образуют многочисленные источники с дебитами 0,1-1,0 л/с. Они имеют ярко выраженный сезонный характер и в зимний период промерзают за исключением вод в долинах крупных рек (Ока, Диби, Тисса и т.д.). По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,1 г/л, реже 0,15-0,4 г/л.

Водоносная зона трещиноватости архейско-палеозойских интрузивных пород Ar-PZ

На исследуемой площади интрузивные породы представлены в основном гранитоидами Китойского, Саянского и Огнитского комплексов. Комплекс интрузивных пород распространен по всей исследуемой территории и представлен как крупными массивами, так и мелкими штоками, дайковыми телами, жилами. Основная роль в накоплении влаги принадлежит процессам конденсации и атмосферным осадкам, дающим локальные временные выходы подземных вод по зонам трещиноватости.

В интрузивных Саянском, Огнитском и Китойском комплексах, занимающих значительные площади, подземные воды формируются в зонах трещиноватости являющихся основным фактором их скопления, а мощность зоны трещиноватости

и связь с водовыводящими тектоническими зонами определяет степень их обводнения (зоны локального, временного и постоянного обводнения).

Интрузии Китойского комплекса прорывают метаморфогенные протерозойские породы урикской свиты в пределах Ерминского блока Шарыжалгайского выступа в виде гранито-гнейсовых валов протяженностью до 50 км. Мощность зоны трещиноватости (видимая) составляет первые десятки метров. Выходы подземных вод нисходящего типа дебиты родников колеблются в пределах от 0,2 до 10-25 л/с.

Саянский комплекс представлен в виде крупных массивов – штоков, жил гранитов и диоритов в бассейнах рек Большой Кирей и Кирей, Большая Ерма, Большая и Малая Зимовная. Выходы подземных вод довольно редки и приурочены к тальвегам, распадков. Абсолютная отметка выходов более 1300 м. Дебиты выходов для таких высот довольно значительны и изменяются в пределах от 2 до 6 л/с, достигая в отдельных случаях 10-20 л/с.

Огнитский интрузивный комплекс, представленный гранитоидами и сиенитами, широко распространен в верховьях рек Большая Белая, среднем течении р. Ока, в бассейнах рек Хойто-Ока, Жомболок. Трещинные воды связаны с корой выветривания и в пределах комплекса распространены не повсеместно, по водообильности водовмещающие породы относятся к спорадически обводненным. По немногочисленным наблюдениям дебиты источников невысокие от 0,2-0,4 л/с до 1,5 л/с. Режим трещинных вод непостоянен и зависит от количества атмосферных осадков и таяния мерзлоты. В зимний период подземные воды в основном промерзают.

Незначительные по размерам площади занимают другие разновозрастные интрузивные образования в истоках рек Ока, Диби, Тисса (Тануольский, Мунку-Сардыкский и т.д.). Трещинные воды этих образований не изучены.

Дайковые и жильные тела в связи с небольшими площадными размерами и мощностью не оказывают существенного влияния на формирование подземных вод интрузивного комплекса.

Водоносная зона трещиноватости эффузивных пород N-Q

Тиссинские неогеновые эффузивные породы представлены базальтами, образующими обширные покровы на плоских водоразделах рек Большая Белая, Хоре, Боксон, Тисса мощностью до 200-250 м. Небольшие изолированные выходы встречаются в истоках рек Урда-Ока, Хайт, на Бельско-Урикском междуречье (верховья рек Большой и Малый Нарин), где слагают выровненные поверхности водоразделов. Они представлены покровными базальтами и субвулканическими долеритами. В базальтовом покрове выражена вертикальная зональность: в нижней части базальты - мелкозернистые, в верхней - крупнозернистые ближе к туфолавам. Трещинные подземные воды, по наблюдениям, содержатся только в верхней части разреза, зоне экзогенной трещиноватости, мощностью 30-40 м. Водопроницаемость неогеновых базальтов невысокая, коэффициент водопроницаемости не превышает $20 \text{ м}^2/\text{сут}$. Родники нисходящего типа с дебитом от 3,0 до 6,0 л/с воды холодные, ультрапресные с минерализацией 0,02 – 0,03 г/л, гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава.

Особняком выделяется голоценовый базальтовый лавовый поток в долине р. Жомболок, при остывании которого, образовались сквозные каналы, являющиеся путями передвижения подземных вод. Питание подземных вод осуществляется не только за счет атмосферных осадков, но путем перетока из вышележащего озера Хара-Нур через осадочные породы днища долины.

Обводненность зон тектонических нарушений

Длительная история развития региона предопределила образование системы разрывных нарушений различной глубины заложения, а также наличие зон повышенной тектонической трещиноватости и дробления. Зоны тектонических нарушений обуславливают гидравлическую взаимосвязь между водоносными зонами и являются путями глубокой инфильтрации атмосферных осадков. Они образуют линейно-вытянутые водоносные зоны, формируя потоки трещинно – жильных вод. В отдельных случаях они являются очагами разгрузки подземного стока (рисунок 22).

На площади исследований в первую очередь выделяются тектонические нарушения, контролирующие структурные блоки первого порядка (Жомболокский, Точерский, Бирюсинский, Урикско-Окинский разломы, Передовой надвиг, Ермино – Горхонская зона разломов и др.). Степень обводненности тектонических зон определяется литологическим составом водовмещающих пород. Наиболее сильно обводнены тектонические нарушения, заложенные в карбонатных, хорошо карстующихся породах боксонской свиты нижнего кембрия. Дебиты источников могут достигать 90-300 л/с. Тектонические зоны, развитые в карбонатных массивах на границах и за пределами территории (Присаянская зона) исследований служат путями инфильтрации поверхностного стока, в связи с чем, отмечены потери речного стока в бассейнах рек Хор-Тагна, Танкаса, Жежем. Также обводнены зоны тектонических нарушений в Ермино-Горхонской системе разломов, делящих Сублукский прогиб Урикско – Ийского грабена на ряд вытянутых ложбин. На Окинском плоскогорье наиболее обводнены Азасско-Сенцинская и Жомболокская зоны разломов. Специальным изучением этих зон, как и всей системы нарушений, не занимались, но трассирование выходов подземных вод позволяет выделить их как водовыводящие. Разгрузка подземных вод происходит в основном в пониженных частях рельефа, однако ряд родников в долине рек Сенца, Ока зафиксирован на более высоких гипсометрических отметках. Например, выходы источников Даргал, Дунду-Гол, Улан-Окинский расположены на 100-150 м выше тальвега речных долин. Родник Улан-Окинский, приуроченный к Жомболокской зоне разломов, функционирует круглогодично. Он не образует наледи и в конце марта 2016 года, по данным автора, имел дебит до 100 л/с. Кроме того, результаты водного баланса Окинской впадины, полученные при помощи гидрометрической съемки зимней межени в 2015 году, дают основание предположить субаквальную разгрузку подземных вод непосредственно в р. Ока в зоне Жомболокского разлома. Воздействие разгрузки подземных вод настолько велико, что оказывает влияние на ледовый режим р. Ока (короткий период ледостава, образование полыней).

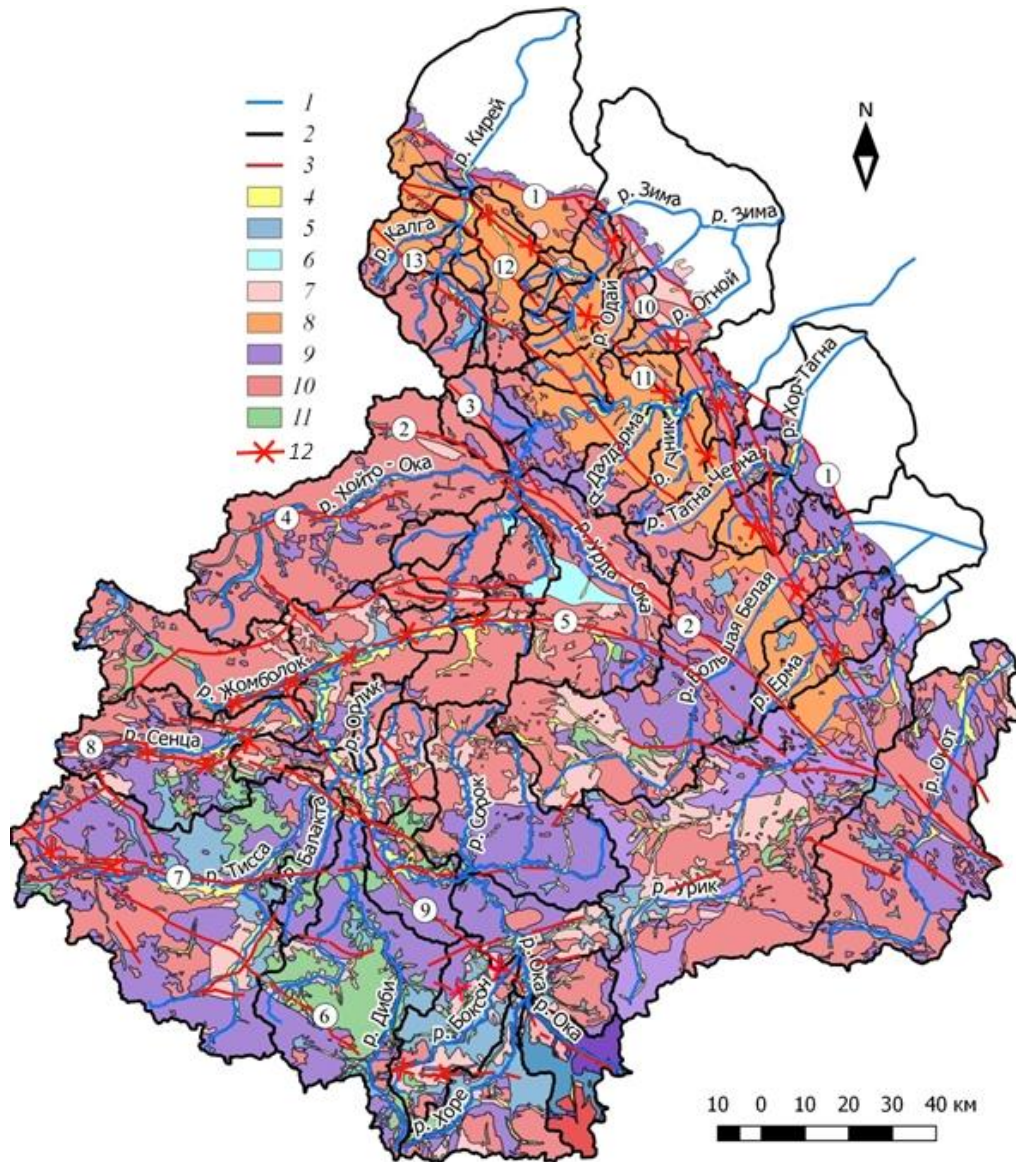


Рисунок 22 - Обводненные зоны разломов центральной части Восточного Саяна

1 – реки, 2 – границы водосборов, 3 – тектонические нарушения, 4 – 11 – разновозрастные геологические образования, 12 – установленные водовыводящие зоны разломов: 5 – Окино-Жомболокский; 6 – Яматинский; 7 – Бийхемо-Тиссенский; 8 – Азаско-Сенцинский; 10 – Точерский; 11 – Хусан-Жалгинский;

Даже на высоких гипсометрических отметках многолетнемерзлые породы могут быть разобщены термовыводящими разломами. Так Блинников Н.И. при разведочных работах на Ботогольском гольце зафиксировал выходы подмерзлотных вод в устьевых частях рек Ботогол и Хуша-Гол с дебитами до 154 л/с. Ниже по течению рек в зимний период образуются полыньи. В зоне Точерского, Андотского, Урикско-Окинского разломов также фиксируются

выходы подземных вод с дебитом от 0,3 до 62 л/с. В юго-восточной части Восточного Саяна дебит групповых выходов и отдельных родников, выводящих на поверхность воды тектонических зон, достигает 4,0- 5,0 л/с, реже 20,0 л/с [Иванилова, 1962]. Воды ультрапресные с минерализацией от 0,03 до 0,1 г/л гидрокарбонатного кальциевого состава.

Зона Передового надвига является, по-видимому, зоной водопоглощения в пределах междуречья Конюх – Кирей, Большая Белая – Хор-Тагна, где отмечаются сухие русла падей.

3.4. Глубинный сток

Теоретические разработки, обзор и современные воззрения на условия, и процессы формирования глубинного стока изложены в работах Писарского Б.И. [1987], Ломоносова И.С. [1974], Пиннекера Е.В. [1982]. Различные вопросы формирования состава глубинных вод рассмотрены в работах Шварцева С.Л. Вартаняна Г.С., Кононова В.И., Перельмана А.И., Диденкова Ю.Н. и др.

Под глубинным стоком понимается составляющая подземного стока, формирующаяся в недрах земли на глубинах 5-7 километров за счет глубинных вод, восходящее движение и разгрузка которых обеспечивается внутренними силами Земли (процессами уплотнения осадков, геотектоническими напряжениями, подтоком флюидов из мантии, фазовыми переходами водных растворов и т.д.) [Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология, 1980]. В неотектонически активных областях глубинный сток осуществляется по тектоническим разломам глубокого заложения и представлен в виде разгрузки преимущественно термальных вод. В глубинном стоке принимают участие воды различного генезиса (ювенильные, седиментационные, инфильтрационные), но решающее значение имеют инфильтрационные воды, что подтверждается данными изотопных исследований [Брандт и др. 1976, Pinneker et al., 1983, Плюснин и др., 2010].

Глубинный сток исследуемой территории представлен очагами разгрузки термальных и субтермальных источников, образующих Окинскую

гидротермальную систему (ОГС) «вулканогенного типа», расположенную в западной части Окинского плоскогорья в долине р. Сенца (рисунок 23) [Бадминов и др., 2013].



Рисунок 23 - Положение термальных источников в структуре позднекайнозойских лавовых полей. Пунктиром показана возможная граница между Тувино-Монгольским массивом (ТМ) и Тувинской зоной ранних каледонид (Т) [Беличенко и др., 2003; Васильев и др., 1997; Рассказов и др., 2002]

В условиях сурового климата (среднегодовые температуры ниже 0 °С), высоких гипсометрических отметок выходов источников (более 1500 метров над уровнем моря), мощной толщии многолетнемерзлых пород, проявления не только термальных вод, но и субтерм (8–20 °С) свидетельствуют о существовании аномальных величин теплового потока. Измеренные и модельные значения теплового потока превышают 50 мВт/м² [Petit et al., 2008]. Эта тектонически и сейсмически активная область расположена в зоне сочленения рифтогенных структур западного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с районами преобладающего регионального сжатия Восточной Тувы, на границе двух крупных литосферных блоков Тувино-Монгольского массива (ТМ) и Тувинской

зоны ранних каледонид (Т), где в недавнем прошлом происходили многочисленные крупные вулканические извержения.

Тувино-Монгольский массив выделяется по области распространения вендских карбонатных отложений шельфового типа [Беличенко и др., 2003]. В палеозое территория ТМ была охвачена достаточно интенсивным гранитообразованием. После существенного перерыва, дальнейшее тектономагматическое развитие связано с вулканизмом, современный этап которого начался в раннем миоцене образованием Урикского и Окинских вулканических полей [Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000]. При этом в миоцене и плиоцене вулканизм мигрировал в пределах ТМ по сложной траектории, практически не выходя за его пределы. В позднем плиоцене – раннем плейстоцене вулканизм сместился на запад за пределы ТМ в область раннекаледонского фундамента, где в течение всего плейстоцена формировалось обширное Восточно-Тувинское вулканическое поле [Ярмолюк и др., 1999; Petit et al., 2008]. Наиболее молодые голоценовые извержения Жомболокской группы вулканов произошли непосредственно на границе ТМ. Термальные источники тяготеют к области между голоценовыми и плейстоценовыми вулканами, что указывает на их потенциальную связь с молодым вулканизмом.

Ранее считалось, что в западной части Саяно-Байкальского сводового поднятия, в зонах тектонических нарушений существуют локальные изолированные очаги разгрузки гидротерм [Волкова, Яснитская, 1963]. Пространственное совпадение ОГС с районом проявления молодого вулканизма, свидетельствует о возможной связи ОГС с единым источником тепла. Согласно имеющейся гипотезе развития юго-западного фланга БРЗ, формирование зоны аномального разогрева корового субстрата пространственно связано с подлитосферными плюмо-подобными аномалиями [Рассказов, 1994; Рассказов и др., 2000]. Разогрев коры мог обусловить возникновение крупной конвективной гидротермальной системы, представленной как групповыми (Чойган, Хойто-Гол, Даргал), так и единичными (Халун-Угун, Дунду-Гол, Соруг) выходами термальных, субтермальных углекислых и азотно-углекислых вод на высоких

гипсометрических отметках. Эта гидротермальная система контролируется крупным структурным тектоническим элементом земной коры – глубинным разломом. Выходы источников ОГС приурочены к Сенцинскому региональному разлому субширотного простирания, активизировавшемуся в кайнозое, либо к оперяющим молодым разломам и замаскированы травертиновыми полями (рисунок 24). По своим тепловым параметрам Окинская гидротермальная система относится к гидротермам с температурой на глубине формирования до 150 °С и находится только в жидком состоянии ($t_{\text{пов.}} < t_{\text{кип.}}$).

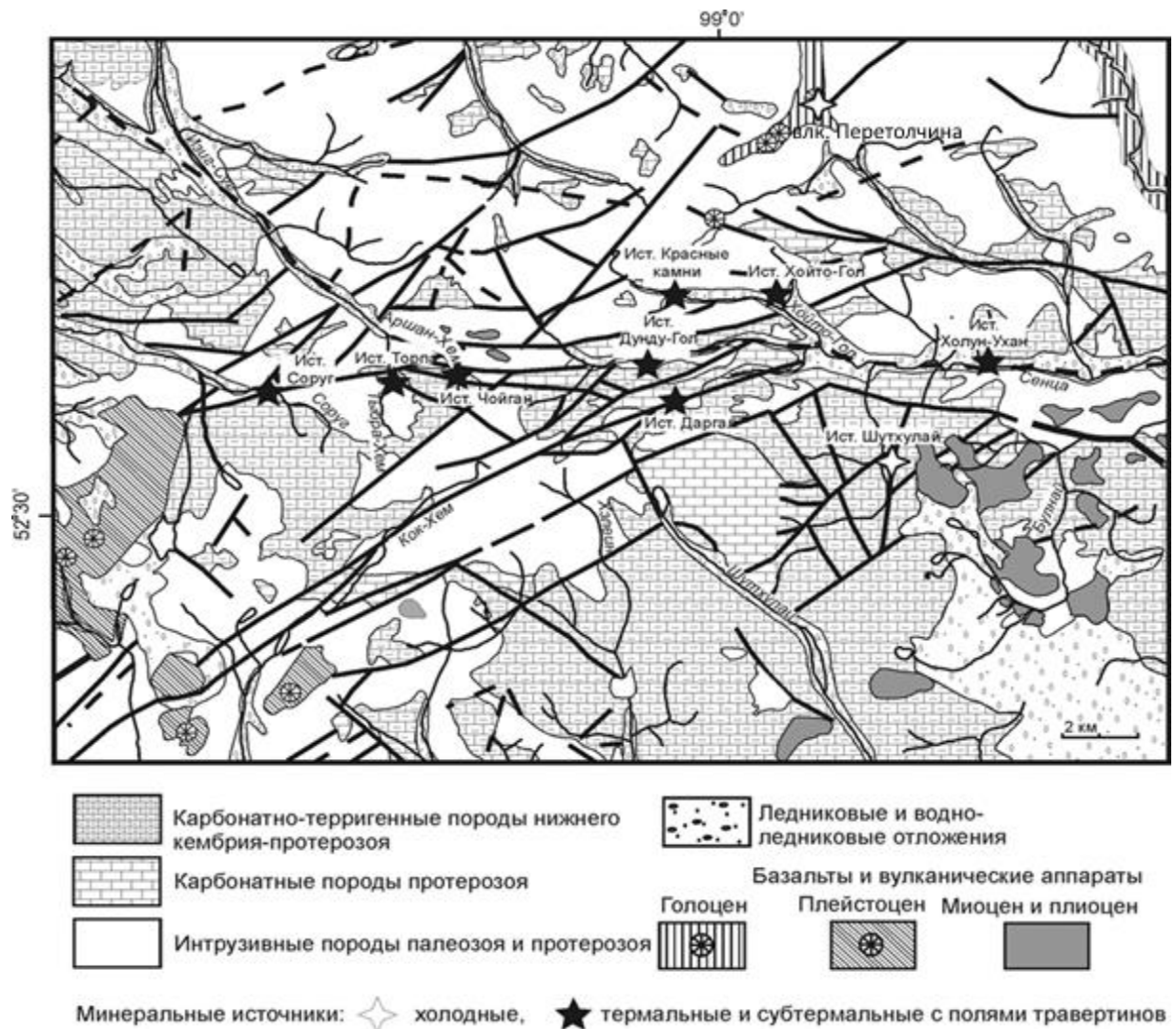


Рисунок 24 - Схематическая геологическая карта района исследований и местоположение источников

Тепловой поток оценен для основных очагов разгрузки с использованием кремниевого, катионного и Na-Li геотермометров (таблица 14) и определены глубинные прогнозные температуры.

Для оценки прогнозных температур применена методика, использующая данные о химическом составе гидротерм. Аналитическое выражение экспериментально установленной зависимости концентрации кремнезема и ряда щелочных металлов в гидротермах от температуры позволяет по концентрациям того или иного компонента оценить температуру на глубине формирования гидротерм, исходя из предположения о равновесии в системе «вода-порода-газ» и отсутствии значительного осаждения или растворения данного компонента по пути миграции из зоны нагрева к выходу источника на земную поверхность [Дислер, 1987; Ильин и др., 1979].

Таблица 14 - Прогнозные температуры глубинных вод по кремниевому, катионному и Na-Li геотермометрам для минеральных источников Окинской гидротермальной системы

№	Источник	$t_{\text{пов.}}, ^\circ\text{C}$	$\text{H}_4\text{SiO}_4, \text{ мг/дм}^3$	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по SiO_2	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по Na-K- Ca	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ по Na-Li	$t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ среднее по SiO_2 и Na-K-Ca	$h_{\text{форм.}} =$ $t_{\text{форм.}}, ^\circ\text{C}$ среднее/ γ
1	Халун-Угун	27,5	22	28,1	54,1	69,5	41,1	1,34
2	Хойто-Гол	35,0	160	126,6	135,6	156,2	131,1	4,30
3	Даргал	34,5	180	134,1	141,0	11,1	137,6	4,51
4	Шутхулай	4,0	65	75,1	88,9	73,0	82,0	2,69
5	Дунду-Гол	9,5	26	34,5	104,0	70,3	69,3	2,27
6	Красные Камни	7,0 -9,0	44	56,6	87,4	86,7	72,0	2,36
7	Чойган	38,5	54	66,0	151,2	90,6	108,6	3,56
8	Торпа	5,0	17	18,7	57,1	214,0	37,9	1,24
9	Соруг	8,0	40	52,4	110,0	209,9	81,2	2,66
	Среднее	-	-	65,8	103,2	109,0	84,5	2,77±1,2

Применимость этого метода ограничена основным «мешающим фактором» - наличием углекислоты, однако в нашем случае содержание CO_2 в источниках ОГС только в половине случаев превышает значение $0,25 \text{ г/дм}^3$, позволяющим относить их к углекислым, а в остальных менее $0,15 \text{ г/дм}^3$. Глубинные температуры по кремниевому геотермометру рассчитаны по формуле Фурнье-Трусдела, соответствующей эмпирической кривой растворимости халцедона и применяемой для низкотемпературных и малодебитных систем (источников) [Ильин и др., 1979; Fournier, Truesdell, 1973]:

$$t_{\text{форм.}} = 1051,1 / (4,655 - \lg \text{SiO}_2) - 273, \quad (2)$$

где содержание SiO_2 выражено в мг/л.

Для сравнения нами рассчитаны глубинные температуры по соотношениям концентраций щелочных металлов в водном растворе Na – Li, Mg – Li, Na – K, Na – K – Ca (катионные геотермометры) [Fournier, Truesdell, 1973; Kharaka, Mariner, 1989; Philip et al., 1989]. Было показано, что для углекислых вод горных районов лучше применять Na-Li геотермометр, так как Si и Mg-Li температуры могут искажаться из-за разбавления минеральных вод атмосферными осадками [Лаврушин, Маковозов, 2004]:

$$t_{\text{форм.}} = 1000/(\lg(\text{Na/Li}) - 0,14) - 273, \quad (3)$$

где концентрации Na и Li в мг/л.

Тем не менее, наибольшую сходимость показали результаты по Na – K – Ca и SiO_2 геотермометрам (см. табл. 1). Na – K – Ca - геотермометр менее чувствителен к процессам разбавления так, как в расчетной формуле используются не абсолютные величины химических элементов, а их соотношения:

$$t_{\text{форм.}} = 1647/(\lg(\text{Na/K}) + \beta \lg(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,24) - 273, \quad (4)$$

где Na, K, Ca – концентрации ионов соответствующих элементов, моль/л, β – константа, зависящая от стехиометрических коэффициентов реакции.

Значения температур, полученные по этим геотермометрам, оказываются близкими – различия в среднем по ОГС не превышают 37 °С. Кроме того, разность $\Delta t = t_{\text{форм.}} \text{ по } \text{SiO}_2 - t_{\text{форм.}} \text{ по Na – K – Ca}$ имеет, как правило, один и тот же знак, а отклонения фигуративных точек от общего тренда можно объяснить смешением восходящих гидротерм с близповерхностными холодными водами в случае с источником Дунду-Гол (дебит источника по нашим замерам вертушкой ГР-21М составляет 11 л/с) и, возможно, из-за солевой нагрузки инфильтрационных вод и влияния углекислоты как в случае с источником Чойган (минерализация термальной воды самая высокая в ОГС и составляет 2,44 г/дм³).

Низкие значения глубинных температур, полученные по SiO_2 -геотермометру для высокодебитных источников Халун-Угун и Торпа можно объяснить разбавлением минеральной воды инфильтрационными водами. В качестве глубинных температур примем средние значения по двум геотермометрам, как

это было сделано для гидротерм всей Байкальской рифтовой зоны [Голубев, 1982]. Согласно полученным результатам, средняя температура ОГС на глубине ее формирования по термальным источникам составляет 84,5 °С. Глубина формирования гидротерм определена по соотношению:

$$h_{\text{форм.}} = t_{\text{форм.}} / \gamma, \quad (5)$$

где $\gamma = 30,5$ °С/км - средний геотермический градиент региона.

Значение геотермического градиента γ принято равным 30,5°С/км, исходя из того, что теплопроводность магматических и метаморфических пород в горных районах южной Сибири (Алтае-Саянская складчатая область и Байкальский регион) в целом 2,5 Вт/(м·°С) [Дучков, Соколова, 1973], а среднее значение теплового потока ОГС определенное в данной работе 76,3 мВт/м². Точные значения геотермического градиента можно определить по замерам температур в глубоких скважинах, однако такими данными мы не располагаем. В областях развития молодого вулканизма градиенты температур выше, чем в других регионах. Например, в горных районах Кавказа (в скважинах Кармадонского месторождения термальных вод) они могут достигать 70 °С/км [Fouillac, Michard, 1981].

Некоторые источники (Халун-Угун, Торпа) имеют палеовыходы, гипсометрически расположенные выше существующих, что может указывать либо на падение напоров за геологически короткий промежуток времени, либо на высокую тектоническую активность региона, что представляется более вероятным. Например, долина р. Торпа является антецендентной, при поднятии участка земной поверхности река прорезала поле травертинов мощностью до 2 м. Такие явления довольно обычны в горных районах, испытавших в недавнее время тектонические поднятия. Современные тектонические подвижки также меняют пути и глубину проникновения инфильтрационных вод, в результате чего рядом с выходами углекислых терм появляются холодные углекислые воды. В ряде вулканических районов, к которым относится и западный фланг БРЗ, на дневную поверхность выходят «сухие» струи углекислого газа. Источники гидротермальной системы расположены на высоких гипсометрических отметках с

мощной многолетней мерзлотой, являющейся своеобразным «экраном», препятствующим проникновению атмосферных осадков, поэтому CO_2 , проходя через эту зону и не встречая метеорных вод, выделяется в виде газа [Пиннекер, 1969]. Примером сложного сочетания холодных углекислых вод, гидротерм и безводных струй CO_2 служит группа источников в долине р. Изиг-Суг (Чойган). Наличие в этом регионе многолетнемерзлых пород мощностью до 200 и более метров [Орешкин, 1935] обуславливает взаимосвязь подземных и поверхностных вод через талики, развитые в зонах тектонических нарушений, где происходит как питание подземных вод метеорными, так и разгрузка глубинных напорных вод, а нередко и то и другое. Высокие отметки не являются препятствием для разгрузки подземных вод, что требует создания высоких гидродинамических давлений, являющихся следствием молодой тектоники. Это подтверждается присутствием в источниках гидротермальной системы концентраций растворенного гелия, значительно превышающих фоновые значения ($5,2 \times 10^{-5}$ мл/л), что связано с подтоком подземных вод из глубоких зон (таблица 15).

Таблица 15 - Величины теплового потока и содержание гелия в минеральных источниках Окинской гидротермальной системы

№	Источник	$t_{\text{воды}},$ °C	$\text{He}_{\text{общий}}$ $\times 10^{-5}$	Фон	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ $\times 10^{-6}$	${}^{20}\text{Ne}/{}^4\text{He}$	$\text{He}_{\text{мантийный}},$ %	q, МВт/м ²
1	Халун-Угун	27,5	2550	490	1,40	-	12,5	75,1
2	Хойто-Гол	35,0	3004	578	0,68	-	6,7	69,4
3	Даргал	34,5	786	151	0,64	0,03	5,7	68,9
4	Шутхулай	4,0	185	36	1,80	-	16,0	77,1
5	Дунду-Гол	9,5	1318	254	1,40	0,25	12,5	75,1
6	Красные Камни	9,0	720	138	1,40	-	12,5	75,1
7	Чойган	38,5	5,2	1	3,10	0,57	27,7	81,4
8	Торпа	5,0	179	34	3,70	0,01	33,0	82,8
9	Соруг	8,0	5,2	1	2,80	1,70	25,0	80,6
10	Родник в кратере вулкана Перетолчина	0,2	8	1,5	1,90	2,10	17,0	77,5

На дне кратера вулкана Перетолчина (рисунок 24), возвышающегося над потоком базальтовой лавы на отметке 2000 м существует родник, содержание водорастворенного гелия в котором в полтора раза выше фонового значения, а соотношение стабильных изотопов гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}_{\text{изм.}}$ выше атмосферного,

несмотря на хорошие изоляционные возможности молодых базальтовых покровов. Высокие тепловые параметры в некоторых термопроявлениях, в сочетании с изотопным составом гелия позволяют допустить здесь подток «мантийного» флюида (таблица 15).

Источники Чойган, Торпа, Соруг, расположенные ближе всех к Восточно-Тувинскому вулканическому полю, содержат более 25% «мантийного» гелия от общего его содержания. С.В. Рассказов [Рассказов, 1993] полагает, что в этом направлении происходит смещение теплового поля от подлитосферных тепловых аномалий. Выделение «мантийной» составляющей (в %) произведено по эмпирической формуле, отражающей зависимость между значениями R и доли «мантийного» гелия в Егерском и Байкальском рифтовых зонах [Лысак, Писарский, 1999]:

$$\text{He}_m = 12,5(^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{изм.}})/(^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{атм.}}), \quad (6)$$

где атмосферный репер $^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{атм.}} = 140 \times 10^{-8}$ мл/дм³. Расчеты показали, что доля «мантийного» гелия в источниках ОГС достигает 33%. Это максимальный показатель для гидротерм подавляющей части Байкальского рифтовой зоны. Более высокие «субмантийные» значения этого параметра известны только для скважин Тункинской впадины (Жемчуг). Используя линейную зависимость величины теплового потока (q) от отношения стабильных изотопов гелия ($^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{изм.}}$) по формуле:

$$q(\text{мВт}/\text{м}^2) \pm (15-20\%) = 18,23 \lg R + 181,82 \quad (7)$$

[Поляк, 1988; Поляк и др., 1979] определены значения величин теплового потока по всем источникам ОГС, которые изменяются от 68,9 до 82,8 мВт/м² и в среднем составляют 76,3 мВт/м², что сравнимо с величиной теплового потока на дне южной котловины оз. Байкал [Голубев, 2007; Лысак, Писарский, 1999] и превышают измеренные и модельные значения теплового потока для северной части Окинского плоскогорья [Petit et al., 2008]. Такая плотность теплового потока не может быть обеспечена только съемом кондуктивного регионального потока движущимися инфильтрационными водами и требует дополнительного теплового источника [Кононов, Поляк, 1982], в нашем случае связанного с

аномальным прогреванием литосферных блоков. Сравнимые величины теплового потока по этим же источникам получены при изучении изотопов гелия в подземных источниках Восточной Тувы [Рычкова и др., 2007]. Следует отметить, что с удалением от Восточно-Тувинского вулканического поля на юг и запад наблюдается ослабление «мантийного сигнала» – значения R падают в разы [Рычкова и др., 2007]. Немногочисленные данные по $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ свидетельствуют о воздушной природе основной массы неона и соответственно инфильтрационном генезисе минеральных источников. Газовый состав Окинских термопроявлений является характерным для районов с недавней вулканической деятельностью и формируется также под воздействием термометаморфизма, биогенных процессов и атмосферы [Плюснин, 2007].

Параметры геохимической обстановки гидротермальной системы соответствуют переходным средам. Геохимическую среду определяют следующие показатели: Eh от -100 до $+160$ мв., при pH от 6,2 до 7,8. Естественные проявления гидротерм слабо минерализованы до 2,5 г/л и нередко содержат большое количество кремниевой кислоты до 180 мг/л, концентрация которой, как и общая минерализация, возрастает с повышением температуры. В химическом облике минеральных вод ОГС имеется ряд сходных черт. В анионном составе абсолютно преобладает гидрокарбонат-ион, вне зависимости от температуры воды, тогда как катионный состав изменяется от кальциево-натриевого в термальных источниках до магниевого-кальциевого и натриево-кальциевого в субтермах [Бадминов и др., 2001]. Гидрокарбонатные кальциевые воды формируются в результате простого выщелачивания вмещающих пород подземными водами относительно неглубокого залегания. Обогащение гидрокарбонатом кальция происходит за счет разрушающихся в первую очередь щелочноземельных полевых шпатов изверженных и метаморфических пород, широко распространенных на исследуемой территории. Термальные воды с повышенным содержанием гидрокарбоната натрия и большей величиной минерализации формируются на значительных глубинах с замедленным темпом водообмена, где наряду с процессами простого выщелачивания, возможно,

происходит метаморфизация вод путем обменных реакций кальция на катионы щелочных металлов. В некоторых источниках отмечено высокое содержание железа (Красные Камни, Шутхулай), что связано с присутствием пирита в окружающих породах [Борисенко, Замана, 1978]. Важно отметить, что на контактах взаимодействия вод азотной зоны и восходящих глубинных газоводных проявлений (вулканических и др.), отражающих влияние восстановительной геохимической среды, возникают «узлы резких гидрогеохимических противоречий» [Щербаков и др., 1971]. Необычайно высокие концентрации редких щелочей (рубидий, цезий) в термальных источниках Даргал, Хойто-Гол, Чойган при невысокой минерализации вод $0,98\text{--}2,44\text{ г/дм}^3$, возможно указывают на магматическое происхождение части растворенных веществ [Эллис, 1965]. Гидрокарбонатные кальциевые углекислые воды, как правило, не содержат редких щелочных элементов в заметных количествах.

Исследование изотопного состава гелия позволяет оценить участие мантийных эманаций в формировании флюидных систем, а также определить ареалы магматической активности даже там, где отсутствуют ее поверхностные проявления и положительные геотермические аномалии [Лаврушин, 2007]. Данные по изотопному составу гелия в газах минеральных источников ОГС позволили выявить изотопно-гелиевый «след», протягивающийся от Урикского и Окинского вулканических полей к Восточно-Тувинскому и показывающий возрастание примеси «мантийного» гелия в этом же направлении. Этих определений недостаточно для оконтуривания границ проекции питающего «магматического очага», но они отражают тенденцию к увеличению R с омоложением вулканизма [Бадминов и др., 2003]. С уменьшением примеси мантийного гелия снижается содержание углекислоты в газовой фазе минеральных источников ОГС, что характерно для вулканических областей.

По дебиту термальных и субтермальных вод определена величина глубинного стока и тепловая мощность гидротерм (таблица 16). Работами [Минеральные воды Восточной Сибири, 1961; Прокопьев, 1957] показано, что состав и дебит термальных вод остается практически постоянным в течение

многих лет, поэтому с определенной долей допущения можно принять дебит за величину глубинного стока. Термальные и субтермальные источники Чойган, Соруг и Торпа принадлежат водосборному бассейну р. Енисей и из расчетов величины глубинного стока исследуемой территории исключены. Суммарная разгрузка термальных и субтермальных вод для бассейна р. Сенца (Окинское плоскогорье) равна 76,2 л/с.

Таблица 16 - Дебит (глубинный сток) термальных и субтермальных источников (по Борисенко И.М.) и их тепловая мощность

№	Источник	Дебит (глубинный сток), л/с	Температура источника, °С	Тепловая мощность гидротерм, ккал/с*10 ⁶
1	Халун-Угун*	40,0	27,5	4,620
2	Хойто-Гол	13,0	35,0	1,911
3	Даргал	0,40	34,5	0,058
4	Шутхулай	3,80	4,00	0,064
5	Дунду-Гол*	11,0	9,50	0,439
6	Красные Камни	8,00	9,00	0,302
7	Сумма	76,2	-	7,394

* - дебит источников по данным автора

Доля глубинного стока в подземном питании реки составляет 4,1 %, модуль глубинного стока $M_{гл.стока} = 0,07$ л/с. Если учесть, что выходы глубинных вод зафиксированы в основном в бассейне р. Сенца, то в пересчете на всю исследуемую территорию доля глубинных вод значительно уменьшится и составит менее 0,001 %.

3.5. Основные особенности пространственно-временного распределения стока

Общие закономерности формирования подземного стока в горноскладчатых областях региона рассматривались в работах Шайбонова Б.Б. [1993, 2000], Мельничука Н.Л. [1983], Заманы Л.В. [1970]. Наиболее полная работа представлена Писарским Б.И. [1987]. Им было проведено районирование Байкальского региона по условиям дренирования гидрогеологических массивов и

поясности подземного стока на основе природных факторов формирования подземного стока, таких как общее увлажнение, рельеф, наличие мерзлоты, геологическое строение территории и гидрогеологические условия. Рассмотрим характер пространственного распределения подземного стока на исследуемой площади, учитывая особенности его формирования на сопредельных территориях.

Анализ корреляционной матрицы признаков показал отсутствие какого-либо одного ведущего фактора в формировании подземного стока на всей территории (таблица 17).

Таблица 17 - Корреляционная матрица признаков формирования подземного стока

	<i>F</i>	<i>H_б</i>	<i>H_р</i>	<i>I_б</i>	<i>I_р</i>	<i>l</i>	<i>L_р</i>	<i>N</i>	<i>S</i>	<i>D</i>	<i>H_{ер}</i>	<i>K</i>	<i>K_{мп}</i>	<i>X</i>	<i>M_{н.с.}</i>
<i>F</i>	1,00	0,42	0,24	-0,02	-0,35	0,85	0,89	0,59	-0,23	-0,09	0,60	0,48	-0,10	-0,41	-0,14
<i>H_б</i>	0,42	1,00	0,94	0,15	-0,47	0,63	0,58	0,71	-0,42	-0,08	0,74	0,63	-0,32	-0,57	-0,12
<i>H_р</i>	0,24	0,94	1,00	0,02	-0,33	0,40	0,36	0,54	-0,41	-0,11	0,46	0,40	-0,36	-0,44	-0,06
<i>I_б</i>	-0,02	0,15	0,02	1,00	-0,07	0,09	0,06	0,17	0,17	0,56	0,33	0,51	0,12	-0,06	-0,10
<i>I_р</i>	-0,35	-0,47	-0,33	-0,07	1,00	-0,56	-0,53	-0,75	0,47	-0,11	-0,56	-0,50	-0,13	0,47	0,23
<i>l</i>	0,85	0,63	0,40	0,09	-0,56	1,00	0,95	0,78	-0,34	-0,10	0,83	0,62	-0,14	-0,53	-0,17
<i>L_р</i>	0,89	0,58	0,36	0,06	-0,53	0,95	1,00	0,75	-0,33	-0,11	0,78	0,58	-0,13	-0,49	-0,18
<i>N</i>	0,59	0,71	0,54	0,17	-0,75	0,78	0,75	1,00	-0,32	0,14	0,77	0,71	-0,12	-0,46	-0,14
<i>S</i>	-0,23	-0,42	-0,41	0,17	0,47	-0,34	-0,33	-0,32	1,00	0,37	-0,30	-0,10	0,05	0,26	0,03
<i>D</i>	-0,09	-0,08	-0,11	0,56	-0,11	-0,10	-0,11	0,14	0,37	1,00	0,03	0,49	0,20	0,05	-0,08
<i>H_{ер}</i>	0,60	0,74	0,46	0,33	-0,56	0,83	0,78	0,77	-0,30	0,03	1,00	0,83	-0,13	-0,58	-0,19
<i>K</i>	0,48	0,63	0,40	0,51	-0,50	0,62	0,58	0,71	-0,10	0,49	0,83	1,00	-0,07	-0,47	-0,15
<i>K_{мп}</i>	-0,10	-0,32	-0,36	0,12	-0,13	-0,14	-0,13	-0,12	0,05	0,20	-0,13	-0,07	1,00	-0,04	-0,18
<i>X</i>	-0,41	-0,57	-0,44	-0,06	0,47	-0,53	-0,49	-0,46	0,26	0,05	-0,58	-0,47	-0,04	1,00	0,54
<i>M_{н.с.}</i>	-0,14	-0,12	-0,06	-0,10	0,23	-0,17	-0,18	-0,14	0,03	-0,08	-0,19	-0,15	-0,18	0,54	1,00

Однако корреляционные зависимости, построенные для отдельных бассейнов, и карта распределения модуля подземного стока позволили выявить следующие особенности. Первая особенность - зависимость модуля подземного стока от высоты местности. Эта закономерность не является единой для всей территории и для различных бассейнов рек носит разнонаправленный характер. В бассейнах рек Кирей и Зима наблюдается увеличение модуля подземного стока с высотой местности от 1-2 л/с*км² в предгорьях до 14-25 л/с*км² в водораздельных частях Шитского хребта (рисунок 25, 26). Эта особенность хорошо согласуется с

ведущими факторами его формирования. Здесь, в пределах массива с высотой местности отмечается увеличение количества атмосферных осадков. Изменяются морфологические характеристики, одним из ярких проявлений которых является значительное увеличение количества озер, свидетельствующее о геолого-структурных особенностях территории, благоприятных для формирования подземного стока и прерывистого развития многолетней мерзлоты рек Кирей и Ярма. Сами реки в верховьях пересекают до 2-3 проточных озер, накапливая речной сток в период паводков, и обеспечивают формирование очень высоких значений модульных характеристик в зимнюю межень. В смежном бассейне р. Зима, где на тех же высотных отметках отсутствуют верховые озера, модуль подземного стока в полтора-два раза ниже. В бассейнах рек Ока, Большая Белая наблюдается обратная зависимость модуля подземного стока с высотой (рисунок 27). Это связано в первую очередь с ландшафтно-климатическими условиями. Расположенное в верховьях Окинское плато является для этих рек естественным водосбором. Со всех сторон оно окружено горными цепями, препятствующими проникновению влагонесущих масс, поэтому здесь атмосферных осадков выпадает в полтора раза меньше чем на остальной территории. Низкие фильтрационные характеристики пород благоприятствуют более активному развитию многолетнемерзлых пород, служащих водоупорным экраном. Уменьшение объема подземного стока происходит и в результате его аккумуляции процессами наледообразования. Особенно ярко это выражено в бассейне р. Ока. В пределах гидрогеологического массива подземный сток в реки формируется за счет подземных вод зоны экзогенной трещиноватости и трещинно-жильных вод обводненных разломов.

Особенности структурно-гидрогеологических условий приводят к тому, что при высокой расчлененности рельефа размеры площади водосбора не всегда являются ведущим показателем глубины дренирования. Поэтому здесь не проявляется связь модуля подземного стока с площадью водосбора и не выделяются критические площади, при которых происходит стабилизация подземного стока (рисунок 28).

Эта зависимость указывает на следующую особенность распределения подземного стока.

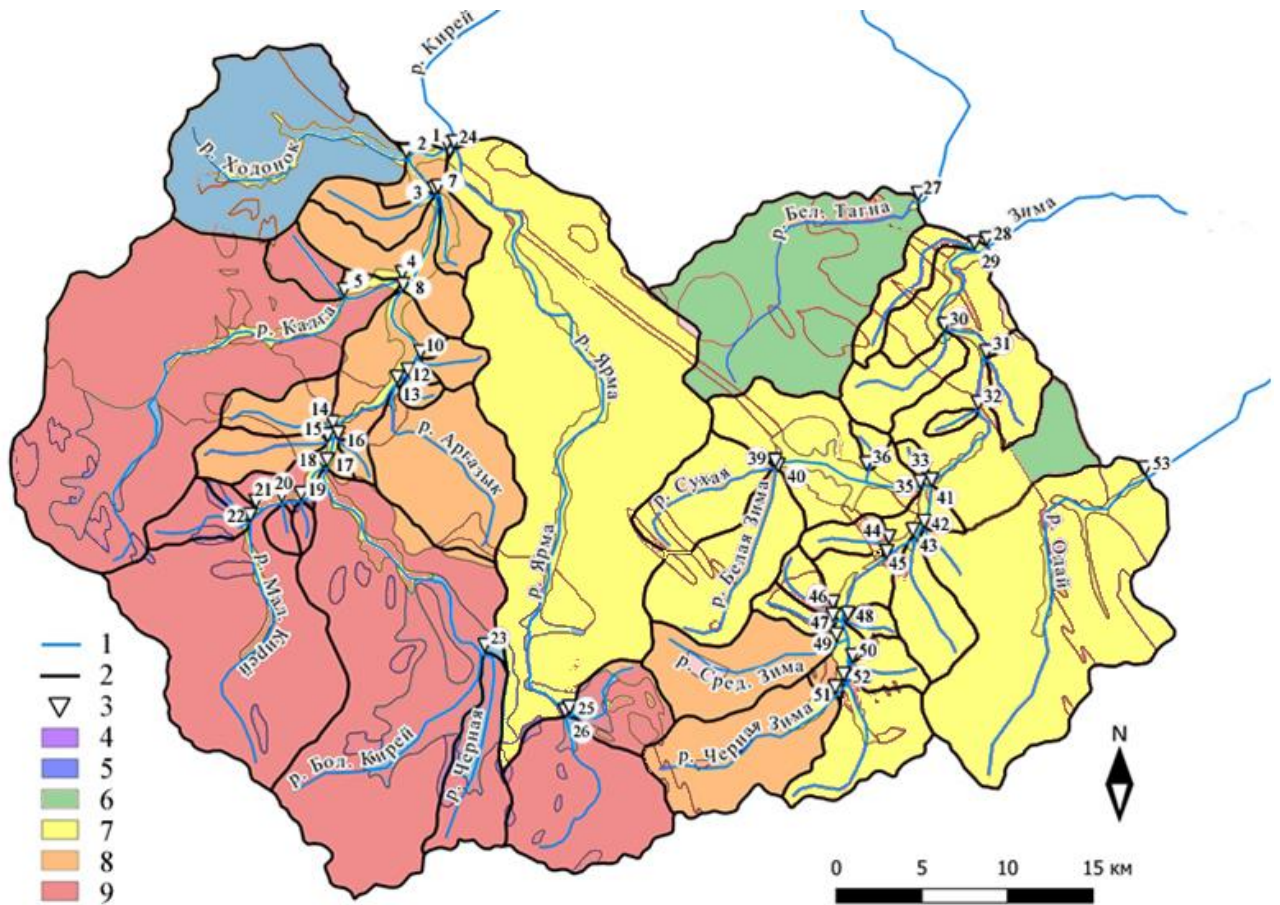


Рисунок 25 - Карта распределения модуля подземного стока в бассейнах рек Кирей и Зима

1 – реки, 2 – границы водосборов, 3 – разовые гидрометрические створы, 4 – модуль подземного стока, л/с*км²: 4 – от 0,5 до 1,5 весьма низкий, 5 – от 1,5 до 2,5 низкий, 6 – от 2,5 до 3,5 средний, 7 – от 3,5 до 7,0 высокий, 8 – от 7,0 до 10 весьма высокий, 9 – более 10 исключительно высокий.

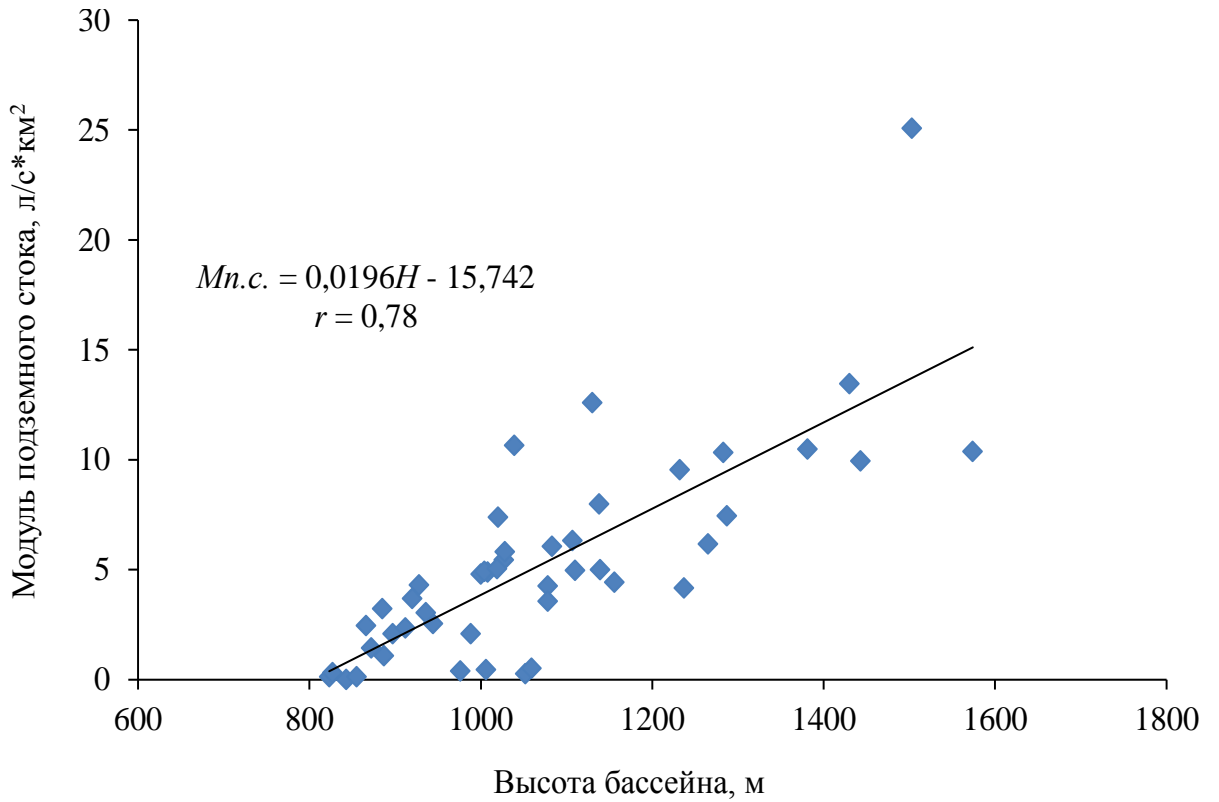


Рисунок 26 - График связи модуля подземного стока с высотой бассейна для рек Кирей и Белая Зима

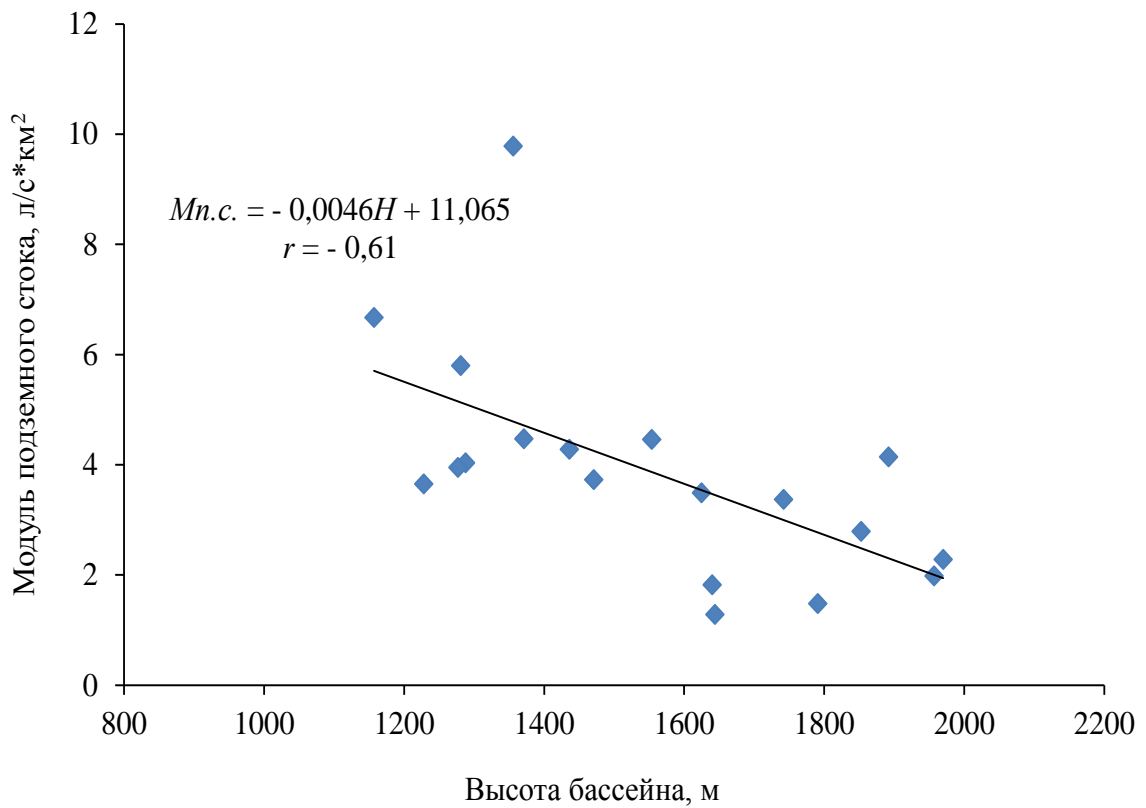


Рисунок 27 - График связи модуля подземного стока с высотой бассейна для рек Ока, Большая Белая и Урик

С одной стороны, подземный сток приурочен к малым водосборам. Хорошее развитие речной сети (среднее значение густоты речной сети $D=0,60$, частоты потоков $S=0,27$) и глубокие эрозионные врезы русла рек ($H_{вп}>150$ м) на малых водосборах до 200-300 км² обеспечивают благоприятные условия разгрузки подземных вод и высокий темп водообмена. Подземный сток реализуется в русловую сеть в основной массе на площади до 300 км² в 60 % изученных бассейнов, редко до 500-600 км². С другой стороны, она наглядно демонстрирует роль гидрогеологических условий водосборов в формировании подземного стока различных бассейнов с близкими по размеру площадями.

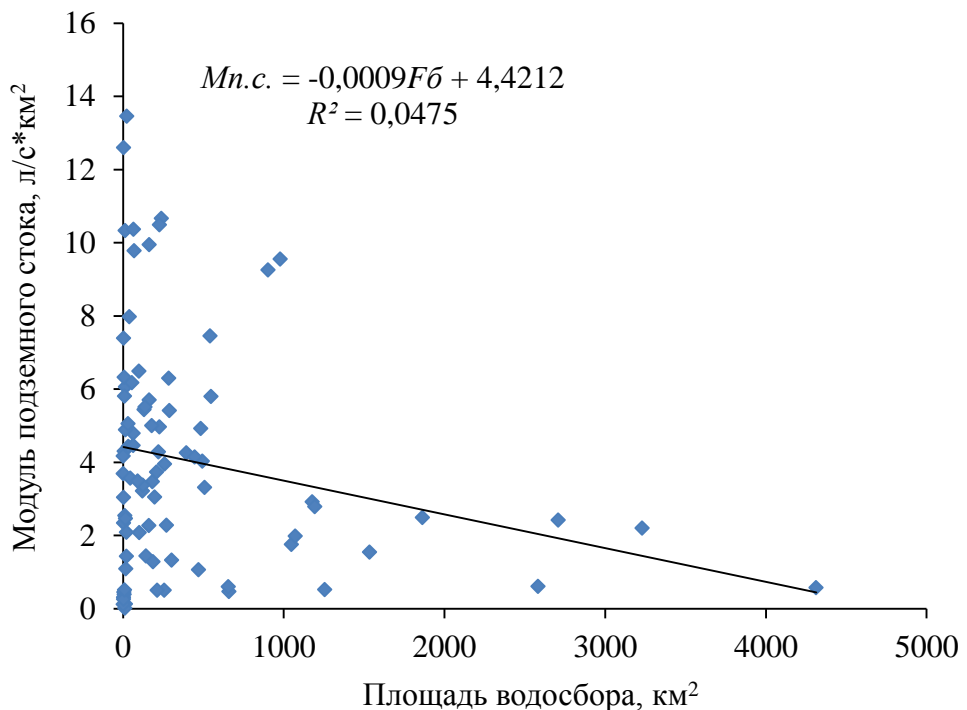


Рисунок 28 - Изменение величины модуля подземного стока от размеров площади водосбора

В целом, наблюдается тенденция увеличения модуля подземного стока с ростом количества атмосферных осадков вне зависимости от площади водосборов (рисунок 29). Эта тенденция сохраняется как для высокогорной части исследуемой территории (Окинское плато с окружающими хребтами), так и для среднегорной (Присаянье), представляющей собой северо-восточный склон Восточного Саяна, приуроченный к выступу фундамента Сибирской платформы. Однако, если для формирования модуля стока в 1 л/с*км² в среднегорье

достаточно 34 мм атмосферных осадков, то в высокогорной части уже необходимо до 100 мм.

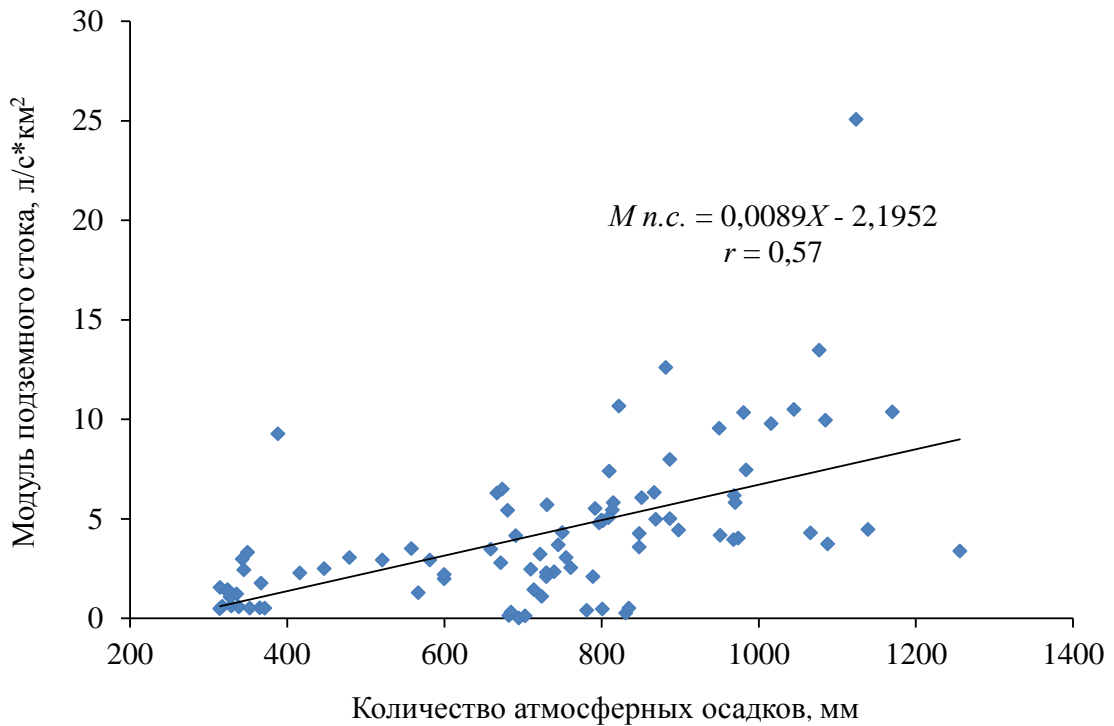


Рисунок 29 - Изменение величины модуля подземного стока от количества атмосферных осадков

Следующая особенность формирования подземного стока - это зависимость от литологических особенностей и геолого-структурных условий. Отмечается увеличение модуля подземного стока с появлением в составе пород карбонатных разностей, как правило, в различной степени закарстованных и обладающих более высокими фильтрационными свойствами. Например, появление в разрезе осадочно-метаморфических образований нижнего протерозоя карбонатных пород вызывает увеличение модуля подземного стока с 1,5-2,0 л/с*км² до 5,0 л/с*км² и выше при одинаковом увлажнении и схожих морфометрических характеристиках бассейнов. Повышенные величины модуля подземного стока до 10 л/с*км² и более в бассейне рек Кирей и Ярма приурочены к гранитоидам Саянского интрузивного комплекса. Возможно, экзогенная трещиноватость гранитоидов, слагающих горный массив, выше в сравнении с гнейсами и кристаллосланцами метаморфогенных комплексов Урикско-Ийского прогиба.

Тектоническая раздробленность метаморфических пород наоборот превосходит таковую в гранитоидах в верховьях рек Кирей и Ярма где закартированы единичные зоны нарушений ($K_{mp} = 0,01-0,17$), однако здесь на фоне интенсивного неотектонического воздымания основным фактором рельефообразования явилась ледниковая деятельность. С большой долей вероятности высокий подземный сток обеспечен наличием многочисленных озер (более 150) в истоках рек Кирей и Ярма и крупно-глыбовых морен в долинах этих рек, служащих хорошим коллектором для подземных вод. Однако и это не является достаточным условием для накопления подземных вод в гранитоидах Саянского интрузивного комплекса. Вполне возможно, что высокая относительная величина подземного питания обусловлена несовпадением поверхностного и подземного водосборов, но, к сожалению, на данном этапе исследований мы не можем указать действительные границы и размеры подземного водосбора. Поэтому весь учтенный подземный сток относился только к тому малому водосбору или его части, на замыкающем створе которого он был определен.

На Окинском плоскогорье в зоне широкого развития многолетнемерзлых пород наблюдается прямая зависимость модуля стока от частоты потоков $r = 0,82$ и густоты речной сети $r = 0,72$ (рисунок 30, 31), то есть величина подземного стока растет с увеличением горизонтальной расчлененности рельефа, связанной с тектонической раздробленностью и литологическим составом горных пород. Для верхней части бассейна р. Ока модуль подземного стока изменяется от $0,5 \text{ л/с*км}^2$ до $1,5 \text{ л/с*км}^2$, что характерно для бассейнов рек с наличием многолетнемерзлых пород и небольшим количеством атмосферных осадков, выпадающих на водосборе (до 350 мм), однако на участках распространения карбонатных пород в бассейне р. Боксон модуль подземного стока увеличивается в два раза. В бассейне р. Сорок подземный сток формируется в поле развития карбонатных пород в верховьях реки и, несмотря на большую мощность многолетнемерзлых пород, существует круглогодично. Бассейн реки его левого притока - р. Тустук,

сложенный метаморфическими породами, превосходит по площади в два раза, однако р. Тустук периодически перемерзает.

Широкое развитие наледей в верховьях рек Хоре, Боксон, Сорок, Диби, Тисса, Сенца свидетельствует о существовании подземного стока в истоках рек на высоких гипсометрических уровнях.

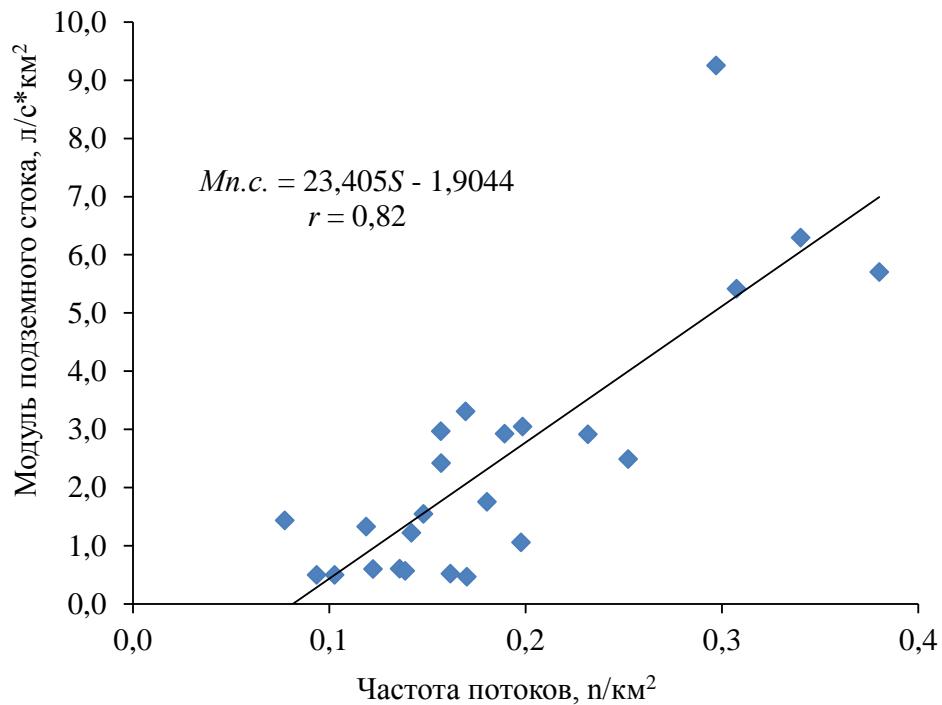


Рисунок 30 - Зависимость модуля подземного стока от частоты потоков (S) для рек Окинского плоскогорья

Относительно повышенный подземный сток р. Сенца ($M=1,8$ л/с*км²) и р. Тисса ($M=2,4$ л/с*км²) обусловлен наличием большого числа озер на водосборе, оказывающих регулирующее влияние. Так, например, р. Тисса протекает через два озера Шутхулай-Нур и Дозор-Нур с общей площадью зеркала воды около 30 км² и имеет не характерный для горных рек низкий коэффициент вариации подземного стока – 0,14. Сравнение гидрографов рек Тисса и Орлик одинаковых по типу питания, бассейны которых расположены в высокогорной зоне, показывает, что для р. Тисса характерно более растянутое, сглаженное половодье и зимняя межень (рисунок 7). Для р. Орлик характерно короткое высокое половодье, летняя межень с дождевыми паводками, превосходящими половодье и низкая зимняя межень с резким изъятием стока на наледообразование.

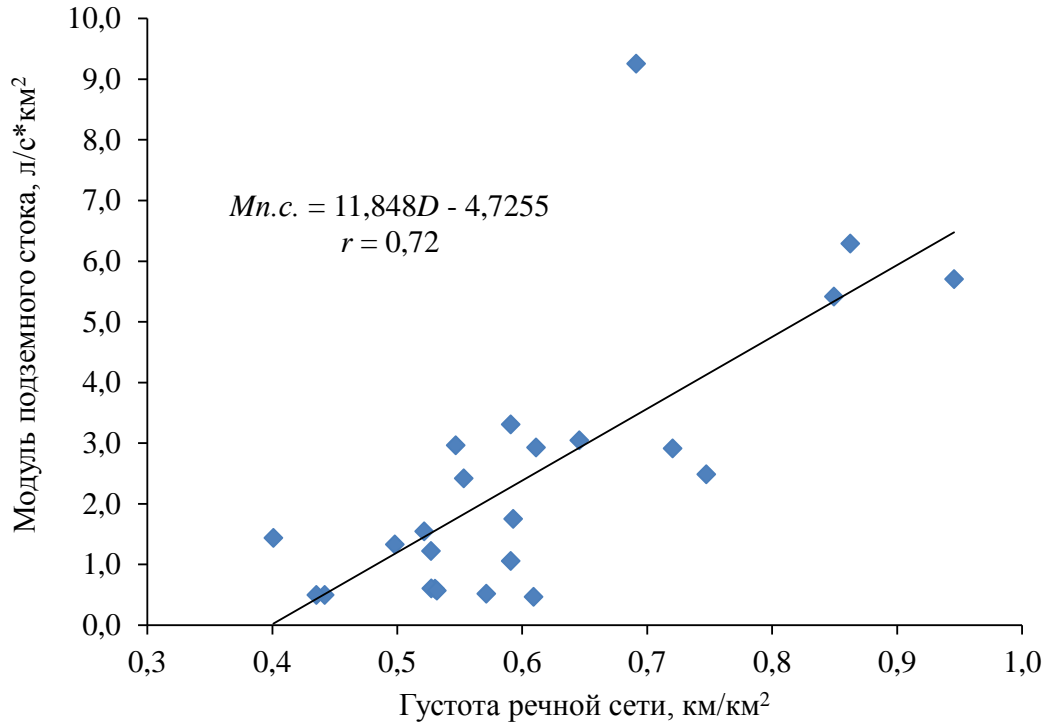


Рисунок 31 - Зависимость модуля подземного стока от густоты речной сети (D) для рек Окинского плоскогорья

Также большое количество озер на водосборе у левых притоков р. Ока и тектоническая раздробленность территории создают благоприятные условия для существования таликовых зон, по которым происходит питание подземных вод, а в некоторых случаях и разгрузка. Кроме того, бассейн р. Ока до устья р. Жомболок имеет асимметричное строение. Левобережье занимает выровненное плато (древние поверхности выравнивания), поэтому левые притоки р. Ока значительно протяженнее, имеют небольшие уклоны, а в долине р. Сенца, несмотря на наличие многолетнемерзлых пород, существуют выходы термальных вод с дебитами до 40 л/с [Бадминов, 2013]. Правобережье представляет собой склоны гольцовой зоны с большими уклонами и малыми водосборами рек Гарган, Улзыта, Густук, Сорок, Жахна, Орлик, в связи с чем, часть из них в зимний период перемерзает полностью. Самый высокий модуль подземного стока отмечен в бассейне реки Жомболок ($M=9,2$ л/с*км²), расположенной в краевой части плоскогорья, где в настоящее время проявляются интенсивные движения земной коры. Долина реки заложена по молодому тектоническому разлому и заполнена голоценовым базальтовым потоком, перекрывающим морены

последнего оледенения и галечники р. Ока. Река берет начало из озера Бурсук-Нур, однако выше в 10 км существует изолированное базальтовым потоком подпрудное озеро Хара-Нур, одно из крупнейших на данной территории. Его площадь более 9 км², а глубина достигает 50 м [Щетников, 2016]. В зимнюю межень уровень озера может понижаться на 20 м и более, что свидетельствует о перетоке озерных вод через осадочный комплекс днища долины не только в озеро Бурсук-Нур, но и непосредственно в аллювиальные отложения р. Жомболок. Кроме того, многие притоки р. Жомболок (р. р. Хагта, Саган-Шулута, Хи-Оруг и т.д.), достигая лавового потока, теряются под базальтовыми торосами, и поверхностный сток трансформируется в подземный. В отложениях базальтов выявлены сквозные каналы, сформировавшиеся при остывании лавы [Аржанников, 2017], которые существенно увеличивают их фильтрационные и емкостные свойства и способствуют интенсивному движению подземных вод. Гидрометрическая съемка зимней межени показала большую невязку стока в пределах Окинской впадины (рисунок 32). Зимний меженный сток р. Ока в створе 1-п. Тала превышает суммарный сток притоков (створ 2, 3, 4) более чем на 10 м³/с. Кроме возможного подруслового стока р. Жомболок, здесь, скорее всего, происходит разгрузка подземных вод из рыхлых четвертичных отложений самой Окинской впадины. Эта разгрузка оказывает настолько мощное отепляющее воздействие, что на протяжении более 5 км в русле рек Ока и Жомболок существуют многочисленные незамерзающие полыньи и участки, практически свободные от ледового покрова. Вскрытие рек на этом участке происходит значительно раньше, чем на остальной территории.

В пределах Восточно-Саянской гидрогеологической складчатой области за исключением Окинского плоскогорья выявлена зависимость параметра, характеризующего многолетнюю изменчивость подземного стока с C_v от средней высоты водосбора. Это подтверждает повышение роли отмеченных выше природных особенностей территории с высотой местности в формировании подземного стока, особенно такого фактора как общее увлажнение.

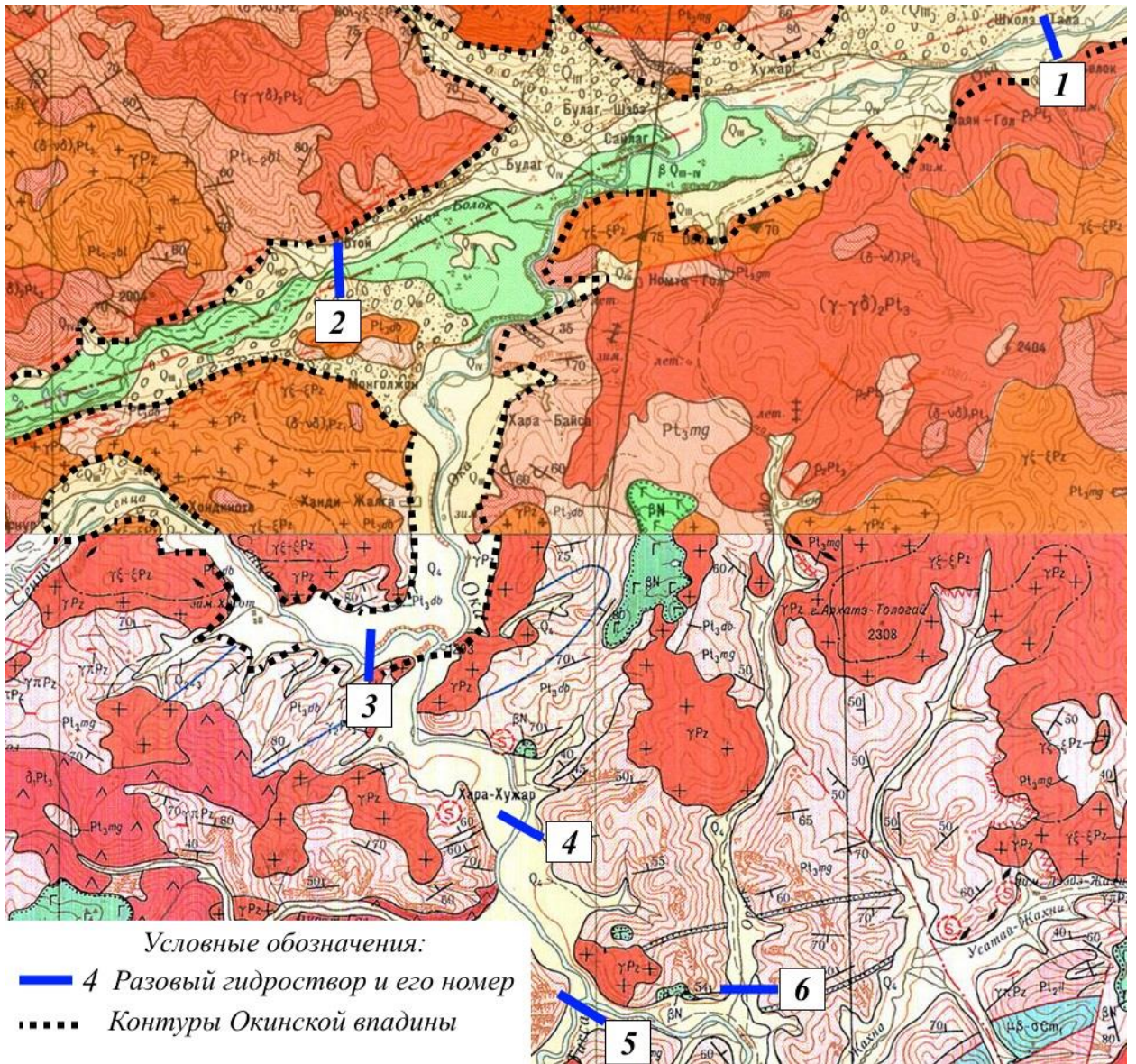


Рисунок 32 - Геологическая карта района Окинской впадины (условные обозначения на рисунке 16)

Существующая зависимость показывает уменьшение изменчивости подземного стока с увеличением средней высоты водосбора (рисунок 33). С одной стороны, это обусловлено увеличением в этом же направлении годовых сумм осадков, а с другой – уменьшением их изменчивости, другими словами, с повышением местности, стабильно выпадающие осадки, при прочих равных условиях обеспечивают относительно высокую степень устойчивости подземного стока. Под равными условиями понимаются особенности влагоприема и водоотдачи, принятые условно одинаковыми по типу коллектора для

трещиноватых интрузивных и метаморфических пород Восточно-Саянской складчатой области.

Распределение подземного стока центральной части Восточного Саяна носит дискретный характер, на фоне которого достаточно отчетливо проявляются определенные закономерности: изменение модуля подземного стока с высотой бассейна, влияние количества атмосферных осадков на величину подземного стока, независимость относительной величины подземного стока от площади водосбора [Бадминов, 2019].

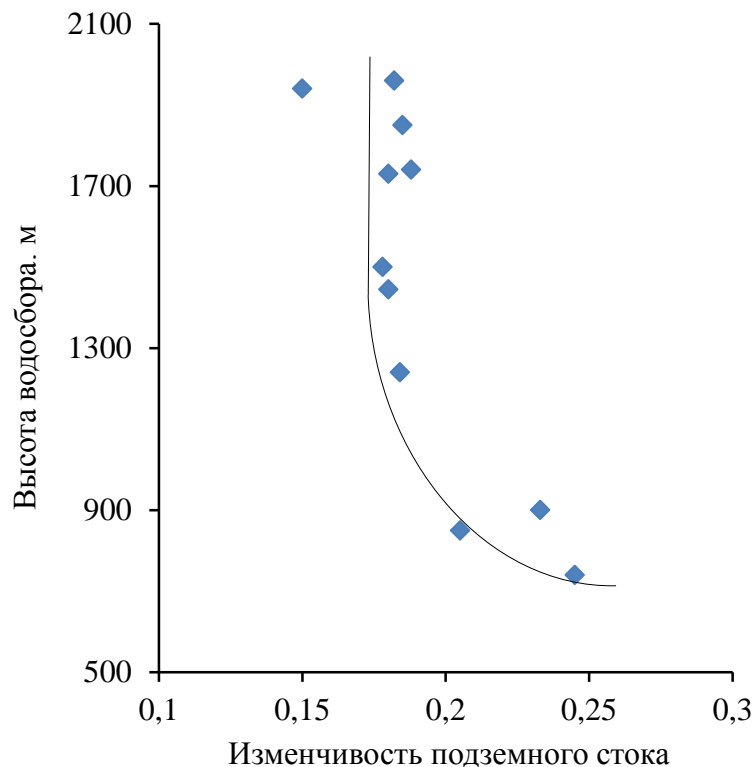


Рисунок 33 - Характер изменчивости подземного стока в зависимости от средней высоты водосбора

Эти зависимости подземного стока отражают общую направленность процесса на региональном уровне. Подземный сток частных водосборов определяется, главным образом, их гидрогеологическими условиями — особенностями геолого-тектонического строения, литологического состава пород, морфологии и климата — основных факторов формирования подземных вод.

ГЛАВА IV. ОЦЕНКА ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Исследованием подземного стока в отдельных горно-складчатых регионах Сибири, Дальнего Востока и северо-востока России в разные годы занимались В.С. Кусковский [1966], В.М. Пигузова и О.Н. Толстихин [1970], Г.В. Соловьева [1967], А.И. Зеленой [1969], Л.В. Замана [1970], Я.И. Неизвестнов и М.Б. Голубовский [1972], Б.И. Писарский [1973, 1976], Б.И. Писарский и А.П. Хаустов [1979], Н.А. Маринов [1977], В.А. Малий [1969], А.Е.Черкасов [1969], А.Н. Никитенков [2010] А.Н. Никитенков, Е.М. Дутова [2010], Л.П. Глотова, В.Е. Глотов В.Е. [2012], А.Н. Никитенков, Е.М. Дутова, Д.С. Покровский [2013] и другие.

Значительные исследования по региональной оценке, картированию подземного стока и естественных ресурсов подземных вод крупных регионов были выполнены советскими и российскими специалистами (Б.И. Куделин, В.А. Всеволожский, Р.Г. Джамалов, И.В. Зеленин, И.С. Зекцер, В.М. Шестопапов, И.Ф. Фиделли, О.В. Попов, Н.С. Ратнер, Б.Л. Соколов, М.Л. Марков и др.).

Естественные ресурсы (динамические запасы) характеризуют величину питания подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, перетекания из других водоносных горизонтов, поглощения речного стока и суммарно выражаются величиной расхода потока, поступающего на уровень подземных вод, то есть естественные ресурсы являются показателем восполнения подземных вод. Среднегодовое значение величины питания подземных вод за вычетом испарения равно величине подземного стока, то есть среднегодовое значение величины подземного стока при региональных оценках количественно приравнивается к естественным ресурсам подземных вод и выражается среднегодовыми и минимальными значениями модулей подземного стока (в литрах в секунду с 1 км²).

4.1. Основные методы региональной оценки подземного стока

Основные методы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод, их преимущества и недостатки представлены в работе И.С. Зекцера [2012] (таблица 18). Выбор конкретного метода оценки естественных ресурсов зависит

от целей, задач, масштаба исследований и гидролого–гидрогеологических условий территории. Указанные методы дополняют друг друга, и наиболее достоверный результат может быть получен при их совместном использовании.

Таблица 18 - Методы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод

Метод	Преимущества	Ограничения
1	2	3
Расчленение гидрографов рек	Возможность получения среднегодовых характеристик; возможность оценки годовой и сезонной изменчивости	Необходимость многолетних наблюдений за речным стоком в ненарушенных условиях; применимость только для зоны дренирования подземных вод
Оценка изменений меженного стока реки между двумя гидрометрическими створами	Возможность получения среднегодовых характеристик; возможность оценки годовой и сезонной изменчивости	Различия в величинах меженного стока должны превышать точность их измерений
Гидродинамический расчет баланса и расхода подземного потока (в том числе моделирование)	Возможность оценки естественных ресурсов отдельных водоносных горизонтов	Невозможность оценить годовую и сезонную изменчивость, необходимость осреднения гидрогеологических параметров
Среднегодовой водный баланс областей питания или разгрузки подземных вод	Возможность расчета не дренируемого подземного стока	Величина подземного стока должна превышать погрешность определения основных компонентов водного баланса
Оценка инфильтрационного питания подземных вод по режиму их уровня	Возможность оценки естественных ресурсов отдельных водоносных горизонтов	Необходимость экстраполяции данных по отдельным скважинам; возможность применения в основном в условиях естественного режима уровня подземных вод
Оценка инфильтрационного питания по коэффициенту подземного стока	Возможность применения независимо от степени изученности и гидрогеологических условий по данным о величине атмосферных осадков	Приближенность получаемых результатов ввиду экспертных оценок коэффициента подземного стока

Они основываются на анализе и обработке уже имеющейся гидрологической и гидрогеологической информации, не требуют проведения дорогостоящих буровых и опытно–фильтрационных работ и обеспечивают хорошую результативность.

Из всего многообразия методов оценки подземного стока имеющийся фактический материал позволяет применить на исследуемой территории метод генетического расчленения гидрографа, гидродинамический метод расчета

расхода подруслового потока и обосновать применение гидрометрической съемки осенней и зимней межени. Первый из вышеперечисленных методов использовался в регионе ранее [Трофимук, 1968; Малий, 1969; Естественные ресурсы..., 1976]. Он заключался главным образом в определении минимального модуля подземного стока и в выделении подземной составляющей на гидрографе общего речного стока. Однако на исследуемой территории применимость метода ограничена восемью водосборами и только половина из них характеризует сток, формирующийся в пределах гидрогеологического массива. Поэтому метод генетического расчленения гидрографа речного стока использовался ограниченно в основном для рек-аналогов, что обусловлено отсутствием фактического материала, позволяющего обосновать с помощью расчетов разделение речного стока на поверхностный и подземный.

Предыдущие исследователи были вынуждены прибегнуть к схематическому его расчленению методами срезки или огибающей кривой для рек с нисходящим типом питания. Более чем пятикратное превышение подземной составляющей в летний период над стоком зимней межени В.А. Малий [1969] обосновывал соответствующей величиной отношения летнего родникового стока к зимнему. Однако эта величина характерна лишь для экстремальных значений родникового стока. Как следует из наблюдений Г.Г. Скворцова за дебитом родника «Теплый Ключ» она уменьшается до 1,50 и менее для отношений величин родникового стока за весь летний период к зимнему периоду, поэтому такой метод выделения подземной составляющей на гидрографе речного стока в конкретных условиях приводит к ее значительному завышению.

4.1.1. Метод генетического расчленения гидрографа речного стока с учетом изъятия части стока на наледообразование и гидрометрическая съемка зимней и осенней межени.

Для оценки подземного стока и изучения его пространственного распределения на исследуемой территории применен метод генетического расчленения гидрографа и гидрометрическая съемка осенней и зимней межени. Этот метод теоретически обоснован и широко использовался при картировании

подземного стока зоны интенсивного водообмена Ангаро-Ленского артезианского бассейна [Шенькман, 1976].

Гидродинамический метод позволил оценить на исследуемой территории только ту часть подземного стока, которая не реализуется в русловую сеть. Он использован в бассейне р. Черной Зимы в процессе проведения детальных поисков пресных подземных вод для водоснабжения Белозиминского ГОКа [Пашовкина и др., 1990].

В настоящее время методы оценки подземного стока достаточно хорошо освещены в работах [33, 98, 146, 200, 210-214], однако для оценки подземного стока исследуемой территории имеющийся фактический материал позволяет применить только методы генетического расчленения гидрографа и гидрометрической съемки зимней межени. Использование меженных гидрометрических съемок актуально для количественной оценки подземного стока при отсутствии или ограниченных данных наблюдений за стоком рек [Соколов, Саркисян, 1981].

Замеры расходов воды в зимний меженный период произведены на 89 разовых гидрометрических створах (рисунок 34, 35).

В пределах Окинского плоскогорья (верховье р. Ока) зимняя гидрометрическая съемка была проведена в 2015-2016 г.г. Меженные расходы притоков р. Ока в ее среднем течении (склоновая часть Восточного Саяна), Урик, Большая Белая, Тагна, Ерма определены в ходе авиадесантных работ в декабре 1990 года. Меженные расходы рек Кирей, Зима и их притоков определялись неоднократно в течение 1988-1990 г.г. В пределах горно-складчатого обрамления такие работы проведены впервые и имели ряд особенностей:

- меженные гидрометрические съемки методически выполнялись в соответствии с типовыми рекомендациями [Ратнер и др., 1969], а для повышения точности измерений число промерных и скоростных вертикалей на створе увеличивалось в 1,5 – 2 раза по сравнению с рекомендованными [Наставление, 1972], но так чтобы различие соседних точек на эпюре скоростей не превышало 25%;

- морфометрические и гидравлические условия разовых гидрометрических створов выбирались близкими к однородным;

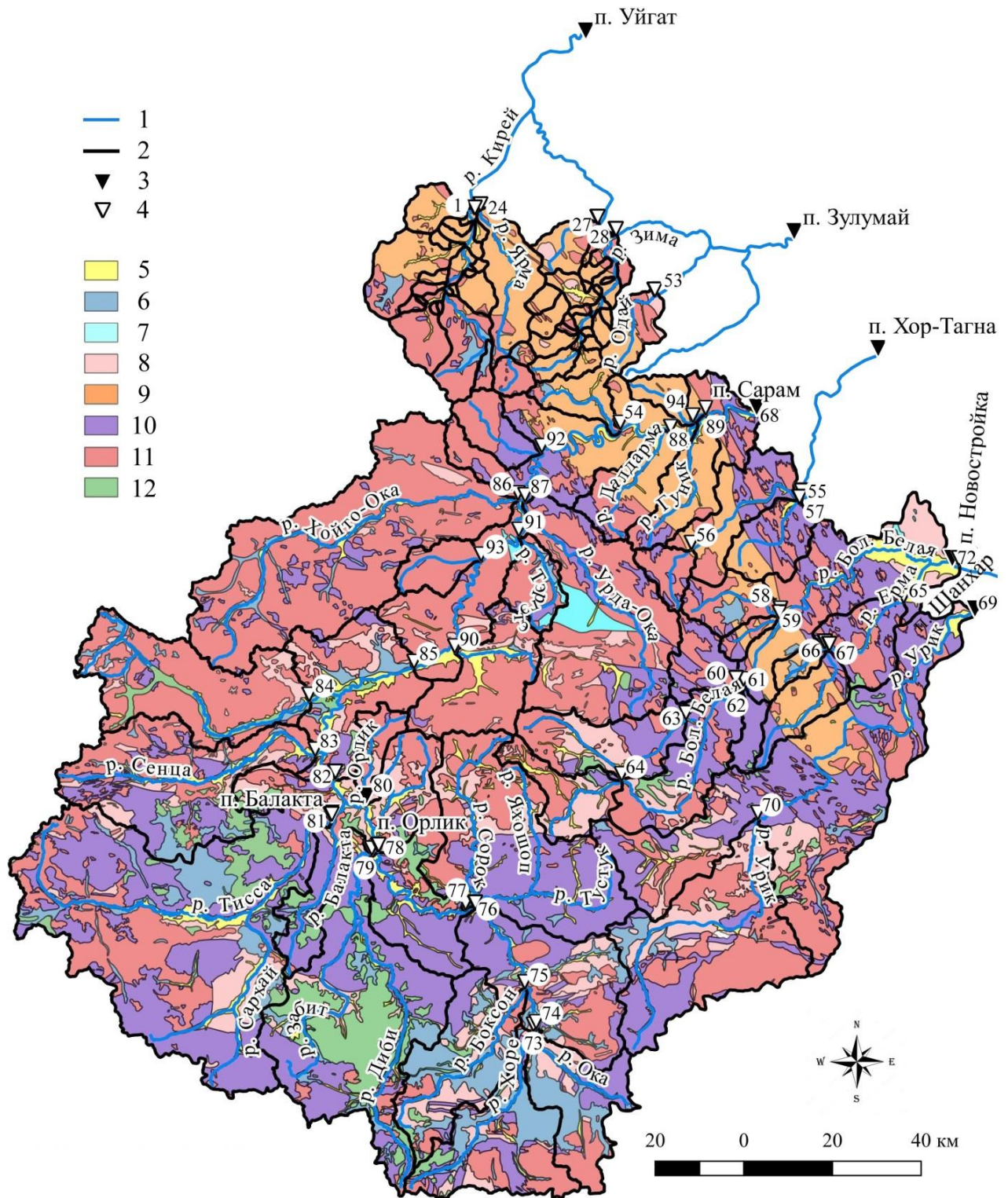


Рисунок 34 - Схема расположения гидрометрических створов в центральной части Восточного Саяна

1 – реки, 2 – границы водосборов, 3 – стационарные гидрологические посты УГМС, 4 – разовые гидрометрические створы ИЗК СО РАН 1 - 89, 5 – 12 - основные водоносные зоны.

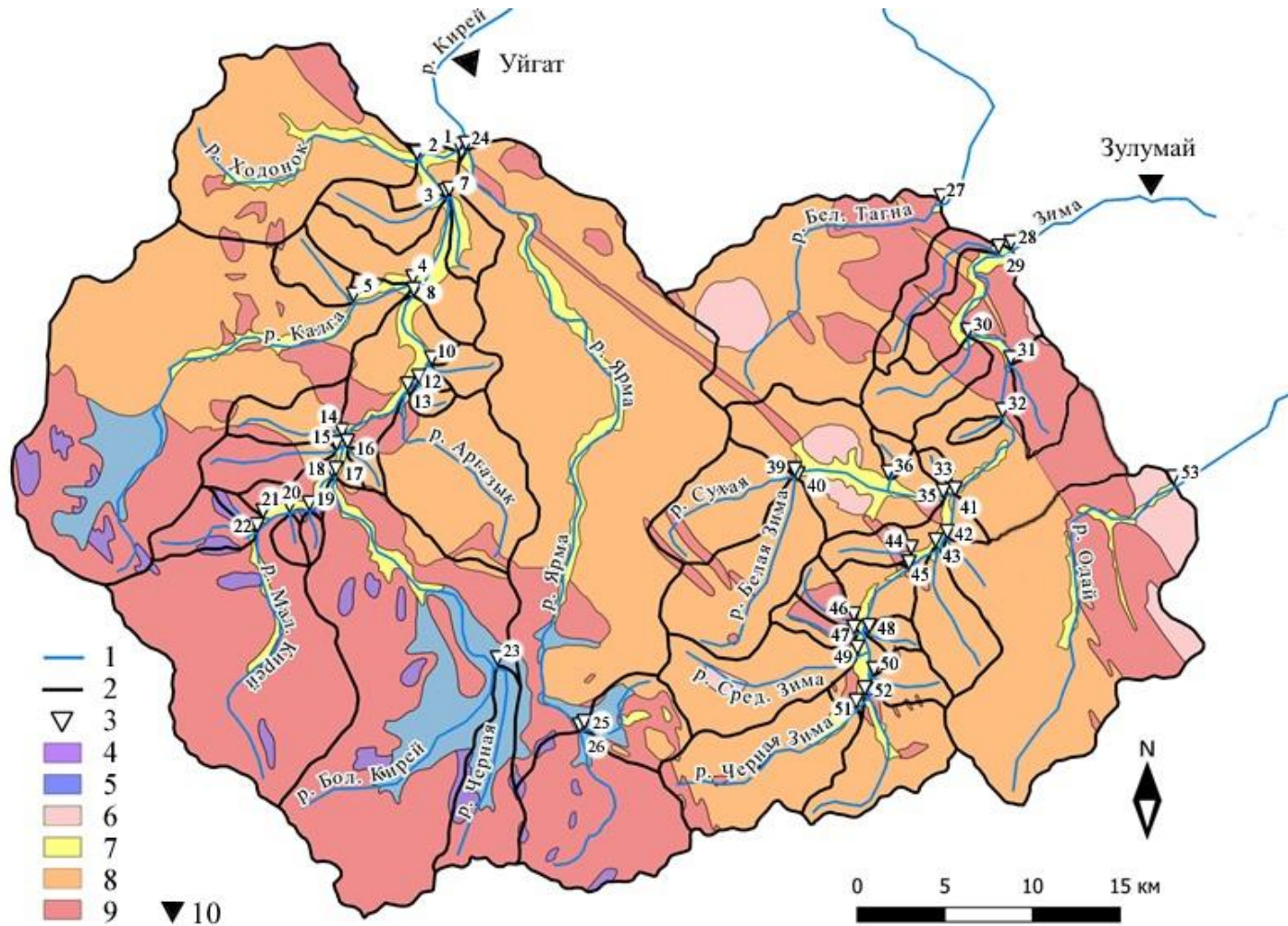


Рисунок 35 - Схема расположения гидрометрических створов в бассейнах рек Кирей и Зима
 1 – реки, 2 – границы водосборов, 3 – разовые гидрометрические створы, 4 – 9 – основные водоносные зоны, 10 – стационарный гидрологический пост УГМС

- бассейны почти всех рек из-за сложности геологического строения являются гетерогенными, поэтому створы размещались в устьях почти всех малых притоков и по возможности чаще в долинах главных рек. Это позволило обеспечить взаимный контроль каждого измеренного расхода совокупностью предшествующих измерений и выяснить места притока подземных или поглощение речных вод.

При обработке результатов гидрометрических съемок основная задача заключается в трансформировании единичных расходов воды в среднее значение для данного месяца, года и многолетнее для получения расчетных характеристик [Ратнер, 1977]. В качестве рек-аналогов приняты основные дрены территории с достаточно длительными рядами наблюдений за речным стоком в замыкающих створах. В основу оценки подземного стока рек-аналогов положен метод генетического расчленения речного гидрографа [Куделин, 1960], рассматривающий различные схемы дренирования реками водовмещающих пород. Для большинства речных бассейнов Восточного Саяна характерно отсутствие берегового регулирования, так как даже в бассейнах малых рек глубина эрозионного вреза значительно превышает мощность зоны дренирования, определяемой глубиной распространения эффективной трещиноватости. В этих условиях происходит практически полное дренирование массивов реками [Попов, 1968].

Процедуре расчленения и реконструкции подверглись более 200 фактических гидрографов, принадлежащих расчетным водосборам рек Ока - п. Сарам, Орлик - п. Орлик, Тисса - п. Балакта, Кирей - п. Уйгат, Зима - п. Зулумай, Тагна - п. Хор-Тагна, Большая Белая - п. Новостройка, Урик – п. Шанхар, Китой – п. Дабады с учетом изъятия части стока на наледообразование (рисунок 36). Также для некоторых водосборов подземный сток определялся по трем характерным гидрографам (маловодный, средний, многоводный). Сравнительные результаты оценки подземного стока, определенной по характерным гидрографам и среднемноголетней его величины, полученной при расчленении всего имеющегося многолетнего ряда, приведены в таблице 19.

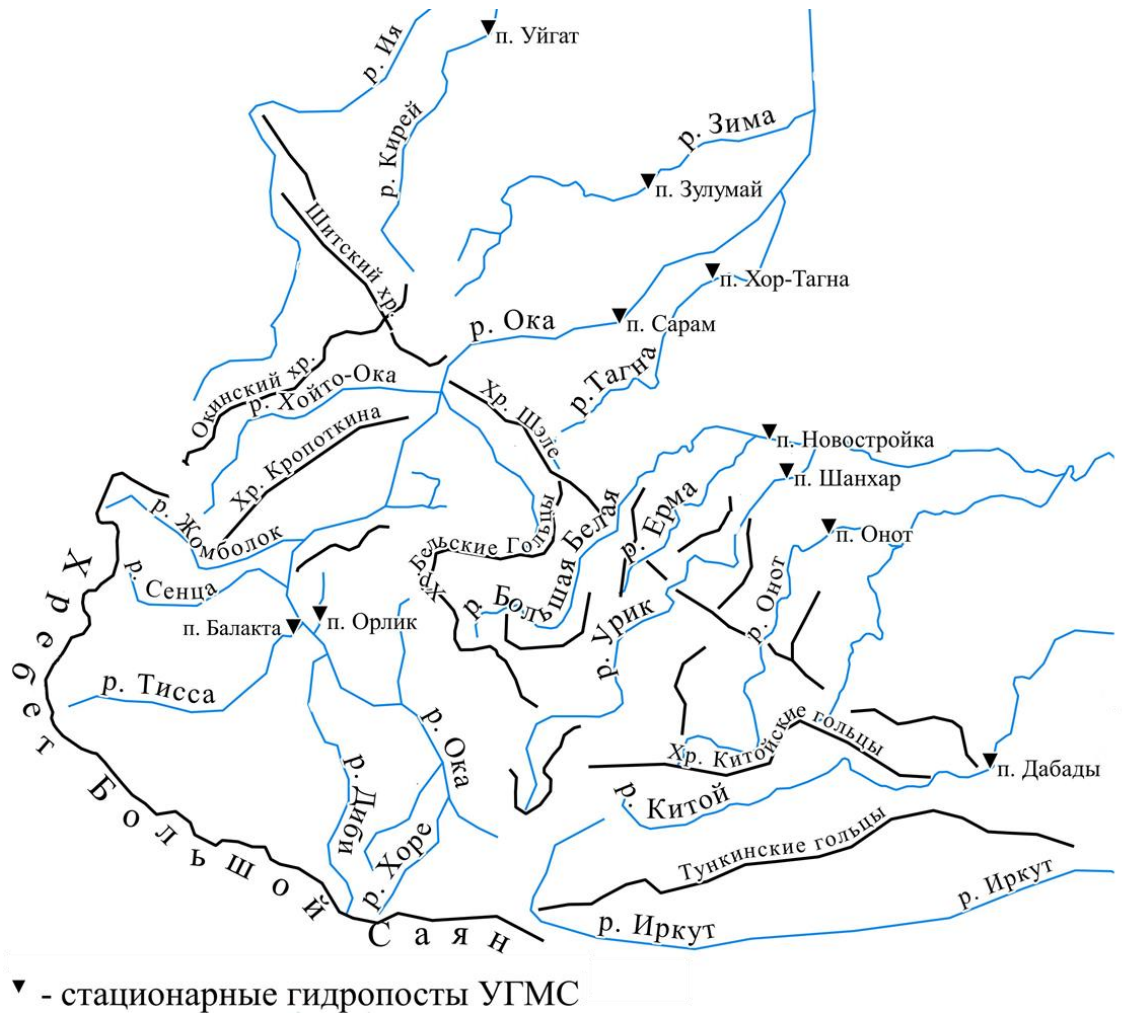


Рисунок 36 - Схема расположения стационарных гидрологических постов УГМС с многолетними наблюдениями за речным стоком

Таблица 19 - Сравнительные результаты оценки подземного стока по гидрографам рек-аналогов

Река-пост	$Q_{\text{подз.среднемн.}}$ по всем гидрографам	$Q_{\text{подз.среднемн.}}$ по трем характерным гидрографам	$Q_{\text{ср.мн.}}$ наледное по всем гидрографам	$Q_{\text{ср.мн.}}$ наледное по трем гидрографам	Ошибка расчета в %
Ока-Сарам	54,6	58,9	8,69	10,7	7,8
Орлик-Орлик	0,20	0,21	0,032	0,039	5,0
Тисса-Балакта	7,51	8,04	0,96	1,14	7,0
Зима-Зулумай	7,91	6,94	0,97	0,79	12,2
Кирей-Уйгат	15,3	15,1	2,15	2,64	1,3

Для приведения данных зимней гидрометрической съемки к годовым и многолетним значениям использованы переходные коэффициенты, характеризующие соотношения подземного стока периода выполнения съемок с

общей величиной годового стока. Данные эпизодических измерений речного стока приводились к многолетним по следующей схеме. Вначале рассчитывался среднемесячный расход в месте разового замера по формуле:

$$\bar{Q}_x = Q_{ox} \frac{Q_{oa}}{Q_{oa}}, \quad (8)$$

где Q_x – среднемесячный расход разового гидрометрического поста, м³/с; Q_{ox} – разовый расход (получен в процессе гидрометрической съемки), м³/с; \bar{Q}_{oa} – среднемесячный расход реки-аналога, м³/с; Q_{oa} – разовый расход реки-аналога, м³/с. Далее по этой же схеме среднемесячный расход разового гидрометрического поста приводился к годовому и многолетнему значениям [Ратнер, 1977].

Правомерность использования для расчетов многолетних значений подземного стока данных единичных измерений расходов воды и точность получаемых результатов обеспечивается производством работ в периоды, когда речной сток сформирован практически целиком за счет подземных вод, то есть является генетически однородным.

Величина подземного стока для неизученных рек склоновой части бассейна р. Ока вне Окинского плоскогорья определялась с помощью уравнения линейной регрессии по связи модуля стока с высотой водосбора, полученной для рек среднего течения бассейна р. Ока с коэффициентом корреляции $r = 0,84$. По этой зависимости определен подземный сток для всех рек с площадью водосбора более 100 км² и имеющих круглогодичный сток. В качестве контрольного метода проверки результатов съемок служит последовательный расчет величин подземного стока в замыкающем створе, бассейн которого разбит гидрометрическими створами на отдельные участки. Сходимость результатов расчета по замыкающему створу с расчетом средневзвешенных величин подземного стока, полученных по отдельным створам, служит критерием точности выполненных работ. Средне многолетний подземный сток, определенный по разовому расходу зимнего речного стока без учета наледообразования для замыкающего створа р. Ока-п. Сарам составил 45,5 м³/с, а суммарный подземный сток притоков р. Ока, полученный при помощи приводки эпизодических измерений

к многолетним – $45,9 \text{ м}^3/\text{с}$ (рисунок 37, таблица 34).

Высокая сходимость результатов, полученных по методу переходных коэффициентов, свидетельствует о приемлемой точности произведенных работ и применимости данного метода для исследуемой территории.

Технология расчленения и реконструкции гидрографа сводится к нахождению характерных точек на гидрографе общего речного стока и соединению их ломаной линией (рисунок 38, 39). Начальная (первая) точка соответствует переходу речного стока на независимый режим питания с наступлением ледовых образований и устойчивому переходу среднесуточных температур через ноль градусов. Расход реки в этот момент соответствует величине влагозапасов на начало истощения и является исходным для расчета экспоненциальной кривой (реконструкция). Вторая точка соответствует началу таяния ледяного покрова и наледей (момент устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через $0 \text{ }^\circ\text{C}$ в сторону положительных значений или уменьшение толщины льда, инструментально зафиксированного на стационарных гидрологических постах р. Ока-п. Сарам, р. Орлик-п. Орлик, р. Тисса-п. Тисса). Очевидно, что в этот момент величина речного стока равна действительному притоку подземных вод из дренируемых реками водоносных горизонтов и зон [Боревский, Марков, 2015]. При отсутствии берегового регулирования поверхностный сток совпадает по фазам с подземным с некоторым смещением во времени, вызванным различной скоростью добегания поверхностных и подземных вод в русло. В этом случае максимуму половодья будет соответствовать минимум подземного стока. Эта точка будет третьей переломной на гидрографе речного стока. После прохождения пика половодья подземный сток в реке начинает возрастать. При слабой гидрогеологической изученности горных районов (отсутствуют совместные наблюдения за речным стоком и стоком опорных родников для определения коэффициента динамичности) может быть применена схема расчленения по Воскресенскому К.П. [1947], учитывающая общее повышение подземного стока к концу половодья.

Для учета изъятия части стока на наледообразование проведена реконструкция

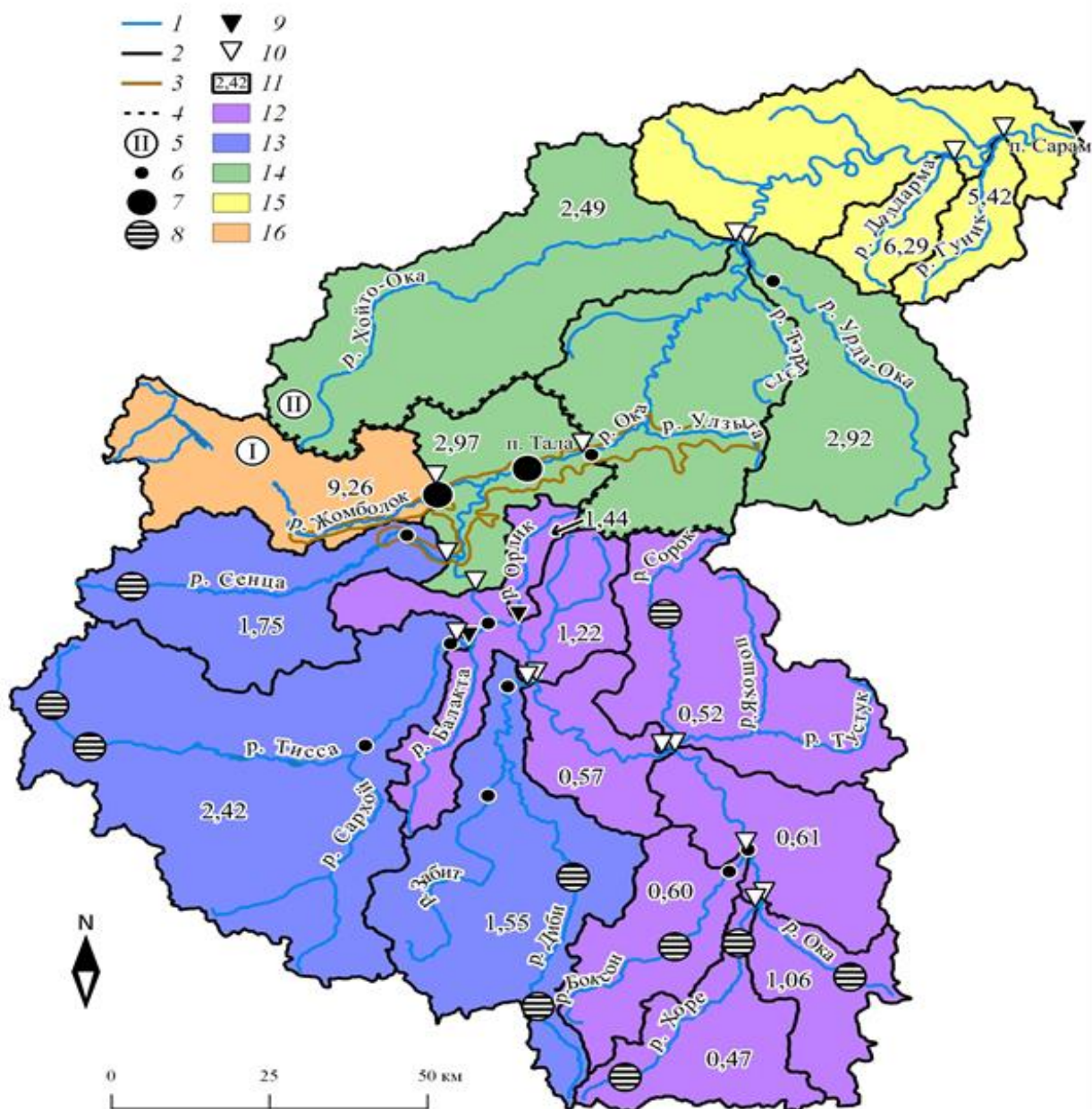


Рисунок 37 - Карта распределения модуля подземного стока горноскладчатой части бассейна р. Ока (Восточный Саян)

1 – реки; 2 – границы речных водосборов; 3 – контур Окинской впадины; 4 – граница между плоскогорьем и склоновой частью бассейна р. Ока; 5 – Окинское плоскогорье (I), склоновая часть бассейна р. Ока (II). Участки наибольшего развития полей (по Зонову Б.В., Шульгину М.Ф., 1966 с дополнениями авторов): 6 – длиной от 1 до 2 км, 7 – длиной более 5 км. 8 – участки развития крупных наледей; 9 – разовый гидрометрический створ; 10 – стационарный гидрологический пост; 11 – модуль подземного стока, л/с*км²: 12 – от 0,5 до 1,5 низкий, 13 – от 1,5 до 2,5 средний, 14 – от 2,5 до 3,5 высокий, 15 – от 3,5 до 6,5 весьма высокий, 16 – более 6,5 исключительно высокий.

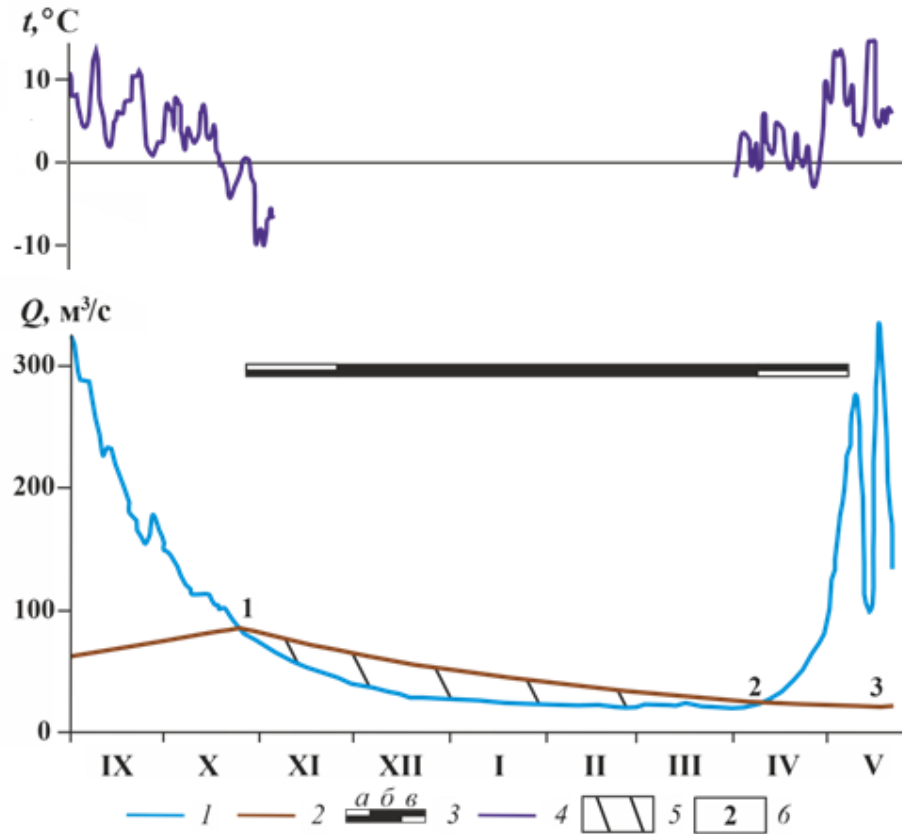


Рисунок 38 - Определение подземного стока р. Ока в створе п. Сарам по гидрографу речного стока за 2011-2012 г. г.

гидрографов рек в зимний период по экспоненциальному уравнению, предложенному Буссинеском для описания интенсивности уменьшения дебита родников в периоды отсутствия питания подземных вод [Соколов, Саркисян, 1981]:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha(t_2 - t_1)}, \quad (9)$$

где $t = t_2 - t_1$ – период сработки запасов, с; Q – расход воды в период времени t , $\text{м}^3/\text{с}$; α – коэффициент истощения, характеризующий скорость сработки запасов, с^{-1} . В начале кривой спада t равно нулю, Q будет равно Q_0 .

Разница между теоретической кривой и реальным гидрографом за зимний период будет равняться потерям речного стока на наледообразование.

Для бассейнов рек с отсутствием наблюдений за стоком потери на наледообразование определялись по эмпирической формуле Кравченко В.В. [1968], предложенной для территории Восточного Саяна (бассейн р. Ока) в зависимости от площади и высоты водосбора:

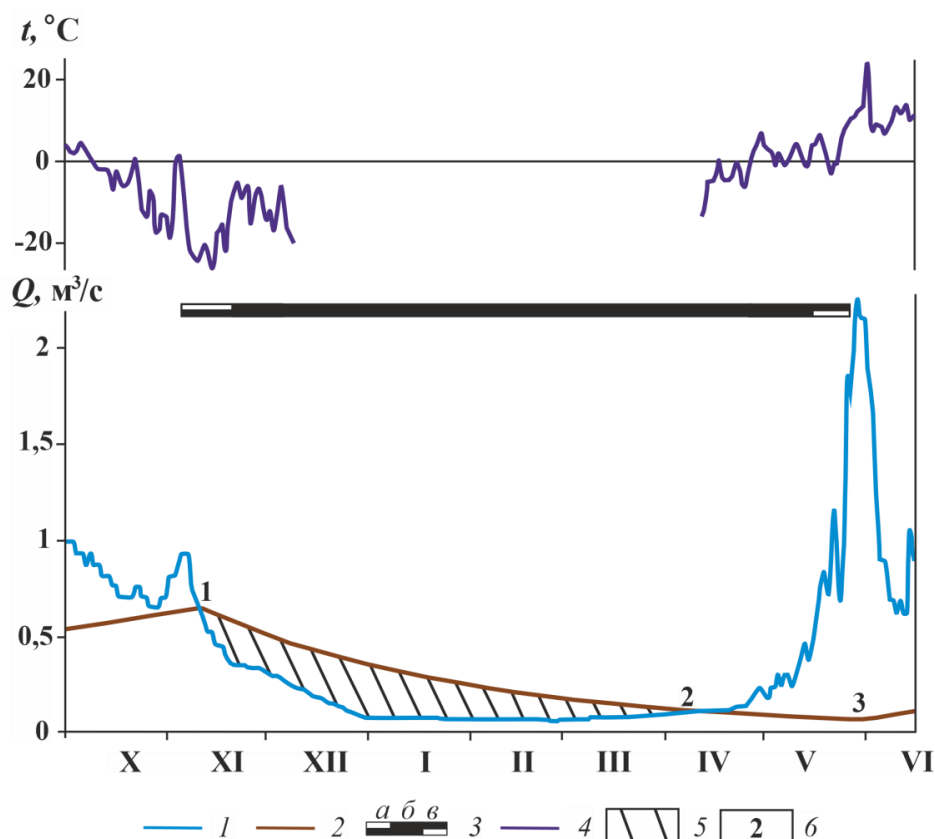


Рисунок 39 - Определение подземного стока р. Орлик в створе п. Орлик по гидрографу речного стока за 2011-2012 г. г.

1 – речной сток; 2 – подземный сток; 3 – ледовая обстановка (а – начало ледовых явлений, забереги; б – ледостав; в – конец ледовых явлений, ледоход); 4 – температура воздух; 5 – потери речного стока на наледообразование. 6 – переломные точки

$$h_{\Pi/F_{\Pi}} = h_{\Pi/F=5000} 0,6 \left(\frac{F_{\Pi}}{F_1} \right)^{0,06}; \quad h_{\Pi/F=5000} = aH + b, \quad (10)$$

где $h_{\Pi/F}$ – слой наледного стока при фактической площади водосбора, мм; $h_{\Pi/F=5000}$ – величина потерь стока, приведенная к площади водосбора 5000 км², мм; F_{Π} – фактическая площадь водосбора, км²; F_1 – единичная площадь, км²; $h_{\Pi/F=5000}$ – величина потерь стока, приведенная к площади водосбора 5000 км², мм; H – средняя высота водосбора, м; a и b – районные параметры, равные для бассейна реки Оки соответственно 0,005 и 2,3.

Метод расчета потерь стока на образование речного льда и наледей основан на тесной связи между этой величиной и зимним речным стоком, выраженным в модульных коэффициентах. Отличие в расчетах потерь речного стока на наледообразование, определенное по реконструкции гидрографа и по

эмпирической формуле, составляет 11 % (для бассейнов рек Ока и Тисса) и 22 % (для бассейна р. Орлик) и не превышает величины ошибки при гидрологических расчетах для горных рек.

4.1.2. Гидродинамический метод определения расхода подземного потока

Этот метод использован для определения подруслового стока в бассейне рек Белой и Черной Зимы в дополнение к гидрометрической съемке зимней межени и методу генетического расчленения гидрографа в связи с особенностями геолого-геоморфологического строения долин, обусловленных наличием мощной коры выветривания карбонатитов и литолого-фациальной неоднородностью рыхлых отложений.

Расход подруслового потока определим по формуле Дарси:

$$Q = \frac{K_1 H_1 B_1 + K_2 H_2 B_2}{2} I, \quad (11)$$

где $K_1 H_1$ и $K_2 H_2$ – коэффициенты водопроницаемости водоносного горизонта в верхнем и нижнем сечениях потока, м²/сут; B_1 и B_2 – ширина потока, м; I – уклон потока, равный:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{l}, \quad (12)$$

где, H_1 и H_2 – абсолютные отметки уровня подземных вод в верхнем и нижнем сечениях, м; l – расстояние между сечениями, м.

Сечения потока соответствуют схемам размещения скважин первого и второго опытных кустов (рисунок 40, 41). Расстояние между ними $l = 1160$ м, и уклон потока $I = 0,011$. Выбор фильтрационных параметров, полученных в результате опытно-фильтрационных работ, вызывает определенные затруднения в связи с резкими отличиями коэффициентов водопроницаемости, рассчитанных по данным одиночных и кустовых откачек в районе первого куста, что может быть вызвано несовершенством в прискважинных зонах, приводящих к занижению параметров, полученных по одиночным откачкам (таблица 20). Превышение в несколько раз значений водопроницаемости, рассчитанных одним и тем же способом, по первому кусту скважин над вторым обусловлено производством работ в разные фазы режима подземных вод. Первый куст скважин опробован во время существования высоких расходов, второй – в период окончания зимней

межени. То есть в районе первого куста больше охарактеризованы фильтрационные свойства пласта в верхней части гидрогеологического разреза в зоне сезонных колебаний уровня подземных вод, сложенных более крупной фракцией аллювиальных отложений, а в районе второго куста параметры получены для той части разреза, которая обводнена в период наиболее низкой обеспеченности подземного стока. При расчете расхода подруслового потока ширина аллювиального водоносного горизонта снималась с карты ($B_1 = 350$ м, $B_2 = 250$ м), а значения водопроницаемости рассчитывались как среднеарифметические (таблица 20, 21).

Колебания расхода подруслового потока, приведенные в таблице 21, могут быть связаны как с реальными его изменениями во времени, так и несовершенством исходных данных, полученных на этой стадии исследований.

4.1.3. Анализ данных о стоке рек-аналогов

Анализ и сопоставление многочисленных гидрографов речного стока с единичными, но довольно полными и представительными результатами наблюдений за родниковым стоком, водопритоками в штольни и изменениями уровня подземных вод достаточно хорошо зарегулированных трещиноватых и закарстованных водоносных систем свидетельствуют о том, что питание подземных вод происходит постоянно и относительно равномерно, начиная с конца апреля – середины мая и до конца сентября, а иногда октября месяца (рисунок 42, 43, таблица 22). Водоносные зоны, регулирующая способность которых весьма незначительна, срабатываются полностью в течение 10-15 дней. Это подтверждается рядом гидрографов различных рек. В отдельные годы нормальной, а иногда и высокой водности минимальные суточные расходы июля – августа бывают, равны или даже ниже средних расходов октября. В годы низкой водности с устойчивой осенней меженью, на отдельных гидрографах выделяются временные интервалы, на которых кривая истощения меняет свой характер. При этом на кривой истощения выделяется, как правило, до трех участков, в пределах которых величина коэффициента истощения изменяется на порядок. Первые два чаще всего приходятся на ноябрь и декабрь, а третий занимает оставшуюся часть

Гидрогеологический разрез Куст 1

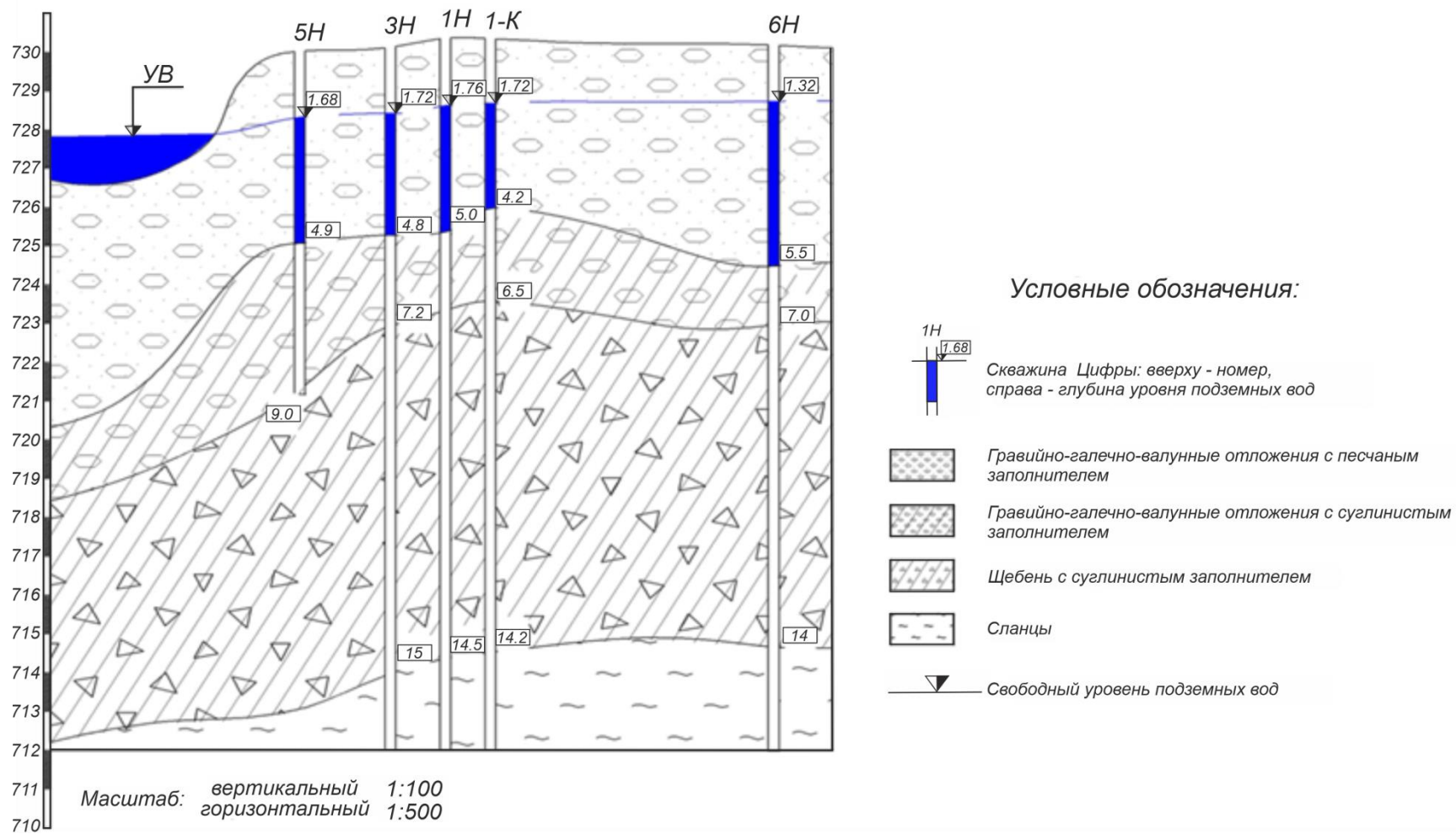


Рисунок 40 - Гидрогеологический разрез по створу скважин (Куст 1)

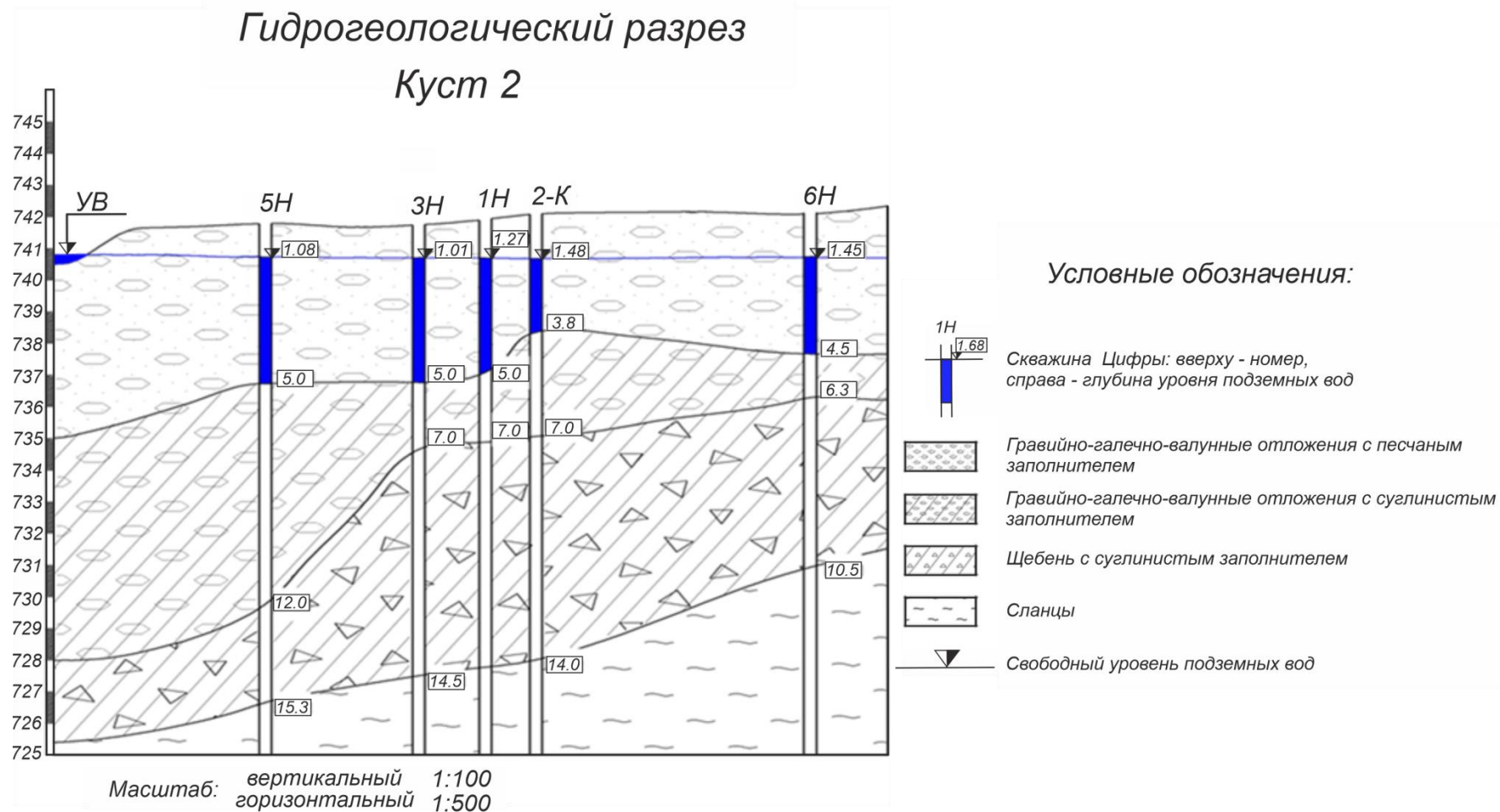


Рисунок 41 - Гидрогеологический разрез по створу скважин (Куст 2)

Таблица 20 - Фильтрационные параметры аллювиального водоносного горизонта в долине р. Черная Зима

№ п/п	Номера скважин	Интервал опробования, м	Мощность водоносного горизонта, м	По графикам прослеживания						По формулам стационарного движения	
				$S - lgt$				$S - lgt/r^2$		K, м/сут	KH, м ² /сут
				K, м/сут		KH, м ² /сут		K, м ² /сут	KH, м ² /сут		
				Одиноч.	Куст.	Одиноч.	Куст.			K, м/сут	KH, м ² /сут
Куст № 1											
1	3-н	0-11	2,5	582	1154	1455	2885	-	-	-	-
2	1-н	0-13,5	3,2	370	790	1198	2528	-	-	-	-
3	2-н	0-11	2,7	-	1455	-	3929	-	-	-	-
4	2(4-н)	0-8	2,6	362	1515	941	3939	-	-	-	-
5	1-к	0-10	3,2	-	887	-	2927	-	-	-	-
6	6-н	0-11	4,1	88,5	-	363	-	-	-	-	-
7	1-3	-	-	-	-	-	-	-	-	748	2468
8	2-4	-	-	-	-	-	-	-	-	723	2386
9	3-5	-	-	-	-	-	-	-	-	525	1733
Куст № 2											
10	8-н	0-4,5	3,9	195	-	760	-	-	-	-	-
11	1-н	0-10	3,7	-	264	-	985	261	974	-	-
12	3(2-н)	0-10	5,3	-	162	715	552	245	834	-	-
13	4-н	0-10	2,3	-	223	-	512	227	521	-	-
14	2-3	0-15	2,1	-	300	-	697	-	-	-	-
15	6-н	0-10	3,05	-	223	-	679	606	606	-	-
16	1-5	-	-	-	-	-	-	-	-	332	998
17	2-4	-	-	-	-	-	-	-	-	469	1454
18	1-6	-	-	-	-	-	-	-	-	744	2306
Одиночные скважины											
19	30	0-7	3,3	128	-	428	-	-	-	-	334
20	32	0-7	3,3	282	-	753	-	-	-	-	942
21	11	0-25	6,2	41	-	255	-	-	-	-	300
22	31	0-5,4	4,7	294	-	1382	-	-	-	294	1701
23	33	0-5	3,5	196	-	686	-	-	-	273	945

Таблица 21 - Расход подруслового потока в долине р. Черная Зима

№ куста	Уклон потока I, %	Ширина потока B, м	Среднее значение KH, м ² /сут		
			$S - lgt$		По формулам стационарного движения
			Одиночные	Кустовые	
I	0,011	350	989	3242	2195
II		250	738	685	1586
Расход Q, л/с			34	83	74

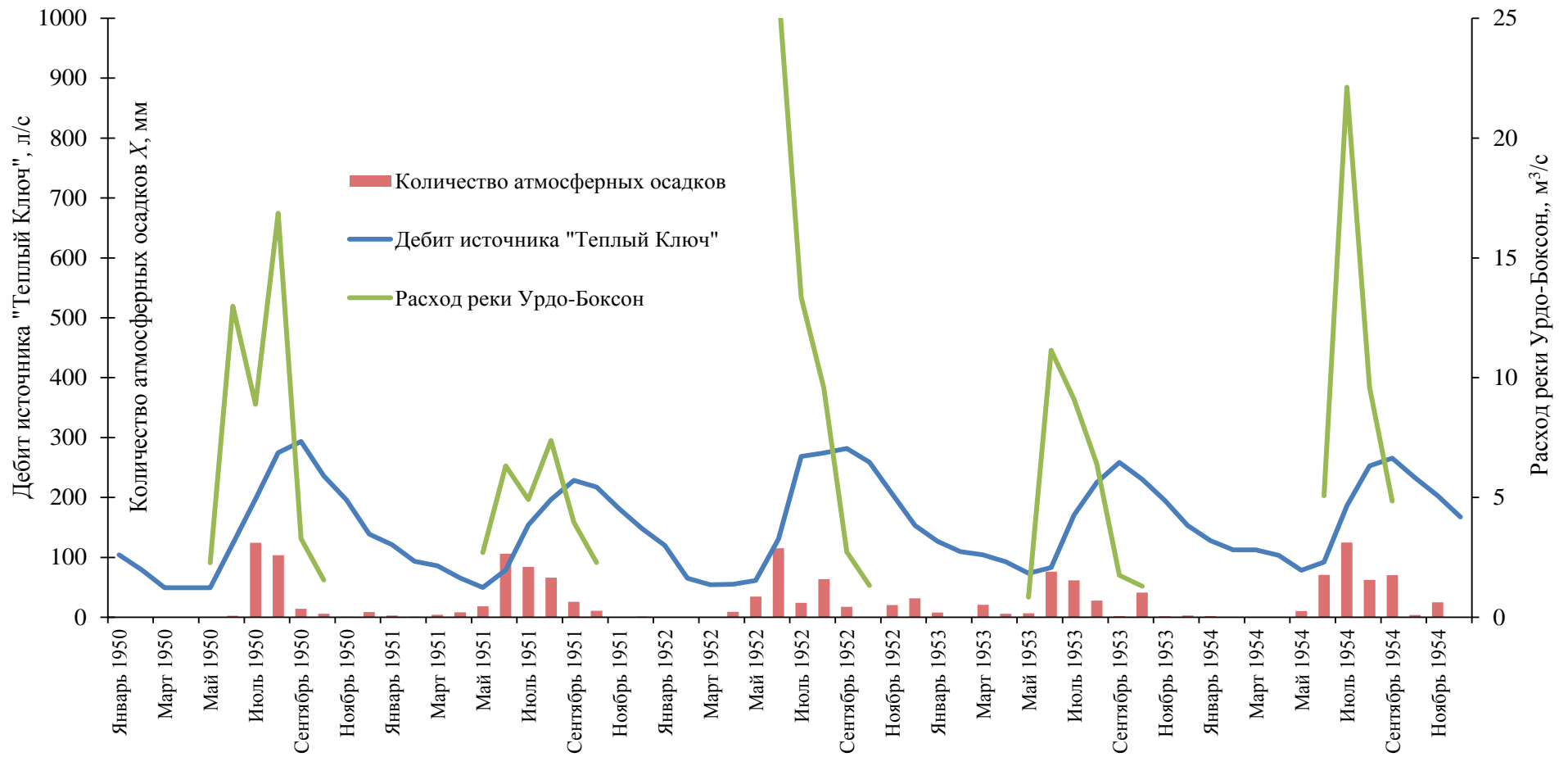


Рисунок 42 - Графики расхода р. Урдо-Боксон, дебита источника «Теплый Ключ» и количества атмосферных осадков за период с 1950 по 1954 г.г. (по данным Скворцова Г.Г.)

Таблица 22 - Данные режимных наблюдений за минимальным дебитом воды (л/с) в устьевой части штолен за 1975 год (Гольцовое редкометальное месторождение)

№ п.п	Месяцы	Штольня № 1, абс. отм. гор. 1360 м	Штольня № 2, абс. отм. гор. 1306 м	Штольня № 3, абс. отм. гор. 1409 м	Штольня № 4, абс. отм. гор. 1360 м	Штольня № 5, абс. отм. гор. 1425 м
1	январь	3,54	1,80	0	2,67	0,19
2	февраль	3,54	1,50	0	2,39	0
3	март	2,24	1,50	0	2,39	0
4	апрель	3,54	1,35	0	наледь	0
5	май	3,92	3,10	7,54	3,04	5,69
6	июнь	7,00	4,31	3,09	6,43	6,02
7	июль	8,10	3,31	3,60	6,95	7,40
8	август	7,62	3,54	5,15	7,95	3,36
9	сентябрь	8,84	3,50	4,04	6,95	4,32
10	октябрь	5,46	2,53	1,76	4,00	3,04
11	ноябрь	6,32	2,10	0	2,85	2,88
12	январь	6,10	2,10	0	2,67	0

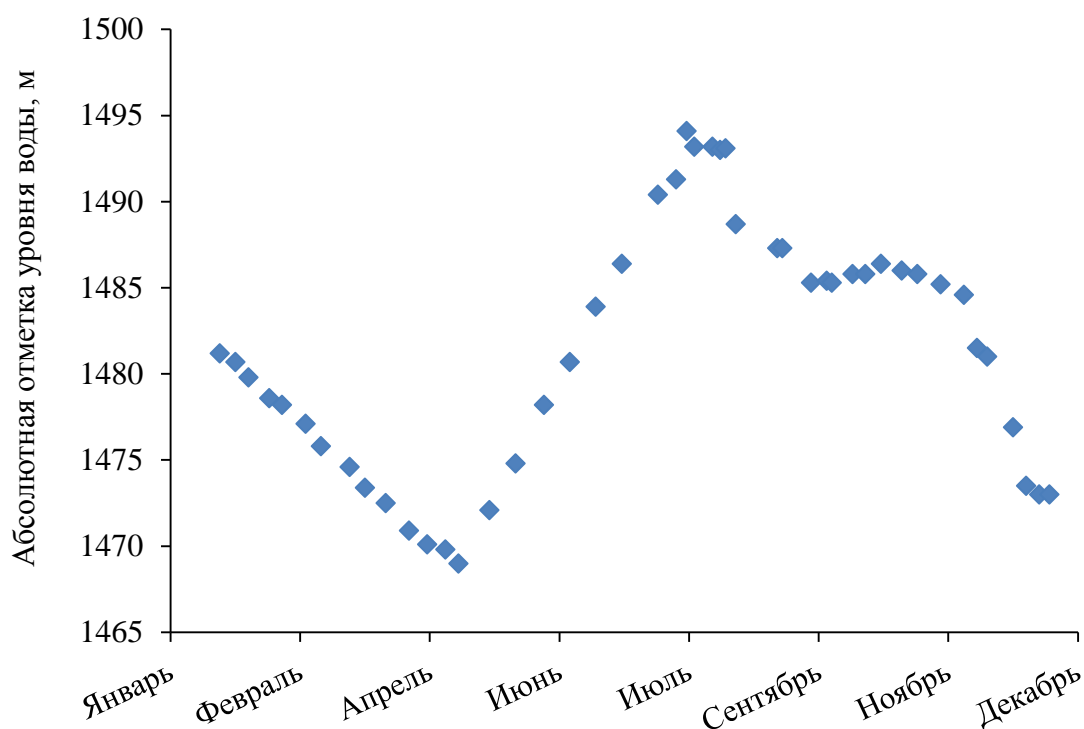


Рисунок 43 - График колебания уровня подземных вод по скважине № 63 уч. Фадеевский Гольцового редкометального месторождения за 1970 год (водоносная зона трещиноватости протерозоя)

зимней межени (см. рисунок 38, 39). Исследования стока сезонно-талого слоя малых горных рек, находящихся в сходных мерзлотно-гидрогеологических условиях в бассейне р. Колыма показывают, что для этих участков характерны различия в условиях водоотдачи пород, слагающих бассейн [Глотова, 2012].

Первый, крутонаклоненный, участок характеризует подземный сток из крупнообломочных отложений на приводораздельных частях склонов, второй, пологий, участок – из приподошвенных частей долин или пологих склонов, обогащенных глинистыми и тонкозернистыми частицами, третий, слабонаклоненный, участок – из прирусловых отложений. Кроме того, повышение водности рек криолитозоны до начала массового таяния снежного покрова связано с поступлением талых вод в надмерзлотные талики. С определенной долей приближения такая схема может быть распространена и на реки Восточного Саяна. Тем не менее, в ноябре-декабре происходит осушение и перемерзание сезонно-талого слоя, и реки питаются подмерзлотными и надмерзлотными водами таликовых зон. Например, в долине р. Боксон в аллювиальных отложениях есть участки, где сезонная и многолетняя мерзлота полностью не смыкаются, надмерзлотные воды существуют в жидком виде круглый год, а в устьевых частях крупных притоков и на самом магистральном водотоке существуют подрусловые талики, характеризующиеся значительным развитием полыней в течение всего зимнего периода. На не перемерзающих реках Восточного Саяна самостоятельные участки на гидрографе зимнего стока более продолжительны во времени. Равные коэффициенты истощения ($\alpha_{ср.} \approx 0,008$) питающегося подмерзлотными водами родника «Теплый ключ», горной реки Орлик и главной реки Ока в замыкающем створе Сарам свидетельствуют о сходных условиях водоотдачи, вне зависимости от водности водотока и площади водосбора (таблица 23).

Таблица 23 - Коэффициенты истощения $\alpha_{ср.}$ зимнего стока рек-аналогов

Река-пост	$F_{\phi},$ км ²	$Q_{ср.мнг.},$ м ³ /с	$Q_{ср.мнг.подз.},$ м ³ /с	$Q_{ср.мнг.}$ наледный, м ³ /с	Коэффициент истощения, $\alpha_{ср.}$
Ока - Сарам	18600	210	54,6	8,69	0,00741
Орлик - Орлик	143	0,53	0,20	0,032	0,00785
Зима - Зулумай	2307	22,8	7,91	0,97	0,01035
Кирей - Уйгат	2974	41,5	15,3	2,15	0,00793
Урик - Шанхар	3201	41,1	12,0	1,94	0,00861
Китой - Дабады	3920	81,8	23,1	3,5	0,00862
Родник «Теплый Ключ»	400	0,149	0,149	0,088	0,00721

Явления, рассмотренные выше, подтверждают выводы многих исследователей горных стран о том, что основная масса вод горных рек, долины которых сложены крупноблочными и трещиноватыми породами, стекает подземным путем.

В отдельные годы, на кривой истощения, резко проявляется изъятие жидкого стока на наледообразование. Для выяснения масштабов этого явления на реках исследуемой территории было проведено сопоставление измеренного зимнего стока и рассчитанного после реконструкции гидрографа. Разница между измеренной и расчетной величинами подземного стока в разные годы изменялась от 6 % до 25 %, а средняя многолетняя величина по разным бассейнам равнялась 14 % (таблица 24).

Таблица 24 - Доля наледного стока в подземном питании горных рек и рек – аналогов за многолетний период

Река – Пост	$Q_{\text{подз.}}$ среднего- летнее измеренное, $\text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{XI-IV}}$, $\text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{расчет.}}$ среднего- летнее по гидрографу, $\text{м}^3/\text{с}$	Коэффици- ент подзем- ного питания, %	Доля наледного стока, % (диапазон изменений)	Доля наледно- го стока, % (средне- много- летняя)	Доля зимнего стока, %
Зима-Зулумай	6,99	7,46	7,97	34,9	6 – 21	12	6,30
Кирей-Уйгат	13,1	12,5	15,3	36,6	6 – 24	14	18,3
Орлик-Орлик	0,17	0,15	0,20	36,4	7 – 25	15	25,0
Тисса-Балакта	6,55	4,45	7,51	17,8	7 – 20	13	40,0
Ока-Сарам	45,5	37,0	54,3	24,9	6 – 24	16	32,0
Урик-Шанхар	9,2	7,33	11,1	27,4	-	16	33,9
Китой-Дабады	19,6	14,7	23,1	29,3	-	15	36,3
Среднее	-	-	-	29,6	6 - 25	14	27,4

Образование наледей и большая мощность руслового льда встречаются в платформенной части и имеют место в высокогорных районах [Ресурсы.... 1972]. В склоновой части исследуемой территории они широко не распространены. Это

подтверждается и натурными наблюдениями. Процесс льдообразования на реках идет интенсивно. Однако скорость нарастания льда в начальный период зимней межени отстает от скорости снижения уровня воды в реке и происходит его отрыв от ледяного покрова. Под тяжестью снега и отепляющего воздействия воды слой льда обрушается, и процесс протекает снова. В таких местах по берегам реки к концу зимы обнажаются ледяные уступы мощностью 1,0-1,5 и более метров. Мощность же руслового льда обычно не превышает 40-50 см. Довольно часто на реках встречаются участки открытого русла.

Для бассейнов рек, формирование подземного стока которых происходит в склоновой части исследуемой территории (реки Зима, Кирей), можно сделать следующие выводы:

- многолетние гидрологические характеристики измеренного речного стока за период зимней межени соответствуют подземному стоку за этот же период времени, определенному с величиной ошибки 12 % - 14 %;

- реконструированная кривая истощения стока в обратном направлении образует на гидрографе линию по форме и положению близкую к линии, получающейся при генетическом расчленении гидрографа по методу А.И. Бефани.

Средняя величина речного стока, измеренного за зимний период (XI-IV), может быть принята за среднюю годовую величину подземного стока, заниженную на 6 - 18 % от реальной. Зимний период в шесть месяцев назначен, исходя из того, что на всех реках-аналогах средняя продолжительность ледовых явлений составляет 180 дней и более, с конца октября по конец апреля месяца [Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод, 1986]. В качестве показателей подземного питания рек могут быть использованы средние значения речного стока за зимний период и минимальный тридцатисуточный (за март месяц) сток.

Формирование подземного стока рек высокогорной части исследуемой территории в зоне развития многолетнемерзлых пород происходит с более значительным изъятием стока на льдообразование (мощность руслового льда р. Ока, по данным автора, достигает 1,75 м). Среднемноголетний расход,

рассчитанный по гидрографу, превышает среднюю величину, измеренную за зимний период (XI-IV) на 25 - 40 %. Это свидетельствует о том, что в высокогорных районах основная часть подземного стока формируется в летний период, а соотношение среднемноголетнего расхода подземного стока к зимнему составляет до 1,7 раза. Такое же соотношение получено Н.Л. Мельничуком [1983] для р. Уды.

При выборе рек – аналогов с использованием результатов гидрометрической съемки для оценки подземного стока были обработаны и проанализированы данные по 15 постам на реках Восточного Саяна (рисунок 44).

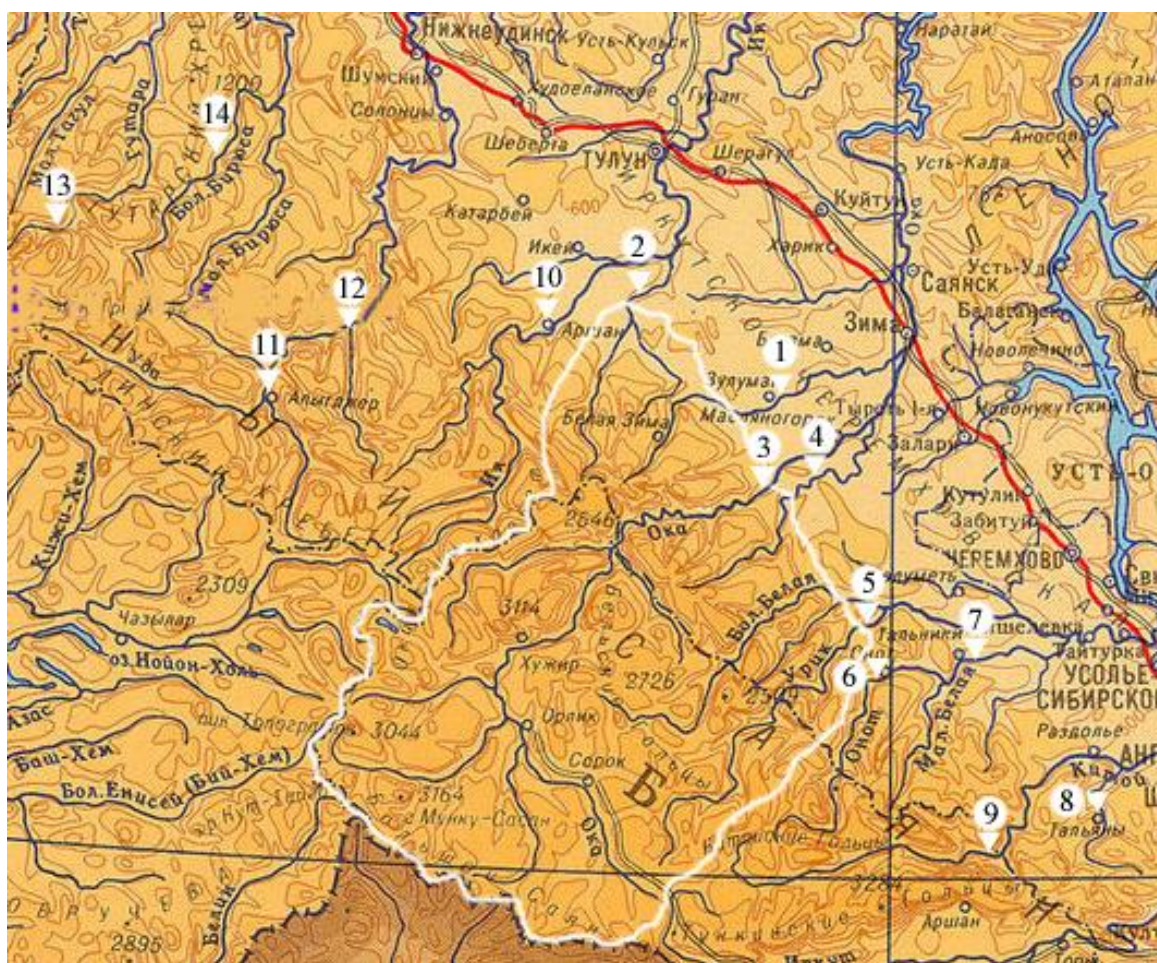


Рисунок 44 - Схема размещения гидрометрических постов УГМС на реках-аналогах Восточного Саяна (контур – исследуемая территория). Номера постов соответствуют номерам, приведенным в таблице 27

Один из трех стационарных створов с периодом наблюдений 28 лет, расположенных на исследуемой территории в пределах горноскладчатого обрамления в п. Белозиминск, был выбран неудачно. Он размещен в центре поля

распространения карбонатитов (рисунок 19). Верхняя часть сильно выветрена до состояния сыпучки, и закарстована на глубину до 100м. в зимний период здесь происходит поглощение речных вод и сток отсутствует. Поэтому из анализа этот створ исключен и в дальнейшем рассматривается только как разовый при проведении меженных гидрометрических съемок.

Однотипность гидрографов общего речного стока свидетельствуют в целом об однородности условий его формирования (рисунок 45, 46, 47).

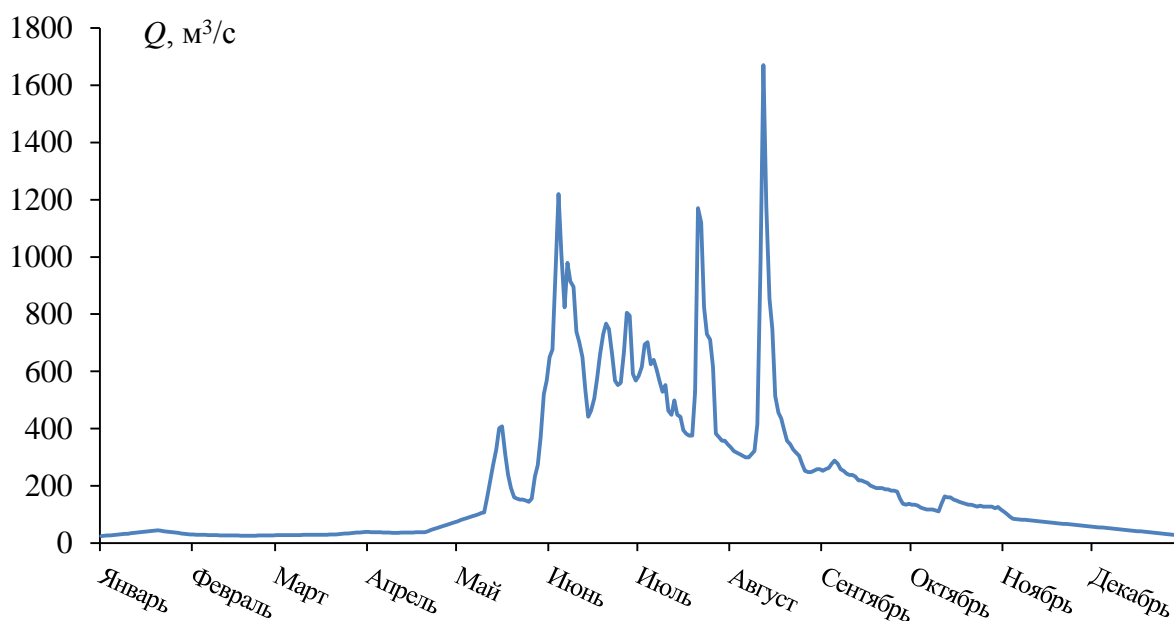


Рисунок 45 - Гидрограф р. Ока – п. Сарам за 1995 год

На постах, которые учитывают суммарный сток, формирующийся в пределах гидрогеологического массива и артезианского бассейна, режим стока в целом подчиняется той части, которая сформирована в горной области. Это подтверждается не только преобладанием объема стока при подчиненности площади водобора, но и другими показателями (объединенный анализ временных рядов, интегральные кривые). Для выяснения закономерности многолетних колебаний подземного стока были проанализированы нормированные разностные интегральные кривые и хронологические графики модульных коэффициентов подземного и годового стока с начала наблюдений по 2015-2017 годы. Были рассчитаны парные коэффициенты корреляции между ежегодными значениями

подземного стока по разным постам, а также количественные показатели внутрирядной связанности.

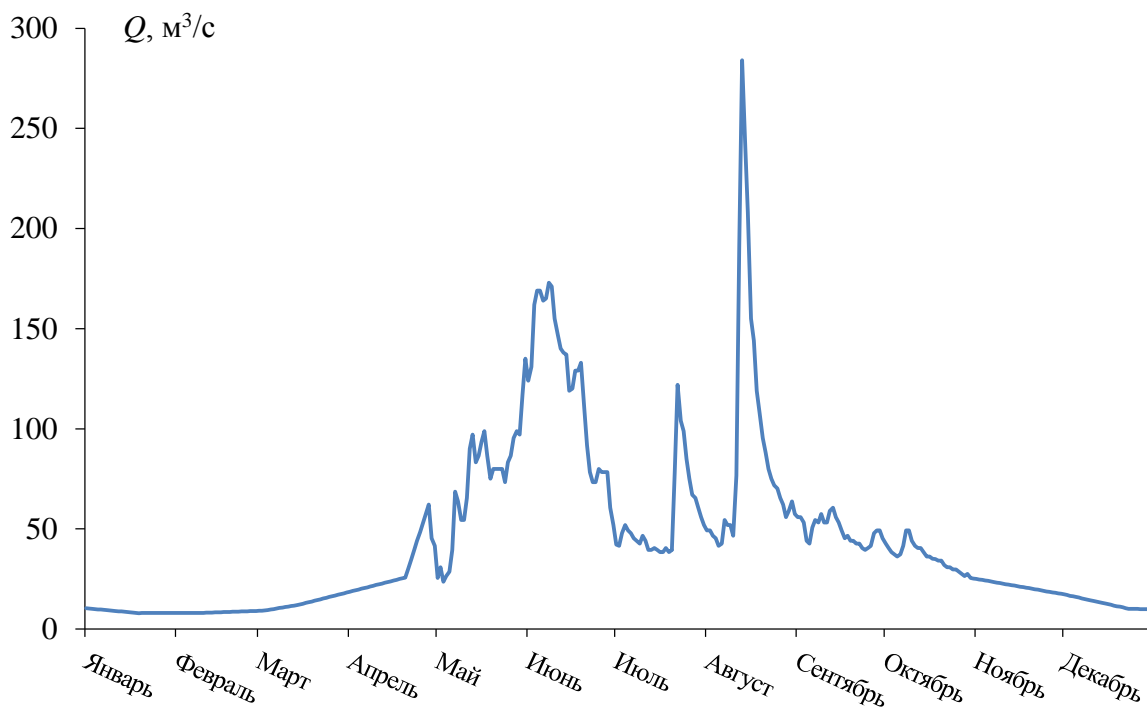


Рисунок 46 - Гидрограф р. Кирей – п. Уйгат за 1995 год

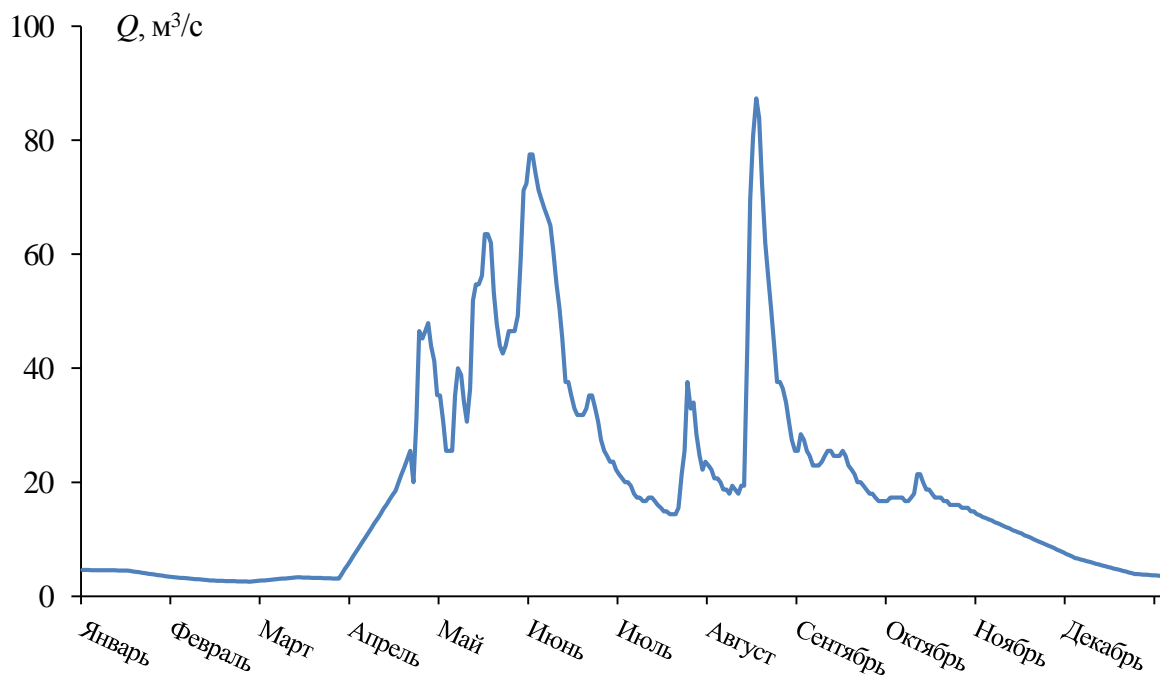


Рисунок 47 - Гидрограф р. Зима – п. Зулумай за 1995 год

Сопоставление хронологических графиков и нормированных разностных интегральных кривых показало, что в целом по району выделяются периоды изменения водности, имеющие одинаковый знак и обусловленные ведущим фактором формирования подземного стока – общим увлажнением территории. Однако продолжительность, характер и время начала или окончания фазовых изменений на каждом из постов имеют свои особенности и сильно отличаются даже в смежных бассейнах (рисунок 48-54).

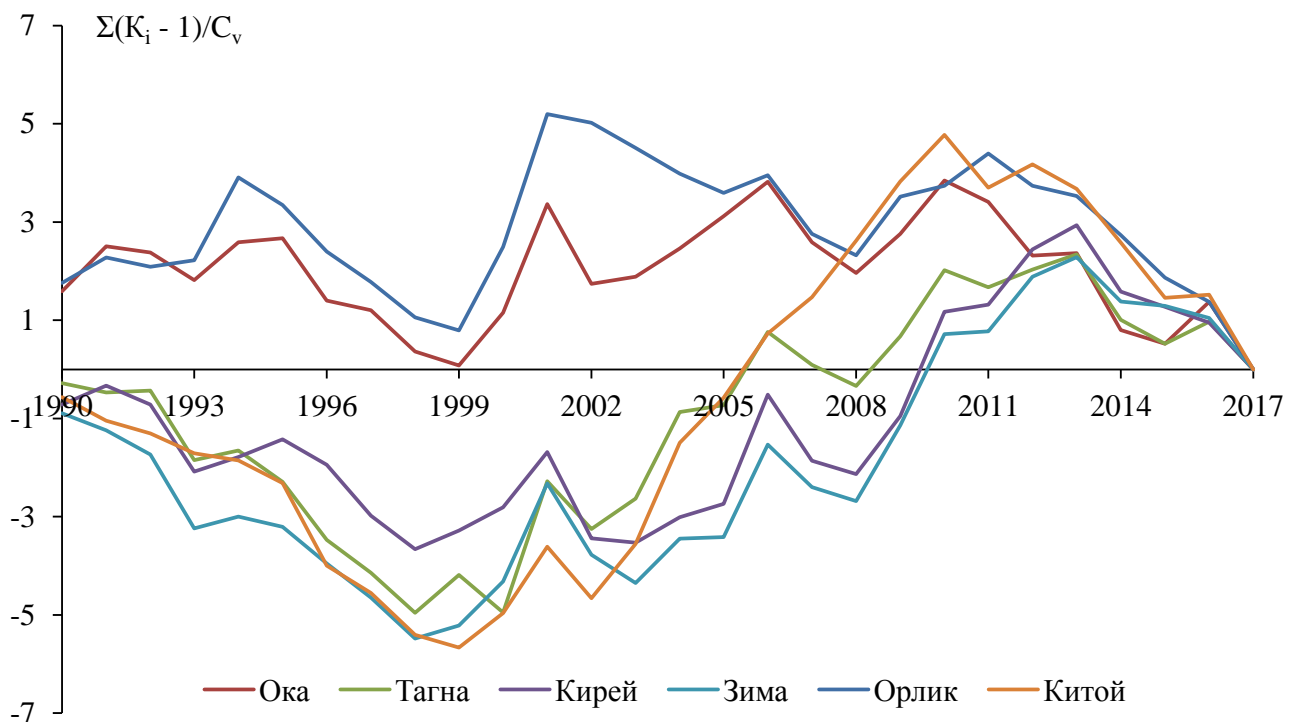


Рисунок 48 - Нормированные разностные интегральные кривые стока рек Зима, Кирей, Урик, Ока, Орлик, Китой

Таким образом, в ходе многолетних колебаний подземного стока на территории отсутствуют синхронность и синфазность. Подтверждением тому служат данные таблицы 25, в которой приведены модульные коэффициенты и соответствующие им обеспеченности общего речного и подземного стока за 1988-1990 г.г. В один и тот же год, например, 1990, водность в разных бассейнах может быть низкой (Кирей, Зима), близкой к средней (Тагна, Малая Белая) и высокой (Ока, Урик, Огот) (таблица 25, рисунок 49). В пределах одного бассейна сравнить многолетние данные по подземному и речному стоку можно по реке Ока в

замыкающем створе п. Сарам и ее притокам река Орлик-п. Орлик, река Тисса-п. Балакта. Анализ графиков изменения модульных коэффициентов, хронологических графиков и интегральных кривых показывает, что многолетние колебания как речного, так и подземного стока имеют согласный ход (рисунок 55, 56).

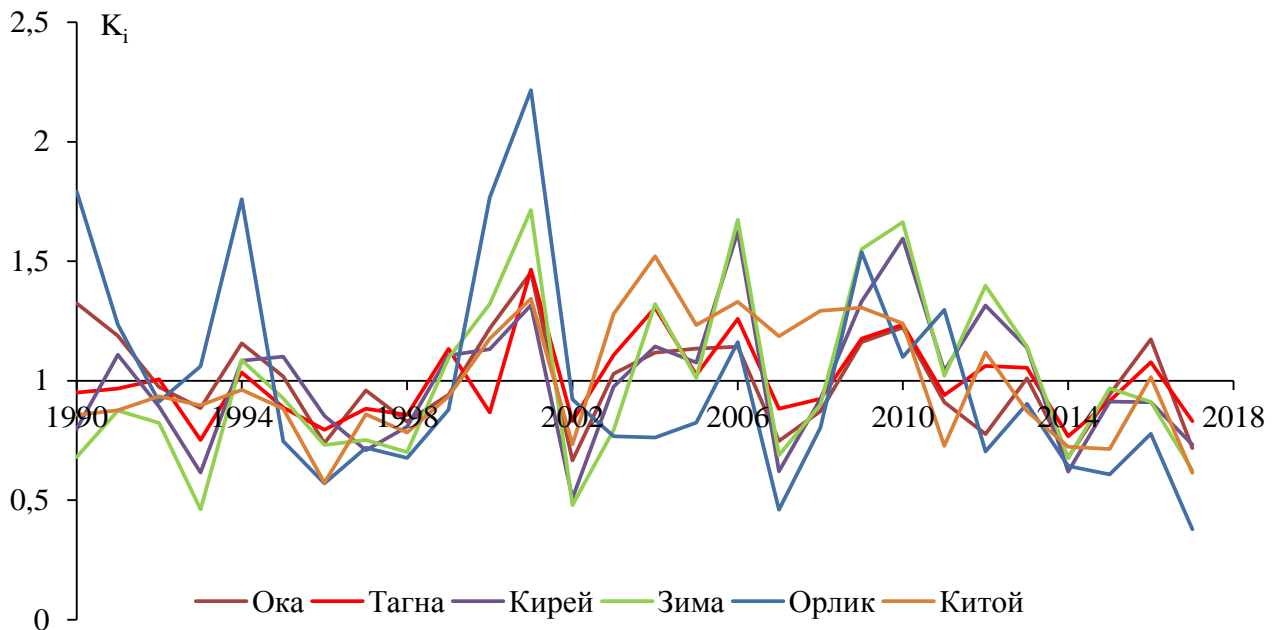


Рисунок 49 - Хронологический график модульных коэффициентов годового стока рек Ока, Тагна, Кирей, Зима, Орлик, Китой

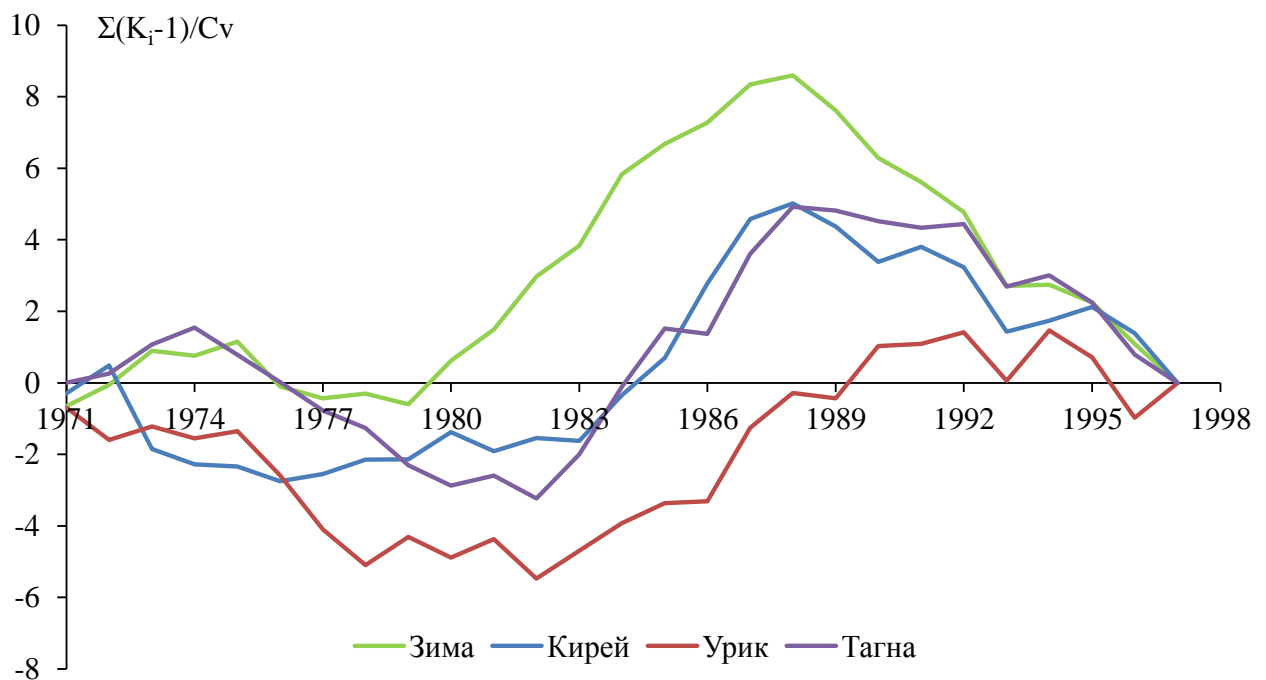


Рисунок 50 - Нормированные разностные интегральные кривые стока рек Зима, Кирей, Урик, Тагна

Таблица 25 - Значения модульных коэффициентов (k) и соответствующей им обеспеченности (%) речного и подземного стока за 1988 - 1990 годы

Река - пункт	Сток						
	Год	Речной		Подземный			
		k	%	годовой		min 30-суточный	
				k	%	k	%
Кирей-Уйгат	1988	1,0	54	1,27	19	1,16	21
	1989	0,81	90	1,17	25	1,19	12
	1990	0,74	98	0,99	47	1,10	33
Зима-Зулумай	1988	1,02	51	1,26	16	0,99	48
	1989	0,70	84	0,98	47	1,03	40
	1990	0,60	92	0,64	90	0,59	92
Ока-Сарам	1988	1,02	47	0,89	69	0,85	76
	1989	1,07	41	1,12	25	1,17	24
	1990	1,24	6	1,40	6	1,21	17
Тагна-Хор-Тагна	1988	1,18	11	1,28	3	1,13	13
	1989	0,98	51	1,14	8	1,14	11
	1990	0,95	57	1,03	32	1,06	19
Малая Белая-Тунгусы	1988	1,11	25	1,11	32	1,09	13
	1989	0,86	84	0,94	58	1,16	11
	1990	1,04	41	0,88	68	1,06	19
Урик-Шанхар	1988	1,14	41	1,21	6	1,37	6
	1989	0,97	81	1,13	19	1,20	25
	1990	1,20	6	0,97	61	1,19	28
Онот-Онот	1988	1,08	41	1,21	6	1,37	6
	1989	0,84	81	1,13	19	1,20	25
	1990	1,20	6	0,97	61	1,19	28

Реки Ока и Орлик, несмотря на более чем стократную разницу в площадях водосбора, имеют один водный цикл с некоторыми отклонениями внутри циклов. Разностная интегральная кривая стока р. Тисса носит более сглаженный характер и имеет некоторые фазовые несоответствия, что связано с зарегулированностью стока реки крупными проточными озерами.

Анализ хронологических графиков модульных коэффициентов годового стока рек-аналогов Зима и Кирей (рисунок 51) показал наличие водных циклов длительностью 20 - 21 год. Подземный сток имеет более растянутый во времени водный цикл до 25-26 лет, внутри которого выделяются 12 – 13-летние циклы. Короткопериодные циклы 3-6 лет не всегда устойчивы во времени и могут не совпадать по фазам водного режима. Длинные периоды выделяются по экстремумам подземного и речного стока (рисунок 57-62).

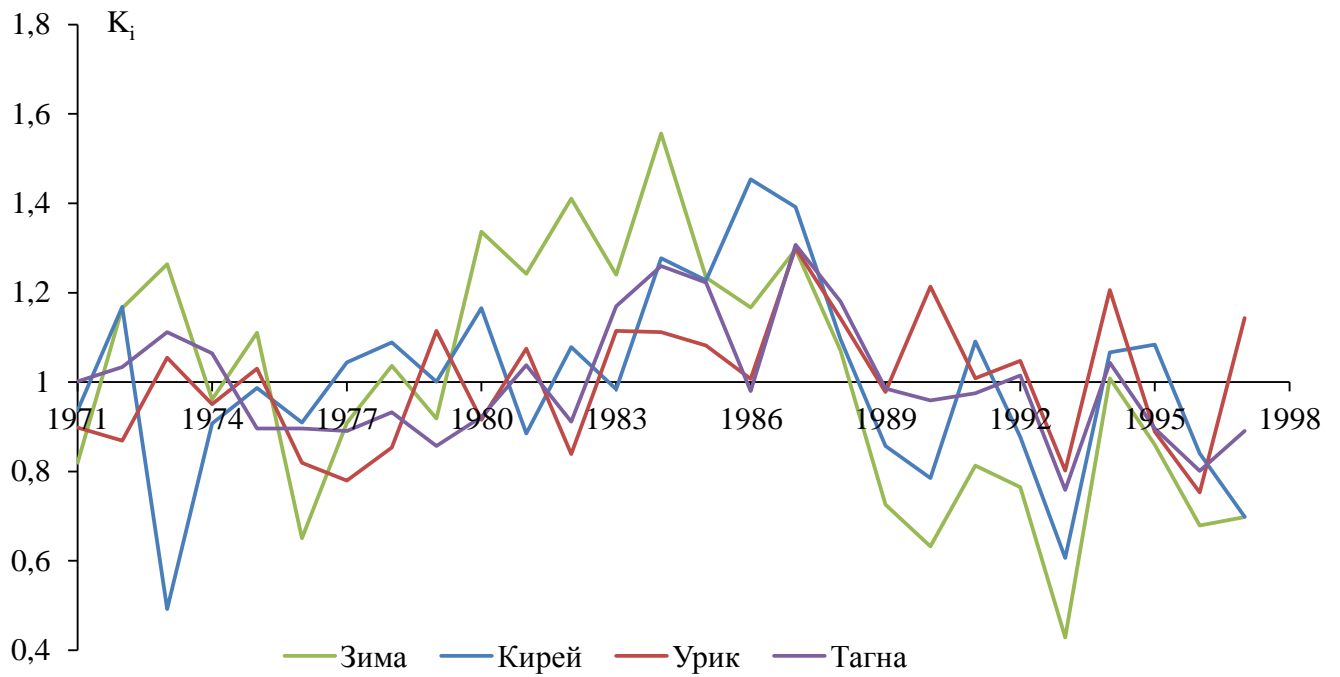


Рисунок 51 - Хронологический график модульных коэффициентов годового стока рек Зима, Кирей, Урик, Тагна

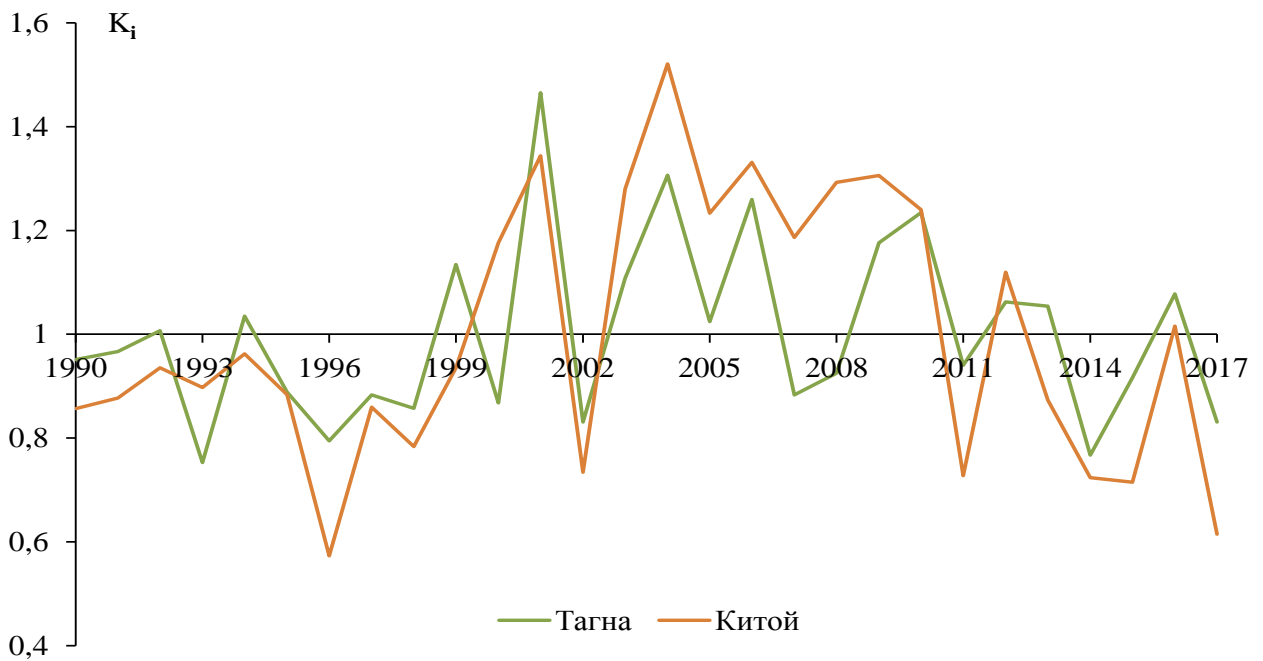


Рисунок 52 - Хронологический график модульных коэффициентов годового стока рек Тагна и Китой

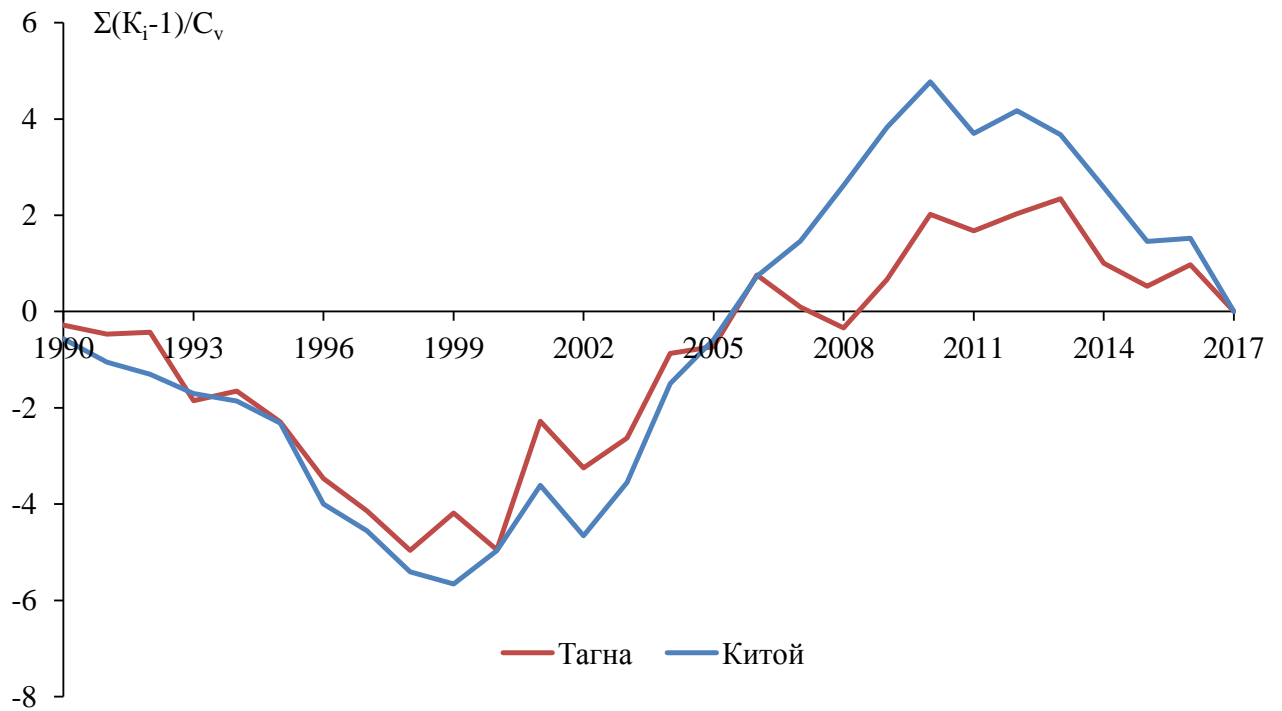


Рисунок 53 - Нормированные разностные интегральные кривые стока рек Тагна и Китой

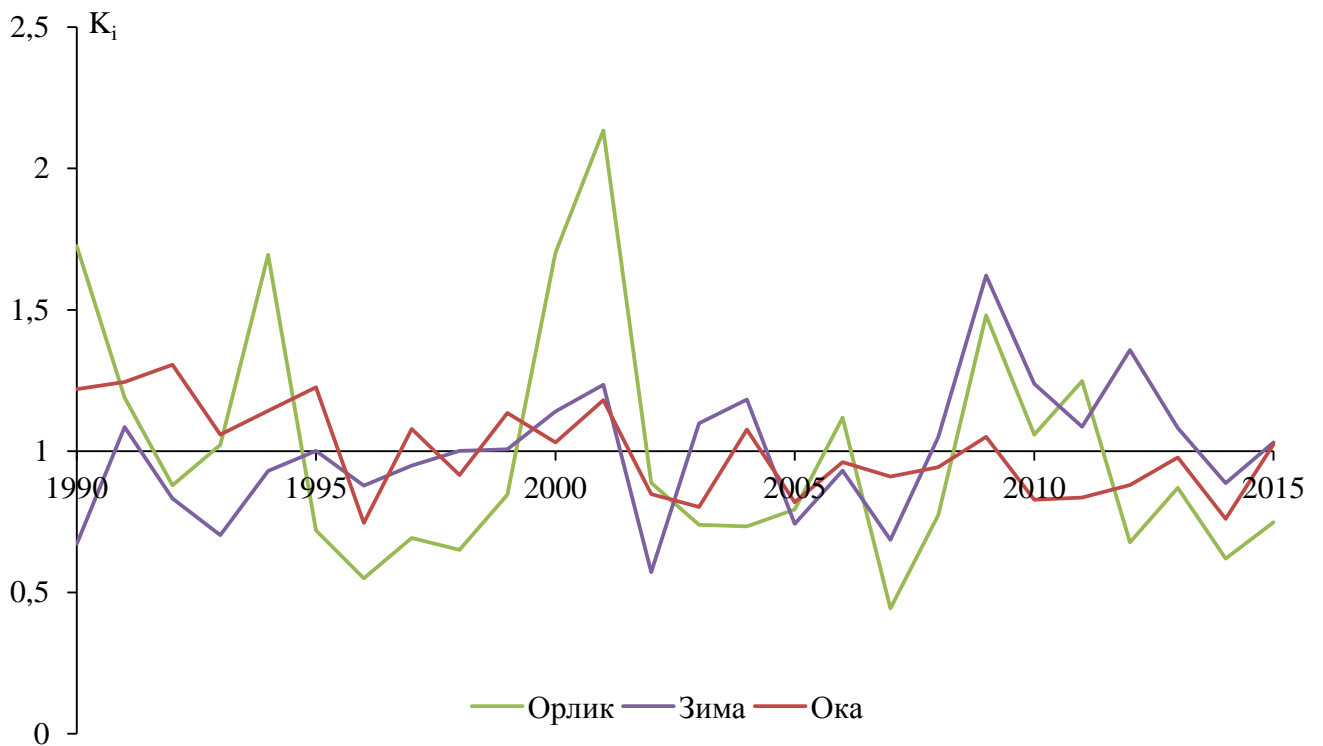


Рисунок 54 - Хронологический график модульных коэффициентов подземного стока рек Орлик, Зима, Ока

Это подтверждается автокорреляционными функциями расходов как речного, так и подземного стока рек Зима и Кирей.

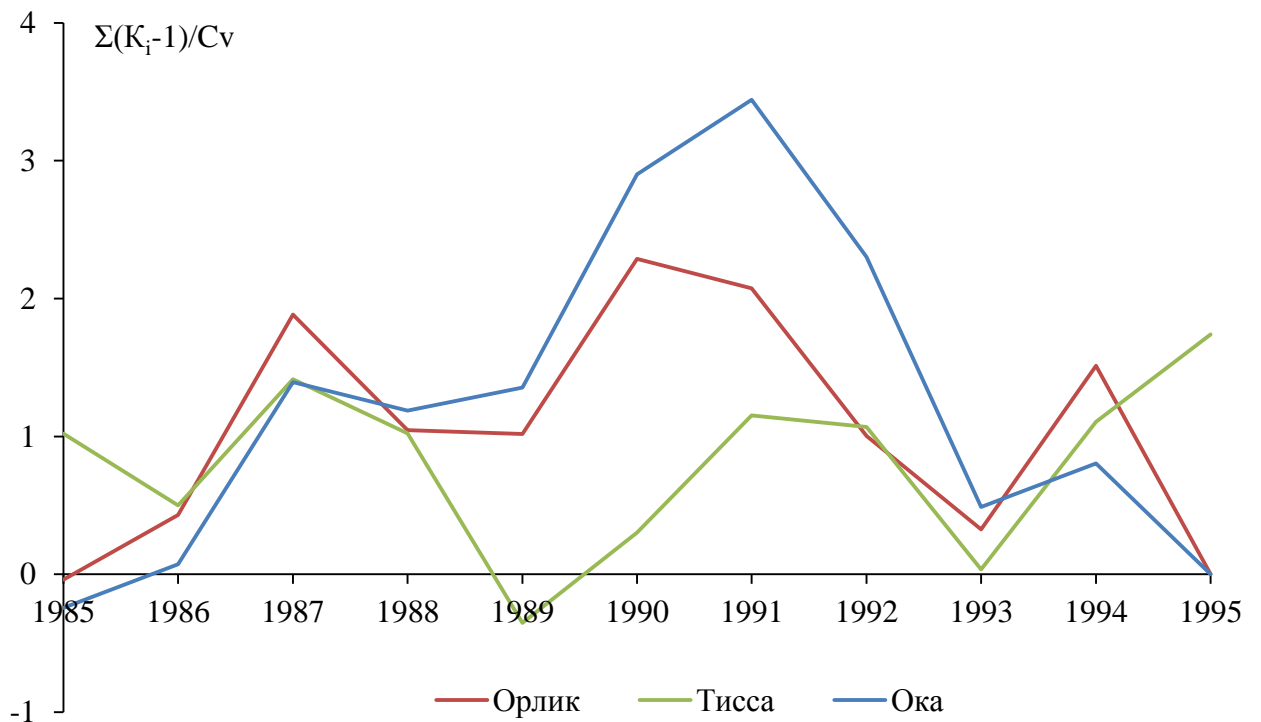


Рисунок 55 - Нормированные разностные интегральные кривые подземного стока рек Ока, Орлик, Тисса

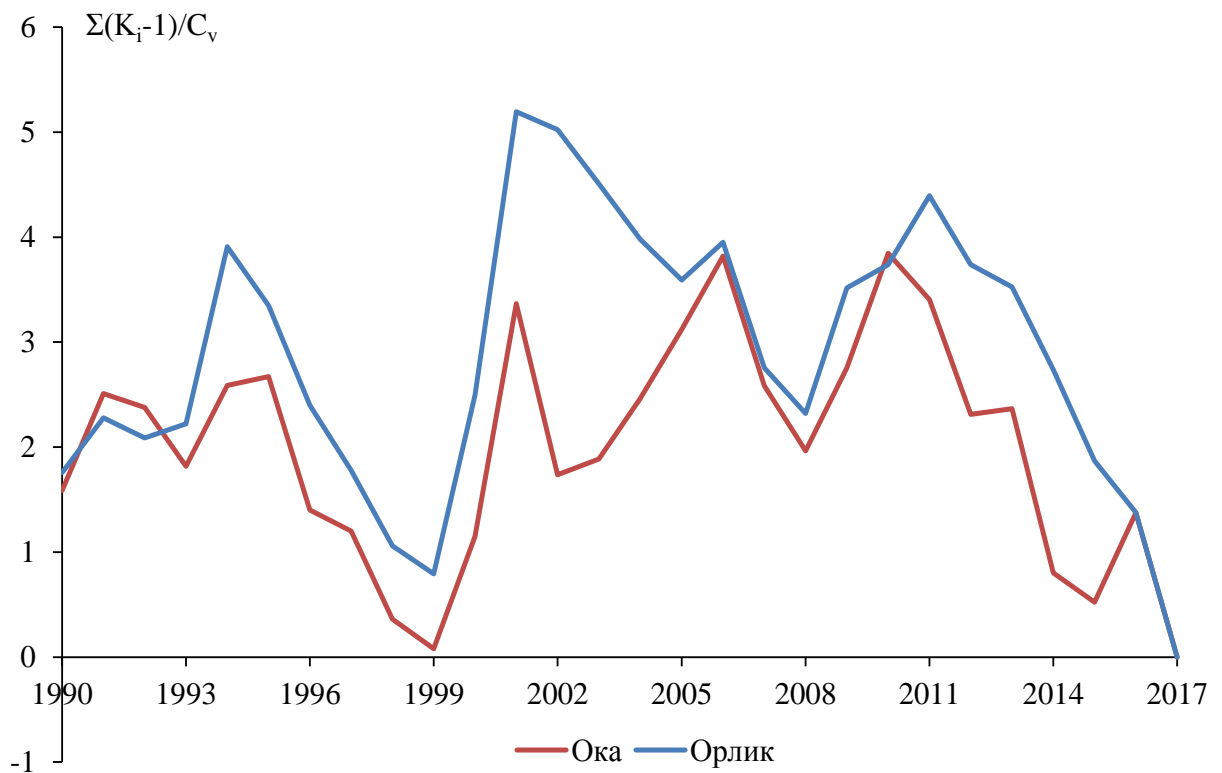


Рисунок 56 - Нормированные разностные интегральные кривые речного стока р. Ока и Орлик

Длинные периоды выделяются по экстремумам подземного и речного стока (рисунок 57 - 62). Это подтверждается автокорреляционными функциями расходов как речного, так и подземного стока рек Зима и Кирей. Уровень автокорреляции измерен с помощью нециклического коэффициента автокорреляции первого порядка, который равняется парному коэффициенту корреляции между исходным временным рядом и рядом, смещенным на один период r_1 и представлен на соответствующих коррелограммах (рисунок 59-62).

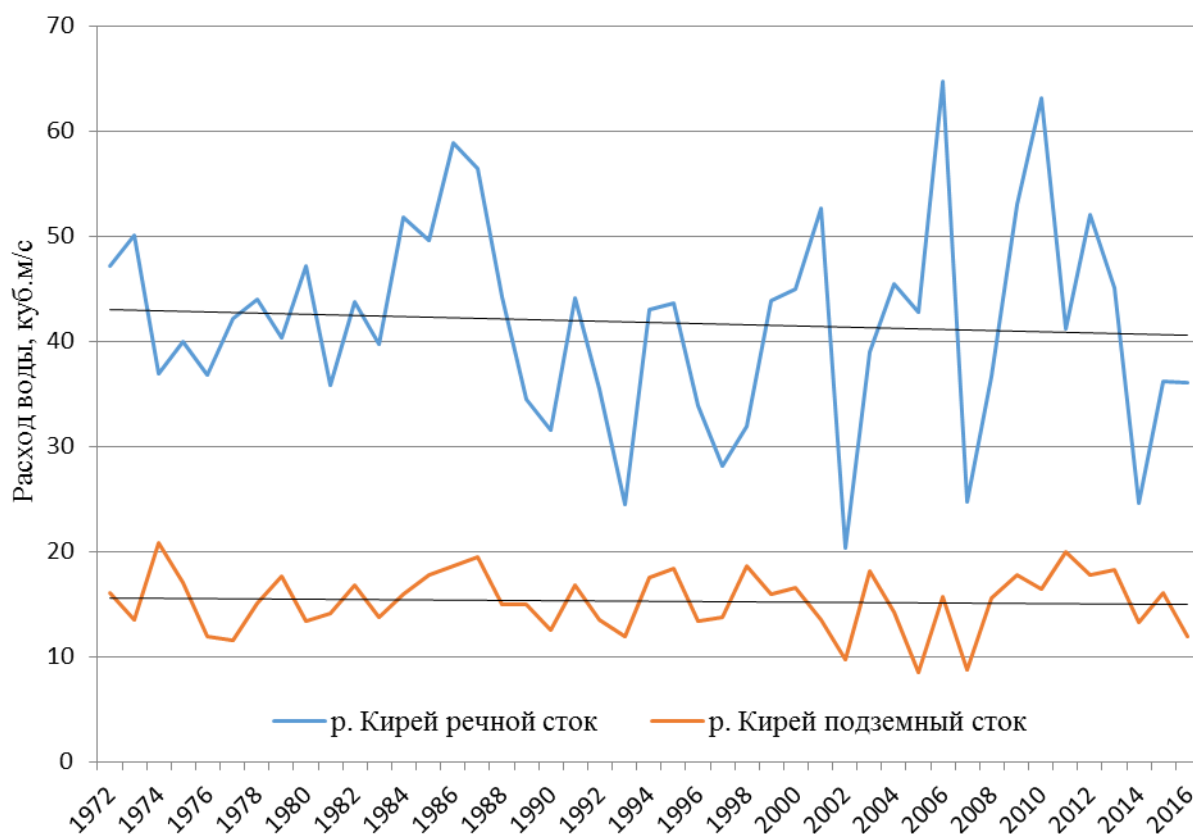


Рисунок 57 - Совмещенный хронологический график среднегодовых расходов речного и подземного стока р. Кирей

Наиболее высоким коэффициент автокорреляции первого порядка оказался на коррелограмме среднегодовых расходов подземного стока р. Зима (рисунок 62 Б). Это свидетельствует о том, что исследуемый ряд содержит тенденцию на понижение, что подтверждается наличием тренда на хронологическом графике среднегодовых расходов подземного стока (рисунок 62 А) и, тем не менее, на нем можно по экстремумам выделить долгопериодный цикл в 25 лет. В зависимости от характера увлажнения (устойчивость осенней межени) и других факторов,

подземный сток может соответствовать обеспеченности общего речного стока (Зима, Ока) или отклоняться в ту или другую сторону.

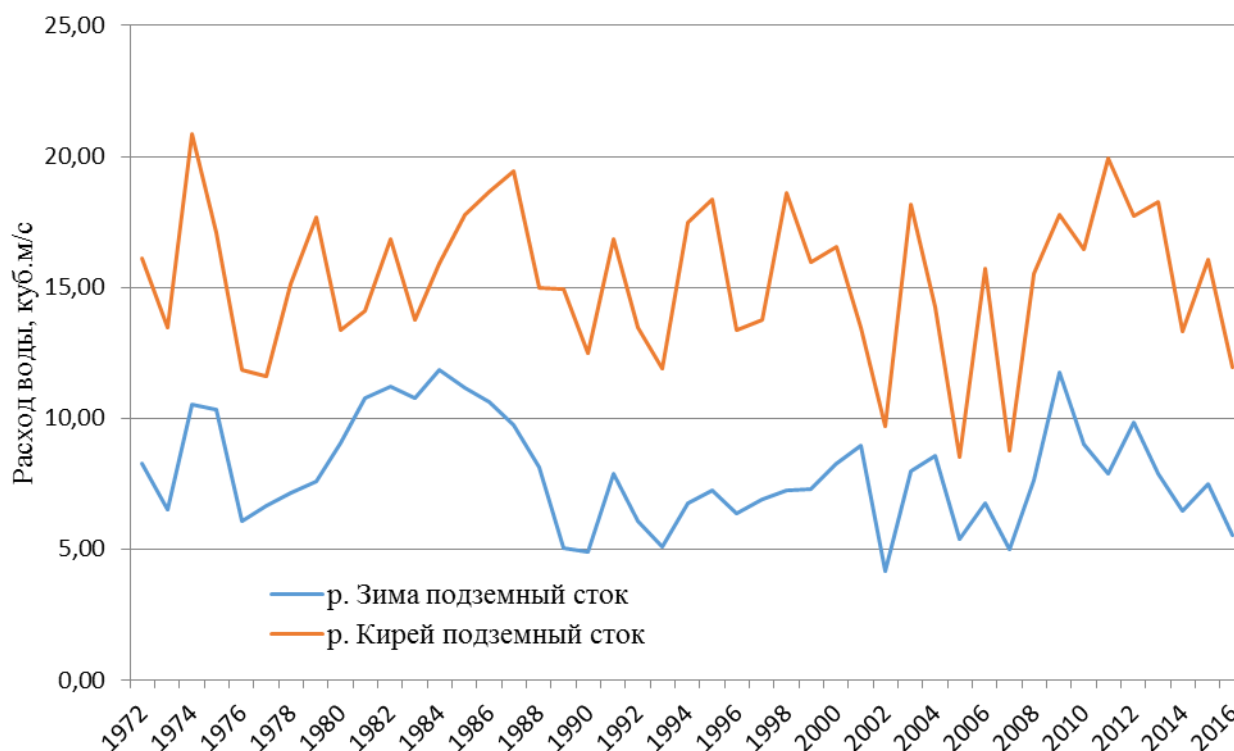


Рисунок 58 - Совмещенный хронологический график среднегодовых расходов подземного стока рек Кирей и Зима

Причем в соседних бассейнах он часто имеет значения, располагающиеся на разных окончаниях кривой обеспеченности. Отсутствие синхронности и синфазности общего речного и подземного стока подтверждается низкими и даже отрицательными значениями коэффициентов парной корреляции между соответствующими расходами на разных постах (таблица 26). Для повышения точности и надежности определения величин подземного стока расчетной обеспеченности в целом по району был использован метод совместного рассмотрения данных на разных постах [Алексеев, 1977]. Объединенный анализ 15 постов общей продолжительностью 264 года показал высокую статистическую однородность эмпирических распределений подземного стока, выраженных в модульных коэффициентах. В результате были построены районные кривые распределения вероятности, по которым наряду с частными определялись

многoletние значения годового и минимального месячного подземного стока расчетной 95% обеспеченности.

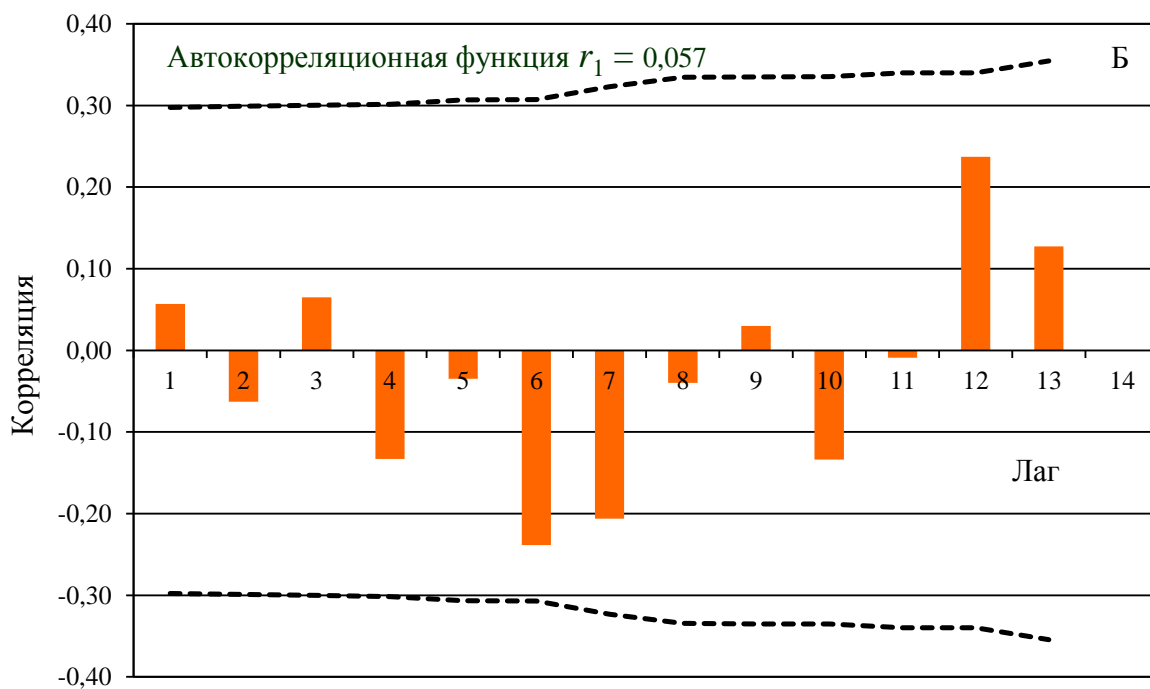
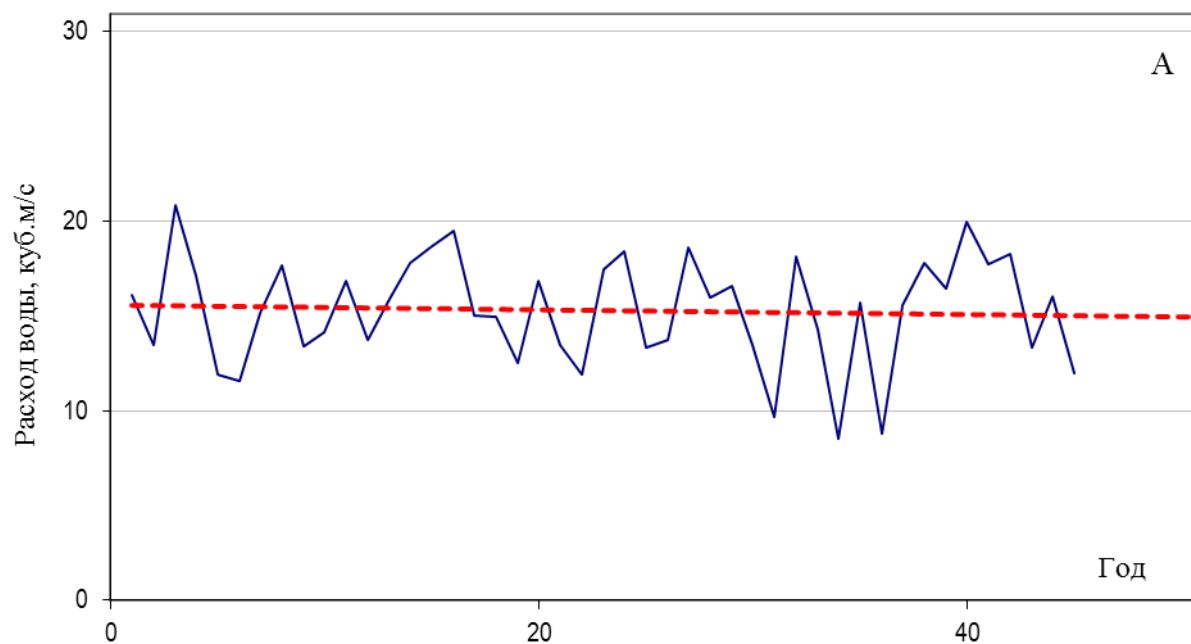


Рисунок 59 - Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов подземного стока р. Кирей

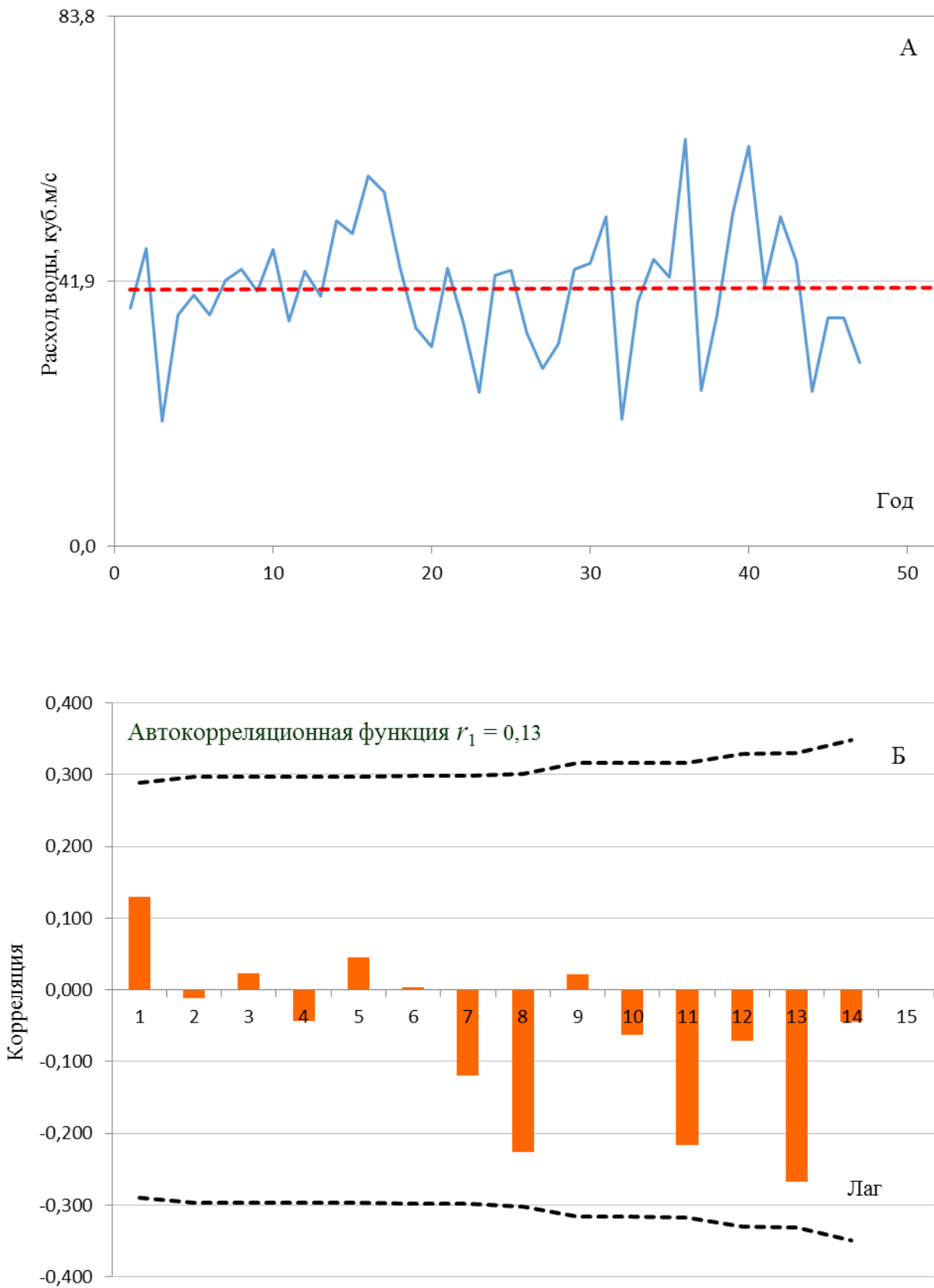


Рисунок 60 - Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов речного стока р. Кирей

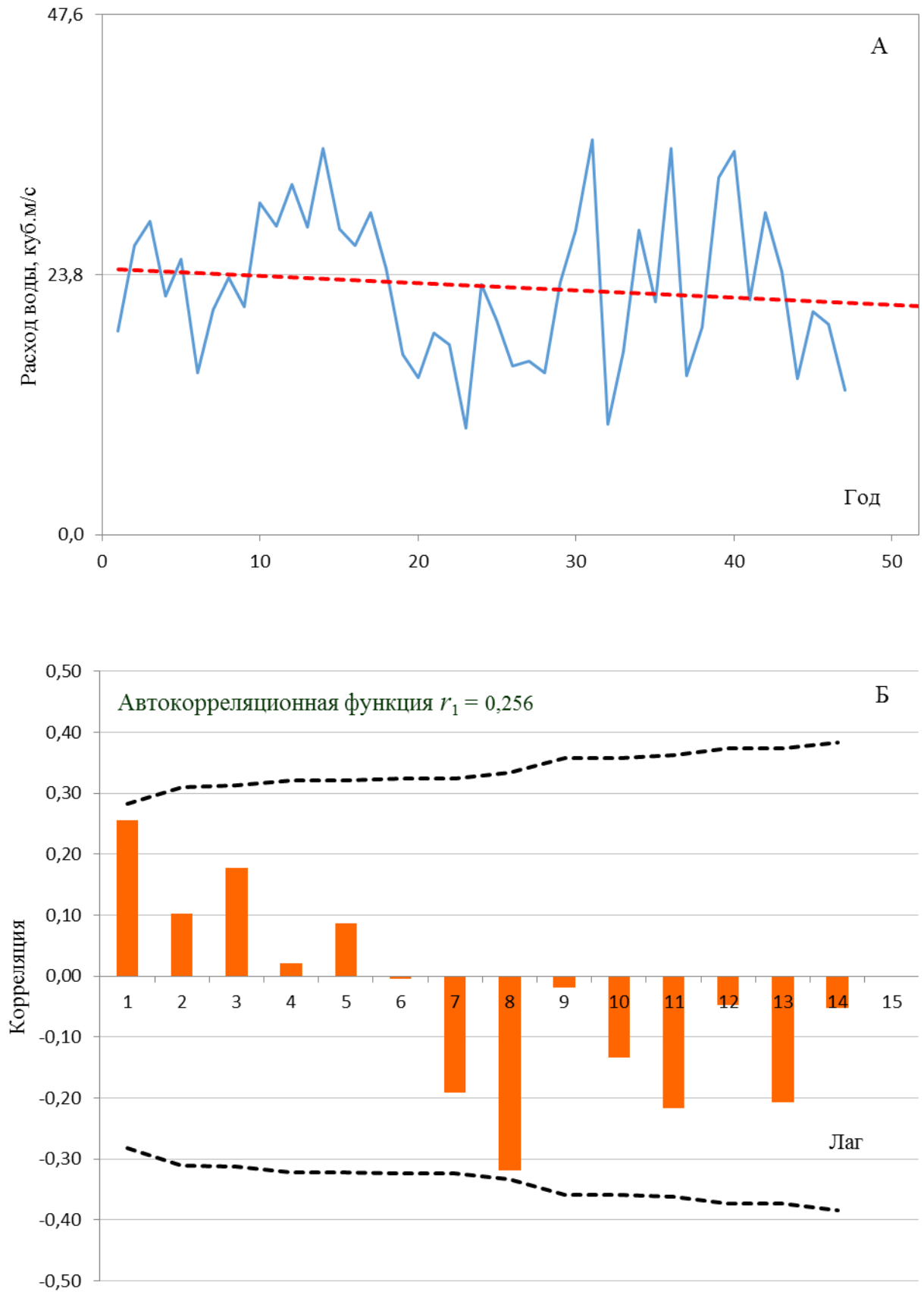


Рисунок 61 - Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов речного стока р. Зима

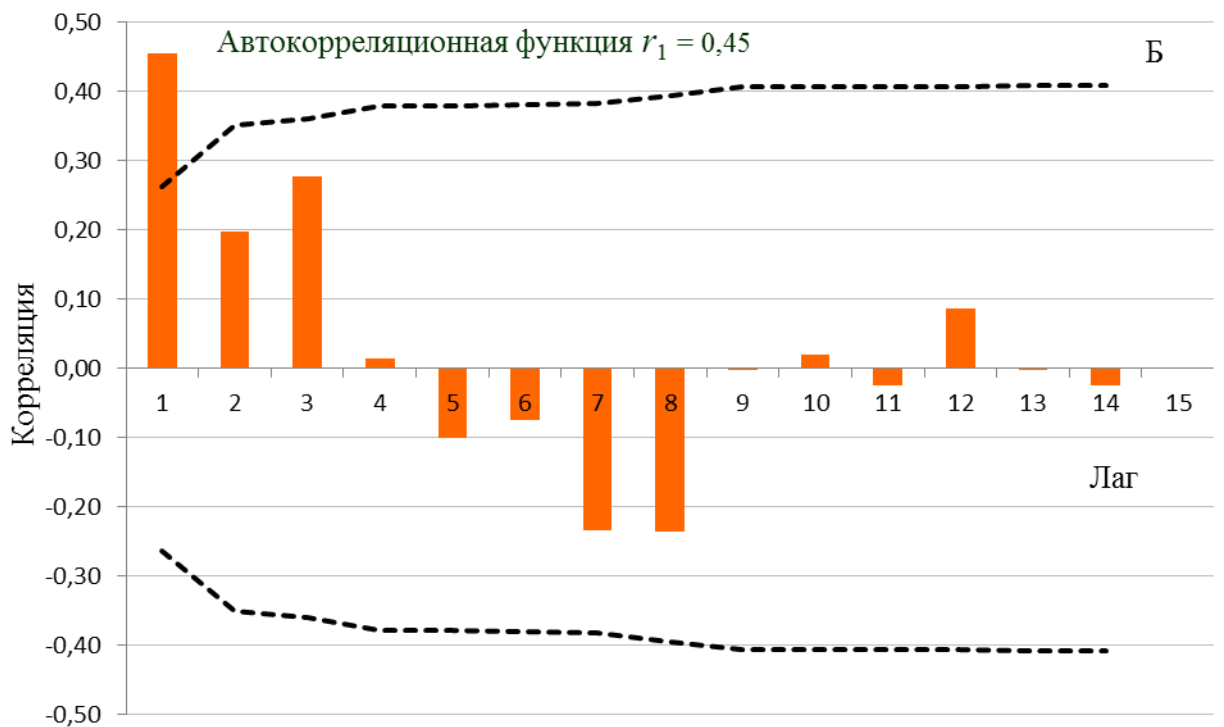
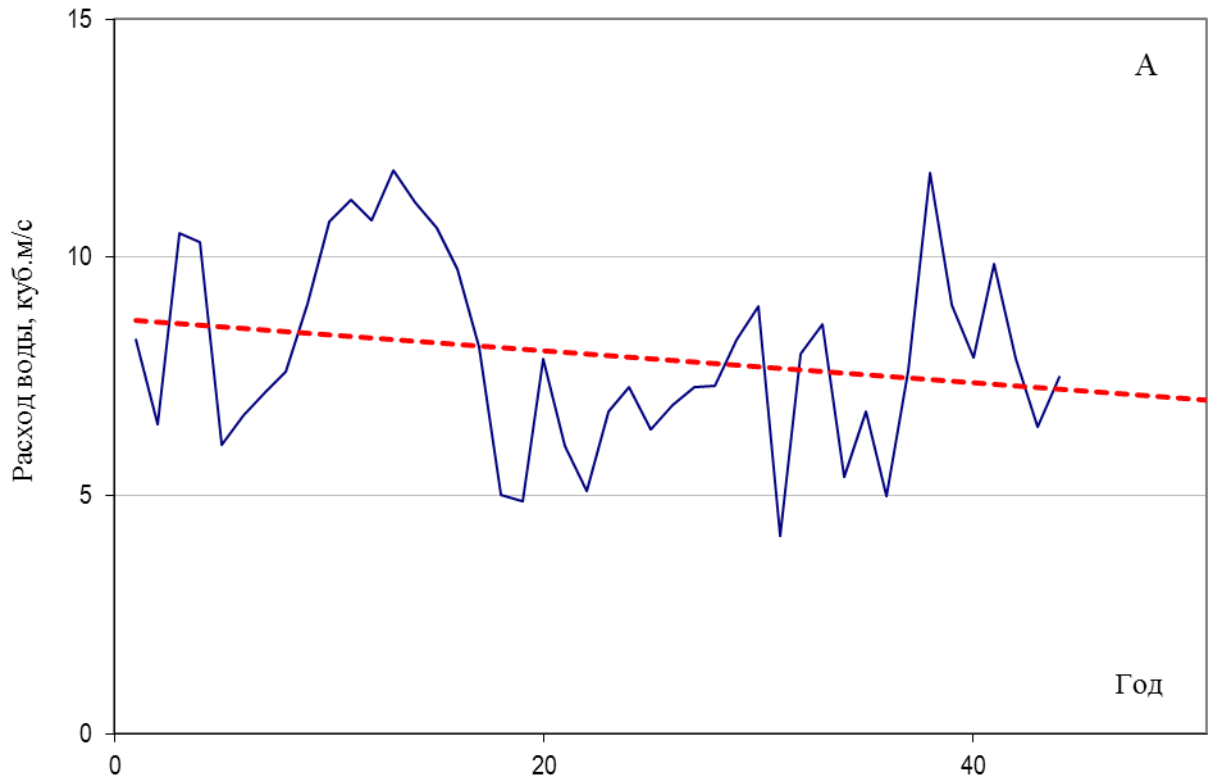


Рисунок 62 - Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов подземного стока р. Зима

Таблица 26 - Коэффициенты парной корреляции (r) между значениями годовых расходов подземного стока по речным бассейнам (в числителе - r , в знаменателе – период совместных наблюдений)

№	Река - пункт	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Зима – Зулумаи	—	$\frac{0,32}{31}$	$\frac{0,01}{16}$	$\frac{0,41}{36}$	$\frac{0,06}{33}$	$\frac{0,29}{31}$	$\frac{0,67}{38}$	$\frac{0,24}{31}$	$\frac{0,33}{21}$	$\frac{0,46}{34}$	$\frac{0,46}{40}$	$\frac{0,44}{14}$	$\frac{0,15}{30}$	$\frac{0,36}{30}$
2	Кирей – Уйгат	$\frac{0,32}{31}$	—	$\frac{0,042}{16}$	$\frac{0,49}{31}$	$\frac{0,48}{31}$	$\frac{0,23}{30}$	$\frac{0,35}{31}$	$\frac{0,38}{31}$	$\frac{0,35}{21}$	$\frac{0,62}{31}$	$\frac{0,10}{31}$	$\frac{0,52}{14}$	$\frac{0,49}{29}$	$\frac{0,31}{29}$
3	Ока – Сарам	$\frac{0,01}{16}$	$\frac{0,042}{16}$	—	$\frac{0,40}{16}$	$\frac{0,30}{16}$	$\frac{0,13}{15}$	$\frac{0,02}{16}$	$\frac{0,49}{16}$	$\frac{0,55}{13}$	$\frac{0,35}{16}$	$\frac{0,17}{16}$	$\frac{0,48}{13}$	$\frac{0,45}{16}$	$\frac{0,17}{15}$
4	Тагна – Хор-Тагна	$\frac{0,41}{36}$	$\frac{0,49}{31}$	$\frac{0,40}{16}$	—	$\frac{0,34}{33}$	$\frac{0,37}{31}$	$\frac{0,49}{36}$	$\frac{0,28}{31}$	$\frac{0,70}{21}$	$\frac{0,33}{34}$	$\frac{0,27}{36}$	$\frac{0,52}{15}$	$\frac{0,34}{30}$	$\frac{0,42}{30}$
5	Урик – Шанхар	$\frac{0,06}{33}$	$\frac{0,48}{31}$	$\frac{0,30}{16}$	$\frac{0,34}{33}$	—	$\frac{0,13}{31}$	$\frac{0,37}{33}$	$\frac{0,25}{31}$	$\frac{0,46}{21}$	$\frac{0,41}{33}$	$\frac{0,10}{33}$	$\frac{0,54}{14}$	$\frac{0,20}{30}$	$\frac{0,14}{30}$
6	Оног – Оног	$\frac{0,29}{31}$	$\frac{0,23}{30}$	$\frac{0,13}{15}$	$\frac{0,37}{31}$	$\frac{0,13}{31}$	—	$\frac{0,34}{31}$	$\frac{0,33}{30}$	$\frac{0,43}{20}$	$\frac{0,36}{31}$	$\frac{0,08}{31}$	$\frac{0,56}{13}$	$\frac{-0,05}{29}$	$\frac{0,18}{30}$
7	М. Белая - Тунгусы	$\frac{0,67}{38}$	$\frac{0,35}{31}$	$\frac{0,02}{16}$	$\frac{0,49}{36}$	$\frac{0,37}{33}$	$\frac{0,34}{31}$	—	$\frac{0,40}{31}$	$\frac{0,37}{21}$	$\frac{0,38}{34}$	$\frac{0,38}{38}$	$\frac{0,09}{14}$	$\frac{0,17}{30}$	$\frac{0,04}{30}$
8	Тойсук – Тальяны	$\frac{0,24}{31}$	$\frac{0,38}{31}$	$\frac{0,49}{16}$	$\frac{0,28}{31}$	$\frac{0,25}{31}$	$\frac{0,33}{30}$	$\frac{0,40}{31}$	—	$\frac{0,40}{21}$	$\frac{0,29}{31}$	$\frac{-0,17}{31}$	$\frac{-0,22}{14}$	$\frac{-0,14}{29}$	$\frac{-0,14}{29}$
9	Китой – Дабады	$\frac{0,33}{21}$	$\frac{0,35}{21}$	$\frac{0,55}{13}$	$\frac{0,70}{21}$	$\frac{0,46}{21}$	$\frac{0,43}{20}$	$\frac{0,37}{21}$	$\frac{0,40}{21}$	—	$\frac{0,49}{21}$	$\frac{0,22}{21}$	$\frac{0,47}{13}$	$\frac{0,42}{19}$	$\frac{0,33}{20}$
10	Ия - Аршан	$\frac{0,46}{34}$	$\frac{0,62}{31}$	$\frac{0,35}{16}$	$\frac{0,33}{34}$	$\frac{0,41}{33}$	$\frac{0,36}{31}$	$\frac{0,38}{34}$	$\frac{0,29}{31}$	$\frac{0,49}{21}$	—	$\frac{0,31}{34}$	$\frac{0,60}{14}$	$\frac{0,56}{30}$	$\frac{0,31}{30}$
11	Уда - Алыгджер	$\frac{0,46}{40}$	$\frac{0,10}{31}$	$\frac{0,17}{16}$	$\frac{0,27}{36}$	$\frac{0,10}{33}$	$\frac{0,08}{31}$	$\frac{0,38}{38}$	$\frac{-0,17}{31}$	$\frac{0,22}{21}$	$\frac{0,31}{34}$	—	$\frac{0,83}{14}$	$\frac{0,43}{30}$	$\frac{0,49}{30}$
12	Хадама - Хадама	$\frac{0,44}{14}$	$\frac{0,52}{14}$	$\frac{0,48}{13}$	$\frac{0,52}{15}$	$\frac{0,54}{14}$	$\frac{0,56}{13}$	$\frac{0,09}{14}$	$\frac{-0,22}{14}$	$\frac{0,47}{13}$	$\frac{0,60}{14}$	$\frac{0,83}{14}$	—	$\frac{0,63}{14}$	$\frac{0,70}{13}$
13	Гутара – В.Гутара	$\frac{0,15}{30}$	$\frac{0,49}{29}$	$\frac{0,45}{16}$	$\frac{0,34}{30}$	$\frac{0,20}{30}$	$\frac{-0,05}{29}$	$\frac{0,17}{30}$	$\frac{-0,14}{29}$	$\frac{0,42}{19}$	$\frac{0,56}{30}$	$\frac{0,43}{30}$	$\frac{0,63}{14}$	—	$\frac{0,37}{28}$
14	Бирюса - Нерой	$\frac{0,36}{30}$	$\frac{0,31}{29}$	$\frac{0,17}{15}$	$\frac{0,42}{30}$	$\frac{0,14}{30}$	$\frac{0,18}{30}$	$\frac{0,04}{30}$	$\frac{-0,14}{29}$	$\frac{0,33}{20}$	$\frac{0,31}{30}$	$\frac{0,49}{30}$	$\frac{0,70}{13}$	$\frac{0,37}{28}$	—

Рассмотрим для примера эмпирическую кривую распределения вероятностей минимальных месячных расходов р. Зима с продолжительностью ряда 74 года. Такая продолжительность ряда позволила построить представительную кривую обеспеченности, однако, в области низких обеспеченностей она опирается лишь на 4 точки (рисунок 63), что понижает ее статистическую устойчивость. Для повышения статистической устойчивости воспользуемся методом годовпунктов [Алексеев, 1977], основанном на представлении об однородности речного стока на частных водосборах, для которых истинные кривые распределения вероятностей одинаковы, что позволяет объединить их в единый пространственно-временной ряд. Это позволило с большей степенью надежности определить редко встречающиеся значения подземного стока. Кроме того, объединение практически однородных рядов правомерно при наличии любой корреляции между объединяемыми рядами. Однородность подземного стока обусловлена сходством географических, климатических и гидролого-гидрогеологических условий. С учетом этих требований дополнительно к аналогу (р. Зима) были выбраны бассейны рек Кирей, Олот, Тойсук. Продолжительность наблюдений на этих постах в сумме равняется 143 годам. Построение кривой обеспеченности выполнено по модульным коэффициентам минимальных среднемесячных значений подземного стока (рисунок 64).

Статистическая устойчивость районной эмпирической кривой заметно повысилась. Теперь в диапазоне обеспеченностей 90 - 95 % она проведена уже по 13 точкам. Кроме того, ни одна «критериальная» точка не вышла за пределы 95 % доверительного интервала, что свидетельствует о высокой степени однородности объединенных временных рядов и высокой статистической устойчивости кривой обеспеченности модульного коэффициента минимальных месячных расходов. По этой кривой обеспеченности величина модульного коэффициента, соответствующего 95 % обеспеченности для реки-аналога (р. Зима) равна $\approx 0,5$. Далее с помощью регрессионных уравнений (таблица 29) рассчитаны новые значения подземного стока данной категории обеспеченности для рассматриваемых бассейнов (таблица 27).

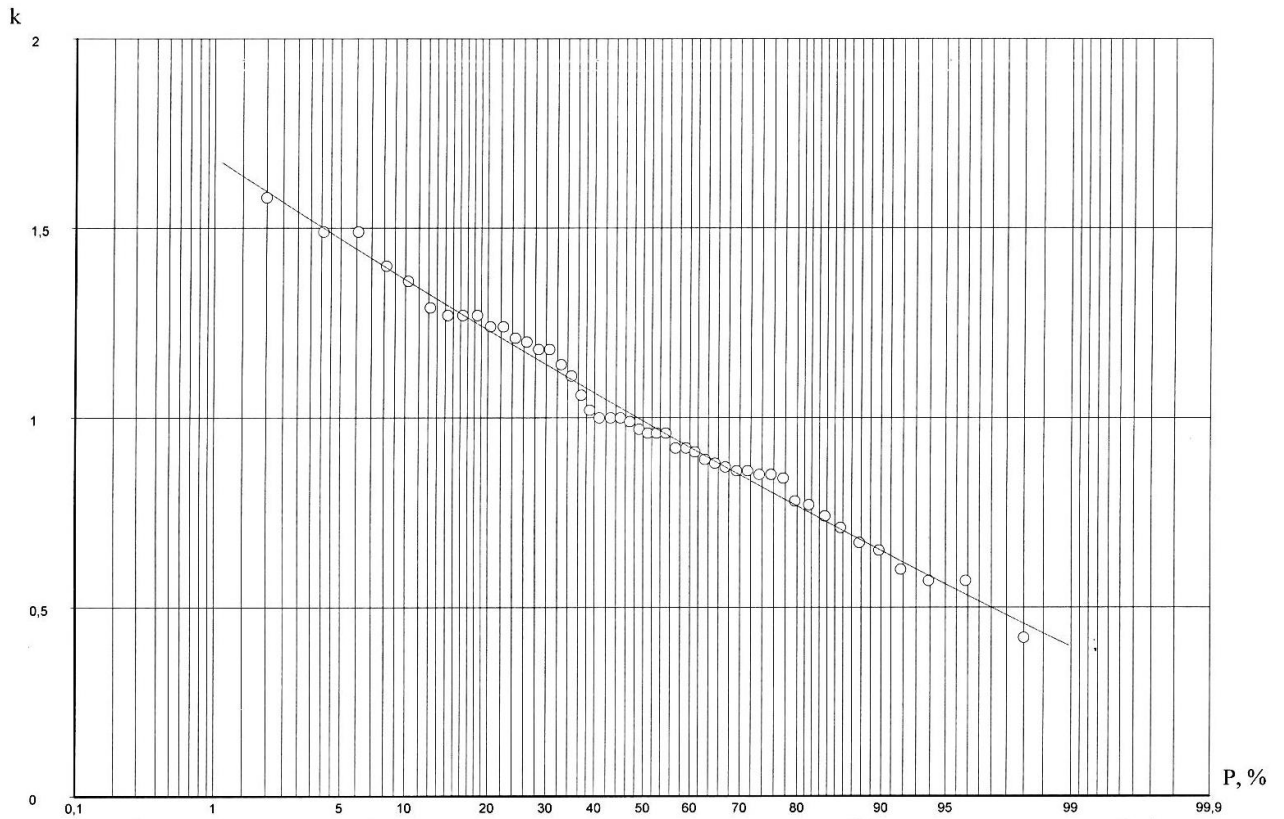


Рисунок 63 - Кривая обеспеченности минимальных среднемесячных (k) расходов р. Зима

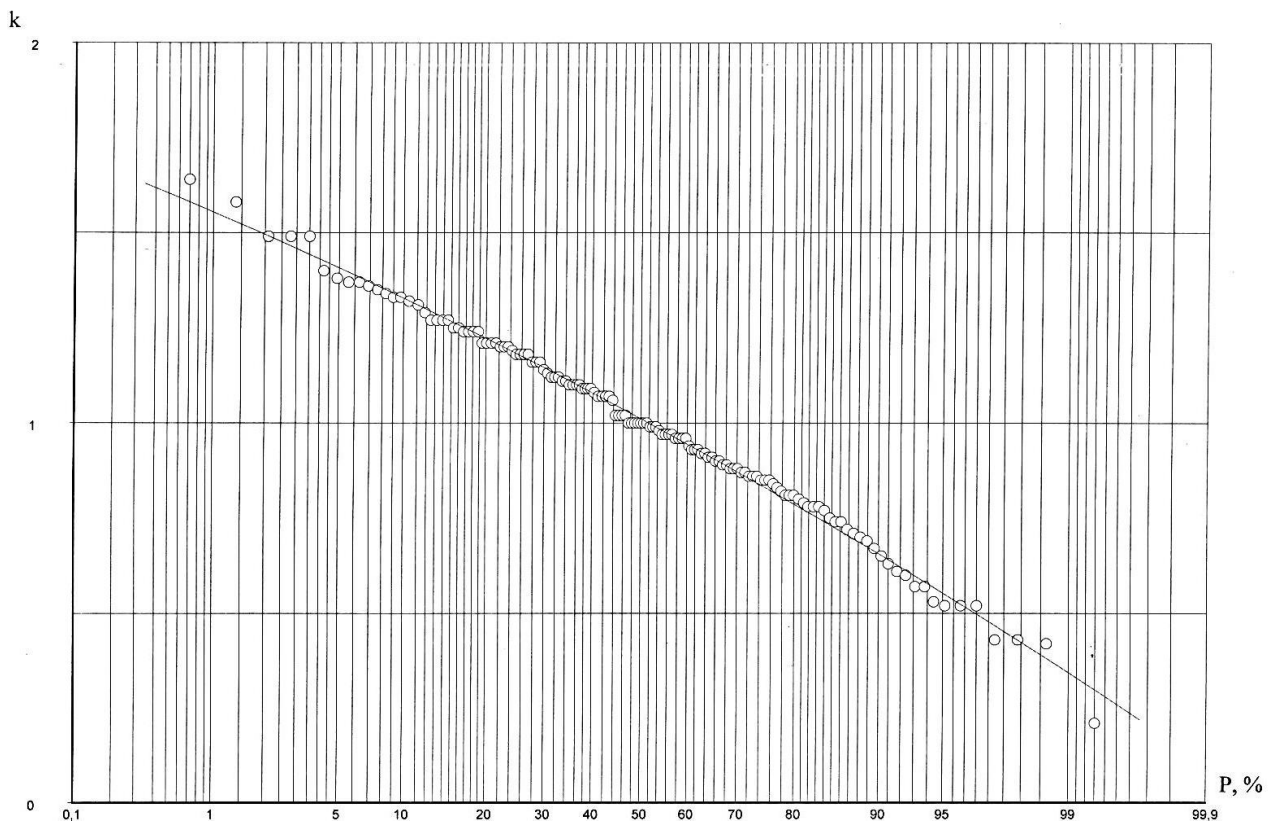


Рисунок 64 - Районная кривая обеспеченности минимальных среднемесячных расходов (k) рек Зима, Кирей, Онот, Тойсук

Сопоставление величин расходов подземных вод 95 % обеспеченности, рассчитанных по частной и районной кривым обеспеченности, указывает на незначительное уменьшение объема стока этой категории для реки-аналога с 1,8 м³/с до 1,65 м³/с и соответственно приводимых рек.

Таблица 27 - Минимальный среднемесячный расход подземных вод в бассейне р. Зима

Река - пост	Многолетний минимальный среднемесячный расход, м ³ /с	Минимальные месячные расходы 95 % обеспеченности по кривым распределения вероятностей			
		Частной		Районной	
		Q, м ³ /с	M, л/с*км ²	Q, м ³ /с	M, л/с*км ²
Зима - Зулумай	3,31	1,80	0,7	1,65	0,6
Черная Зима – устье	0,50	0,15	0,7	0,12	0,5
Белая Зима – устье	0,45	0,30	2,2	0,28	2,0
Зима – пост № 3	1,06	0,56	1,5	0,51	1,4

Незначительное расхождение в расходах 95 % обеспеченности свидетельствует о представительной длительности наблюдений за стоком реки-аналога, однако, как наиболее достоверные примем величины подземного стока, полученные по объединенному пространственно-временному ряду.

4.1.4. Методика расчета средних многолетних значений подземного стока

В пределах горноскладчатого обрамления как было показано ранее, подземный сток, формирующийся в разных бассейнах, характеризуется отсутствием синхронности и синфазности. Поэтому выбор аналога для приведения результатов единичных измерений расходов воды к многолетним значениям связан с определенными трудностями. Возможность использования в качестве аналога стационарных гидрометрических створов, замыкающих бассейн, рассмотрена на примере данных двухлетних стационарных наблюдений за стоком в бассейне реки Зимы [Логинов, 1963].

Наблюдения проводились на четырех постах, контролирующих площади водосборов от 80-130 до 230-370 км² (рисунок 65). В соответствии с рекомендациями [Свод правил по определению..., 2004] приводимый ряд должен иметь не менее 10 членов, поэтому ряды составлены из среднемесячных зимних расходов. Результаты корреляционного и регрессионного анализов указывают на высокую, близкую к линейной, степень связи между средними месячными

значениями расходов подземного стока независимого периода приводимых рек и рекой – аналогом (таблица 28).

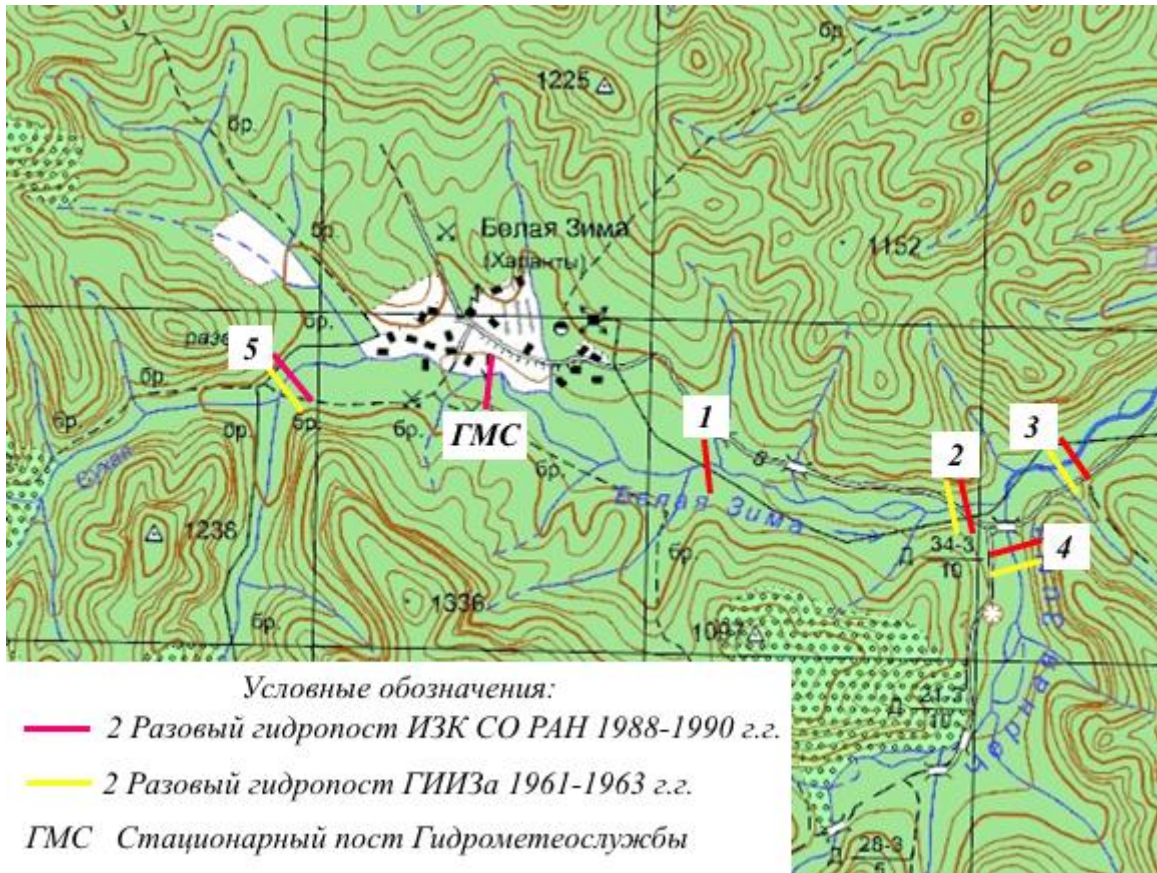


Рисунок 65 - Расположение гидрометрических постов в бассейнах рек Белая и Черная Зима

Таблица 28 - Исходные данные, характеристики корреляционной связи и уравнения регрессии между среднемесячными значениями подземного стока реки-аналога (Зима - Зулумай) и приводимых рядов

№ пп	Дата	Расход, м ³ /с				
		Зима-Зулумай, Q_a	Белая Зима – устье, пост №2	Белая Зима – пост №1	Черная Зима – устье, пост № 4	Зима – пост №3
1	2	3	4	5	6	7
1	1961 III	3,3	-	0,17	0,45	1,17
2	XI	9,4	-	0,63	2,01	3,25
3	XII	6,8	0,72	0,39	1,22	2,22
4	1962 I	5,6	0,61	0,31	1,24	1,98
5	II	4,9	0,55	0,23	0,65	1,38
6	III	4,3	0,57	0,14	0,66	1,29
7	XI	9,5	1,10	0,65	1,84	3,23

1	2	3	4	5	6	7
8	XII	7,6	0,84	0,37	1,47	2,51
9	1963 I	5,4	0,67	0,25	1,10	1,91
10	II	4,3	0,60	0,21	0,83	1,54
11	III	4,1	0,53	0,15	0,74	1,43
12	n	11	9	11	11	11
Характеристика	Q	5,92	0,69	0,32	1,11	1,99
	σQ	2,030	0,171	0,171	0,483	0,708
	R		0,965	0,97	0,97	0,98
	σR		0,023	0,017	0,018	0,008
	k		0,096	0,081	0,23	0,344
	σk		0,006	0,004	0,013	0,013
	$k / \sigma k$		14,62	18,06	17,42	27,53
	σQ		0,045	0,041	0,117	0,141
Уравнения регрессии			$Q_1 = 0,1Q_a + 0,12$	$Q_2 = 0,08Q_a - 0,17$	$Q_3 = 0,23Q_a - 0,26$	$Q_4 = 0,34Q_a - 0,05$

Значение коэффициента корреляции близкое к 1 свидетельствует о высокой степени однородности и синхронности подземного стока на водосборах, контролируемых рассматриваемыми постами. Это подтверждается высокой эффективностью уравнения регрессии даже для устья реки Белая Зима, где число членов ряда за период совместных наблюдений не достигает 10, поэтому составление уравнения даже по непродолжительному периоду совместных наблюдений позволяет произвести достаточно достоверные удлинения коротких рядов.

Достоверность эффективности расчетных уравнений линейной регрессии была проведена по результатам удлинения временных рядов. Расходы, вычисленные по уравнениям регрессии, сопоставлялись с фактическими, измеренными в разное время, в процессе гидрометрических работ, и показали приемлемую сходимость (ошибка 11,5 % - в 70% случаев и 20% - в 80% случаев от общего числа выборки) рассчитанных расходов с измеренными для решения поставленной задачи (таблица 29). Результаты, в которых ошибка превышала 20%, обусловлена либо низким качеством измерения на

временных постах, либо трудностью замера в период начала или окончания зимней межени. В таких случаях ближе к реальным считаются вычисленные расходы.

Таким образом, проведенный анализ показал, что в пределах одного бассейна единичные замеры расходов воды с точностью, приемлемой для среднемасштабного картирования подземного стока, могут быть приведены к многолетним, методом переходных коэффициентов. Этот вывод справедлив для бассейнов, соотношение площадей которых, меняется более чем в 30 раз, а изменение средней высоты водосборов превышает 400 м. Тем не менее, из – за отсутствия других критериев, этот метод применялся для приведения всех единичных замеров расходов воды к многолетним.

Назначение в качестве аналога замыкающего створа данного водосбора соблюдалось для всех бассейнов за исключением рек Большая Белая и Тагна. Первая не могла быть использована из-за ограниченности наблюдений, поэтому в качестве аналога была использована река Урик в створе Шанхар, с которой она имеет более высокий коэффициент парной корреляции годовых значений подземного стока. Вторая из-за высокой степени зарегулированности подземного стока в карбонатных отложениях нижнего кембрия. Для оценки эффективности работы реки-аналога, назначенного по другому бассейну, было произведено приведение разовых замеров расходов воды к многолетним, выполненных в бассейне реки Тагна по трем постам – аналогам: Тагна-Хор-Тагна; Китой-Дабады и Тойсук-Тальяны (таблица 30). Коэффициент парной корреляции годовых значений подземного стока между первым и вторым створами-аналогами равен 0,7, а между первым и третьим 0,28. Расчетные значения среднемесячного расхода воды по всем трем створам близки друг к другу, величина их расхождения изменяется от 3 до 6 %. При вычислении среднемноголетних годовых значений подземного стока расхождения результатов по первому и второму аналогам равна 2,3%, а по второму и третьему – отклонение резко увеличивается до 27,6 % (таблица 30). Сравнение расчетных значений минимального месячного стока с фактическим, измеренным в марте 1972 года [Естественные ресурсы..., 1976] показало, что наименьшее отклонение (3,2 %) от реального расхода получилось по аналогу Китой – Дабады, который отражает динамику

Таблица 29 - Расходы рек, вычисленные по уравнению регрессии

Дата	Месяц	Расходы, м ³ /с									
		Зима-Зулумай	Черная Зима - устье			Белая Зима - устье			Зима – пост № 3		
			Измеренный	Регрессии	Относительная ошибка %	Измеренный	Регрессии	Относительная ошибка %	Измеренный	Регрессии	Относительная ошибка %
1959*	ХII	5,9	0,94	1,10	17,6	-	-	-	-	-	-
1960	I	4,7	0,75	0,82	7,38	-	-	-	-	-	-
	II	3,8	0,65	0,61	6,56	-	-	-	1,25	1,24	0,81
	III	3,2	0,47	0,48	2,08	-	-	-	1,04	1,04	0
1961	I	4.1	0,61	0,68	10,3	-	-	-	1,04	1,58	34,2
	II	3,5	0,51	0,54	5,55	-	-	-	0,91	1,34	32,1
	III	3,3	0,53	0,50	6,00	-	-	-	1,09	1,14	4,39
1984**	XI	15,2	1,82	3,23	82,0	1,67	1,64	1,83	3,75	5,11	26,6
	XII	6,8	1,10	1,30	15,4	0,89	0,80	11,2	2,08	2,26	7,96
1985	I	5,2	-	-	-	-	-	-	1,76	1,72	2,32
	II	5,1	-	-	-	-	-	-	1,36	1,68	19,0
	III	4,9	0,47	0,87	53,0	0,68	0,61	11,4	1,45	1,62	10,5
1988***	XII	6,6	1.23	1,24	0,81	0,78	0,78	0	-	-	-

*Данные ПГО «Иркутскгеология»

** Данные «ВостСибТИСИЗа»

***Данные Института земной коры СО АН СССР

Таблица 30 - Сравнительная оценка результатов приведения разового расхода к среднемноголетнему по рекам – аналогам

Номер створа на карте	Река - аналог	Дата замера	Измеренный Q, м ³ /с	Переходный коэф. К ₁	Среднемес. расход, Q ₃₀ , м ³ /с	Переходный коэф. К ₂	Средне многолетн. расход Q ₀ , м ³ /с	Суммарный расход Q ₅₅₊₅₇ , м ³ /с	Ошибкa, %	Переходн. коэф. К ₃	Многолетн. миним. месячн. расход Q ₃₀ , III м ³ /с	Суммарный расход Q ₅₅₊₅₇ , м ³ /с	Модульный коэф. марта 1972	Расход марта 1972 м ³ /с		Ошибкa, %		
														Расчетный	Измеренный			
55	Тагна-Хор. Тагна	14.12.90 г.	2,73		2,68		2,04				1,96		0,9349		1,81	3,2		
				0,983		0,763		3,08		0,722		2,96					2,76	52,8
57				1,31		1,37		1,04				1,00						
									2,3									
55	Китой-Дабады		2,73		2,84		1,99				1,32							
				1,043		0,702		3,01		0,464		2,00					1,86	3,2
57				1,39		1,45		1,02				0,68						
									27,6									
55	Тойсук-Тальяны		2,73		2,66		2,75				1,64							
			0,977		1,034		4,16		0,615		2,48		2,32	28,2				
57			1,39		1,36		1,41				0,84							

подземного стекания с горного обрамления и имеет временное и фазовое его сходство с приводимым бассейном. Наибольшее расхождение (52,8%) расчетного и реального значений подземного стока обусловлено различием его динамических характеристик, чем временного и фазового несоответствия (28,2%).

Только в бассейне р. Ока на исследуемой территории существуют стационарные гидрологические посты с наблюдениями за речным стоком в горной части (р. Орлик-п. Орлик, р. Тисса-п. Балакта) и в замыкающем створе при выходе реки на платформенную часть (р. Ока-п. Сарам). Рассмотрим возможность использования р. Ока-п. Сарам в качестве реки-аналога. Коэффициент парной корреляции годовых значений речного и подземного стока в верхнем (р. Орлик-п. Орлик) и замыкающем (р. Ока-п. Сарам) створах близки между собой и равны 0,78 и 0,72 соответственно (таблица 31).

Таблица 31 - Результаты расчета параметров распределения и парного коэффициента корреляции по среднегодовым расходам воды (1986-2015 г.г.) для рек Ока и Орлик

Река - пост	Расчетный параметр			
	Среднегодовое расход Q_{cp} , м ³ /с	Коэффициент вариации C_v	Коэффициент асимметрии C_s	Коэффициент корреляции r
р. Ока - п. Сарам	211	0,20	0,11	0,78
р. Орлик - п. Орлик	0,52	0,42	1,09	

На гидрологическом посту р. Тисса-п. Балакта наблюдения за стоком имеют короткий ряд - 10 лет, поэтому для определения коэффициента корреляции были использованы среднемесячные данные по расходу воды за зимний период. Коэффициент корреляции между среднемесячными значениями расходов воды за зимний период на верхнем посту в горной части (р. Тисса-п. Балакта) и замыкающем (р. Ока-п. Сарам) также оказался высоким и равен 0,80 (рисунок 66).

Несмотря на огромную разницу в площадях и в высотном положении водосборов, высокие значения коэффициентов корреляции 0,72-0,80 свидетельствуют о достаточно тесной связи между величинами подземного стока малых горных рек и основной реки в замыкающем створе, что позволяет использовать основную артерию бассейна в качестве реки-аналога для всех постов-

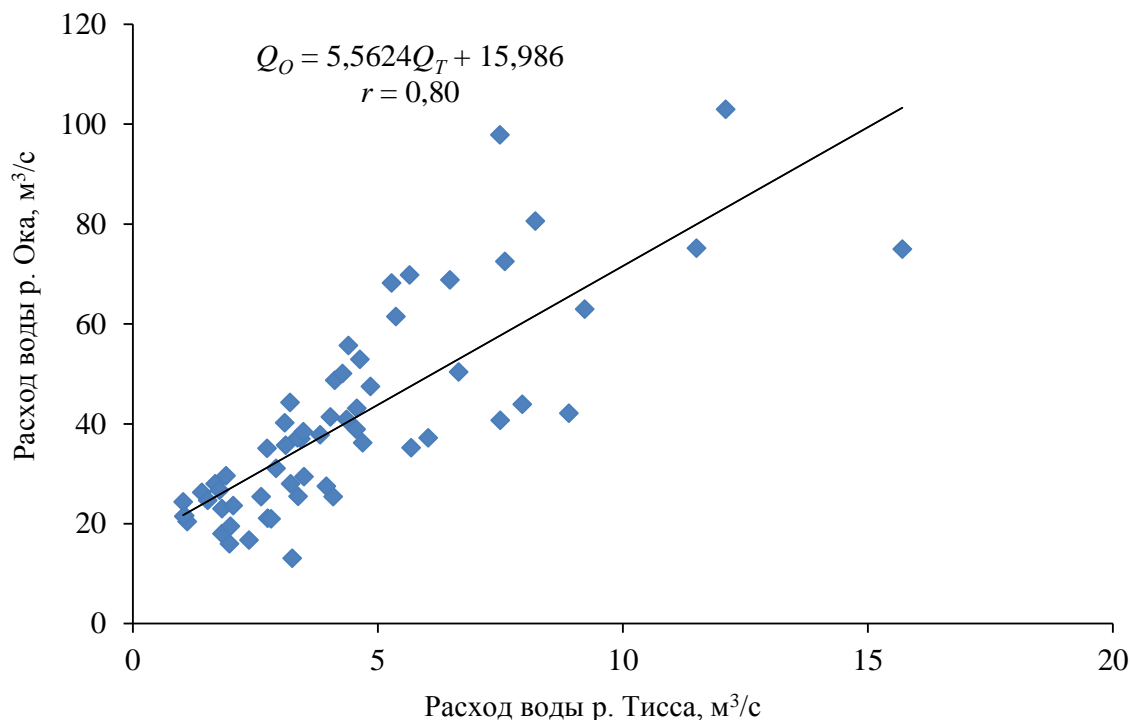


Рисунок 66 - График связи среднемесячных зимних расходов воды рек Ока и Тисса за 1986 – 1995 г.г.

янных водотоков. Однако если рассматривать тесноту связи ежемесячно в течение зимнего периода, то несложно заметить, что теснота связи в первой половине зимнего периода значительно выше, чем во второй, а основной объем подземных вод стекает именно в первой половине зимы. В первой половине зимы истощение подземного стока, связанного с крупнообломочными отложениями и трещиноватыми породами, происходит синхронно вне зависимости от площади водосбора. Во второй половине зимы подземный сток из прирусловых и русловых отложений, являющихся буферной зоной, протекает в различных бассейнах по-разному и отражает сток подмерзлотных и надмерзлотных вод зон таликов.

Таким образом, приведение высокоточных (полученных многоточечным способом) разовых замеров расходов к средним многолетним значениям подземного стока с помощью переходных коэффициентов обеспечивает достаточно высокую надежность расчетных характеристик. Это позволяет с приемлемой для среднемасштабного картирования точностью оценить величину подземного стока и охарактеризовать его пространственно-временную изменчивость.

4.2. Количественная оценка подземного стока

В качестве основного метода оценки подземного стока использована гидрометрическая съемка зимней и осенней межени.

В количественном выражении величина подземного стока получена путем приводки разовых меженных расходов к среднемноголетним по рекам-аналогам при помощи переходных коэффициентов. Гидродинамический метод расчета расхода руслового потока применялся на сравнительно небольшой территории – в бассейне реки Черной Зимы и показал значительную роль гидрогеологических условий водосборов в формировании подземного стока, поэтому он рассмотрен отдельно в главе 3.2.

Результаты оценки подземного стока представлены в таблице сводных данных по подземному стоку (таблица 32, 33).

Данные по подземному стоку, полученные для замыкающих горноскладчатую область створов приведены в таблице 34.

В целом величина подземного стока центральной части Восточного Саяна, оцененная методом генетического расчленения гидрографа с учетом наледообразования, составляет $100,29 \text{ м}^3/\text{с}$ при среднем значении модуля $3,67 \text{ л/с*км}^2$, потери подземного стока на наледообразование $15,7 \text{ м}^3/\text{с}$ (таблица 34).

Подземный сток выражен величиной модуля стока, который имеет дискретный характер пространственного распределения и изменяется в широких пределах ($0,5 - 25,0 \text{ л/с*км}^2$), в связи с чем отображен на карте по площадному принципу (рисунок 67). Дискретность проявляется в контрастных изменениях модуля подземного стока на коротком в плане расстоянии, являющихся следствием резкой изменчивости фильтрационно-емкостных свойств пород, связанных с появлением в них карбонатных пород-коллекторов, разной степенью тектонической и экзогенной трещиноватости пород. Контрастность рельефа предопределяет неравномерность распределения общего увлажнения территории, различные морфологические и морфометрические характеристики часто в смежных водосборах.

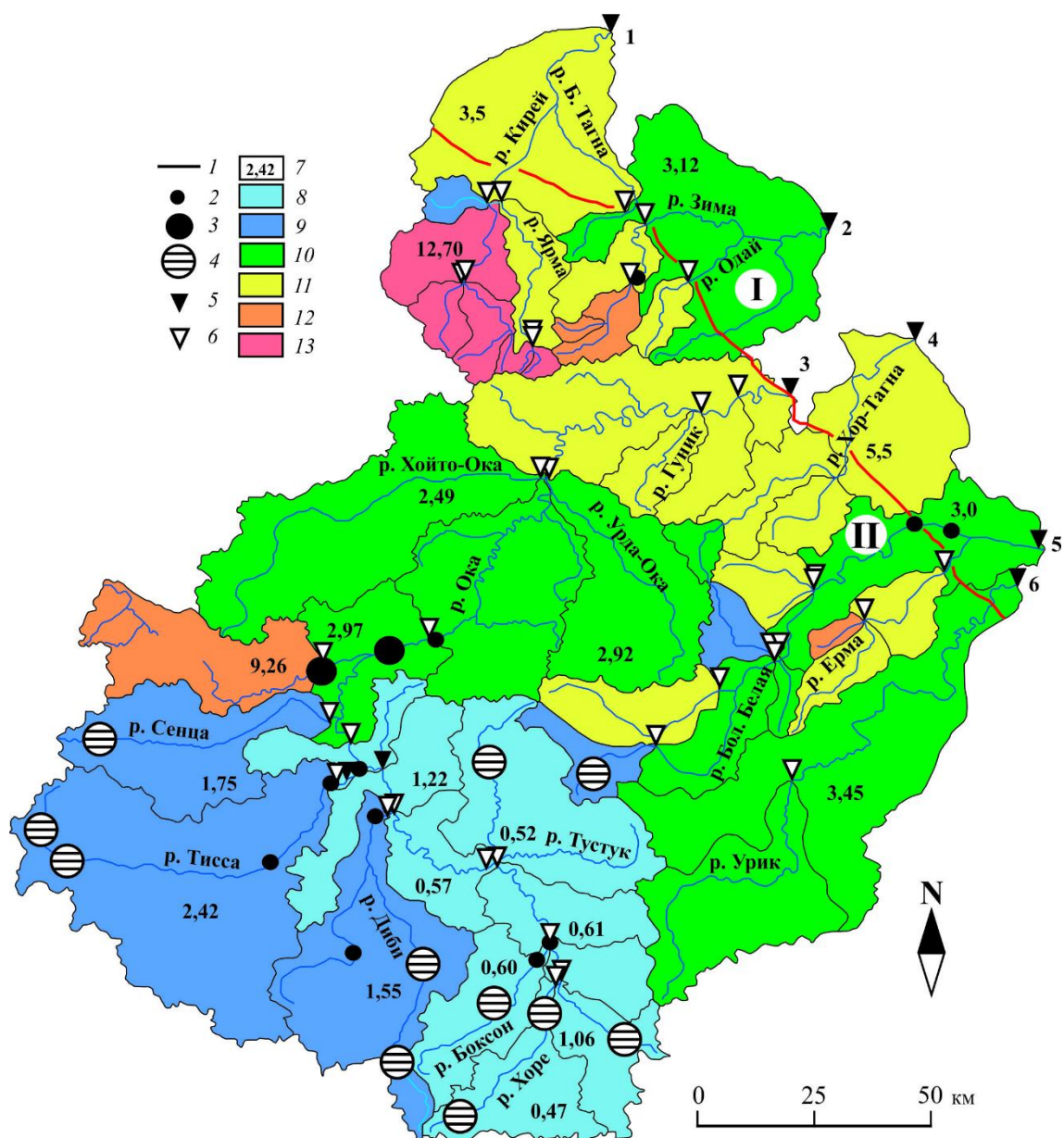


Рисунок 67 - Карта подземного стока центральной части Восточного Саяна. I – Сибирская платформа, II – горноскладчатое обрамление

I – границы речных водосборов. Участки наибольшего развития полиней (по Зонову Б.В., Шульгину М.Ф., 1966 с дополнениями авторов): 2 – длиной от 1 до 2 км, 3 – длиной более 5 км. 4 – участки развития крупных наледей; 5 – стационарный гидрологический пост: 1 – р. Кирей - Уйгат, 2 - р. Зима – Зулумай, 3 - р. Ока – п. Сарам, 4 - р. Тагна - Хор – Тагна, 5 - р. Большая Белая – Новостройка, 6 - р. Урик – Шанхар. 6 – разовый гидрометрический створ; 7 – значение модуля подземного стока, л/с*км²: 8 – от 0,5 до 1,5 весьма низкий, 9 – от 1,5 до 2,5 низкий, 10 – от 2,5 до 3,5 средний, 11 – от 3,5 до 7,0 высокий, 12 – от 7,0 до 10 весьма высокий, 13 – более 10 исключительно высокий.

Таблица 32 - Расчет среднегодового и многолетнего минимального месячного подземного стока по данным меженных гидрометрических съемок за 1988-1990 г.г.

Номер на карте	Река	Дата замера	Расход, м ³ /с	Переходн. коэф. К ₁	Среднемесяч. расход Q ₃₀ , м ³ /с	Переходн. коэф. К ₂	Средне многол. расход Q, м ³ /с	Модуль подзем. стока M, л/с·км ²	Переходн. коэф. К ₃	Многолет. минимальн. месяч. расход Q ₃₀ , м ³ /с	Модуль подзем. стока M ₃₀ , л/с·км ²	Многолет. минимальн. расход 95% Q ₉₅ , м ³ /с
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Кирей – выше устья р. Ярма	17.12.90	9,06	0,996	9,02	1,036	9,34	9,55	0,619	5,77	5,91	4,01
2	Ходонок – устье	14.10.89	0,52	1,0	0,52	0,408	0,21	2,08	0,243	0,12	1,23	0,09
3	Лев. приток р. Кирей	14.10.89	0,004	1,0	0,004	0,408	0,002	0,13	0,243	0,001	0,07	0,0007
4	Калга – устье	11.10.89	3,46	0,965	3,34	0,408	1,36	5,66	0,243	0,78	3,23	0,54
5	-//-	13.12.90	2,46	1,018	2,47	1,036	2,56	10,66	0,619	1,48	6,14	1,03
5	Лев. приток р. Калга	11.10.89	0,0	0,965	0	0,408	0	0	0,243	0	0	0
6	Лев. приток р. Калга	11.10.89	0,07	0,965	0,074	0,408	0,03	2,54	0,243	0,02	1,4	0,01
7	Правый приток р. Кирей	12.10.89	5·10 ⁻⁴	0,965	4·10 ⁻⁴	0,408	1·10 ⁻⁴	0,009	0,243	1·10 ⁻⁴		1·10 ⁻⁴
8	Кирей – выше устья р. Калга	11.10.89	10,23	0,965	9,87	0,408	4,03	7,45	0,243	2,29	4,24	1,59
9	Левый приток р. Кирей	8.10.89	0,001	0,928	9·10 ⁻⁴	0,408	3·10 ⁻⁴	-	0,243	2·10 ⁻⁴		1·10 ⁻⁴
10	Правый приток р. Кирей	8.10.89	0,08	0,928	0,08	0,408	0,03	4,3	0,243	0,02	2,42	0,01
11	Левый приток р. Кирей	8.10.89	1·10 ⁻⁴	0,928	9·10 ⁻⁵	0,408	4·10 ⁻⁵	-	0,243	0,0		1·10 ⁻⁵
12	Правый приток р. Кирей	7.10.89	0,03	0,928	0,02	0,408	0,009	2,34	0,243	0,005	1,30	0,004
13	Аргазык – устье	7.10.89	0,79	0,928	0,73	0,408	0,30	4,79	0,243	0,17	2,74	0,12
14	Нижняя Прямая	29.09.89	0,25	1,05	0,27	0,299	0,08	4,89	0,179	0,06	3,79	0,04
15	Верхняя Прямая	29.09.89	0,33	1,05	0,34	0,299	0,10	6,06	0,179	0,08	4,71	0,06
16	Правый приток р. Кирей	29.09.89	0,04	1,05	0,04	0,299	0,01	3,39	0,179	0,01	2,84	0,007
17	Большой Кирей – устье	4.10.89	4,27	0,857	3,66	0,408	1,49	6,57	0,243	0,88	3,88	0,61
17	-//-	13.12.90	2,25	1,018	2,30	1,036	2,38	10,49	0,619	1,40	6,15	0,97

Продолжение таблицы 32

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
18	Малый Кирей – устье	4.10.89	4,29	0,857	3,67	0,408	1,50	9,16	0,243	0,88	5,40	0,61
18	-//-	13.12.90	1,54	1,018	1,57	1,036	1,63	9,95	0,243	0,96	5,84	0,66
19	Правый приток р. Малый Кирей	3.10.89	0,08	0,828	0,06	0,408	0,03	7,39	0,243	0,02	4,55	0,01
20	Правый приток р. Малый Кирей	3.10.89	0,13	0,828	0,11	0,408	0,04	12,6	0,243	0,03	7,47	0,02
21	Левый приток р. Малый Кирей	3.10.89	0,02	0,828	0,02	0,408	0,008	4,17	0,243	0,005	2,6	0,004
22	Левый приток р. Малый Кирей	3.10.89	0,41	0,828	0,34	0,408	0,14	10,33	0,243	0,08	6,21	0,06
23	Черная – устье	23.12.90	0,83	1,018	0,84	1,036	0,87	25,07	0,619	0,51	14,72	0,36
24	Ярма – устье	17.12.90.	1,63	0,996	1,62	1,036	1,68	4,26	0,619	1,04	2,64	0,72
25	Ярма из озера – устье	17.12.90.	0,32	0,996	0,32	1,036	0,33	13,47	0,619	0,20	8,31	0,14
26	Ярма – верховье	17.12.90.	0,65	0,996	0,64	1,036	0,67	10,37	0,619	0,41	6,41	0,29
27	Большая Тагна – граница с платформой	16.12.88	0,50	1,0	0,50	0,778	0,39	3,22	0,464	0,24	1,98	0,17
28	Зима – граница с платформой	17.12.88	2,35	0,994	2,34	1,02	2,38	4,92	0,646	1,58	3,27	0,71
28	-//-	8.02.90	0,98	1,052	1,04	2,56	2,65	5,48	3,238	3,09	6,38	1,38
29	Игорев ключ – устье	16.12.88	0,02	0,975	0,02	1,02	0,02	1,09	0,646	0,01	0,77	0,005
30	Левый приток р. Зима	17.12.88	0,03	0,994	0,03	1,02	0,03	1,43	0,646	0,02	1,28	0,01
31	Правый приток р. Зима	24.12.88	0,03	1,15	0,04	1,02	0,04	2,46	0,646	0,03	1,54	0,01
32	Левый приток р. Зима	15.12.88	0,001	0,957	$9 \cdot 10^{-4}$	1,02	$9 \cdot 10^{-4}$	0,31	0,646	$6 \cdot 10^{-4}$	0,21	$3 \cdot 10^{-4}$
33	Левый приток р. Зима	15.12.88	$4 \cdot 10^{-4}$	0,957	$3 \cdot 10^{-4}$	1,02	$3 \cdot 10^{-4}$	0,12	0,646	$2 \cdot 10^{-4}$	0,08	$1 \cdot 10^{-4}$
35	Белая Зима – устье	12.12.88	0,78	0,905	0,70	1,02	0,72	5,44	0,646	0,48	3,67	0,22
35	-//-	20.11.89	1,02	1,141	1,16	0,774	0,90	6,61	0,578	0,66	4,82	0,29
35	-//-	07.02.90	0,61	1,02	0,62	2,56	1,59	11,71	3,238	1,89	13,88	0,84
36	Большой Ягодный – устье	19.11.89	0,01	1,139	0,02	0,774	0,01	3,04	0,578	$9 \cdot 10^{-3}$	2,23	0,004

Продолжение таблицы 32

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
37а	Правый приток р. Белая Зима	19.12.88	$9,5 \cdot 10^{-3}$	1,035	$9,8 \cdot 10^{-3}$	1,02	0,01	6,25	0,646	$6 \cdot 10^{-3}$	3,75	0,003
37	Белая Зима – створ УГКПС	04.02.90	0,02	0,944	0,02	2,56	0,04	0,55	3,238	0,06	0,69	0,02
39	Сухая - устье	19.12.88	0,15	1,035	0,16	1,02	0,16	5,05	0,646	0,11	3,27	0,05
39	-//-	18.11.89	0,25	1,139	0,31	0,775	0,24	7,38	0,578	0,17	5,26	0,08
39	-//-	3.02.90	0,08	0,918	0,07	2,56	0,18	5,73	3,238	0,23	7,17	0,10
40	Белая Зима – выше Сухой	19.12.88	0,16	1,035	0,16	1,02	0,16	3,57	0,646	0,11	2,3	0,5
40	-//-	18.11.89	0,27	1,139	0,31	0,775	0,24	5,06	0,578	0,17	3,61	0,08
40	-//-	3.02.90	0,06	0,918	0,05	2,56	0,14	2,96	3,238	0,18	3,76	0,08
41	Черная Зима - устье	11.12.88	1,23	0,899	1,11	1,02	1,13	4,97	0,646	0,76	3,33	0,34
41	-//-	21.11.89	1,71	1,143	1,96	0,775	1,52	6,60	0,578	1,11	4,83	0,050
41	-//-	6.02.90	0,39	0,99	0,39	2,56	0,99	4,3	3,238	1,19	5,18	0,53
42	Городской	14.12.88.	$3 \cdot 10^{-3}$	0,939	$3 \cdot 10^{-3}$	1,02	$3 \cdot 10^{-3}$	-	0,646	$2 \cdot 10^{-3}$		$9 \cdot 10^{-4}$
43	Еремкин ключ – устье	14.12.88	0,048	0,939	0,045	1,02	0,046	2,09	0,646	0,03	1,41	0,01
44	Левый приток р. Зима	13.12.88	0,058	0,922	0,05	1,02	0,054	5,81	0,646	0,04	3,98	0,02
45	Черная Зима	13.12.88	0,95	0,922	0,88	1,02	0,90	5,0	0,646	0,60	3,36	0,27
46	Левый приток р. Черная Зима	22.12.88	0,043	1,1	0,05	1,02	0,05	6,32	0,646	0,03	3,95	0,01
47	Левый приток р. Черная Зима	22.12.88	$2,5 \cdot 10^{-3}$	1,1	$3 \cdot 10^{-3}$	1,02	$3 \cdot 10^{-3}$	0,45	0,646	$2 \cdot 10^{-3}$	0,30	$9 \cdot 10^{-4}$
48	Правый приток р. Черная Зима	22.12.88	$1 \cdot 10^{-3}$	1,1	$1,1 \cdot 10^{-3}$	1,02	$1,1 \cdot 10^{-3}$	0,26	0,646	$7 \cdot 10^{-4}$	0,16	$3 \cdot 10^{-4}$
49	Средняя Зима – устье	22.12.88	0,28	1,1	0,31	1,02	0,32	7,98	0,646	0,20	5,0	0,09
50	Правый приток р. Черная Зима	21.12.88	$5 \cdot 10^{-3}$	1,079	$5 \cdot 10^{-3}$	1,02	$5 \cdot 10^{-3}$	0,51	0,646	$3 \cdot 10^{-3}$	0,31	0,001
51	Черная Зима – верховье	21.12.88	0,31	1,079	0,34	1,02	0,34	6,17	0,646	0,22	3,9	0,1

Продолжение таблицы 32

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
52	Правый приток р. Черная Зима	21.12.88	0,135	1,079	0,15	1,02	0,15	4,43	0,646	0,09	2,8	0,04
53	Одай – граница с платформой	16.12.90	0,78	1,013	0,79	0,964	0,76	5,51	0,611	0,48	3,51	0,22
54	Дандар – Гол – устье	11.12.90	1,2	1,242	1,49	0,727	1,08	6,67	0,483	0,56	3,44	0,32
55	Черная Тагна – устье	14.12.90	2,73	1,043	2,84	0,763	1,996	4,03	0,464	1,32	2,66	0,93
56	Черная Тагна – верховье	14.12.90	0,57	1,043	0,60	0,763	0,418	3,37	0,464	0,28	2,22	0,20
57	Белая Тагна – устье	14.12.90	1,39	1,043	1,45	0,763	1,021	3,95	0,464	0,68	2,61	0,48
58	Большая Зимовная	16.12.90	0,91	0,974	0,89	0,846	0,75	3,73	0,552	0,51	2,54	0,37
59	Малая Зимовная	16.12.90	0,35	0,974	0,35	0,846	0,29	4,46	0,552	0,20	3,04	0,14
60	Буйрагта – устье	15.12.90	0,29	0,969	0,285	0,846	0,24	1,28	0,552	0,16	0,87	0,12
61	Ермосха – устье	15.12.90	0,39	0,969	0,37	0,846	0,32	3,49	0,552	0,21	2,36	0,15
62	Большая Белая – выше устья Буйрагты	15.12.90	4,06	0,969	3,935	0,846	3,33	2,79	0,552	2,25	1,89	1,62
63	Хайт – устье	15.12.90	2,26	0,969	2,19	0,846	1,85	4,14	0,552	1,25	2,8	0,90
64	Большая Белая – выше Хайта	15.12.90	0,75	0,969	0,73	0,846	0,62	2,27	0,552	0,42	1,54	0,30
	Ерма – граница с платформой	18.12.90	3,83	0,982	3,76	0,846	3,18	5,80	0,552	2,21	4,03	1,59
66	Малая Ерма – устье	14.12.90	0,83	0,965	0,80	0,846	0,68	9,78	0,552	0,45	6,57	0,33
67	Ерма – выше устья р. Малая Ерма	10.12.90	1,15	0,978	1,12	0,846	0,95	4,28	0,552	0,60	2,72	0,43
68	Ока – Сарам*	11.12.90	35,1	-	43,6	0,727	31,69	1,69	-	21,07	1,12	12,22
69	Урик – Шанхар*	18.12.90	8,77	-	7,05	-	6,46	2,0	-	3,66	1,13	2,04
70	Урик – выше р. Ханчин											
71	Онот – Онот*	18.12.90	12,9	-	7,53	-	7,75	3,98	-	4,42	2,224	2,16
72	Большая Белая - Новостройка*	12.67	3,74	-	3,74	-	6,75	2,08	-	4,2	1,29	2,17

*Стационарные посты УГМС

Таблица 33 - Расчет среднегодового подземного стока рек бассейна р. Ока

Номер на карте	Река - Пост	Дата замера	Измеренный меженный расход Q , м ³ /с	Среднегодовой меженный расход Q , м ³ /с	$Q_{\text{ср.мнг.}}$ наледный по эмпирической формуле, м ³ /с	$Q_{\text{ср.мнг.}}$ наледный по гидрографам, м ³ /с	$Q_{\text{ср.мнг.}}$ подземный сток с учетом потерь, м ³ /с	Средняя высота водосбора H_6 , м	Площадь водосбора F_6 , км ²	M , л/с*км ²
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
73	р. Ока выше устья р. Хоре	17.12.2015	0,31	0,33	0,17	-	0,50	2128	471	1,06
74	р. Хоре – устье	17.12.2015	0,057	0,06	0,25	-	0,31	2222	659	0,47
75	р. Боксон – устье	18.12.2015	0,15	0,16	0,23	-	0,39	2024	655	0,60
76	р. Ока выше устья р. Сорок	19.12.2015	0,53	0,57	1,00	-	1,57	2063	2583	0,61
77	р. Сорок – устье	19.12.2015	0,19	0,20	0,45	-	0,65	1995	1255	0,52
78	р. Ока выше устья р. Дибь	19.12.2015	0,72	0,78	1,68	-	2,45	2014	4314	0,57
79	р. Дибь – устье	19.12.2015	1,66	1,78	0,59	-	2,37	2130	1534	1,55
80	р. Орлик – п. Орлик	19.12.2015	0,12	0,13	0,041	-	0,17	1784	142	1,20
80	р. Орлик – п. Орлик*		-	0,17	-	0,032	0,20	1784	142	1,44
81	р. Тисса – п. Балакта	20.12.2015	5,04	5,46	1,09	-	6,55	2170	2708	2,42
81	р. Тисса – п. Балакта*		-	6,55	-	0,96	7,51	2170	2708	2,77
82	р. Ока выше устья р. Сенца	21.12.2015	7,06	7,69	3,98	-	11,7	2059	9543	1,22
83	р. Сенца – устье	22.12.2015	1,33	1,46	0,38	-	1,84	2062	1048	1,75
84	р. Жомболок - устье	23.12.2015	7,30	8,03	0,33	-	8,35	2053	903	9,26
85	р. Ока – п. Тала	24.12.2015	28,1	31,1	5,05	-	36,1	2019	12172	2,97
68	р. Ока – п. Сарам	25.12.2015	41,0	45,5	7,74	-	53,3	1970	18534	2,87
68	р. Ока – п. Сарам*		-	45,5	-	8,74	54,3	1970	18534	2,93
86	р. Хойто-Ока – устье	11.12.1990	3,09	4,01	0,63	-	4,64	1791	1864	2,49

Продолжение таблицы 33

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
87	р. Урда-Ока – устье	11.12.1990	2,37	3,07	0,36	-	3,44	1640	1178	2,92
88	р. Далдарма – устье	11.12.1990	1,33	1,73	0,070	-	1,80	1371	285	6,32
89	р. Гуник – устье	16.12.1990	1,32	1,50	0,065	-	1,57	1228	290	5,41
Расчет модуля подземного стока по его связи с высотой водосбора										
90	р. Улзыта	-	-	1,52	0,157	-	1,68	1770	508	3,31
91	р. Тэргэтэ	-	-	0,54	0,059	-	0,60	1826	197	3,05
92	р. Мангат-Гол	-	-	0,58	0,052	-	0,64	1729	183	3,47
54	р. Дандар-Гол	-	-	0,90	0,035	-	0,93	1217	163	5,71
93	р. Хара-Гол	-	-	0,31	0,051	-	0,36	2003	161	2,27
94	р. Ингаши	-	-	0,62	0,019	-	0,64	1036	98,9	6,49

* – среднеголетние данные по гидрографу речного стока

Таблица 34 - Данные по подземному стоку для рек центральной части Восточного Саяна

Река – Створ	Дата замера	Измеренный меженный расход Q , м ³ /с	Среднегоголет- ный меженный расход Q , м ³ /с	$Q_{\text{ср.мнг.}}$ наледный по эмпирической формуле, м ³ /с	$Q_{\text{ср.мнг.}}$ наледный гидрограф, м ³ /с	$Q_{\text{ср.мнг.}}$ подземный с потерями, м ³ /с	Средняя высота водосбора H_6 , м	Площадь водосбора F_6 , км ²	M , л/с*км ²
р. Ока – Сарам*	-	-	45,5	-	8,9	54,4	1970	18534	2,93
р. Зима – граница с платформой	17.12.1988	2,35	2,90	0,40	-	3,30	1004	484	6,81
р. Одай – граница с платформой	16.12.1990	0,78	0,80	0,10	-	0,90	993	138	6,10
р. Хор-Тагна – гр. с платформой	14.12.1990	4,12	3,83	0,67	-	4,50	1282	753	5,90
р. Кирей – выше устья р. Ярма	17.12.1990	9,06	10,75	1,75	-	12,5	1232	978	12,7
р. Ярма – устье	17.12.1990	1,63	1,98	0,32	-	2,30	1078	394	5,80
р. Бол. Белая – гр. с платформой	15.12.1990	6,50	6,55	1,24	-	7,79	1440	2600	3,00
р. Ерма – устье	18.12.1990	3,83	2,94	0,56	-	3,50	1281	548	6,38
р. Урик – Шанхар	18.12.1990	8,77	9,32	-	1,78	11,1	1870	3230	3,45
Суммарный сток	-	-	84,57	15,72	-	100,29	-	27659	3,62

* – среднегоголетние данные по гидрографу речного стока

4.3. Картографирование подземного стока

Региональная количественная оценка подземного стока сопровождается составлением специализированных карт различного масштаба. Результаты такой оценки позволяют выявить закономерности формирования и распределения подземного стока исследуемой территории и могут послужить основой для прогноза изменений подземных вод зоны интенсивного водообмена. Количественные данные о подземном стоке позволяют определить перспективные участки для проведения поисково-разведочных на подземные воды разного целевого использования, установить роль подземных вод в общих водных ресурсах различных регионов, что имеет большое значение при разработке схем их комплексного использования и охраны.

Значительные исследования по региональной оценке и картографированию подземного стока были выполнены отечественными специалистами (Б.И. Куделин, В.А. Всеволожский, И.В. Зеленин, И.С. Зекцер, В.М. Шестопалов, И.Ф.

Фиделли, Б.И. Писарский, А.П. Хаустов, В.С. Кусковский, О.В. Попов, Н.С. Ратнер, Б.Л. Соколов, М.Л. Марков и др.).

Впервые картирование подземного стока крупных регионов стало возможным после разработки Куделиным Б.И. комплексного гидролого-гидрогеологического метода расчленения гидрографа рек с учетом различных схем дренирования подземного стока. Под его руководством была подготовлена и издана «Карта подземного стока СССР» масштаба 1:5 000 000 [Карта подземного стока СССР. Масштаб: 1:5 000 000. – М.: ГУГК, 1964. 4 л.] на которой, среднемноголетний модуль подземного стока отображался в виде изолиний, а расчетные значения модуля относились к средневзвешенным центрам речных бассейнов. В последующие годы выполнены и опубликованы «Карта подземного стока территории СССР» масштаба 1:2 500 000 [Карта подземного стока территории СССР. Масштаб 1:2 500 000. – М.: ГУГК, 1974. 12 л.], «Карта подземного стока Центральной и Восточной Европы» масштаба 1:1 500 000 [Карта подземного стока Центральной и Восточной Европы. Масштаб 1:1 500 000. – М.: ГУГК, 1983. 16 л.]. Для мелкомасштабного картирования такой принцип был оправдан, так как составленные карты достаточно объективно отражали многие региональные закономерности распределения естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена на исследуемой территории. Картирование в более крупном масштабе вызывает определенные трудности при отображении модулей стока в виде изолиний, связанные с частым несоответствием значений модуля на изолинии с его реальной величиной, а также изменением значений модуля между изолиниями по линейному закону.

Предпочтение при картировании подземного стока было отдано площадному принципу исходя из следующих условий:

- в горно-складчатых областях из-за сложности геологического строения измеренный подземный сток может быть отнесен к одному речному бассейну (его части) или группе речных бассейнов;

- модуль подземного стока изменяется дискретно, что создает определенные трудности при изображении его в виде изолинии;

- слабое проявление зонального фактора для всей территории в целом.

Первоначально картирование подземного стока выполнялось по бассейнам рек-аналогов, а затем по бассейнам приводимых рек сведения о стоке которых, носили единичный характер. Участки территории, где сведения о стоке отсутствовали вообще картировались по методу гидролого-гидрогеологической аналогии.

Ранжировка значений подземного стока и градация по классам выполнена по формуле Стеджерса для 89 бассейнов с модулем подземного стока от 0,5 до 25 л/с*км². В связи с широким диапазоном изменения величины модуля подземного стока и для более наглядного изображения объем выборки разделен на две равные части по средневзвешенному значению модуля подземного стока (3,5 л/с*км²). Для первого диапазона от 0,5 до 3,5 л/с*км² объем выборки равнялся 45 водосборам. Величина шага определялась по уравнению:

$$i = \frac{3,5-0,1}{1+3,32lg46} = 0,52 \text{ л/с*км}^2 (\approx 0,50 \text{ л/с*км}^2) \quad (13)$$

В пределах выборки выделено 7 градаций через 0,5 л/с*км².

Для второго диапазона от 3,5 л/с*км² до 25 л/с*км² объем выборки равнялся 44 водосборам. Величина шага составила:

$$i = \frac{25-3,5}{1+3,32lg44} = 3,3 (\approx 3,5 \text{ л/с*км}^2) \quad (14)$$

В пределах выборки выделено 6 градаций через 3,5 л/с*км². Картирование таким числом интервалов позволяет наиболее объективно отразить пространственную неоднородность подземного стока. Все интервалы сгруппированы в 6 классов. В каждом классе может находиться от одного до трех интервалов. Классам присвоены наименования, характеризующие интенсивность подземного стока: до 1,5 л/с*км² – весьма низкий; от 1,5 до 2,5 л/с*км² – низкий; от 2,5 до 3,5 л/с*км² – средний; от 3,5 до 7,0 л/с*км² – высокий; от 7,0 до 10 л/с*км² – весьма высокий; свыше 10 л/с*км² – исключительно высокий (Рис. 65).

В основу цветового отображения карты положен энергетический принцип. Холодным тонам соответствуют низкие значения модуля подземного стока,

теплым тонам – высокие. Крайним значениям белого цвета соответствуют крайние значения интенсивности подземного стока.

Основой легенды ко всем картам подземного стока и естественных ресурсов являются количественные характеристики подземного стока в виде модулей ($\text{л/с}\cdot\text{км}^2$) или питания подземных вод (мм/год), подземный сток в процентах от атмосферных осадков и доля подземного стока в общих водных ресурсах (в процентах от общего речного стока), а также общие гидрогеологические характеристики условий формирования подземных вод (распространение и литологический состав основных водоносных горизонтов, их химический состав, степень участия в формировании речного стока и т.д.).

ГЛАВА V. МНОГОМЕРНЫЙ АНАЛИЗ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Формирование подземного стока в горно-складчатых областях во многом процесс стихийный, зависящий от комплекса природных условий и выделить отдельные процессы достаточно сложно в связи с высокой степенью их динамичности. Такие системы [Налимов, 1971] называются диффузными, в которых нельзя выделить в чистом виде процессы одной физической природы, зависящие от малого числа признаков. Для описания таких систем необходимо большое число переменных (признаков) и наиболее эффективными в этом случае являются методы многомерной статистики [Белонин и др., 1982]. К разряду таких методов относятся: факторный (метод главных компонент), кластерный, регрессионный анализы и другие. Речной водосбор представляется как многопараметрическая динамическая система, в которой могут быть выделены взаимосвязанные элементы различных уровней. Он имеет выраженные границы – хребты, речную сеть через которую осуществляется взаимосвязь поверхностных и подземных вод и ряд других характеристик, являющихся его отличительными чертами. Подземный и поверхностный сток в замыкающем створе является интегральной характеристикой взаимодействия комплекса природных факторов.

Использование многомерных моделей и полученные результаты зависят от информативности признаков, используемых для построения моделей. В работах А.П. Хаустова, Б.И. Писарского с позиции формирования подземных вод Монголо-Байкальского региона вся совокупность признаков разделена на четыре группы. Разделяя их мнение, к первой группе отнесены основные параметры подземного стока. Вторую группу составят метеорологические признаки, третью группу - геолого-структурные, четвертую группу – морфометрические и геоморфологические признаки. Для исключения влияния разномасштабной размерности произведена стандартизация и нормирование признакового пространства.

В качестве *основных параметров подземного стока* приняты модуль подземного стока - $M_{н.с.}$, л/с*км², определяемый как отношение

среднегодовалого расхода $Q_{ср.мнз.}$ к площади водосбора F ; коэффициент подземного питания - $K_{пн}$, представляющий отношение величины подземного стока к величине общего речного стока; коэффициент подземного стока - $K_{пс}$, рассчитываемый как отношение слоя подземного стока к слою атмосферных осадков. В настоящей работе многолетние наблюдения за речным стоком производились на 8 стационарных постах УГМС, поэтому $K_{пн}$ определен только для этих речных водосборов и из признакового пространства исключен в связи с отсутствием массовости материала, необходимого для выявления статистических закономерностей и построения моделей. Методика определения подземного стока и его модуля $M_{пс}$ подробно рассмотрена в главе IV и здесь детально не рассматривается.

Наиболее важными *метеорологическими признаками*, влияющими на процессы формирования и распределения подземного стока, являются атмосферные осадки и испарение.

Гидрометеорологические признаки. Атмосферные осадки и испарение – наиболее важные метеорологические характеристики, оказывающие влияние на процессы распределения подземного стока. В системе «атмосферные осадки – подземный сток» корректность расчетов входящего признака, в конечном счете, определяет характер основных статистических связей. Для территории Восточного Саяна карт распределения атмосферных осадков существует немного, и все они страдают схематичностью, обусловленной слабой гидрометеорологической изученностью, особенно в высокогорной зоне. Автором сделана попытка определения величин увлажнения отдельных речных бассейнов с использованием данных по 34 метеостанциям и постам с привлечением материалов наблюдений над осадками в горах, полученных из отчетов гидрографической партии Иркутского УГМС. Пространственный корреляционный анализ между рядами годовых сумм атмосферных осадков позволяет разделить территорию на четыре района, характеризующихся общими закономерностями распределения увлажнения (рисунок 5, 6). Территориально

выделенные районы представляют собой бассейны крупных рек, разделенные горными хребтами, препятствующими влагопереносу:

- бассейн р. Уда ($X=420-800$);
- бассейн р. Ока – верхнее течение ($X=320-420$);
- бассейн р. Ока – среднее течение ($X=500-1200$);
- бассейны рек Белая и Китой ($X=350-800$), где X – годовые суммы атмосферных осадков в мм.

По каждому району устанавливались зависимости годовых сумм атмосферных осадков от абсолютных высот метеостанций. С учетом этих зависимостей построена карта распределения атмосферных осадков (рисунок 6) и для каждого речного водосбора определена ее среднемноголетняя величина X в мм. Редкая сеть метеонаблюдений за величиной испарения в пределах Восточного Саяна не позволила использовать этот параметр для построения моделей и тем более расчета величин элементов водного баланса на всей территории. Величины испарения определены на нескольких метеостанциях и имеют скорее ориентировочные значения.

В качестве *геолого-структурных признаков* приняты плотность тектонических нарушений α и относительный показатель скорости вертикальных движений земной коры γ . На исследуемой территории происходили активные тектонические движения, проявившиеся в многочисленных разрывных нарушениях. В Восточном Саяне отчетливо выделяются два главных направления разрывных дислокаций северо-западное и субширотное (рисунок 12). Главный Саянский разлом глубинного заложения, имеющий северо-западное направление, проходит вдоль границы Сибирской платформы и контролирует поднятие Восточного Саяна в целом. Границы Окинского плоскогорья проходят по зонам субширотных разломов (Азасско-Сенцинский, Окино-Жомболокский, Ямаатинский), контролирующих формирование основных элементов рельефа юго-восточной части Восточного Саяна [Аржанникова, 2011]. В горно-складчатых областях широкое распространение имеют плотные кристаллические породы, степень трещиноватости и раздробленности которых формируется и

обновляется в результате активных тектонических движений. Поэтому в пределах речных бассейнов условия формирования подземного стока во многом определяется такими характеристиками как плотность тектонических нарушений, представляющая собой соотношение количества разломов к единице площади [Шерман, 1977]. Однако это приемлемо при исследовании больших площадей, таких как Сибирская платформа или Байкальская рифтовая зона. Для исследуемой территории с небольшими водосборами больше подходит такая характеристика как коэффициент трещиноватости K_{mp} [Степанов, 1989]. Главный параметр трещиноватости - степень раскрытости породы, под которой понимается выраженное в процентах отношение суммы произведений длин трещин на их зияние (среднее расстояние между стенками трещин) к исследуемой площади. В тех случаях, когда надежные данные о зиянии отсутствуют, рекомендуется определять коэффициент трещиноватости (K_{mp} , км/км²) как отношение суммарной длины трещин в пределах исследуемого участка к его площади [Писарский, Шерман, 1967]. Приблизительно коэффициент трещиноватости можно вычислить как частное от деления суммарной длины разломов к площади водосбора. Суммарная длина разломов снималась с геологических карт масштаба 1:200 000 для каждого конкретного водосбора. Относительный показатель скорости вертикальных движений земной коры γ представляет собой изменение тангенса угла наклона поверхности участка земной коры в единицу времени, то есть γ характеризует наклон основных геоструктурных элементов [Гзовский, 1975]. Для Сибирской платформы и Байкальской рифтовой зоны К.Г. Леви [1981] построил карты градиента скорости вертикальных движений земной коры γ масштаба 1:5 000 000. Мелкий масштаб этой карты не позволяет использовать этот параметр в наших построениях.

Влияние *геоморфологических и морфометрических признаков* на формирование и распределение подземных вод различных регионов рассмотрено в работах Всеволожского В.А. [1984], Зекцера И.С. [1977], Зеленина И.В. [1965], Ковалевского В.С. [1976], Куделина Б.И. [1960], Попова О.В. [1968], Ржаницына Н.Р. [1960], Соколова Б.Л. и Саркисяна В.О. [1981], Шенькмана Б.М. [1978] и др.

Для построения моделей формирования подземного стока использованы следующие морфометрические признаки, характеризующие особенности строения речных бассейнов, русел рек и влияющих на подземный сток согласно (Писарский, 1987): площадь речного водосбора (F , км²); средняя высота речного бассейна (H_b , м); средняя отметка продольного профиля русла (H_p , м); средний уклон бассейна (I_b , ‰); средний уклон реки (I_p , ‰); расстояние до наиболее удаленной точки бассейна (l , км); длина реки (L_p , км). Площади речных водосборов и длины реки сняты с топографических карт различного масштаба с помощью программного обеспечения «QGIS». Средняя отметка продольного профиля речного русла снималась с графика продольного профиля, построенного на основе данных с топографических карт. Средняя высота и уклон речного бассейна рассчитывалась методом средневзвешенного в пределах высотных поясов. Данные о высотах получены с цифровой модели рельефа «SRTM» [2018]. Средний уклон русла реки представляет собой отношение падения реки, т.е. разности высот наиболее удаленных точек, соответствующих истоку и устью, к соответствующей гидрографической длине реки. Оценка порядка водотоков произведена по общеизвестной классификации Р.Е. Хортонa [1948], согласно которой самые малые неразветвленные водотоки относятся к первому порядку, следующие, принимающие на себя потоки первого порядка - ко второму и т.д. Главная река относится к высшему порядку, характеризующему одновременно порядок всей речной системы. Так же в качестве морфологических признаков использовались следующие показатели горизонтального и вертикального расчленения рельефа: частота потоков (S , км⁻²)

$$S = \frac{\sum_{i=1}^n N}{F}, \quad (15)$$

где $\sum_{i=1}^n N$ - общее количество всех потоков различных порядков, а F – площадь водосборов, густота речной сети (D , км/км²)

$$D = \frac{\sum L}{F}, \quad (16)$$

где $\sum L$ – суммарная длина всех потоков, а F – площадь водосборов, мощность эрозионного вреза рек (H_{ep} , м); комплексный показатель расчленения рельефа (K). Мощность эрозионного вреза рек определяется как разность между средней высотой водосбора и средней отметкой продольного профиля речного русла. Комплексный показатель расчленения рельефа (K) представляет собой произведение удвоенной густоты речной сети на мощность эрозионного вреза рек и отражает в совокупности как горизонтальное, так и вертикальное расчленения рельефа речного бассейна

Таким образом, для построения моделей исходные данные представлены в виде матрицы объект – признак, где объектами являются 89 речных водосбора, а признаками - совокупность из 15 переменных, характеризующих условия питания, движение и разгрузки подземных вод (таблица 35).

5.1. Факторная модель формирования подземного стока

Формирование подземного стока во многом процесс стихийный. Именно случайный характер процессов позволяет применять методы многомерного статистического анализа (факторного) для исследования статистических свойств, взаимосвязей геологических систем. Использование факторного анализа дало положительные результаты при гидрогеолого – гидрохимических исследованиях [Григорьева, Чесалов, 1981; Лесенков, 1977; Павличенко, Шапиро, 1982; Писарский, Хаустов, 1982; Степанов, Федоров, Хаустов и др. 1987; Хаустов, 1984 и др.]. Теоретическое обоснование и методика его применения при оценке и прогнозе подземного стока горно-складчатых областей достаточно подробно изложены в специальных работах [Писарский, Хаустов 1982, Писарский, 1987; Хаустов, 1986]. Поэтому отметим лишь основные положения:

- формирование подземного стока зависит от сложных комбинаций большого числа признаков. Факторный анализ и особенно его разновидность – метод главных компонент (МГК) позволяет из большой совокупности различных характеристик выделить и изучить группы ведущих признаков исследуемого процесса, объединяющихся по внутренним (скрытым) свойствам [Йёреског и др.,

Таблица 35 - Матрица исходных признаков для водосборов рек центральной части Восточного Саяна

№ п.п.	Река-створ	$F, км^2$	$H_0, м$	$H_p, м$	$I_0, ‰$	$I_p, ‰$	$l, км$	$L_p, км$	N	$S, км^2$	$D, км/км^2$	$H_{вр}, м$	$K, м/км$	$K_{тр}, км/км^2$	$X, мм$	$M_{н.с.}, л/с·км^2$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	р. Хоре	659	2222	1945	271	15,7	42,6	55,7	4	0,17	0,61	277	338	0,15	336	0,47
2	р. Боксон	655	2024	1840	160	13,3	46,4	53,7	4	0,12	0,53	184	195	0,08	317	0,60
3	р. Диби	1534	2130	1768	204	7,70	8,60	105	5	0,15	0,52	362	377	0,11	315	1,55
4	р. Сорок	1255	1995	1610	224	16,4	40,9	60,8	5	0,16	0,57	385	439	0,02	365	0,52
5	р. Тисса	2708	2170	1510	302	9,40	75,6	109	6	0,16	0,55	660	730	0,17	345	2,42
6	р. Сенца	1048	2062	1411	315	10,5	58,8	86,3	5	0,18	0,59	651	772	0,30	367	1,75
7	р. Жомболок	903	2053	1477	379	4,90	53,5	52,1	4	0,30	0,69	576	796	0,18	388	9,26
8	р. Орлик	142	1784	1480	219	16,1	23,7	25,1	3	0,08	0,40	304	244	0,01	329	1,44
9	р. Хойто-Ока	1864	1791	1258	443	13,5	81,1	109	5	0,25	0,75	533	797	0,16	447	2,49
10	р. Урда-Ока	1178	1640	1156	359	16,1	56,8	70,9	5	0,23	0,72	484	697	0,13	581	2,92
11	р. Далдарма	285	1371	858	368	30,7	28,5	34,3	4	0,34	0,86	513	885	0,10	667	6,29
12	р. Гуник	290	1228	801	349	19,6	34,6	41,3	4	0,31	0,85	427	725	0,27	681	5,42
13	р. Ока - Тала	12172	2019	1425	259	4,10	108,0	184	7	0,16	0,55	594	650	0,14	343	2,97
14	р. Ока - Сарам	18534	1970	1191	301	3,70	204,4	368	7	0,19	0,61	779	952	0,14	521	2,93
15	р. Дандар-Гол	163	1217	852	360	35,1	21,8	28,0	4	0,38	0,95	365	690	0,04	731	5,71
16	р. Ока выше р. Хоре	471	2128	1768	195	10,9	44,1	32,1	4	0,20	0,59	360	425	0,17	327	1,06
17	р. Ока выше р. Сорок	2583	2063	1577	205	6,80	70,0	70,4	5	0,14	0,53	486	513	0,13	329	0,61
18	р. Ока выше р. Диби	4314	2014	1505	211	5,10	92,1	111	6	0,14	0,53	509	541	0,09	338	0,57
19	р. Ока выше р. Сенца	9543	2059	1474	239	4,60	111	135	7	0,14	0,53	585	616	0,12	336	1,22
20	р. Гарган	257	2111	1814	231	31,8	21,6	22,8	3	0,09	0,44	297	262	0,02	352	0,50
21	р. Улзыга верхняя	214	1955	1750	156	18,5	24,4	31,8	3	0,10	0,44	205	179	0,06	372	0,50
22	р. Жажна	303	1884	1510	250	22,1	24,6	31,7	4	0,12	0,50	374	372	0,06	324	1,33

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
23	р. Улзыга	508	1770	1344	294	27,7	20,0	21,1	5	0,17	0,59	426	503	0,08	350	3,31
24	р. Тэргэтэ	197	1826	1510	345	42,4	19,8	30,0	4	0,20	0,65	316	408	0,13	479	3,05
25	р. Хара	161	2003	1560	518	54,3	18,6	25,2	4	0,30	0,78	443	695	0,15	416	2,27
26	р. Мангат	183	1729	1285	382	42,4	22,9	24,9	4	0,23	0,71	444	630	0,01	659	3,47
27	р. Ингаши	99	1036	765	299	22,9	17,7	18,1	3	0,20	0,59	271	321	0,25	674	6,49
28	р. Кирей-устье р. Ярма	978	1232	933	213	18,8	43,9	58,0	5	0,20	0,55	299	329	0,16	950	12,7
29	р. Ходонок - устье	101	897	697	271	17,1	14,4	15,9	3	0,30	0,57	200	228	0,57	730	2,08
30	р. Лев. прит. р. Кирей	15,4	823	694	316	30,2	4,50	6,20	2	0,27	0,59	129	152	0,41	682	0,13
31	р. Калга - устье	240	1039	914	222	38,7	26,1	29,2	4	0,19	0,58	125	145	0,17	822	10,7
32	р. Лев. пр. р. Калга	11,8	944	768	279	48,6	4,90	3,50	2	0,26	0,47	176	165	0,40	761	2,54
33	р. Прав. пр. р. Кирей	11,1	843	706	174	47,9	4,10	3,90	2	0,18	0,51	137	138	0,55	695	0,01
34	р. Кирей-устье Калги	541	1287	1042	224	21,8	36,2	50,0	4	0,18	0,59	245	289	0,07	984	7,45
35	р. Прав. пр. р. Кирей	7,00	928	771	228	61,3	4,10	3,10	2	0,40	0,58	157	182	0,13	750	4,3
36	р. Прав. пр. р. Кирей	3,90	912	756	230	74,4	2,20	2,40	1	0,26	0,63	156	197	0,17	740	2,34
37	р. Аргазык - устье	63,0	1000	835	187	29,0	8,20	13,1	3	0,27	0,61	165	201	0,01	797	4,79
38	р. Нижняя Прямая	16,4	1008	870	196	36,0	6,50	5,80	3	0,24	0,52	138	144	0,19	802	4,89
39	р. Верхняя Прямая	16,5	1083	906	196	46,0	8,00	6,20	2	0,29	0,51	177	181	0,39	851	6,06
40	р. Прав. пр. р. Кирей	2,70	920	865	180	83,3	3,30	1,80	1	0,28	0,51	55,0	56,0	0,01	745	3,69
41	р. Бол. Кирей - устье	227	1381	1194	243	27,3	24,4	30,4	3	0,15	0,52	187	194	0,09	1045	10,5
42	р. Мал. Кирей - устье	164	1443	1175	300	41,3	17,8	20,8	4	0,18	0,41	268	217	0,02	1085	9,95
43	р. Прав. пр. р. М. Кирей	4,10	1020	961	234	122	3,10	1,60	2	0,57	0,53	59,0	63,0	0,01	810	7,39
44	р. Прав. пр. р. М. Кирей	3,20	1130	986	188	115	3,20	1,50	1	0,26	0,39	144	112	0,01	882	12,6
45	р. Лев. пр. р. М. Кирей	1,90	1237	1072	156	140	3,40	1,10	1	0,52	0,56	165	185	0,01	951	4,17
46	р. Лев. пр. р. М. Кирей	13,6	1283	1133	188	87,5	6,00	4,80	2	0,15	0,47	150	141	0,04	981	10,3
47	р. Черная - устье	35,0	1503	1338	299	46,6	11,4	11,7	2	0,14	0,50	165	165	0,04	1124	25,1
48	р. Ярма - устье	394	1078	884	222	24,6	28,2	50,1	4	0,27	0,57	194	221	0,30	848	5,80

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
49	р. Ярма озерная - устье	24,5	1430	1262	155	66,7	6,20	1,90	2	0,33	0,39	168	131	0,17	1077	13,5
50	р. Ярма - верховье	65,0	1574	1392	241	69,2	9,10	9,10	3	0,20	0,49	182	178	0,12	1170	10,4
51	р. Б. Тагна-гр.с платфор.	121	885	729	251	17,7	18,2	22,0	3	0,19	0,48	156	150	0,30	722	3,22
52	р. Зима-гр.с платформой	484	1004	776	302	16,6	39,2	52,0	5	0,26	0,79	228	360	0,32	800	6,81
53	р. Игорев ключ - устье	18,3	887	741	306	31,5	3,40	10,0	1	0,06	0,64	146	187	0,61	724	1,09
54	р. Лев. пр. р. Зима	21,0	872	732	296	39,2	5,20	7,40	3	0,29	0,59	140	165	0,34	714	1,43
55	р. Прав. пр. р. Зима	16,3	866	719	138	33,3	5,20	4,20	2	0,25	0,61	147	178	0,79	710	2,46
56	р. Лев. пр. р. Зима	2,90	827	752	298	76,3	3,20	1,90	1	0,34	0,66	75,0	99,0	0,49	685	0,31
57	р. Лев. пр. р. Зима	2,50	855	787	390	96,7	7,40	1,50	1	0,40	0,60	68,0	82,0	0,01	703	0,12
58	р. Бел. Зима - устье	132	1027	845	270	20,9	16,1	21,0	4	0,33	0,91	182	331	0,31	814	5,44
59	р. Бол. Ягодный - устье	3,30	936	772	276	52,8	2,90	1,80	2	0,74	0,56	164	184	0,01	755	3,04
60	р. Сухая - устье	32,0	1019	873	299	26,6	8,70	9,20	3	0,37	0,77	146	225	0,23	809	5,05
61	р. Белая Зима - выше р. Сухая	45,0	1078	904	310	24,4	10,9	12,9	3	0,36	0,75	174	261	0,23	848	3,57
62	р. Черная Зима - устье	227	1110	884	322	26,6	23,5	28,4	4	0,28	0,76	226	344	0,22	869	4,97
63	р. Городской ключ	7,70	976	799	257	56,5	4,90	2,30	2	0,26	0,36	177	127	0,01	781	0,39
64	р. Еремкин Ключ - устье	22,0	988	838	290	37,9	8,20	7,90	3	0,36	0,70	150	210	0,56	789	2,09
65	р. Лев.пр. р. Черн. Зима	9,30	1028	848	352	67,4	5,30	4,30	2	0,21	0,56	180	202	0,48	815	5,81
66	р. Черная Зима - устье	180	1139	947	322	29,9	19,9	23,9	4	0,28	0,78	192	300	0,16	887	5,00
67	р. Лев. пр. р.Черная Зима	7,90	1107	935	318	68,4	4,60	4,90	1	0,13	0,65	172	224	0,26	867	6,32
68	р. Лев. пр. р.Черная Зима	6,70	1006	888	233	51,6	4,90	3,20	1	0,15	0,48	118	113	0,01	801	0,45
69	р. Прав.пр. р.Черн. Зима	4,20	1052	886	390	86,5	3,20	2,60	1	0,29	0,61	166	203	0,25	831	0,26
70	р. Средняя Зима - устье	40,0	1138	920	313	28,5	10,8	10,2	3	0,35	0,74	218	323	0,35	887	7,98
71	р. Прав.пр. р.Черн. Зима	9,80	1059	908	256	55,6	4,90	3,60	2	0,31	0,60	151	181	0,01	835	0,51
72	р.Черная Зима - верховье	55,0	1265	1024	317	48,4	12,2	12,4	3	0,38	0,74	241	357	0,04	969	6,17
73	р. Прав.пр. р.Черн. Зима	34,0	1156	1003	321	51,0	6,90	9,80	3	0,21	0,65	153	199	0,02	898	4,43
74	р. Одай-гр.с платформой	138	993	796	276	22,7	18,0	20,3	3	0,21	0,51	197	201	0,45	792	6,10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
75	р. Черная Тагна - устье	495	1288	1024	255	21,1	9,85	56,4	4	0,23	0,59	264	312	0,29	974	4,03
76	р. Черная Тагна-верховье	124	1742	1357	417	43,2	15,0	19,1	4	0,30	0,93	385	716	0,02	1256	3,37
77	р. Белая Тагна - устье	258	1277	951	226	28,4	22,7	29,2	4	0,26	0,57	326	372	0,29	968	3,95
78	р. Большая Зимовная	210	1471	1221	329	44,2	22,6	25,9	3	0,14	0,58	250	290	0,04	1088	3,73
79	р. Малая Зимовная	63,0	1554	1253	321	69,4	15,1	15,6	3	0,26	0,65	301	391	0,20	1139	4,46
80	р. Буйрагта - устье	188	1644	1193	397	35,3	21,0	18,1	4	0,24	0,65	451	586	0,42	567	1,28
81	р. Ермосха - устье	92,0	1625	1327	471	50,2	19,6	21,6	4	0,45	0,87	298	519	0,83	558	3,49
82	р. Б.Белая-выше Буйрагт	1193	1853	1490	281	11,0	55,2	93,2	5	0,20	0,59	363	428	0,09	672	2,79
83	р. Хайт - устье	447	1893	1573	280	19,3	42,2	55,0	4	0,17	0,59	319	376	0,08	691	4,14
84	р. Б.Белая - выше р. Хайт	270	1970	1807	216	13,3	21,6	33,5	4	0,14	0,48	163	156	0,03	730	2,28
85	р. Ерма-гр.с платформой	548	1281	1022	285	20,9	50,0	67,6	5	0,26	0,60	259	311	0,17	970	6,38
86	р. Мал. Ерма - устье	70,0	1356	1216	272	80,0	13,7	12,0	3	0,27	0,51	140	143	0,18	1016	9,78
87	р. Ерма-выше Мал. Ерма	222	1436	1233	329	32,8	22,7	36,1	5	0,33	0,67	203	272	0,21	1066	4,28
88	р. Урик-выше р. Хайчин	1073	1957	1474	334	13,4	60,5	82,2	5	0,13	0,40	483	386	0,16	600	3,50
89	р. Урик-Шанхар	3230	1870	1385	318	12,7	126	187	5	0,17	0,45	485	437	0,14	600	3,45

1980], т.е. процесс формирования подземного стока можно описать сравнительно небольшим числом существующих признаков;

- признаки, влияющие на формирование подземного стока, также изменчивы во времени и пространстве, как и сам подземный сток;

- фактор представляет собой совокупность признаков, описывающих в данном случае процесс формирования подземного стока наиболее полно и экономно. Факторы могут быть выражены в виде многокомпонентных полей исходных признаков на основе использования ортонормированного преобразования исходной информации. Полученные в результате преобразования «синтетические» коэффициенты характеризуют сложные комбинации исходных признаков, оказывающих влияние на пространственно-временное распределение подземного стока;

- число признаков должно превосходить количество факторов, так как совокупность исходных признаков распадается на группы, связанные с факторами;

- вклад отдельных признаков в формировании факторов должен быть неравнозначным.

В основе построения факторной модели обычно используется метод разложения информации по ортогональным составляющим (МГК). Главная идея метода [Белонин и др., 1982; Лоули, Максвелл, 1967, Окунь, 1974] заключается в математически обоснованной замене большего числа переменных, характеризующих объект исследований меньшим числом комплексных параметров-факторов. Матрица признаков размером $n \times m$ (где m – число признаков, а n – число членов ряда) преобразуется в факторную матрицу axm (где a – количество факторов, причем, $a < m$). Основная модель факторного анализа записывается в следующем виде:

$$\bar{X}_j = \sum_{p=1}^k x_{jp} \times f_p + e_j \quad (17)$$

где \bar{X}_j - нормированный исходный признак; $f_1 f_2 f_3 \dots, f_p$ - некоррелированные факторы; x_{jp} - нагрузка j - го признака на p -й фактор; e_j - остатки; k - число факторов.

Вес фактора пропорционален его вкладу в общую дисперсию, а факторные нагрузки отражают вклад каждого признака в дисперсию, приходящуюся на соответствующий фактор.

Для решения этой задачи необходимо:

1. Выделить группы признаков, обладающих наиболее сильными связями.
2. Оценить вклад ведущих признаков и факторов в общую дисперсию.
3. Сгруппировать объект в многомерном пространстве с учетом взаимосвязей внутри комплекса исходных признаков.

Основные расчеты произведены по R – схеме МГК [Двинских, 1975]. До выполнения анализа методом ГК с целью повышения устойчивости получаемых статистических оценок к случайным выбросам, ошибкам или низким пределам обнаружения, была произведена предобработка данных. Она заключалась в Z-стандартизации значений параметров путем нормирования на дисперсию, при этом в отличие от классического подхода, в качестве математического ожидания использовалось не среднее арифметическое признака, а его медиана. Матрица стандартизованных значений затем анализировалась по стандартному варианту метода главных компонент. В результате были выделены пять главных факторов с суммарным вкладом 85,13 % в общую дисперсию 15 исходных признаков. Распределение дисперсии по факторам неравномерно: на первый – 41,96 %, на второй – 14,02 %, на третий – 12,5 %, на четвертый – 10,3 %, на пятый – 6,35 % и отображено на графике Кэттеля [Cattell, 1966] (рисунок 68).

Такое неравномерное распределение дисперсий признаков на главные факторы свидетельствует о наличии одного главного, трех практически равнозначных, но второстепенных и одного несущественного факторов формирования подземного стока, выделенных по «критерию каменистой осыпи». Выделением пяти общих факторов объясняется 85,13 % общей дисперсии, что вполне достаточно для дальнейших исследований (Таблица 36).

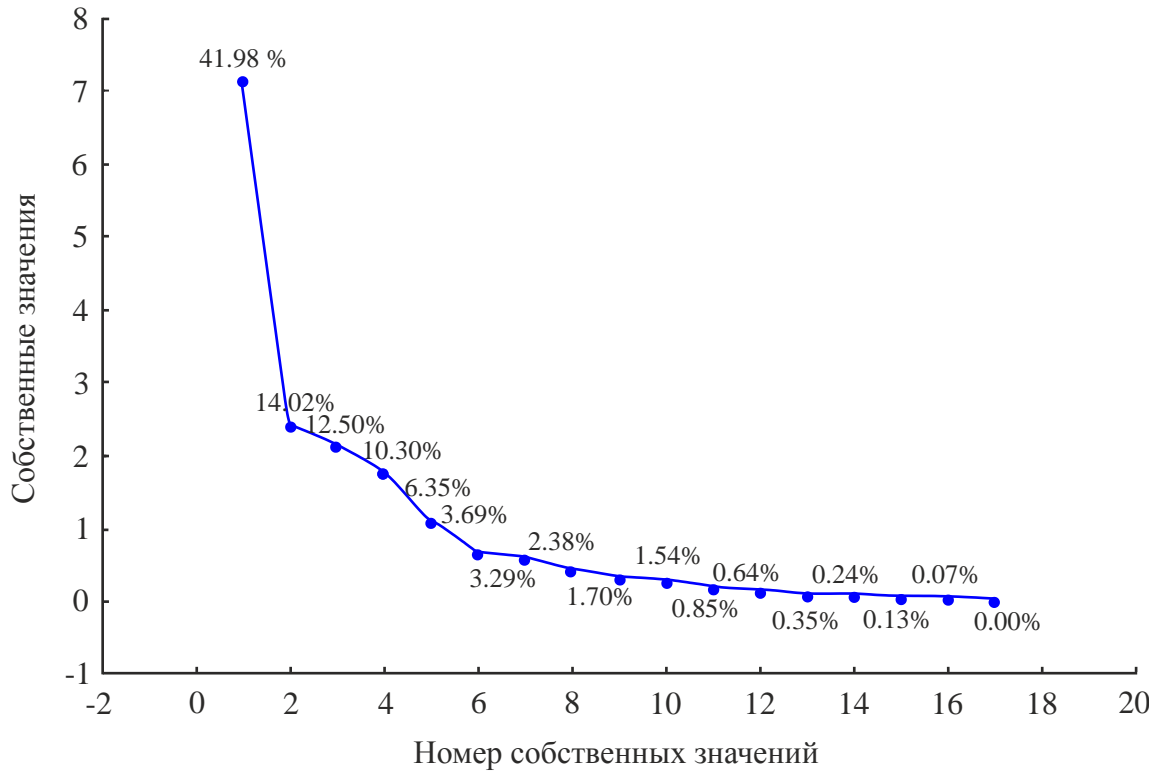


Рисунок 68 - График собственных значений общих факторов

Таблица 36 - Матрица факторных нагрузок после вращения

Признаки	Факторы				
	1	2	3	4	5
F	-0,777	0,005	0,186	0,539	0,140
H_{δ}	-0,800	0,276	-0,062	-0,460	0,116
H_p	-0,616	0,443	-0,103	-0,523	0,138
I_{δ}	-0,171	-0,749	0,033	-0,337	0,099
I_p	0,679	0,031	0,206	0,079	0,540
L	-0,912	0,001	0,114	0,266	0,032
L_p	-0,892	0,006	0,123	0,355	0,047
N	-0,873	-0,099	0,046	-0,095	-0,145
S	0,422	-0,544	0,149	0,100	0,453
D	-0,059	-0,872	0,024	-0,226	-0,008
$H_{\text{вр.}}$	-0,912	-0,183	0,048	-0,159	0,028
K	-0,773	-0,475	0,089	-0,260	0,048
$K_{\text{мп.}}$	0,177	-0,426	-0,277	0,284	-0,620
X	0,640	-0,114	0,474	0,095	-0,031
$M_{\text{нс}}$	0,245	0,118	0,904	-0,169	-0,216
$K_{\text{нс}}$	-0,049	0,097	0,863	-0,263	-0,220
Q	-0,711	-0,050	0,321	0,550	0,101
Вклад факторов в общую дисперсию в %	41,96	14,02	12,50	10,30	6,35
Кумулятивный вклад факторов в %	41,96	55,98	68,48	78,78	85,13

Анализ матрицы факторных нагрузок показывает, что максимальные положительные нагрузки на первый фактор имеют уклон речного русла I_p ($r = 0,68$) и количество атмосферных осадков X ($r = 0,64$), умеренные - частота речных потоков S ($r = 0,42$), слабые - модуль подземного стока M ($r = 0,24$) и коэффициент трещиноватости K_{mp} ($r = 0,18$). Можно сделать вывод, что первый фактор сформирован характеристиками, выражающими условия питания (восполнения), движения и в какой-то мере разгрузки подземных вод. Он характеризует подземный сток как природный процесс и отражает горизонтальное расчленение рельефа, обусловленное количеством атмосферных осадков и уклонами русел рек. Сильные отрицательные нагрузки имеют морфометрические признаки $F, H_б, L, L_p, N, H_{ер}, K$.

Второй фактор имеет положительные факторные нагрузки на признаки, отражающие высотное положение речных систем – среднюю высоту водосборов $H_б$ ($r = 0,28$) и среднюю высоту продольного профиля русла H_p ($r = 0,44$). Разностная характеристика этих признаков – мощность эрозионного вреза $H_{ер}$, отражающая вертикальное расчленение рельефа, следовательно, дренированность территории. Для горноскладчатых систем А.Н. Афанасьев [1976] считает одним из ведущих факторов формирования подземных вод высотное положение водосборов. Однако анализ факторной и корреляционной матрицы показывает отсутствие прямых связей параметров подземного стока от высотного положения водосборов. Влияние высоты местности на формирование подземного стока может передаваться через другие признаки – общее увлажнение, распространение многолетнемерзлых пород, экспозицию склонов, тектоническую раздробленность пород.

Третий фактор формируют параметры подземного стока – модуль подземного стока $M_{n.c.}$ ($r = 0,90$), коэффициент подземного стока $K_{n.c.}$ ($r = 0,86$), среднегодовой расход Q ($r = 0,32$) и количество атмосферных осадков ($r = 0,47$). Он характеризует условия питания и разгрузки подземных вод. Этот фактор напоминает модель типа «черного ящика» с известными входными характеристиками – количество атмосферных осадков X и выходными –

параметры подземного стока $M_{n.c.}$, $K_{n.c.}$, Q . Этот фактор связан со стоковыми характеристиками бассейна в целом. Положительные значения нагрузок приходится на бассейны с высокими значениями величин модуля и коэффициента подземного стока, а отрицательные с низкими значениями. Все положительные значения приурочены к склоновой части, за исключением реки Жомболок, которая расположена в краевой части Окинского плоскогорья и имеет свои исключительные особенности формирования подземного стока.

Четвертый фактор можно трактовать как гидроморфологический, так как наибольшие факторные нагрузки имеют среднемноголетний расход реки Q ($r = 0,55$), площадь водосбора F_{σ} ($r = 0,54$), длина реки L_p ($r = 0,36$). Пятый фактор с наименьшим вкладом в общую дисперсию, возможно, связан с большим количеством малых водосборов в наших исследованиях. Наибольшие нагрузки имеют уклон реки I_p ($r = 0,54$) и частота потоков S ($r = 0,45$). Малый водосбор может содержать столько же элементарных притоков на единицу площади, как и большой. Частота потоков и уклон русла увеличиваются на более крутых склонах присущих малым водосборным бассейнам [Хортон, 1948].

Проведем построение карты факторных поверхностей для исследуемой территории. Карты первых факторов отражают наиболее существенные особенности формирования подземного стока и дают возможность отобразить изменения по территории одновременно комплекса переменных. Положительные значения первого фактора тяготеют к склоновой части исследуемой территории, которому свойственно наибольшее количество атмосферных осадков, высокая расчлененность рельефа, значительные уклоны. Эти признаки, а также отсутствие сплошного распространения многолетнемерзлых пород создают условия для формирования максимальных значений параметров подземного стока. Величины модуля подземного стока бассейнов рек склоновой части, прилегающей к Ангаро-Ленскому артезианскому бассейну значительно выше по сравнению с бассейнами рек Окинского плоскогорья, расположенного в высокогорье, к которому приурочены отрицательные значения первого фактора. Эти отклонения связаны с закрытостью территории плоскогорья от влагонесущих воздушных масс,

относительно небольшими уклонами русел рек, наличием многолетнемерзлых пород и характеризуют наиболее неблагоприятные условия для формирования ресурсов подземных вод (рисунок 69). Поверхность второго фактора (вклад в общую дисперсию около 14 %) отражает влияние высотного положения водосборов и русел рек, а также вертикального расчленения рельефа (мощность эрозионного вреза) на формирование подземного стока территории. Для этой факторной поверхности типично образование более мелкомасштабных областей (рисунок 70). Положительные значения второго фактора характерны для бассейнов рек Окинского плоскогорья особенно его краевых частей. Максимальные значения приурочены к бассейнам рек Боксон, Гарган, Улзыта Верхняя, Орлик, Жахна выделяя правобережье Окинского плоскогорья в отдельный район. Так же выделяются области в верховьях рек Большой Белой, Урика и обособленный район верхней части бассейнов рек Малый и Большой Кирей, Ярма. По поверхности второго фактора, как и первого, но с более дробным делением выделяется Окинское плоскогорье и ее правобережная часть, а также склоновая часть исследуемой территории, в пределах которой обособлен район в верховьях рек Кирей, Ярма с высокогорным альпинотипным рельефом.

Для последующих факторов карты поверхностей не приводятся, поскольку вклад параметров стока в формирование этих факторов незначительный.

Факторный анализ дает нам возможность провести классификационные построения без использования мер сходства и разграничения группировок, а использование факторных поверхностей для районирования территории по условиям формирования подземного стока выглядит целесообразным, так как такие поверхности носят комплексный характер и отражают комбинации признаков. Первые факторные поверхности с наибольшим вкладом факторов в общую дисперсию признаков характеризуют крупномасштабные процессы, влияющие на формирование и распределение подземного стока, и могут послужить основой для выделения округов при районировании территории, а также выявить закономерности формирования подземного стока.

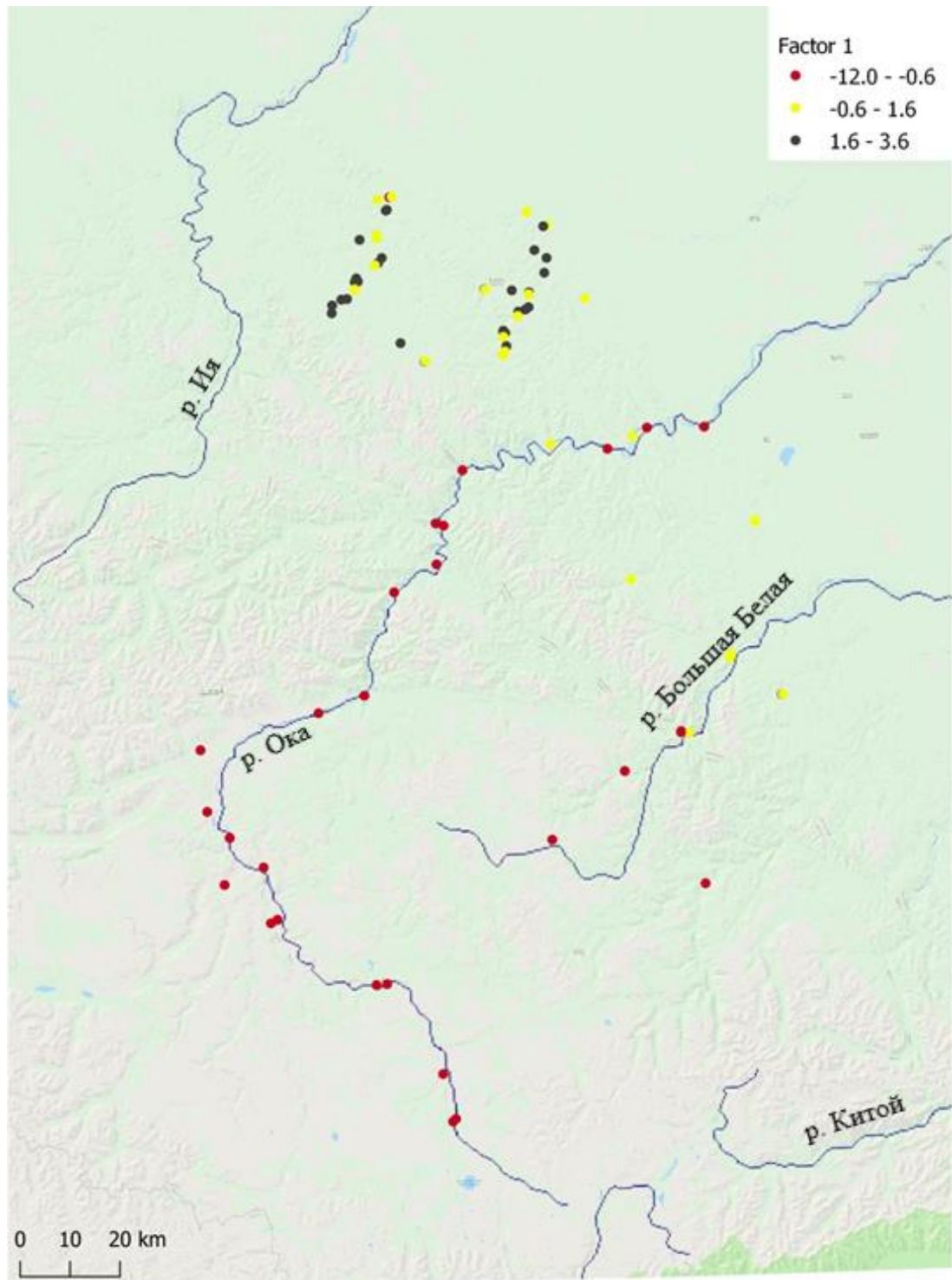


Рисунок 69 - Поверхность первого фактора и его значения

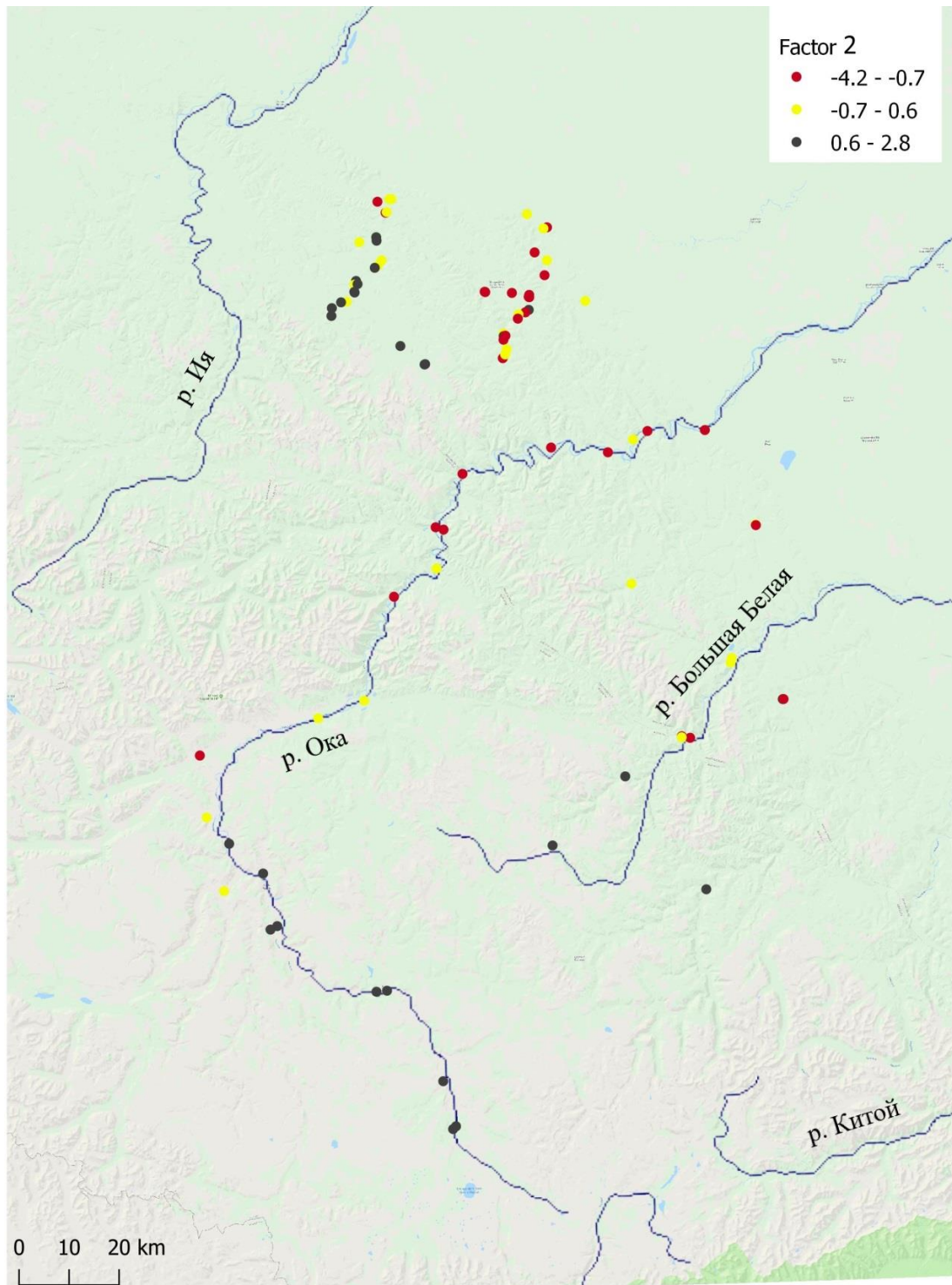


Рисунок 70 - Поверхность второго фактора и его значения

Для исследуемого региона пространственная изменчивость подземного стока контролируется величиной атмосферных осадков X в совокупности с горизонтальным расчлениением рельефа S и уклоном русел рек I_p ответственным за темпы водообмена и степень проницаемости горных пород. Локальные вариации

подземного стока связаны с воздействием высотного положения водосборов H_{δ} и русел рек H_p а, следовательно, и вертикального расчленения рельефа $H_{ер}$.

Рассмотрим структуры связей в системе признаков по R – схеме кластерного анализа. Дендрограмма сходства 17 признаков построена на основе меры расстояния, которая рассчитана путем стандартизации исходных данных (рисунок 71). В рассматриваемой совокупности признаков можно выделить несколько групп наиболее сильно связанных между собой. В первую группу входят такие признаки как площадь водосбора F_{δ} , среднегоголетний расход Q , длина реки L_p , расстояние до наиболее удаленной точки водосбора L . Во вторую – мощность эрозионного вреза $H_{ер}$, комплексный показатель расчленения рельефа K и порядок

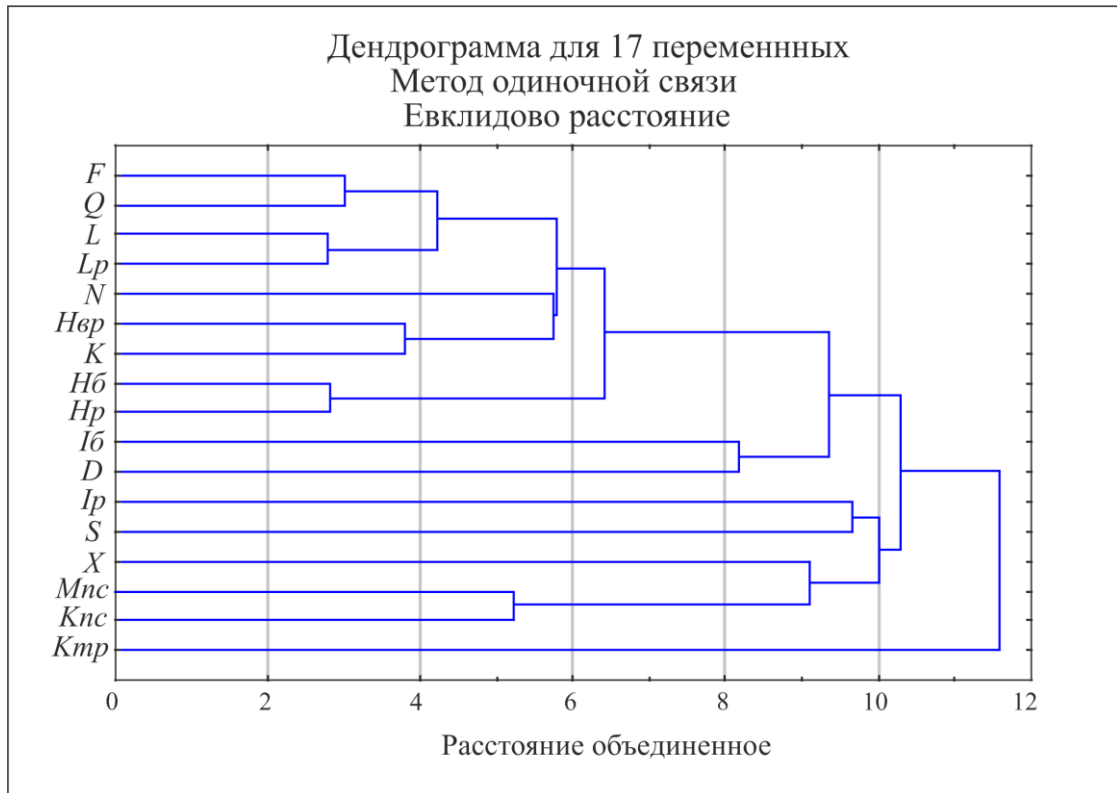


Рисунок 71 - Дендрограмма сходства признаков (R - кластер-анализ)

водотока N . Третью группу образуют следующие признаки – высота водосбора H_{δ} , средняя высота продольного профиля русла H_p , четвертую – средний уклон бассейна I_{δ} и густота речной сети D . Пятую группы составляют – уклон русла I и частота потоков S , шестую - модуль подземного стока $M_{n.c.}$, коэффициент подземного стока $K_{n.c.}$ и количество атмосферных осадков X . На определенном

расстоянии происходит объединение первых двух групп с третьей и четвертой, а также пятой группы с шестой. Изолированно выступает коэффициент трещиноватости $K_{тр}$, а его связь с перечисленными выше группами минимальна.

Сравним результаты группировки признаков, полученные с помощью кластер-анализа с результатами факторного анализа. Несложно заметить, что результаты получились во многом сходными. Так, первая группа признаков, выделенная при помощи кластер-анализа, обеспечивает максимальные нагрузки на четвертый фактор и характеризует гидроморфологические показатели водосборов. Вторая группа признаков полностью соответствует второму фактору, отражающему высотное положение рек и речных водосборов. Пятая группа соответствует пятому фактору, а шестая группа третьему фактору с основными параметрами подземного стока. Объединение на определенном уровне пятой и шестой групп признаков соответствует первому и главному фактору с максимальным вкладом 49,95 % в общую дисперсию, характеризующему весь процесс формирования подземного стока в целом. Это свидетельствует о высокой эффективности метода кластер-анализа с более простой процедурой расчетов по сравнению с факторным анализом.

5.2. Районирование территории по условиям формирования подземного стока на основе кластерного анализа

Широкое применение кластерного анализа в геологических науках обусловлено относительной простотой метода, наглядностью изображения результатов классификации, отсутствием заранее заданного числа классов, возможностью использования больших объемов исходной информации. Применению этой разновидности методов многомерного анализа посвящены работы [Крамбейн, Грэйбилл, 1969; Бугаец, Дуденко, 1976; Дэвис, 1976]. В последнее время этот метод часто используется при обработке гидрогеохимических данных [Курчиков, Плавник, 2009; Сунгатуллин, Хазиев, 2009; Амаджи, Чомко, 2014; Михальчук, Язиков, 2014].

В основу кластерного анализа положен принцип разбиения исходного множества объектов на группы (кластеры) с помощью критерия оптимальности.

Сначала каждый объект считается отдельным кластером. Для одноэлементных кластеров естественным образом определяется функция расстояния

$$R(\{x\}, \{x'\}) = \rho(x, x') \quad (18)$$

Затем запускается процесс слияний. На каждой итерации вместо пары самых близких кластеров U и V образуется новый кластер $W = U \cup V$. Расстояние от нового кластера W до любого другого кластера S вычисляется по расстояниям $R(U, V)$, $R(U, S)$ и $R(V, S)$, которые к этому моменту уже должны быть известны:

$$R(U \cup V, S) = \alpha_U R(U, S) + \alpha_V R(V, S) + \beta R(U, V) + \gamma |R(U, S) - R(V, S)|, \quad (19)$$

где α_U , α_V , β , γ — числовые параметры. Эта универсальная формула обобщает практически все разумные способы определить расстояние между кластерами [Lance, Williams, 1967; Уиллиамс, Ланс, 1986].

Результат кластеризации представляется в виде таксономического дерева — дендрограммы, которая представляет собой граф, напоминающий дерево и используемый для графического изображения взаимных связей между объектами из заданного множества. Иерархический уровень расположения объектов подчеркивает степень их сходства на основе измеряемых признаков.

Визуальный анализ дендрограммы предусматривает «обрезание» дерева на оптимальном уровне сходства элементов выборки. «Виноградную ветвь» [Олдендерфер, Блэшфилд, 1989] целесообразно «обрезать» на отметке 5 шкалы Rescaled Distance Cluster Combine, тогда будет достигнут 80 % уровень сходства. Когда выделение кластеров по данной метке затрудняется (на ней происходит слияние нескольких маленьких кластеров в один большой), то можно выбрать другую метку.

В качестве исходной выборки принималась совокупность из 89 бассейнов (таблица 36, рисунок 34, 35) с 15 признаками, характеризующими формирование и распределение подземного стока. В качестве меры сходства использовалось евклидово расстояние. Результаты расчетов представлены в виде дендрограммы (рисунок 72). Анализ дендрограммы показывает, что объекты, обладающие максимумом сходства (малые обобщенные расстояния), приурочены к склоновой

части исследуемой территории, а различие по комплексу признаков возрастает для бассейнов рек Окинского плоскогорья. Средние обобщенные расстояния изменяются от $\rho = 0,08$ до $\rho = 1,0$, а наиболее часто встречаются величины от $\rho = 0,21$ до $0,40$ с вероятностью попадания в этот интервал равной $0,8$. Объединение в классы начинается с меры сходства $\rho = 0,08$ и заканчивается объединением в один класс на уровне $\rho = 1,0$. Структура объединения объектов в классы представлена на рисунке 73. Класс будет считаться выделенным, если в нем состоит не менее двух объектов, а единичные объекты на рисунке не представлены. При минимальной мере сходства $\rho = 0,09 - 0,20$ объединяются объекты (гидрометрические посты) находящиеся на одной реке. На этом уровне образовались только четыре класса. Первый на водотоке Белая Зима, второй на водотоке Черная Зима, третий на притоках рек Зима и Кирей, четвертый на р. Тагна. При увеличении ρ до $0,24$ объединяются объекты на реках Большая Белая и Ока. Они образуют ядра районов с однородными условиями формирования подземного стока, к которым будут присоединяться другие объекты по мере увеличения меры сходства. На последующих этапах эти ядра могут сливаться с другими, образуя классы более высокого иерархического уровня. На уровне $\rho = 0,26$ образуется 12 классов.

Наряду с бассейновым принципом объединения, начинают формироваться межбассейновые единицы, охватывающие верховья водотоков со сходными условиями формирования подземного стока, а также водотоки со смежными водосборами. Например, на этой стадии объединяются верховья рек в бассейнах Ерма и Ярма, где формирование подземного стока происходит при высокой величине атмосферных осадков, больших уклонах местности, отсутствии сплошного распространения многолетнемерзлых пород, большом количестве озер на водосборе, то есть при условиях, обеспечивающих значительные величины основных параметров подземного стока. Так же объединяются бассейны рек в верховьях р. Ока (Гарган, Улзыта, Жажна, Орлик) с минимальными значениями модуля подземного стока. При увеличении меры сходства до $\rho = 0,26$ количество классов увеличивается до 12, а при $\rho = 0,32$ уменьшается до 9.

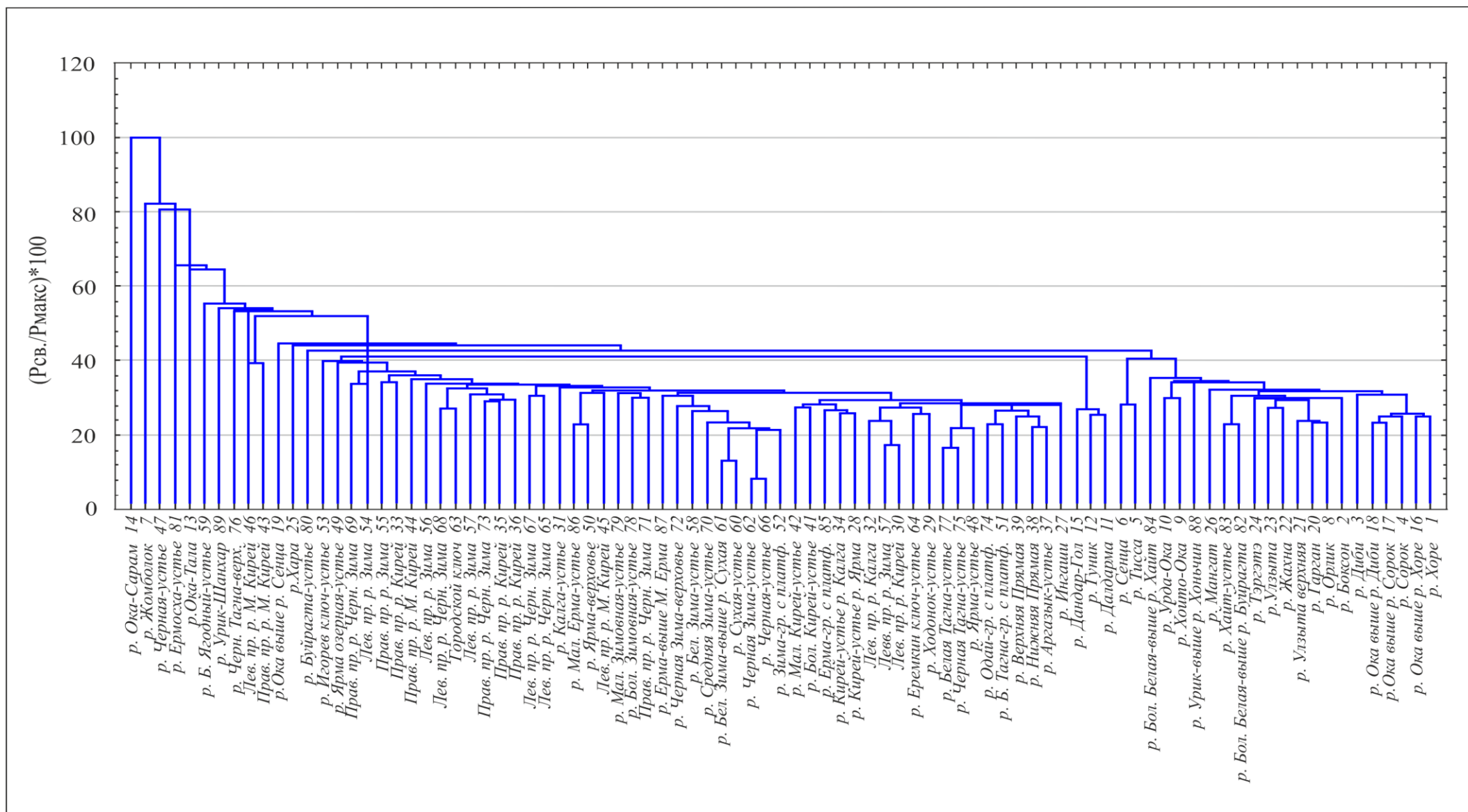


Рисунок 72 - Дендродиграма кластер-анализа Q-типа для 89 речных бассейнов Восточного Саяна

Наименьшие по числу объектов классы характерны для Окинского плоскогорья. Большинство рек бассейна р. Ока объединилось сначала в три, затем четыре класса и на завершающей стадии в один класс. Высокая дифференцированность для склоновой части Восточного Саяна сохраняется на всех уровнях вплоть до последней итерации. Вышесказанное подчеркивает, что изменчивость условий формирования подземного стока на этой территории значительно выше, чем в бассейне р. Ока в пределах Окинского плоскогорья.

Приведенная процедура классификации проверена на устойчивость выявленных таксономических единиц для чего при определенной мере сходства, изменяя число признаков, проследим изменение числа образуемых классов. Вторая и третья классификации проведены на всех 89 объектах сначала с шестью признаками $M_{n.c.}$, S , X , I_p , $H_{\bar{o}}$, H_p , а затем с четырьмя, исключая два последних показателя. Выбор такого числа признаков обусловлен наличием высоких факторных нагрузок в факторной матрице (таблица 38).

Зависимости числа классов от меры сходства совпадают по форме при всех трех классификациях, что указывает на основную роль 4 – 6 максимально информативных признаков. Наибольшие расхождения в определении числа классов отмечаются на отрезке меры сходства 0,22 - 0,30, далее число классов стабилизируется и не превышает двух. Выбор меры сходства в интервале $\rho = 0,40 - 0,42$ для определения числа классов при районировании выглядит оправданным.

В конечной схеме районирования можно принять деление на два класса при мере сходства $\rho = 0,42$ (рисунок 73, 74). Большинство объектов 77 из 89 объединились при достижении этой меры сходства. На этом уровне классификации в один класс объединились речные бассейны Окинского плоскогорья – Окинский округ (с верховьями рек Большая Белая, Урик) и склоновой части – Присаянский округ от зоны Главного Саянского разлома до выхода на платформу. Бассейны рек Хара, Буйрагта, Ермосха находящиеся на стыке выделенных классов не принадлежат ни одному из них и объединяются с ними в один единственный класс при более высоких мерах сходства $\rho = 0,44 - 0,66$. Бассейн реки Ока в замыкающем створе Сарам (самый крупный по площади

водосбора) завершает иерархические построения, объединяя все 89 речных бассейнов при мере сходства $\rho = 1,00$.

На $\rho = 0,32$ совокупность речных бассейнов Окинского плоскогорья распадается на пять классов, однако классы I-6, I-7, I-9 объединяют в основном бассейны рек левобережья р. Ока с наиболее благоприятными условиями формирования подземного стока, а класс I-8 представлен бассейнами рек в верховьях и на правобережье р. Ока с минимальными модулями подземного стока. Для склоновой части исследуемой территории при $\rho = 0,32$ обособляется бассейн р. Зима II-4 и сохраняется почти полностью до меры сходства $\rho = 0,26$ тогда, как остальные классы распадаются на ряд мелких таксономических единиц. Рассмотрим вопрос устойчивости принятого кластерного решения. Проверка устойчивости кластеризации сводится к проверке её достоверности. Здесь существует эмпирическое правило — устойчивая типология сохраняется при изменении методов кластеризации. Результаты иерархического кластерного анализа можно проверить итеративным кластерным анализом по методу k-средних. Если сравниваемые классификации групп респондентов имеют долю совпадений более 70 % (более 2/3 совпадений), то кластерное решение принимается.

Метод k-средних – это метод кластерного анализа, цель которого является разделение m объектов на k кластеров, при этом каждый объект относится к тому кластеру, к центру (центроиду) которого он ближе всего. В качестве меры близости используется Евклидово расстояние. Разбиение объектов на кластеры сводится к определению центроидов этих кластеров. Объекты принадлежат к тем кластерам, чье среднее (центроид) к ним ближе всего. Каждый объект принадлежит только к одному кластеру, даже если его можно отнести к двум и более кластерам.

Число кластеров k в этом методе задается заранее. Так как по результатам кластерного анализа Q-типа выделено два основных кластера и девять дробных, то для метода k-средних задано также два и девять кластеров. При делении на два кластера совпадения при отнесении объектов (речных бассейнов) к каждому

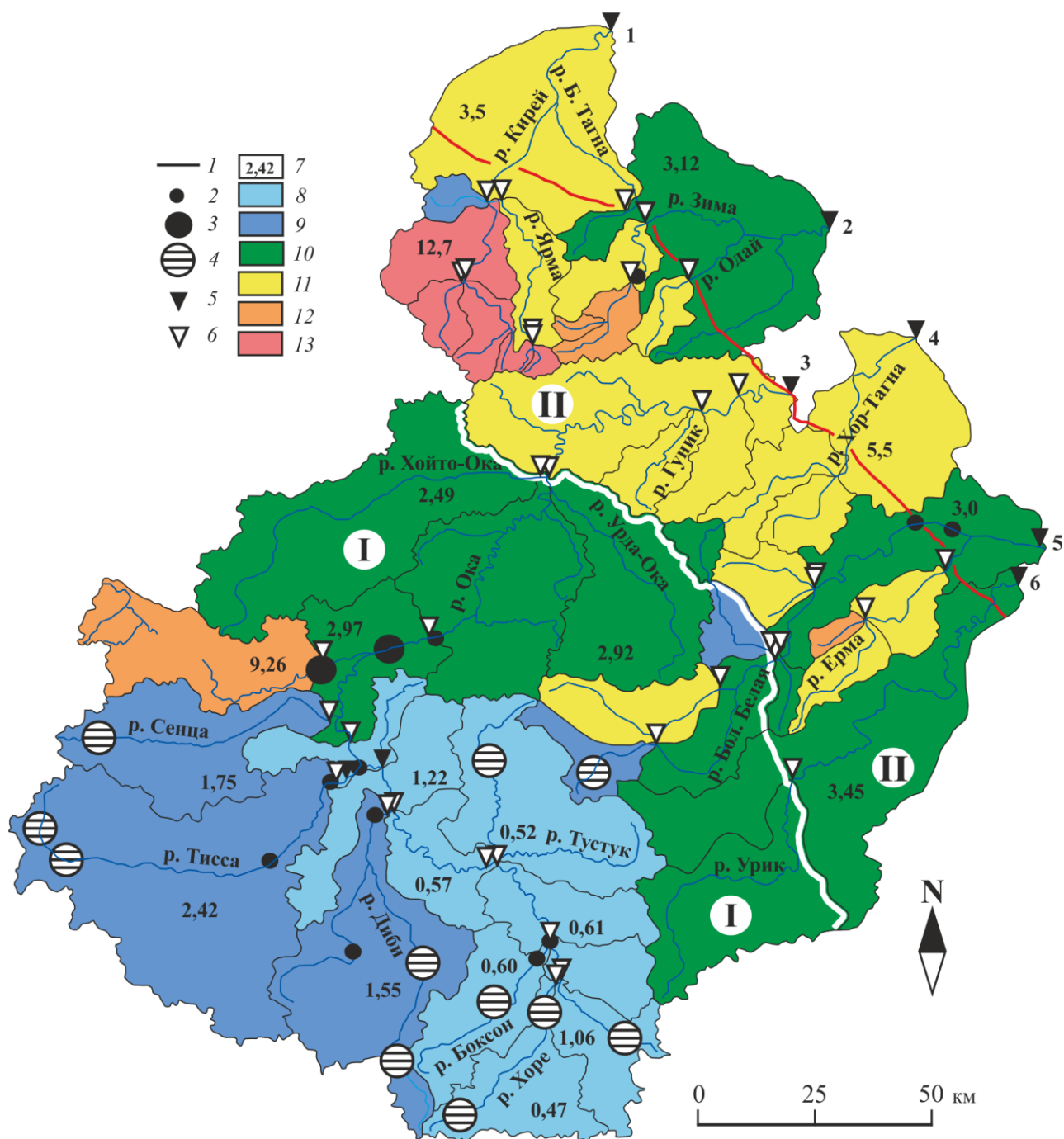


Рисунок 73 - Районирование центральной части Восточного Саяна по результатам кластер – анализа Q – типа. I – Окинский округ, II- Присяянский округ.

I – границы речных водосборов. Участки наибольшего развития полей (по Зонову Б.В., Шульгину М.Ф., 1966 с дополнениями авторов): 2 – длиной от 1 до 2 км, 3 – длиной более 5 км. 4 – участки развития крупных наледей; 5 – стационарный гидрологический пост: 1 – р. Кирей - Уйгат, 2 - р. Зима– Зулумаи, 3 - р. Ока – п. Сарам, 4 - р. Тагна - Хор – Тагна, 5 - р. Большая Белая – Новостройка, 6 - р. Урик – Шанхар. 6 – разовый гидрометрический створ; 7 – значение модуля подземного стока, л/с*км²: 8 – от 0,5 до 1,5 весьма низкий, 9 – от 1,5 до 2,5 низкий, 10 – от 2,5 до 3,5 средний, 11 – от 3,5 до 7,0 высокий, 12 – от 7,0 до 10 весьма высокий, 13 – более 10 исключительно высокий.

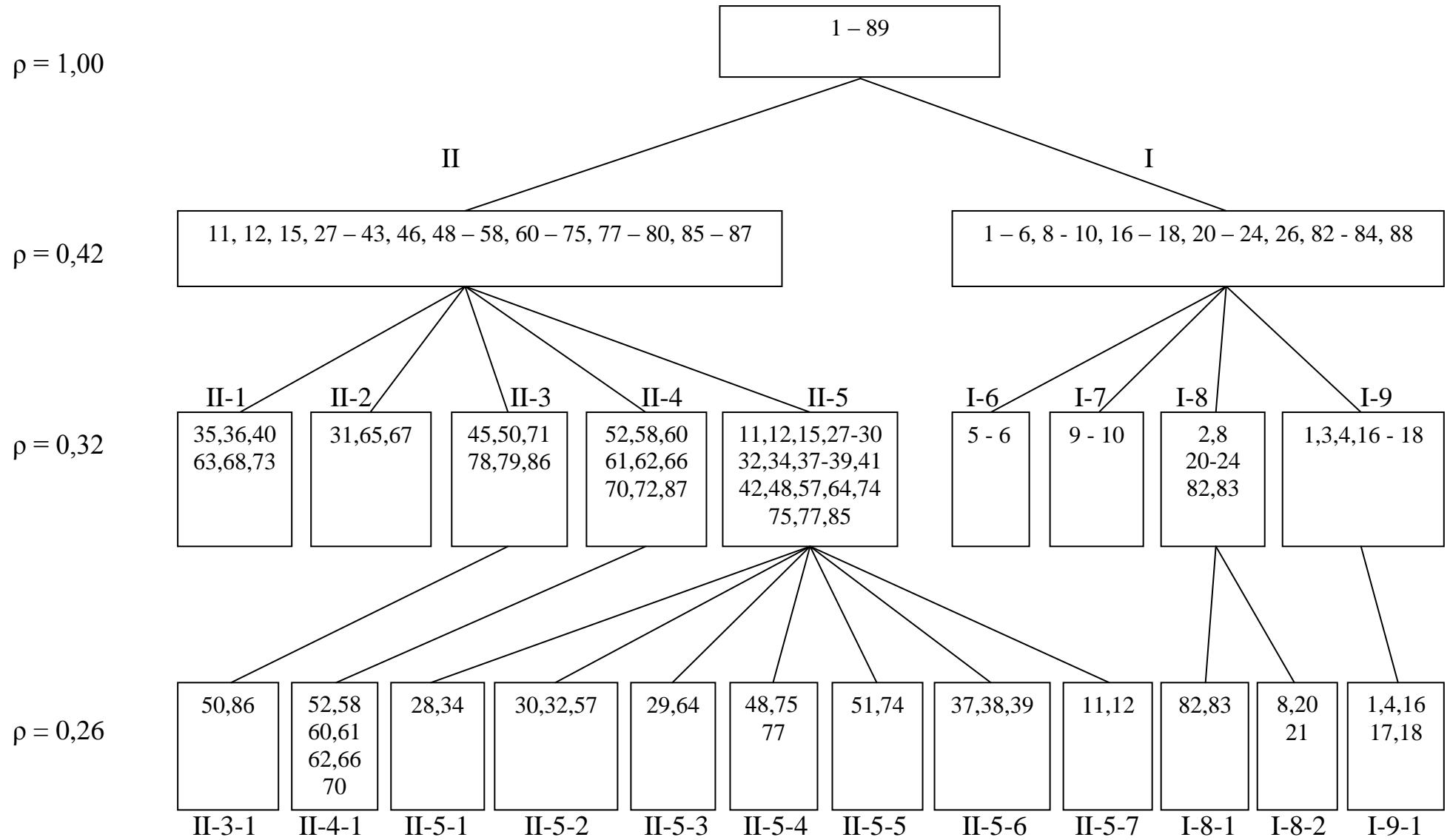


Рисунок 74 - Иерархическая структура объединения объектов в классы при различных величинах меры сходства

кластеру произошли в 88 случаях из 89. Только бассейн р. Буйрагта, находящийся на границе выделенных округов, был отнесен к Окинскому округу (таблица 37).

Таблица 37 - Результаты кластерного анализа по методу k-средних для двух кластеров

Кластеры	Номера бассейнов
Окинский округ I	11, 12, 15, 27 – 79, 81, 86, 87
Присаянский округ II	1 – 10, 13, 14, 16 – 26, 80, 82 – 84, 88, 89

Таблица 38 - Результаты кластерного анализа по методу k-средних для девяти кластеров

Округ	Кластеры	Номера бассейнов
Окинский округ I	1	13, 14
	2	1 – 4, 8, 16, 20 – 24, 83, 84
	3	7, 9 – 12, 25, 26, 76, 80, 81
	4	5, 6, 17, 18, 19, 82, 88, 89
Присаянский округ II	5	27, 28, 34, 48, 52, 58, 60 – 62, 66, 70, 72, 75, 77, 78, 85, 87
	6	35-38, 40, 57, 63, 67 – 69, 71, 73
	7	31, 41, 42, 44, 46, 47, 49, 50, 86
	8	29, 30, 39, 51, 53 – 56, 64, 65, 74
	9	43, 45, 59

Деление на 9 кластеров показало, что два крупных кластера распадаются на пять и четыре более мелких (таблица 38). Пять кластеров принадлежат Присаянскому округу, а четыре Окинскому. Такой же результат получен при кластерном анализе Q-типа, следовательно, при изменении методов кластеризации устойчивая типология (разбиение на определенные кластеры) сохраняется.

5.3. Регрессионные модели формирования подземного стока

Методы линейного регрессионного анализа в гидрогеологических исследованиях использовались Зальцбергом Э.А. [1977], Зекцерем И.С. [1977], Зелениным И.В. [1976а], Ковалевским В.С. [1976; 1983], Хаустовым А.П. [1986] и другими исследователями для целей прогноза режима уровней подземных вод и пространственно-временной изменчивости подземного стока.

Методика построения регрессионных моделей основана на методе исключения и методе полного перебора признаков с расчетом их детерминированного вклада. Предварительно по результатам факторного и кластерного анализов исследуемую

территорию разделим на два класса и один подкласс. Первый класс - это Окинское плоскогорье с окружающими хребтами (бассейн р. Ока до створа Сарам), второй класс – склоновая часть горноскладчатой области от Окинского плоскогорья до границ с Сибирской платформой, подразделяющаяся по бассейновому принципу на два подкласса: бассейн рек Зима и Кирей; среднее течение р. Большая Белая, бассейны рек Тагна, Ерма. Для всех трех выделенных территорий проведем регрессионный анализ и составим уравнения линейной множественной регрессии.

Метод исключения неинформативных признаков из уравнения множественной регрессии основан на шаговых итерационных процедурах с последовательным оставлением информативных признаков на каждом шаге. Этот метод называется методом сокращения Дулитла [Дрейпер, Смит, 1973].

Выбор информативных признаков (предикторов) произведен на основе расчета ковариационной матрицы $\{\alpha_{ij}\}$ для независимых предикторов $\{x_1, \dots, x_k\}$ и зависимых предикантов $\{y_1, \dots, y_k\}$. Для определения первого коэффициента регрессии выбрана переменная x_j , для которой отношение α_{jy}/α_{jj} рассчитанное между всеми предикторами и предикантами было максимальным. Остальные коэффициенты регрессии рассчитаны по формулам. В результате получим матрицу-столбец b , элементы которой и есть коэффициенты уравнения множественной линейной регрессии

$$b_{i1} = \alpha_{i1}y - b_j \alpha_{i1j} \quad (20)$$

$$b_{i2} = \alpha_{i2}y - b_j \alpha_{i2j} - b_{i1} \alpha_{i2i_1} \quad (21)$$

$$b_{ik} = \alpha_{ik}y - b_j \alpha_{ikj} - \sum_1^k b_{i1} \alpha_{i1i_1} \quad (22)$$

где каждая j -я переменная включается на $k+1$ шаге, i_1 на $k - 0$ м, i_2 на $k-1$ шаге и т.д., свободный член определяется по формуле

$$b_0 = \bar{y} - b_j \bar{x}_j - \sum_1^k b_{i1} \bar{x}_{i1} \quad (23)$$

В конечном итоге регрессионное уравнение представлено в виде

$$y_t = b_0 + b_1 \cdot x_{t1} + b_2 \cdot x_{t2} + b_m \cdot x_{tm} + \varepsilon_t, t = \overline{1, n}, \quad (24)$$

где n – число наблюдений; m - число регрессоров в модели; ε - ошибка регрессии. Модель такого вида имеет линейную спецификацию и называется классической линейной регрессионной моделью. Метод реализован с помощью пакета программ STATISTIKA 6.

Поиск оптимального набора информативных предикторов, входящих в уравнение регрессии, осуществлялся на основе анализа изменения коэффициентов корреляции и ошибок прогноза в зависимости от шаговых процедур включения предикторов в уравнение регрессии.

Для первого выделенного класса (бассейны притоков реки Ока, верховья рек Урик и Большая Белая) выявлена прямая зависимость модуля подземного стока от высоты бассейна с высоким коэффициентом корреляции $r = - 0,84$ (рисунок 75), поэтому уравнение регрессии имеет простой вид

$$M_{\text{прог.}} = - 0,005H_{\bar{\theta}} + 11,936 \quad (25)$$

Определение уравнения множественной регрессии в этом случае ограничено из-за проблемы коллинеарности, которая обусловлена высокой скоррелированностью между двумя независимыми признаками в модели (коэффициент корреляции между признаками должен быть меньше 0,70).

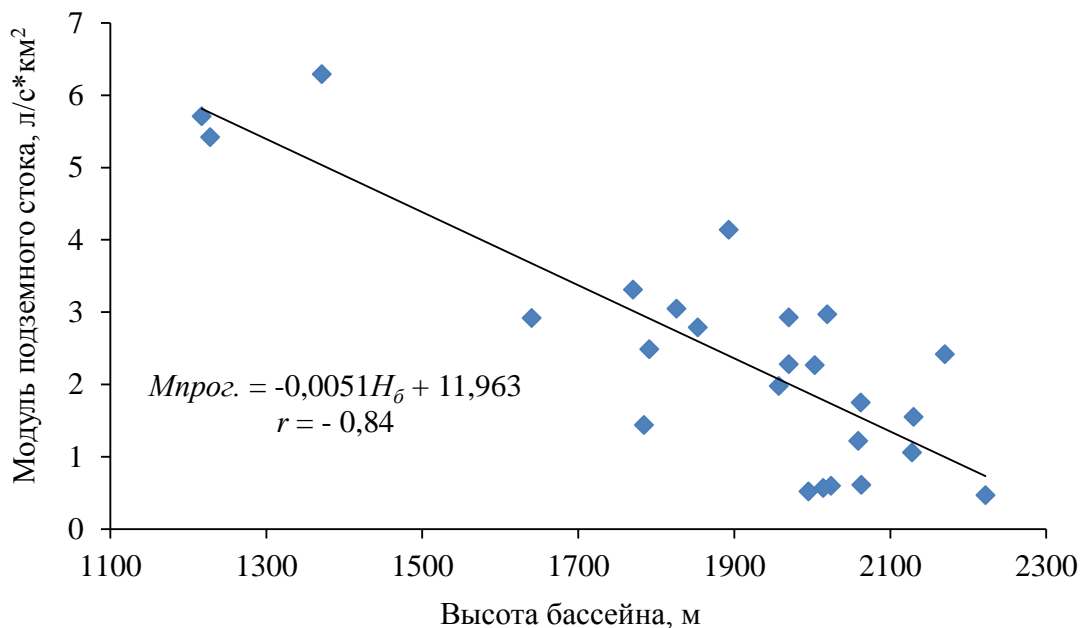


Рисунок 75 - Зависимость модуля подземного стока от высоты бассейна для притоков рек Ока и верховьев рек Большая Белая и Урик

Прогнозные значения, вычисленные по этому уравнению, отличаются от среднеголетних значений в среднем на 34 % (диапазон изменений от 2,5 % до 69,5 %) (таблица 39). По этой модели возможно прогнозирование, но точность оценки будет «размазана». В 40 % случаев ошибка прогноза превышает 40%, и только в 60% случаев ошибка прогноза менее 25 %.

Таблица 39 - Прогнозные значения модуля подземного стока для верхней части бассейнов рек Ока, Большая Белая, Урик

№ по порядку	Река-створ	F , км ²	H_0 , м	$M_{н.с.}$, л/с*км ²	$M_{прог.}$, л/с*км ²	Ошибка прогноза
1	р. Б. Белая - выше р. Буйрагта	1193	1853	2,79	2,67	4,4
2	р. Хайт - устье	447	1893	4,14	2,47	67,5
3	р. Б. Белая - выше р. Хайт	270	1970	2,28	2,09	9,3
4	р. Урик - выше р. Ханчин	1073	1957	1,98	2,15	7,9
5	р. Хоре	659	2222	0,47	0,82	43,1
6	р. Боксон	655	2024	0,60	1,81	66,9
7	р. Диби	1534	2130	1,55	1,28	20,0
8	р. Сорок	1255	1995	0,52	1,96	73,5
9	р. Тисса	2708	2170	2,42	1,08	123,1
10	р. Сенца	1048	2062	1,75	1,62	8,0
11	р. Орлик	142	1784	1,44	3,01	52,3
12	р. Хойто-Ока	1864	1791	2,49	2,98	16,5
13	р. Урда-Ока	1178	1640	2,92	3,73	21,9
14	р. Далдарма	285	1371	6,29	5,08	23,8
15	р. Гуник	290	1228	5,42	5,79	6,5
16	р. Ока - Тала	12172	2019	2,97	1,84	61,1
17	р. Ока - Сарам	18534	1970	2,93	2,08	40,3
18	р. Дандар-Гол	163	1217	5,71	5,85	2,5
19	р. Ока выше р. Хоре	471	2128	1,06	1,29	18,3
20	р. Ока выше р. Сорок	2583	2063	0,61	1,61	62,4
21	р. Ока выше р. Диби	4314	2014	0,57	1,86	69,5
22	р. Ока выше р. Сенца	9543	2059	1,22	1,64	25,5
23	р. Улзыта	508	1770	3,31	3,08	7,2
24	р. Тэргэтэ	197	1826	3,05	2,80	8,6
25	р. Хара - Гол	161	2003	2,27	1,92	18,2
	Среднее					34,3

Для возможного снижения ошибки прогноза разделим первый класс на два подкласса согласно бассейновому принципу, но так чтобы в каждом подклассе было не менее 10 членов. Первый - бассейны притоков верхнего течения реки Ока (I), и второй - бассейны среднего течения реки Ока до замыкающего створа (II).

Для первого выделенного подкласса уравнение множественной регрессии представлено в виде

$$M_{\text{прог.}} = 3,05 + 0,006H_{\text{б}} - 0,008H_{\text{р}} + 0,006I_{\text{б}} - 0,005K + 0,003X \quad (26)$$

Средняя ошибка прогноза снизилась с 34, до 26,7 %, что является приемлемым результатом для горных территорий (таблица 41).

Для второго подкласса (среднее течение р. Ока) график связи модуля подземного стока с высотой бассейна и уравнение регрессии представлены на рисунке 76, а прогнозные значения модуля подземного стока приведены в таблице 42.

Таблица 42 - Прогнозные значения модуля подземного стока для бассейнов рек второго подкласса первого класса

№ по порядку	Река-створ	$F, \text{ км}^2$	$H_{\text{б}}, \text{ м}$	$M_{\text{н.с.}}, \text{ л/с*км}^2$	$M_{\text{прог.}}, \text{ л/с*км}^2$	Ошибка прогноза, %
1	р. Гуник	290	1228	5,42	5,80	6,80
2	р. Ингаши	99	1036	6,49	6,54	0,93
3	р. Далдарма	285	1371	6,29	5,24	16,7
4	р. Дандар-Гол	163	1217	5,71	5,84	2,45
5	р. Мангат-Гол	183	1729	3,47	3,84	10,9
6	р. Урик – п. Шанхар	3230	1870	3,45	3,29	4,43
7	р. Ока – п. Сарам	18534	1970	2,93	2,91	7,38
8	р. Ока – п. Тала	12172	2019	2,97	2,54	14,4
9	р. Тэргэтэ	197	1826	3,05	3,33	9,25
10	р. Хара – Гол	161	2003	2,27	2,60	14,8
11	р. Улзыта (Илез)	508	1770	3,31	3,56	7,61
	Среднее					8,68

Средняя ошибка прогноза для второго подкласса составляет 8,68 %, следовательно, прогнозное уравнение с высокой точностью описывает зависимость модуля подземного стока от высоты бассейна и его вполне можно использовать в качестве линейной модели. Для второго выделенного класса также использован бассейновый принцип. Первый подкласс объединил смежные бассейны рек Кирей и Белая Зима (III), второй – Большая Белая и Тагна (IV).

Для первого выделенного подкласса (бассейны рек Кирей и Зима) результаты регрессионного анализа приведены в таблице 43. В связи с большим количеством

малых рек в этом районе в расчет принимались реки с площадью водосбора более 50 км² гарантировано имеющими круглогодичный сток.

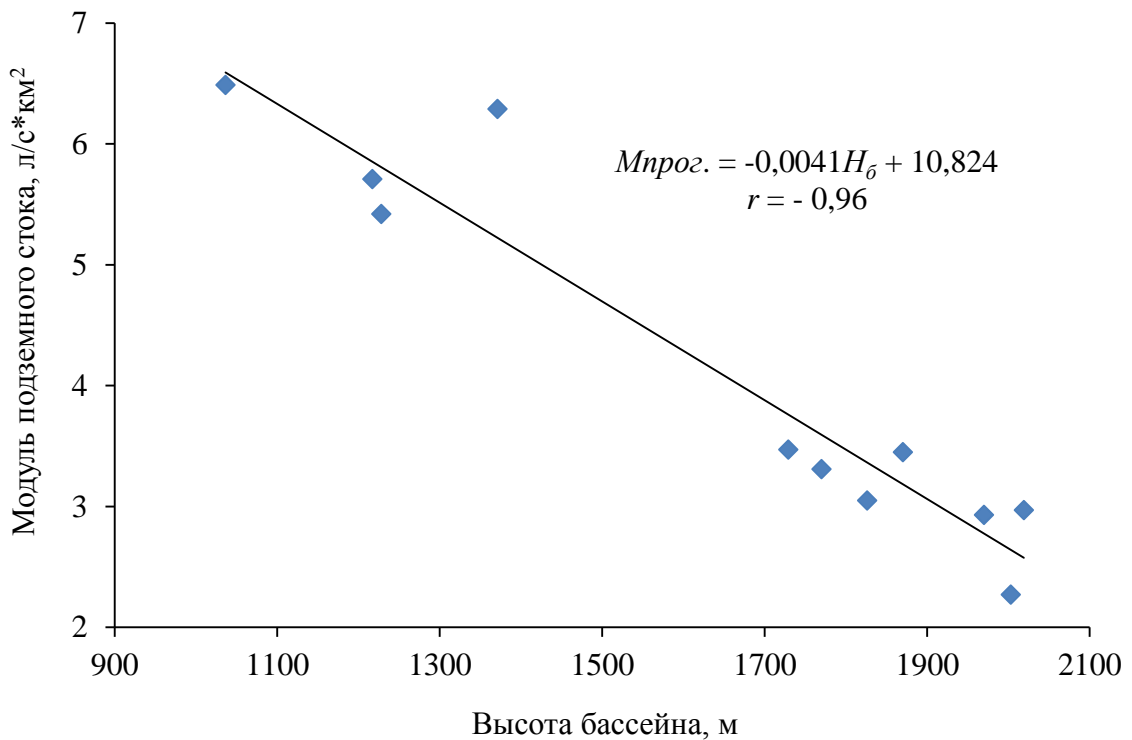


Рисунок 76 - График связи модуля подземного стока с высотой бассейна (среднее течение р. Ока)

Для модуля подземного стока наиболее информативными оказались $H_б$ (средняя отметка водосбора), H_p (средняя отметка русла), I_p (уклон реки), S (частота потоков), $K_{тр}$ (коэффициент трещиноватости) и X (атмосферные осадки). Уравнение множественной регрессии для данного района имеет следующий вид

$$M_{прог.} = 0,095 + 0,027H_б + 0,025H_p + 0,019I_p - 12,00S - 1,40K_{тр} + 0,0042X \quad (26)$$

Как видно из таблицы результатов (таблица 43), наиболее важным предиктором для величины модуля подземного стока является S (частота потоков) и в равной степени X (атмосферные осадки), $H_б$ (высота бассейна), H_p (высота русла). Прогнозные значения подземного стока, вычисленные по этому уравнению, отличаются от среднееголетних значений, полученных в 1988-1990 г.г. в среднем на 21,5 %, что является вполне приемлемым результатом для горных районов (таблица 44). Сокращение количества предикторов приводит к

значительному увеличению ошибки прогноза, и применение уравнения множественной регрессии становится неэффективным.

Таблица 43 - Результаты регрессионного анализа для бассейнов рек первого подкласса второго класса

	Бета	Стандартная ошибка	b	Стандартная ошибка	t(10)	p-значимость
<i>Свободный член</i>			0,0950	6,019169	0,01579	0,987713
H_{δ} , м	0,179526	0,469658	0,0027	0,006995	0,38225	0,710276
H_p , м	0,156149	0,459457	0,0025	0,007341	0,33985	0,740996
I_p , ‰	0,090045	0,264399	0,0188	0,055193	0,34057	0,740476
S , км ⁻²	-0,303784	0,200434	-12,0032	7,919577	-1,51563	0,160565
K_{mp} , км/км ²	-0,071993	0,226155	-1,4044	4,411769	-0,31833	0,756781
X , мм	0,185341	0,468306	0,0042	0,010721	0,39577	0,700587

Для второго выделенного подкласса наиболее информативными для модуля подземного стока оказались H_{δ} , H_p , I_p , S , D , X , K_{mp} . Здесь в отличие от первого подкласса к информативным предикторам (признакам) добавляются показатели горизонтального расчленения рельефа S (частота потоков) и D (густота речной сети) (таблица 45). Уравнение множественной регрессии имеет следующий вид:

$$M_{прог.} = 15,95 - 0,009H_{\delta} + 0,0046 H_p + 0,05I_p + 16,48 S - 4,97D - 0,0048X - 8,7K_{mp} \quad (27)$$

Средняя ошибка прогнозных значений подземного стока, полученного по уравнению множественной регрессии – 18,7 %. Только в 17 % случаев ошибка прогноза превышает 30%, в 83 % случаев она меньше 25 %, а в 75 % меньше 20 %, что подтверждает эффективность полученного прогнозного уравнения для данного подкласса (таблица 46). В результате проведенного регрессионного анализа для четырех районов (рисунок 77) исследуемой территории составлены уравнения множественной регрессии (таблица 47), позволяющие прогнозировать прямые показатели подземного стока (модуль) в зависимости от косвенных признаков, описывающих процесс формирования подземного стока на водосборе. Верховья рек Большой Белой и Урика не вошли ни в один район, но сформировать отдельный район не представляется возможным в виду ограниченности числа членов ряда (всего 4 водосбора), однако при более детальных исследованиях такое обособление вполне вероятно. Бассейн р. Жом

Таблица 45 - Результаты регрессионного анализа для бассейнов рек второго подкласса второго класса

	Бета	Стандартная ошибка	b	Стандартная ошибка	t(8)	р- значимость
<i>Свободный член</i>			15,94785	4,858321	3,28258	0,011145
$H_b, м$	-1,33432	0,368492	-0,00907	0,002506	-3,62102	0,006773
$H_p, м$	0,60959	0,285701	0,00461	0,002160	2,13365	0,065420
$I_p, ‰$	0,54640	0,209882	0,05279	0,020276	2,60338	0,031452
$S, км^{-2}$	0,69018	0,329895	16,47779	7,876083	2,09213	0,069787
$D, км/км^2$	-0,41986	0,316622	-4,97204	3,749446	-1,32607	0,221425
$X, мм$	-0,58370	0,417277	-0,00483	0,003453	-1,39884	0,199414
$K_{mp}, км/км^2$	-0,90666	0,405371	-8,74684	3,910723	-2,23663	0,055718

блок обособлен ввиду особых условий формирования подземного стока, связанных с широким развитием молодого вулканизма на водосборе.

Наиболее информативными оказались следующие признаки – $H_b, H_p, I_p, S, D, X, K_{mp}$, которые включены в уравнения множественной регрессии. Средняя ошибка прогноза модуля подземного стока по районам изменяется от 8,68 до 26,7 %, что является приемлемым результатом для горных территорий.

В результате использования многомерных моделей (факторный анализ, кластерный анализ) исследуемая территория по условиям формирования и распределения подземного стока разделена на два округа Окинский (I) и Присяянский (II) (см. рисунок 71). Окинский округ охватывает бассейны рек в верховьях рек Ока, Большая Белая, Урик и характеризуется в основном невысокими модулями подземного стока, умеренным количеством атмосферных осадков, связанных с закрытостью территории горными хребтами, развитием многолетнемерзлых пород, небольшими уклонам русел рек Окинского плоскогорья. Средние высоты бассейнов рек 1700 м и выше. Несмотря на неблагоприятные условия, формирование и разгрузка подземного стока происходит в течение всего года и не прекращается в зимний меженьный период. Суровые климатические условия и сплошное развитие многолетнемерзлых пород способствуют широкому распространению наледных явлений, тем не менее,

многочисленные сквозные и несквозные талики обеспечивают питание подземных вод и их взаимосвязь с поверхностными водами.

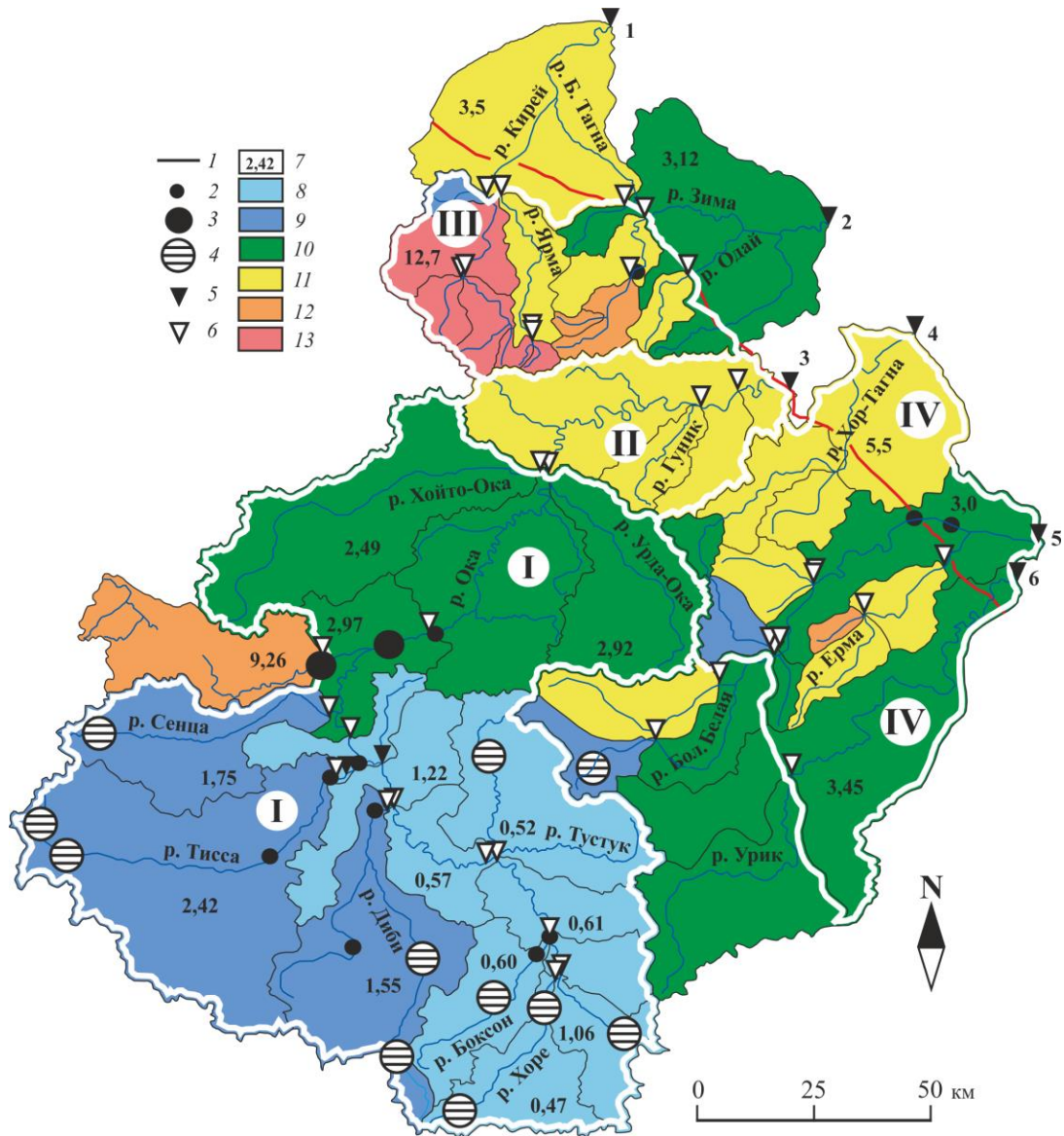


Рисунок 77 - Карта прогнозных районов центральной части Восточного Саяна (I – высокогорная часть бассейна р. Ока, II – склоновая часть бассейна р. Ока, III – бассейны рек Кирей и Зима, IV – склоновая часть рек Большая Белая, Урик, Хор – Тагна)

I – границы речных водосборов. Участки наибольшего развития полынью (по Зонову Б.В., Шульгину М.Ф., 1966 с дополнениями авторов): 2 – длиной от 1 до 2 км, 3 – длиной более 5 км. 4 – участки развития крупных наледей; 5 – стационарный гидрологический пост: 1 – р. Кирей – Уйгат, 2 – р. Зима – Зулмай, 3 – р. Ока – п. Сарам, 4 – р. Тагна – Хор – Тагна, 5 – р. Большая Белая – Новостройка, 6 – р. Урик – Шанхар. 6 – разовый гидрометрический створ; 7 – значение модуля подземного стока, л/с*км²: 8 – от 0,5 до 1,5 весьма низкий, 9 – от 1,5 до 2,5 низкий, 10 – от 2,5 до 3,5 средний, 11 – от 3,5 до 7,0 высокий, 12 – от 7,0 до 10 весьма высокий, 13 – более 10 исключительно высокий.

Таблица 47 - Уравнения множественной регрессии для прогнозных районов Восточного Саяна

№ района на карте	Прогнозируемый район	Уравнение множественной регрессии	Коэффициент корреляции	Ошибка прогноза, %
I	Бассейны верхнего течения р. Ока	$M_{прог.} = 3,05 + 0,006H_{\delta} - 0,008H_p + 0,006I_{\delta} - 0,005K_{mp.} + 0,003X$	0,71	26,7
II	Бассейны среднего течения р. Ока	$M_{прог.} = - 0,0041H_{\delta} + 10,819$	- 0,96	8,68
III	Бассейны рек Кирей и Зима	$M_{прог.} = 0,095 + 0,027H_{\delta} + 0,025H_p + 0,019I_p - 12,00S - 1,40K_{mp} + 0,0042X$	0,75	21,5
IV	Бассейны рек Большая Белая, Тагна, Урик	$M_{прог.} = 15,95 - 0,009H_{\delta} + 0,0046 H_p + 0,05I_p + 16,48 S - 4,97D - 0,0048X - 8,7K_{mp.}$	0,79	18,7

Присаянский округ занимает склоновую часть исследуемой территории и охватывает бассейны рек Кирей, Белая Зима, средние течения рек Ока, Большая Белая и Урик. Он характеризуется значительным количеством атмосферных осадков 600 мм и выше, отсутствием сплошного развития многолетнемерзлых пород, большими значениями эрозионных врезов и уклонов русел рек, то есть признаками, обеспечивающими высокие модули подземного стока. Неслучайно, что основная величина подземного стока приурочена именно к Присаянскому округу.

Регрессионный анализ позволил выделить на исследуемой территории четыре прогнозных района и составить прогнозные уравнения для определения модуля подземного стока в зависимости от стокоформирующих признаков.

Три прогнозных района находятся на территории Присаянского округа и один Окинського округа. Таким образом, для Присаянского округа можно предложить более дробное деление на три района. К сожалению, ограниченность данных не позволяет на территории Окинського округа произвести более детальное районирование, однако, вне всякого сомнения, при постановке дополнительных исследований эта задача будет решена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной диссертационной работе исследована возможность применения существующих методов и методических приемов оценки и картирования подземного стока для сложных гидрогеологических условий горно-складчатых областей и обоснована методика определения величины подземного стока на основе комплексного гидролого-гидрогеологического метода с использованием гидрометрической съемки зимней межени, позволяющая по эпизодическим наблюдениям определить характеристики стока неизученных рек.

Использованная для исследований методика позволила определить среднемноголетние величины подземного стока, морфометрические характеристики для 89 бассейнов рек и выявить основные особенности его формирования и распределения, связанные с геолого-структурными и гидрогеологическими условиями исследуемой территории. Подземный сток центральной части Восточного Саяна в среднемноголетнем разрезе составил $100,29 \text{ м}^3/\text{с}$ при среднем модуле $3,67 \text{ л/с*км}^2$. Распределение подземного стока носит дискретный характер, на фоне которого достаточно отчетливо проявляются определенные закономерности: изменение модуля подземного стока с высотой бассейна, влияние количества атмосферных осадков на величину подземного стока, независимость относительной величины подземного стока от площади водосбора. Эти зависимости подземного стока отражают общую направленность процесса на региональном уровне. Подземный сток частных водосборов, при прочих равных условиях, определяется, главным образом, их гидрогеологическими условиями, обусловленными особенностями геолого-тектонического строения, литологического состава пород, морфологии и климата, то есть основными факторами формирования подземных вод региона.

Выполнена количественная оценка и составлена карта распределения модулей подземного стока, на основе которой подсчитаны естественные ресурсы подземных вод. Наибольший объем естественных ресурсов подземных вод приурочен к интрузивным образованиям, что может быть связано с высокой

тектонической раздробленностью пород, увеличивающих их емкостные свойства, несмотря на наличие многолетнемерзлых пород. Однако наибольший модуль подземного стока приурочен к осадочно-метаморфическим образованиям, имеющим в разрезе карбонатные отложения, и расположенным в зоне достаточного увлажнения. Также велика роль в формировании естественных ресурсов подземных вод аллювиального водоносного горизонта и подземных вод, сосредоточенных в карбонатных породах. Составлена карта естественных ресурсов подземных вод, необходимая для проведения поисково-разведочных работ на наиболее перспективных участках и подсчета прогнозных ресурсов подземных вод.

Обобщены и проанализированы сведения по геолого-структурным, гидрогеологическим, гидрометеорологическим условиям центральной части Восточного Саяна и представлены в виде исходных данных для последующего построения моделей.

Применение методов многомерного анализа (факторного, кластерного) при изучении формирования подземного стока позволило провести районирование исследуемой территории с учетом сложных взаимосвязей признаков, характеризующих процессы формирования подземного стока. На основе комплексного анализа геолого-структурных особенностей, геоморфологических условий, и распределению атмосферных осадков, оказывающих наибольшее влияние на формирование подземного стока, на исследованной территории выделены два округа: Окинский и Присаянский. Окинский округ охватывает верховья рек Ока, Белая, Урик в пределах Окинского плоскогорья с окружающими хребтами. Присаянский занимает склоновую часть, приуроченную к выступу фундамента Сибирской платформы. Естественная граница между округами проходит по зоне Главного Саянского разлома и при постановке более детальных исследований может быть скорректирована.

Для исследуемой территории составлены уравнения множественной регрессии, позволяющие прогнозировать прямые показатели подземного стока (модуль) в зависимости от косвенных признаков, описывающих процесс

формирования подземного стока на водосборе. Средняя ошибка прогноза модуля подземного стока по районам изменяется от 8,68 до 26,7 %, что является приемлемым результатом для горных территорий со сложными гидрогеологическими условиями.

Методический подход, примененный при оценке подземного стока центральной части Восточного Саяна, может быть рекомендован и для других регионов, находящихся в сходных структурно-гидрогеологических условиях.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

УГМС - Иркутское управление Гидрометслужбы

ММП - Многолетнемерзлые породы

БРЗ - Байкальская рифтовая зона

ОГС - Окинская гидротермальная система

ТМ - Тувино-Монгольский массив

Т - Тувинская зона ранних каледонид

МГК - Метод главных компонент

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Р. Наледи центральной части Восточного Саяна / В.Р. Алексеев // Записки Забайкальского филиала ВГО СССР. – Вып. 92. – Чита, 1973в. – С. 76-79.
2. Алексеев В.Р. Наледи Сибири и Дальнего Востока / В.Р. Алексеев // Сибирский географический сборник. – № 8. – Новосибирск, 1974. – С. 5-68.
3. Алексеев В.Р. Наледи Саяно-Байкальского нагорья / В.Р. Алексеев // Наледи и наледные процессы в Восточной Сибири. – Иркутск, 1976. – С. 22-28.
4. Алексеев Г.А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей / Г.А. Алексеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 363 с.
5. Алексеев С.В. Бугры пучения в долине реки Сенца, Окинское плоскогорье, Восточный Саян / С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева, Ю.К. Васильчук, Е.А. Козырева, А.А. Светлаков, А.А. Рыбченко // Успехи современного естествознания. – 2016. – № 3. – С. 121-126.
6. Алисов Б.П. Климат. Атлас Иркутской области / Б.П. Алисов. – Москва-Иркутск: ГУГК СССР, 1962. – 53 с.
7. Амаджи А. Применение кластерного анализа для выделения участков грунтовых вод со сходным химическим составом в Ширазской и Хоррамабадской межгорных впадинах Ирана / А. Амаджи, Д.Ф. Чомоко // Вестник Киевского национального университета. Геология. - Вып. 1(64). – 2014. – С. 54-61.
8. Аржанников С.Г. Возраст Жомболокского лавового поля (Восточный Саян) по дендрохронологическим и радиоуглеродным данным / С.Г. Аржанников, А.В. Иванов, А.В. Аржанникова, Е.И. Демонтерова, Марк Жоливе, В.И. Воронин, В.А. Буянтуев, В.А. Осколков // Геология и геофизика. – 2017. - № 1. – С. 27-47.
9. Аржанников С.Г. Палеогеографическая обстановка обитания человека в долинах Окинского плоскогорья в Восточном Саяне (на примере долины р. Сенца) / С.Г. Аржанников, Е.М. Инешин, А.В. Аржанникова, С.В. Снопков // Известия лаборатории древних технологий. – 2010. – № 8. – С. 291-302.
10. Аржанникова А.В. Плиоценчетвертичные деформации юго-восточной части Восточного Саяна / А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников, М. Жоливе, Р. Вассалло, А. Шове // Геотектоника. – 2011. – № 2. – С. 49-65.
11. Арсентьев В.П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна / В.П. Арсентьев // Труды БКНИИ СО АН СССР. – Вып. 2. – Улан-Удэ, 1960. – С. 39-50.
12. Архангельский В.Л. О расчёте вертикальных градиентов осадков в районе Сихотэ-Алиня. / В.Л. Архангельский // Труды Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института, под ред. В.Л. Архангельского. – Вып. II. – Ленинград, 1960. – С. 118-130.
13. Атлас Забайкалья: (Бурятская АССР и Читинская область) / Институт географии Сибири и Дальнего Востока АН СССР. – Москва-Чита: ГУКГ СССР, 1967. – 17 с.
14. Атлас Иркутской области / Восточно - Сибирский филиал Сибирского отделения АН СССР. – Москва-Иркутск: ГУГК, 1962. – 182 с.

15. Атлас. Иркутская область: экологические условия развития / Под ред. А.Р. Батуева, А.В. Белова, Б.А. Богоявленского. Издательство Института географии СО РАН. – Иркутск, 2004. – 132 с.
16. Афанасьев А.Н. Водные ресурсы и водный баланс озера Байкал / А.Н. Афанасьев. - Новосибирск: Наука, 1976. – 237 с.
17. Бадминов П.С. Изменчивость гидрометеорологических параметров на территории Восточного Саяна / П.С. Бадминов // Тезисы доклада к XV конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. – Иркутск, 1992. – С. 20-21.
18. Бадминов П.С. Новые данные о минеральных водах западной части Восточного Саяна / П.С. Бадминов, А.И. Оргильянов, Б.И. Писарский // Сборник научных трудов Иркутского государственного технического университета. Гидроминеральные ресурсы Восточной Сибири. – Иркутск, 2001. – С. 6-14.
19. Бадминов П.С. Формирование минеральных вод западной части Восточного Саяна по изотопным данным / П.С. Бадминов, Б.И. Писарский, А.И. Оргильянов, Л.В. Хабарин // Материалы XVII Всероссийского совещания по подземным водам востока России. – Иркутск-Красноярск, 2003. – С. 42-44.
20. Бадминов П.С. Окинская гидротермальная система (Восточный Саян) / П.С. Бадминов, А.В. Иванов, Б.И. Писарский, А.И. Оргильянов // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 4. – С. 27-39.
21. Бадминов П.С. Подземный сток центральной части Восточного Саяна, основные особенности его формирования и распределения / П.С. Бадминов, С.Х. Павлов, В.Е. Дмитриев-Добровольский, А.И. Оргильянов // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. – 2019. – Т. 42. – № 1. – С. 27-40.
22. Барышев А.С. Основные элементы тектоники Восточного Саяна по геофизическим данным / А.С. Барышев. – М.: Недра, 1976. – 111 с.
23. Бачурин Г.В. Некоторые результаты региональных и стационарных исследований климата и вод в Институте географии Сибири и Дальнего Востока / Г.В. Бачурин, В.В. Буфал // Климат и воды Сибири. – Новосибирск, 1980. – С. 3-41.
24. Беличенко В.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) / В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 6 – С. 554-565.
25. Беличенко В.Г. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент / В.Г. Беличенко, Е.В. Склярков, Н.Л. Добрецов, О. Томуртоого // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 29-41.
26. Белонин М.Д. Факторный анализ в геологии / М.Д. Белонин, В.А. Голубева, Г.Т. Скублов – М.: Недра, 1982. – 269 с.
27. Белостоцкий И.И. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области / И.И. Белостоцкий // Бюллетень МОИП, отд. геологии. – Т. XXXIV. – № 6. – 1959. – С. 3-22.

28. Беляк В.И. Новые данные о специфике развития подземного карста Сибири / В.И. Беляк // Proceedings of the 6-th International Congress of Speleology. Vol. III. – Praha, 1973. – P. 13-17.
29. Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна / Н.А. Берзин. – М.: Наука, 1967. – 147 с.
30. Берзин Н.А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды / Н.А. Берзин, К.А. Клитин // Геология и геофизика. – 1961. – № 7. – С. 16-25.
31. Беркин Н.С. Суммарное испарение в летние месяцы для территории Иркутской области / Н.С. Беркин // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 1968. – Вып. 10. – С. 33-38.
32. Беркин Н.С. Аккумуляция в наледях зимнего стока малых рек Прибайкалья и Восточного Саяна / Н. С. Беркин, В. А. Малий // Наледи Сибири. – М., 1969. – С. 167-171.
33. Беркин Н.С., Малий В.А. Результаты работ по региональной оценке водного баланса и естественных ресурсов подземных вод Иркутской области / Геологический отчет. – Иркутск, 1967. – 163 с.
34. Боровский Б.В. Является ли меженный расход рек мерой питания подземных вод или общего подземного стока? / Б.В. Боровский, М.Л. Марков // Разведка и охрана недр. – 2014. – № 5. – С. 10-16.
35. Борисенко И.М., Замана Л.В. Минеральные воды Бурятской АССР / И.М. Борисенко, Л.В. Замана. – Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1978. – 162 с.
36. Брандт С.Б. Изотопные отношения стронция 87/86 в некоторых природных водах Сибири / С.Б. Брандт, В.Н. Борисов, В.С. Лепин // Международный конгресс. XXV сессия. Доклады советских геологов. Геохимия, минералогия, петрология. – М.: Наука, 1976. – С. 271-278.
37. Бугаец А.Н. Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых / А.Н. Бугаец, Л.Н. Дуденко. – Л.: Недра, 1976. – 270 с.
38. Васильев Е.П. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны / Е.П. Васильев, В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий // Доклады РАН. - 1997. – Т. 353. – № 6. – С. 785-792.
39. Вознесенский А.В. Основные данные для изучения климата Восточной Сибири съ атлосомъ / А.В. Вознесенский и В.Б. Шостаковичъ. – Иркутскъ: типо-лит. П.И. Макушина и В.М. Посохина, 1913. – 496 с.
40. Волкова М.А. Холодные углекислые воды южной части Восточного Саяна / А.М. Волкова, Н.В. Яснитская // Минеральные воды Восточной Сибири. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 134-144.
41. Вологодский Г.П. Районирование карста Южного Приангарья / Г.П. Вологодский // Труды 2-го совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. – Вып. 3. – Иркутск, 1959 – С. 92-104.
42. Вологодский Г.П. Карст Иркутского амфитеатра / Г.П. Вологодский. – М.: Наука, 1975. – 124 с.

43. Воскресенский К.П. Принципы расчета гидрографов горных рек / К.П. Воскресенский // Метеорология и гидрология. – 1947. – № 1. – С. 28-36.
44. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза / К.П. Воскресенский. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 546 с.
45. Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири / С.С. Воскресенский. – М.: МГУ, 1962. – 352 с.
46. Всеволожский В.А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур / В.А. Всеволожский. – М.: Недра, 1984. – 167 с.
47. Выркин В.Б. Рельеф и экзогенные процессы Окинской котловины (Восточный Саян) / В.Б. Выркин // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2018. – Т. 23. – С. 43-50.
48. Выркин В.Б. Геоморфологическое районирование Окинского плоскогорья (Восточный Саян) / В.Б. Выркин, Ю.А. Масютина // Известия Иркутского государственного университета. – 2017. – Т. 19 – № 13. – С. 32-47.
49. Гармаев Е.Ж. Сток рек Бурятии. / Е.Ж. Гармаев, В.М. Евстигнеев, А.В. Христофоров, Б.Б. Шайбонов. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского университета, 2000. – 189 с.
50. Гвоздецкий Н.А. Карст Приангарья и его влияние на природные процессы / Н.А. Гвоздецкий // Ученые записки МГУ. Серия географическая. – Вып. 170. – 1954. – С. 45-62.
51. Гзовский М.В. Основы тектонофизики / М.В. Гзовский. – М.: Наука, 1975. – 553 с.
52. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1000000, лист N-47 (Нижнеудинск). Объяснительная записка / И.А. Кобеляцкий, М.М. Одинцов, ред. Обручев С.В. – Л.-М.: Госгеолиздат, 1947б. – 24 с.
53. Гидрогеология СССР. Т. XIX. Иркутская область. – М.: Недра, 1968. – 495 с.
54. Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
55. Глотова Л.П. Роль подземных вод в общем стоке малых горных рек бассейна реки Колыма / Л.П. Глотова, В.Е. Глотов // Известия Самарского научного центра РАН. – 2012. – Т. 14. – С. 2321-2324.
56. Голубев В.А. Тепловые и химические характеристики гидротермальных систем Байкальской рифтовой зоны / В.А. Голубев // Советская геология. – 1982. – № 10. – С. 100-108.
57. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне / В.А. Голубев. – Новосибирск: ГЕО, 2007. – 222 с.
58. Григорьева Н.В. Гидрогеохимические исследования при обосновании разведки эксплуатационных запасов сульфидных вод Кемери / Н.В. Григорьева, С.М. Чесалов // Вопросы гидрогеологии. Закономерности формирования и оценка ресурсов подземных вод. – М., 1981. – С. 183-194.
59. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья / М.Г. Гросвальд. – М.: Наука, 1965. – 166 с.

60. Данилов В.Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые района нижнего течения р. Хойто-Ока / В.Ф. Данилов, Г.А. Тирских, Л.А. Шуберт (Отчет по работам Даадинской партии за 1970-1973 г.г.). – Иркутск, 1973. – 518 с.
61. Двинских Н.И. Программа статистического анализа полей и процессов / Н.И. Двинских // Труды Сибирского СО АН СССР. Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. – Вып. 33. – Иркутск, 1975. – С. 137-143.
62. Диденков Ю.Н. О возможности существования эндогенного источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях / Ю.Н. Диденков, В.А. Бычинский, И.С. Ломоносов // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 10. – С. 1114-1118.
63. Дислер В.Н. Кремнезем в подземной гидросфере / В.Н. Дислер // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. Доклады Всесоюзной школы-семинара. – М.: Наука, 1987. – С. 128-140.
64. Додин А.Л. Алтай-Саянская область. Геологическое строение СССР. Т. 2 (магматизм) / А.Л. Додин. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – С. 43-45.
65. Додин А.Л. Интрузивные комплексы Восточного Саяна / А.Л. Додин, В.Н. Гурьянова // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Труды ВСЕГЕИ, новая серия. – Вып. 32. – Л. [б. и.]: 1959. – С. 107-119.
66. Додин А.Л. Основные черты тектоники центральной и восточной частей Алтай-Саянской области / А.Л. Додин // Материалы по геологии Восточной Сибири. Труды ВСЕГЕИ, новая серия. – Т. 66. – Л.: Отдел научно-технической информации ВСЕГЕИ, 1961. – С. 21-32.
67. Додин А.Л. Глубинные разломы на примере Алтай-Саянской области / А.Л. Додин // Глубинные разломы. – М.: Недра, 1964. – С. 82-89.
68. Дрейпер Н. Прикладной регрессионный анализ / Н. Дрейпер, Смит Г. – М.: Статистика, 1973. – 391 с.
69. Дучков А.Л. Тепловые свойства пород и температура земной коры горных районов юга Сибири / А.Л. Дучков, Л.С. Соколов // Труды Всесоюзной научно-технической конференции «Проблемы горной теплофизики», посвященной 200-летию Ленинградского горного института. – Л.: ЛГИ, 1973. – С. 15-18.
70. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных / Дж. Дэвис. – М.: Мир, 1977. – 572 с.
71. Еремченко Г.А. Роль тектоники и вещественного состава пород в формировании подземных вод Саяно-Байкальской складчатой области / Г.А. Еремченко, В.В. Куренной, И.А. Лившиц // Материалы 4-го совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск-Владивосток: [б. и.], 1964. – С. 74-75.
72. Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири / Отв. ред. И.С. Зекцер; авт.: Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский, Б.М. Шенькман [и др.]. АН СССР. Сибирское отделение. Институт земной коры. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1976. – 125 с.

73. Зайцев И.К. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР / И.К. Зайцев, Н.И. Толстихин // Труды ВСЕГЕИ – Т. 101. – 1963. – С. 5-35.
74. Зальцберг Э.А. Статистические методы прогноза естественного режима уровня грунтовых вод / Э.А. Зальцберг. – Л.: Недра, 1976. – 219 с.
75. Замана Л.В. Естественные ресурсы подземных вод / Л.В. Замана // Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. – М.: Недра, 1970. – С. 268-277.
76. Зекцер И.С. Закономерности формирования подземного стока и научно - методические основы его изучения / И.С. Зекцер. – М.: Наука, 1977. – 172 с.
77. Зекцер И.С. Подземный сток и ресурсы пресных подземных вод. Современное состояние и перспективы использования в России / И.С. Зекцер. – М.: Научный мир, 2012. – 374 с.
78. Зеленин И.В. Методика оценки ресурсов подземных вод горных районов на примере Южной Ферганы / И.В. Зеленин. – М.: Наука, 1965. – 136 с.
79. Зеленин И.В. Оценка параметров водоносных пластов с применением математической статистики / И.В. Зеленин. – Кишинев: Штиинца, 1976а. – 244 с.
80. Зеленой А.И. Об оценке подземного стока горного Мьяо-Чана и смежных с ним районов Нижнего Приамурья / А.И. Зеленой // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – М.: Изд-во МГРИ, 1969. – № 3. – С. 124-129.
81. Зоненшайн Л.П. Тектоника смежных частей Восточного Саяна и Северной Тувы / Л.П. Зоненшайн // Труды ВАГТ. – Вып. 5. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – С. 56-70.
82. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. I. / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.П. Натапов. – М.: Недра, 1990. – 328 с.
83. Зонов Б.В. Гидрология рек бассейна Братского водохранилища / Б.В. Зонов, М.Ф. Шульгин. – М.: Наука, 1966. – 168 с.
84. Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве / А.В. Ильин // Труды НИИ «Зарубежгеология». Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. – 1971. – Вып. 22. – С. 67-73.
85. Ильин В.А. Оценка глубинных температур с помощью гидрохимических показателей / В.А. Ильин, В.И. Кононов, Б.Г. Поляк, С.В. Козловцева // Геохимия. – 1979. – № 6. – С. 888-901.
86. Ильина Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах / Н.С. Ильина // Бокситы, их минералогия и генезис. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – С. 267-281.
87. Иванилова Р.Ф. Гидрогеология предгорной части Восточного Саяна / Р.Ф. Иванилова // Третье совещание по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири и Дальнего Востока. – 1962. – Вып. 2. – С. 125-129.
88. Изучение наледей: Методическое пособие / Государственный гидрологический институт; [Сост. Б. Л. Соколовым и др.]. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 155 с.
89. Йёреског К.Г. Геологический факторный анализ / К.Г. Йёреског, Д.И. Клован, Д.И. Реймент. – Л.: Недра, 1980. – 223 с.

90. Карта подземного стока СССР (зона интенсивного водообмена). Масштаб 1:5 000 000 / Редактор Б.И. Куделин. – М.: Наука, 1965.
91. Кобеляцкий И.Я. Геологический очерк верхнего течения рек Урика и Онота / И.Я. Кобеляцкий. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. – Вып. 20. – Иркутск: Иркутское обл. изд-во, 1947. – 128 с.
92. Ковалевский В.С. Многолетние колебания уровней подземных вод и подземного стока / В.С. Ковалевский. – М.: Наука, 1976. – 270 с.
93. Ковалевский В.С. Многолетняя изменчивость ресурсов подземных вод / В.С. Ковалевский. – М.: Наука, 1983. – 205 с.
94. Кононов В.И. Проблемы выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах / В.И. Кононов, Б.Г. Поляк // Геохимия. – 1982. – № 2. – С. 165-177.
95. Кравченко В.В. Роль наледей в формировании стока рек юга Восточной Сибири / В.В. Кравченко. – Институт географии Сибирского отделения АН СССР. – Иркутск: [б. и.], 1983. – 52 с.
96. Кравченко В.В. Натурные исследования процесса образования речных наледей [в Восточном Саяне] / В.В. Кравченко // Гляциологические исследования в Сибири. – Иркутск, 1985. – С. 38-63.
97. Кравченко В.В. Роль наледей в формировании зимнего речного стока и ледяного покрова рек западной части зоны БАМа // Труды ГГИ. – Вып. 312. – Л.: ГМИ, 1986. – С. 34-84.
98. Кравченко В.В. Расчет зимнего стока рек криолитозоны на основе восстановления его гидрографа / В.В. Кравченко, А.М. Гизетдинов // Труды ГГИ. – Вып. 355. Исследование минимального стока. – Л.: ГМИ, 1991. – С. 41-60.
99. Крамбейн У. Статистические модели в геологии / У. Крамбейн, Ф. Грейбилл. – М.: Мир, 1969. – 397 с.
100. Куделин Б.И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек / Б.И. Куделин // Труды лаборатории гидрогеологических проблем. – Т. V. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. – 179 с.
101. Куделин Б.И. К методике определения подземного питания рек / Б.И. Куделин // Доклады АН СССР. – 1946. – Т. 52. – № 1.
102. Куделин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод / Б.И. Куделин. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – 343 с.
103. Курчиков А.Р. Кластеризация гидрогеохимических данных в задачах оценки прогнозных ресурсов углеводородов нефтегазоносных комплексов западной Сибири / А.Р. Курчиков, А.Г. Плавник // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 11. – С. 1218-1226.
104. Кусковский В.С. О подземном стоке рек Горного Алтая / В.С. Кусковский // Материалы Междуведомственного семинара по методике гидрометрической оценки подземного стока в реки. – Валдай, 1966. – С. 87-97.
105. Лаврушин В.Ю. Температура минеральных вод - отражение магматогенной термоаномалии в районе вулкана Казбек / В.Ю. Лаврушин, А.О. Маковозов // Вестник Владикавказского Научного Центра. – 2004. – Т. 4. – № 3. – С. 33-40.

106. Лаврушин В.Ю. Изотопно-гелиевый ареал Казбекского вулканического центра / В.Ю. Лаврушин // ДАН. – 2007. – Т. 414. – № 2. – С. 239-242.
107. Ладейщиков Н.П. О некоторых чертах климата Байкала / Ладейщиков Н.П. // Учёные записки, вып. 24, часть II, серия географическая. – Иркутск, 1967. – С. 3-21.
108. Леви К.Г. Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне / К.Г. Леви // Проблемы разломной тектоники. – Новосибирск, 1981. – С. 142-170.
109. Лисенков А.Б. Генетические связи элементов химического состава подземных вод южного Мангышлака, изучение с помощью факторного анализа / А.Б. Лисенков, В.А. Денисов // Геология и разведка. – 1977. – № 8. – С. 83-92.
110. Логачев Н.А. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н.А. Логачев. – М.: Наука, 1974. – 359 с.
111. Логинов Б.Г. Отчёт о гидрогеологических изысканиях в районе Белозиминского месторождения / Б.Г. Логинов, Л.М. Эпштейн. – ГИИЗ, Иркутск. 1963. – Фонды УГКС.
112. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны / И.С. Ломоносов. – Новосибирск: Наука, 1974. – 166 с.
113. Лоули Д. Факторный анализ как статистический метод / Д. Лоули, А. Максвелл. – М.: Мир, 1967. – 141 с.
114. Львович М.И. Опыт классификации рек СССР / М.И. Львович // Труды ГГИ. – 1938. – Вып. 6. – С. 58-104.
115. Лысак С.В. Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов / С.В. Лысак, Б.И. Писарский // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 3. – С. 45-55.
116. Малий В.А. Естественные ресурсы подземных вод зоны свободного водообмена Иркутского амфитеатра / В.А. Малий // Советская геология. – 1969. – № 4. – С. 144-151.
117. Макаренко Ф.А. О подземном питании рек / Ф.А. Макаренко // Труды лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского. – 1948. – Т. 1. – С. 67-71.
118. Макаренко Ф.А. О закономерностях подземного питания рек / Ф.А. Макаренко // ДАН СССР. – 1947. – Т. 57. – № 5. – С. 485-488.
119. Маринов Н.А. Подземные воды. / Н.А. Маринов // Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1977. – С. 635-685.
120. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. I. / Под редакцией В.Г. Ткачук и Н.И. Толстихина. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1965. – 345 с.
121. Михальчук А.А. Кластеризация наблюдений в факторном пространстве эколого-геохимических измерений снегового покрова города

Томска / А.А. Михальчук, Е.Г. Язиков // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – № 3. – С. 1-11.

122. Мельничук Н.Л. Составляющие подземного стока и методы их оценки для условий Западного Забайкалья (на примере бассейна р. Уды) / Н.Л. Мельничук // Гидрогеологические исследования восточных районов СССР и некоторых стран Азии. – Иркутск, 1983. – С. 117-125.

123. Мельничук Н.Л. Закономерности распределения ресурсов подземных вод бассейна р. Уды: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.06 / Мельничук Николай Лаврентьевич. – Иркутск, 1981. – 253 с.

124. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. Вып. 13. Бассейн Ангары. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 291 с.

125. Многомерный анализ гидрогеологических систем горноскладчатых областей / Отв. ред. И. С. Ломоносов. АН СССР. Сибирское отделение. Институт земной коры. – Новосибирск: Наука, 1986. – 109 с.

126. Налимов В.В. Теория эксперимента / В.В. Налимов. – М.: Наука, 1971. – 207 с.

127. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 6. Часть 2. Гидрологические наблюдения и работы на малых реках. – Л.: Гидрометеоздат, 1972. – 266 с.

128. Неизвестнов Я.В. Естественные ресурсы подземных вод / Я.В. Неизвестнов, М.Б. Голубовский // Гидрогеология СССР. т. XXIX. Камчатка, Курильские и Командорские острова. – М.: Недра, 1972. – С. 232-240.

129. Никитенков А.Н. Особенности формирования подземного стока северной части Кузнецкого Алатау: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.07 / Никитенков Алексей Николаевич. – Томск, 2010. – 176 с.

130. Никитенков А.Н. Речной сток и морфометрические параметры водосборов северной части Кузнецкого Алатау / А.Н. Никитенков, Е.М. Дутова // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – т. 316. – № 1. – С. 142-147.

131. Никитенков А.Н. Картографические построения и оценка морфометрических параметров водосборов горно-складчатых территорий по данным спутниковой съемки (SRTM) (на примере северной части Кузнецкого Алатау) / А.Н. Никитенков, Е.М. Дутова, Д.С. Покровский // Вестник Томского государственного архитектурно-строительного университета. – 2013. – № 1. – С. 223-231.

132. Обручев С.В. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна / С.В. Обручев // Известия Всесоюзного Географического общества. – 1946а. – № 5-6. – С. 479-497.

133. Обручев С.В. Развитие рельефа Восточного Саяна / С.В. Обручев // Труды Института географии АН СССР. – 1946б. – Вып. № 37. – С. 115-123.

134. Одинцов М.М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири / М.М. Одинцов, Н.А. Флоренсов, П.М. Хренов // Труды Восточно - Сибирского филиала АН СССР. – 1958. – Вып. 14. – С. 3-36.
135. Окунь Я. Факторный анализ / Я. Окунь. – М.: Статистика, 1974. – 200 с.
136. Олдендерфер М.С. Кластерный анализ / М.С. Олдендерфер, Р.К. Блэшфилд. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ: пер. с англ.; под редакцией И.С. Енюкова. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 215 с.
137. Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна / В.Н. Олюнин. – М.: Недра, 1965. – 128 с.
138. Орешкин И.И. Вечная мерзлота на Ботогольском гольце в Восточном Саяне / И.И. Орешкин // Землеведение. – Т. 37. – Вып. 1. – 1935. – С. 83-97.
139. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология / Ответственный редактор Е.В. Пиннекер. – Новосибирск: Наука, 1980. – 225 с.
140. Павличенко Л.М. Исследования процессов формирования гидрогеохимических условий древней дельты р. Или методом главных компонент / Л.М. Павличенко, С.М. Шапиро // Водные ресурсы. – 1982. – № 4. – С. 77-84.
141. Павловский Е.В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья / Е.В. Павловский // Известия АН СССР, сер. геол. – 1956. – № 10. – С. 3-12.
142. Пигузова В.М. Естественные ресурсы подземных вод / В.М. Пигузова, О.Н. Толстихин // Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. Якутское геологическое управление. Институт мерзлотоведения СО АН СССР. – М.: Недра, 1970. – С. 195-213.
143. Пиннекер Е.В. Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья / Е.В. Пиннекер // Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. – Иркутск, 1969. – С. 93-123.
144. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии: закономерности распространения и формирования подземных вод / Е.В. Пиннекер. – М.: Наука, 1977. – 195 с.
145. Пиннекер Е.В. Генезис подземных вод / Е.В. Пиннекер // Основы гидрогеологии. Гидрогеологическая деятельность и история воды в земных недрах. – Новосибирск, 1982. – С. 189-232.
146. Пиннекер Е.В. Методы и результаты изучения взаимодействия пород и вод в карстовых районах Восточной Сибири / Е.В. Пиннекер // Инженерная геология карста: Тезисы доклада Международного симпозиума. – Пермь, 1992. – С. 104.
147. Писарский Б.И. Гидрохимический метод оценки естественных ресурсов подземных вод зоны дренирования горных рек / Б.И. Писарский // Материалы научно-технической конференции по использованию водных ресурсов и охране их от загрязнения и истощения. – Баку, 1970. – С. 218-219.
148. Писарский Б.И. Закономерности формирования подземного стока бассейна озера Байкал / Б.И. Писарский. – Новосибирск: Наука, 1987. – 156 с.
149. Писарский Б.И. Применение гидрохимических методов для оценки взаимодействия поверхностных и подземных вод в горноскладчатых областях на примере бассейна оз. Байкал / Б.И. Писарский, А.П. Хаустов // Взаимосвязь поверхностных и подземных вод. – М.: МГУ, 1973. – С. 211-213.

150. Писарский Б.И. Применение факторного анализа для районирования горноскладчатых областей по условиям формирования подземного стока / Б.И. Писарский, А.П. Хаустов // Водные ресурсы. – 1982. – № 4. – С. 68-76.
151. Писарский Б.И. Природные факторы формирования естественных ресурсов подземных вод / Б.И. Писарский, Б.М. Шенькман // Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1976. – С. 5-11.
152. Писарский Б.И. Параметры трещиноватости и их значение при гидрогеологических исследованиях / Б.И. Писарский, С.И. Шерман // Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1967. – С. 25-29.
153. Плюснин А.М. О генезисе воды, углекислого газа и растворенных веществ в углекислых минеральных водах Восточного Саяна / А.М. Плюснин // Материалы Международной научно-практической конференции. – Улан-Удэ, 2007. – С. 58-60.
154. Плюснин А.М. Ресурсы, химический и изотопный состав азотных термальных вод Байкальского рифта / А.М. Плюснин, М.К. Чернявский, Е.Г. Перязева, И.В. Звонцов // Кайнозойский континентальный рифтогенез: материалы симпозиума, посвященного памяти Н.А. Логачева. – Иркутск, 2010. – Т. 2. – С. 32-36.
155. Подземный сток на территории СССР [Текст] / Под ред. проф. Б.И. Куделина. – М.: МГУ, 1966. – 303 с.
156. Попов О.В. Подземное питание рек / О.В. Попов. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 292 с.
157. Попов О.В. Методические рекомендации по изучению подземных вод / О.В. Попов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974, – 53 с.
158. Прокопьев Б.В. Минеральные воды курорта Аршан / Б.В. Прокопьев // Материалы по подземным водам Востока Сибири. – Иркутск, 1957. – С. 130-139.
159. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С.В. Рассказов. – Новосибирск: Наука, 1993. – 288 с.
160. Рассказов С.В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустоуна и Восточного Саяна / С.В. Рассказов // Геология и геофизика. – 1994. – № 10. – С. 67-75.
161. Рассказов С.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя / С.В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск: Наука, 2000. – 288 с.
162. Рассказов С.В. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна по изотопам Pb, Sr и Nd / С.В. Рассказов [и др.] // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 12. – С. 1065-1079.
163. Ратнер Н.С. Гидрогеологическое обоснование гидрометрических работ при изучении подземного стока / Н.С. Ратнер // Труды ГГИ. – Вып. 166. – Л.: ГМИ. 1969. – С. 71-122.
164. Ратнер Н.С. К расчету подземного притока в реки по данным единичных расходов воды / Н.С. Ратнер // Труды ГГИ. – Вып. 240. – Л.: ГМИ, 1977. – С. 55-71.

165. Региональная оценка подземного питания рек СССР / Под ред. А.И. Чеботарева и О.В. Попова. – Труды ГГИ. – Л.: ГМИ, 1968. – 175 с.
166. Рекомендации по статистическим методам анализа однородности пространственно-временных колебаний речного стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 78 с.
167. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Вып. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 594 с.
168. Ржаницын Н.Р. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети / Н.Р. Ржаницын. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 238 с.
169. Рычкова К.М. Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы / К.М. Рычкова, А.Д. Дучков, В.И. Лебедев, И.Л. Каменский // ДАН. – 2007. – Т. 417. – № 6. – С. 814-817.
170. Ряшин В.А. О провинциальном разделении Восточного Саяна / В.А. Ряшин // Доклады Института Географии Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 1965. – С. 58-64.
171. Самарина В.С. О принципах гидрогеологического районирования / В.С. Самарина, Г.И. Мартыанова, П.И. Иванов // Вестник ЛГУ, серия геологическая и географическая. – 1967. – Вып. 2 – № 12. – С. 33-43.
172. Свод правил СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. Издание официальное. – М.: Госстрой России, 2004. – 73 с.
173. Скворцов Г.Г. Гидрогеологические условия Боксонского месторождения в Восточном Саяне / Г.Г. Скворцов // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1957а. – № 15. – С. 17–30.
174. Скворцов Г.Г. Мерзлотно-гидрогеологические условия южной части Восточных Саян в связи с проблемой рудничного строительства / Г.Г. Скворцов // Материалы по подземным водам Восточной Сибири. – Иркутск, 1957б. – С. 164-171.
175. Соколов Н.И. Карст южной части Сибирской платформы / Н.И. Соколов // Региональное карстоведение. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 179-198.
176. Соловьева Г.В. Естественные ресурсы подземных вод Северо-Востока СССР и связь их с зонами новейших тектонических движений / Г.В. Соловьева // Материалы V Сессии по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск-Тюмень, 1967. – С. 217-219.
177. Соловьева Л.Н. Морфология криолитозоны Саяно-Байкальской области (на примере Бурятской АССР) / Л.Н. Соловьева. – Новосибирск: Наука, 1976. – 126 с.
178. Солоненко В.П. Вечная мерзлота и подземные воды Ботогольского гольца. // Труды Института мерзлотоведения АН СССР. – Т. IX. – Изд-во АН СССР, 1952.
179. Солоненко В.П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири / В.П. Солоненко. – Иркутск, 1960. – 88 с.

180. Соколов Б.Л. Подземное питание горных рек / Б.Л. Соколов, В.О. Саркисян. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 240 с.
181. Соколов Б.Л. Изучение наледей: Методическое пособие / ред. Б. Л. Соколов. – ГГИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 155 с.
182. Степанов В.М. Гидрогеологическая зональность в горных районах Восточной Сибири / В.М. Степанов // Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. – Вып. 1. – Иркутск, 1959. – С. 71-84.
183. Степанов В.М. Введение в структурную гидрогеологию / В.М. Степанов. – М.: Недра, 1989. – 229 с.
184. Степанов Ю.Г. Структура и динамика речного стока в горных регионах / Ю.Г. Степанов, В.Н. Федоров, А.П. Хаустов. – Новосибирск: Наука, 1987. – 116 с.
185. Сунгатуллин Р.Х. Системный подход при изучении гидросферы на промышленно-урбанизированных территориях / Р.Х. Сунгатуллин, М.И. Хазиев // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2009. – № 1. – С. 19-31
186. Толстихин О.Н. Наледи и неотектоника Северо-Восточной Якутии / О.Н. Толстихин // Советская геология. – 1966. – № 8. – С. 106-127.
187. Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды северо-востока СССР / О.Н. Толстихин. – Новосибирск: Наука, 1974. – 164 с.
188. Трофимук П.И. Прогнозная оценка запасов подземных вод для целей водоснабжения / П.И. Трофимук // Гидрогеология СССР. Т. XIX. – М.: Недра, 1968. – С. 309-323.
189. Уиллиамс У.Т. Методы иерархической классификации / У.Т. Уиллиамс, Д.Н. Ланс // Статистические методы для ЭВМ под ред. М. Б. Малютов. – М.: Наука, 1986. – С. 269-301.
190. Федотова А.А. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе / А.А. Федотова, Е.В. Хаин. – Труды Геологического института. – Вып. 537. – М.: Наука. – 2002. – 169 с.
191. Флоренсов Н.А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа / Н.А. Флоренцев // Вопросы геологии Азии. – Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 670-685.
192. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н.А. Флоренсов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.
193. Хоментовский В.В. К тектонике Восточного Саяна / В.В. Хоментовский // Известия АН СССР, сер. геол. – № 7. – 1957. – С. 3-26.
194. Харатишвили Л.А., Зедгенидзе С.Н. Методика определения коэффициентов водопроницаемости водоносных горизонтов в горноскладчатых районах без проведения специальных буровых и опытных работ // Советская геология. – № 7. – 1963.
195. Хаустов А.П. Факторная модель формирования подземного стока в бассейне оз. Байкал / А.П. Хаустов // Гидрология оз. Байкал и других водоемов. – Новосибирск, 1984а. – С. 129-138.

196. Хаустов А.П. Многомерный анализ гидрогеологических систем горноскладчатых областей / А.П. Хаустов. – Новосибирск: Наука. – 1986б. – 111 с.
197. Хортон Р.Е. Эрозионное строение рек и водосборных бассейнов / Р.Е. Хортон. – М.: Изд-во иностранной литературы, 1948. – 159 с.
198. Цыкин Р.А. Карст восточной части Алтае-Саянской складчатой области / Р.А. Цыкин, Ж.Л. Цыкина. – Новосибирск: Наука, 1978. – 104 с.
199. Черкасов А.Е. Об условиях формирования и методике оценки естественных ресурсов подземных вод на примере Западного и Восточного Саяна / А.Е. Черкасов // Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. – Иркутск, 1969. – С. 171-175.
200. Шайбонов Б.Б. Зимний сток рек Бурятии: автореферат диссертации кандидата географических наук / Б.Б. Шайбонов. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 26 с.
201. Шатский Н.С. Тектоническая карта СССР, м-б 1:5000000 / Н.С. Шатский [и др.]. – М.: Изд-во министерства геологии, АН СССР и министерства высшего образования, 1956.
202. Шенькман Б.М. Картирование подземного стока на основе зимних гидрометрических исследований / Б.М. Шенькман // Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. – Новосибирск, 1978. – С. 136-150.
203. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры / С.И. Шерман. – Новосибирск: Наука, 1977. – 101 с.
204. Щербаков А.В. Газы подземной гидросферы СССР / А.В. Щербаков, Ф.А. Макаренко, Г.Н. Смирнова // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. – М., 1971. – С. 22-28.
205. Щетников А.А. Озерный морфолитогенез в долине вулканов (Восточный Саян) / А.А. Щетников, Е.В. Безрукова, И.А. Филинов, Е.В. Иванов, Е.В. Кербер // География и природные ресурсы. – 2016. – № 3. – С. 37-48.
206. Эллис А.Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов / А.Дж. Эллис // Проблемы геохимии. – М.: Наука, 1965. – С. 167-179.
207. Ярмолюк В.В. Новейший вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К-Аг датирования / В.В. Ярмолюк [и др.] // ДАН. – 1999. – Т. 368. – № 2. – С. 244-249.
208. Cattell, R. B. "The Scree Test for the Number of Factors." *Multivariate Behavioral Research*, v.1(2), 1966. – p. 245-276.
209. CGIAR – Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI) [Электронный ресурс] // srtm.csi.cgiar.org. – URL: <http://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/> (дата обращения: 01.09.2018).
210. Fouillac C., Michard G. Sodium/litium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // *Geochemics*. – 1981. – V. 10. – P. 55-57.
211. Fournier R.O., Truesdell A.H. An empirical Na-K-Ca chemical geothermometr for natural waters // *Geochim. et Cosmochim Acta*. – 1973. – V. 37. – P. 1255-1275.
212. Hendriks M.R. *Introduction to Physical Hydrology*. – Oxford; New York: Oxford University Press, 2010 – 331 p.

213. Kharaka Y.K., Mariner R.N. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins // *Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories*. – N. Y.: Springer-Verlag, 1989. – P. 99-117.
214. Lance G.N., Willams W.T. A general theory of classification sorting strategies. 1. hierarchical systems // *Comp. J.* – 1967. – no. 9. – P. 373–380.
215. Mei Y., Anagnostou E.N. A hydrograph separation method based on information from rainfall and runoff records // *Journal of Hydrology*. 2015 – V. 523 – P. 636-649.
216. Miller M.P., Johnson, H.M., Susong D.D., Wolock D.M. A new approach for continuous estimation of baseflow using discrete water quality data: Method description and comparison with baseflow estimates from two existing approaches // *Journal of Hydrology*. 2015 – V. 522 – P. 203-210.
217. Petit C., Burov E., Tiberi C. Strength of the lithosphere and strain localisation in the Baikal rift // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. – V. 269. – P. 523-529.
218. Philip H., Cisternas A., Gvishniani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. – V.161. – P. 1- 21.
219. Pinneker E.V., Pissarsky B.I., Shvartzev S.L. *General Hydrogeology*. – Cambridge: Cambridge University Press. 1983. – 141 p.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

Рисунки

№ рисунка	Наименование рисунка	Страница
1	Обзорная карта региона (штриховка с контуром – район исследований)	13
2	Схема сети метеостанций и постов	16
3	Повторяемость ветра различных направлений по ст. Белозиминск	21
4	Годовой ход атмосферных осадков	22
5	График связи количества атмосферных осадков с высотой местности: <i>а</i> – бассейн р. Уда; <i>б</i> – бассейны рек Большая Белая и Китой; <i>в</i> – бассейн р. Ока (средняя часть); <i>г</i> – бассейн р. Ока (верховье)	23
6	Схема распределения среднеголетних атмосферных осадков на территории Восточного Саяна	25
7	Гидрографы рек Тисса и Орлик за 1985 год	28
8	Характерный гидрограф р. Ока в створе п. Сарам (восточносибирский тип)	29
9	Орографическая схема Восточного Саяна	32
10	Схема распространения сезонно- и многолетнемерзлых пород центральной части Восточного Саяна	37
11	Схема тектоники восточной части Восточного Саяна по В.П. Арсентьеву [1960]	53
12	Фрагмент обзорной схемы Тувино-Монгольского массива и его обрамления, по В.Г. Беличенко и др., 2003	54
13	Карта основных тектонических нарушений центральной части Восточного Саяна (по материалам геологических карт масштаба 1: 200 000, а также С.Г. Аржанникова и А.В. Чипизубова)	56
14	Бассейн р. Боксон (левый приток р. Ока)	59
15	Геологическая карта района Боксонского месторождения	61
16	Схематический геологический разрез по линии А – Б (по Г.Г. Скворцову)	64
17	Гидрогеологическая карта левого склона долины р. Хужиртай-Гол (по Г.Г. Скворцову)	65
18	Схематический гидрогеологический разрез по линии В – Г (по Г.Г. Скворцову)	66
19	Трансформация подземного стока в бассейнах рек Белая и Черная Зима	71
20	Фрагмент геологической карты бассейна рек Черная и Белая Зима	72
21	Карта естественных ресурсов подземных вод центральной части Восточного Саяна (I – высокогорная часть, II – склоновая часть)	76
22	Обводненные зоны разломов центральной части Восточного Саяна	91
23	Положение термальных источников в структуре позднекайнозойских лавовых полей	93
24	Схематическая геологическая карта района исследований и местоположение источников	95
25	Карта распределения модуля подземного стока в бассейнах рек Кирей и Зима	106

26	График связи модуля подземного стока с высотой бассейна для рек Кирей и Белая Зима	107
27	График связи модуля подземного стока с высотой бассейна для рек Ока, Большая Белая и Урик	107
28	Изменение величины модуля подземного стока от размеров площади водосбора	108
29	Изменение величины модуля подземного стока от количества атмосферных осадков	109
30	Зависимость модуля подземного стока от частоты потоков (S) для рек Окинского плоскогорья	111
31	Зависимость модуля подземного стока от густоты речной сети (D) для рек Окинского плоскогорья	112
32	Геологическая карта района Окинской впадины	114
33	Характер изменчивости подземного стока в зависимости от средней высоты водосбора	115
34	Схема расположения разовых гидрометрических створов в центральной части Восточного Саяна	120
35	Схема расположения разовых гидрометрических створов в бассейнах рек Кирей и Зима	121
36	Схема расположения стационарных гидрологических постов УГМС с многолетними наблюдениями за речным стоком	123
37	Карта распределения модуля подземного стока горноскладчатой части бассейна р. Ока (Восточный Саян)	126
38	Определение подземного стока р. Ока в створе п. Сарам по гидрографу речного стока за 2011-2012 г. г.	127
39	Определение подземного стока р. Орлик в створе п. Орлик по гидрографу речного стока за 2011-2012 г. г.	128
40	Гидрогеологический разрез по створу скважин (Куст 1)	131
41	Гидрогеологический разрез по створу скважин (Куст 2)	132
42	Графики расхода р. Урдо-Боксон, дебита источника «Теплый Ключ» и количества атмосферных осадков за период с 1950 по 1954 г.г. (по данным Скворцова Г.Г.)	134
43	График колебания уровня подземных вод по скважине № 63 уч. Фадеевский Гольцового редкометального месторождения за 1970 год (водоносная зона трещиноватости протерозоя)	135
44	Схема размещения гидрометрических постов УГМС на реках-аналогах Восточного Саяна (контур – исследуемая территория)	139
45	Гидрограф р. Ока – п. Сарам за 1995 год	140
46	Гидрограф р. Кирей – п. Уйгат за 1995 год	141
47	Гидрограф р. Зима – п. Зулумай за 1995 год	141
48	Нормированные разностные интегральные кривые стока рек Зима, Кирей, Урик, Ока, Орлик, Китой	142
49	Хронологический график модульных коэффициентов годового стока рек Ока, Тагна, Кирей, Зима, Орлик, Китой	143
50	Нормированные разностные интегральные кривые стока рек Зима, Кирей, Урик, Тагна	143
51	Хронологический график модульных коэффициентов годового стока рек Зима, Кирей, Урик, Тагна	145
52	Хронологический график модульных коэффициентов годового стока рек Тагна и Китой	145

53	Нормированные разностные интегральные кривые стока рек Тагна и Китой	146
54	Хронологический график модульных коэффициентов подземного стока рек Орлик, Зима, Ока	146
55	Нормированные разностные интегральные кривые подземного стока рек Ока, Орлик, Тисса	147
56	Нормированные разностные интегральные кривые речного стока рек Ока, Орлик	147
57	Совмещенный хронологический график среднегодовых расходов речного и подземного стока р. Кирей	148
58	Совмещенный хронологический график среднегодовых расходов подземного стока рек Кирей и Зима	149
59	Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов подземного стока р. Кирей	150
60	Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов речного стока р. Кирей	151
61	Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов речного стока р. Зима	152
62	Хронологический график (А) и автокорреляционная функция (Б) среднегодовых расходов подземного стока р. Зима	153
63	Кривая обеспеченности минимальных среднемесячных (к) расходов р. Зима	156
64	Районная кривая обеспеченности минимальных среднемесячных расходов (к) рек Зима, Кирей, Онот, Тойсук	156
65	Расположение гидрометрических постов в бассейнах рек Белая и Черная Зима	158
66	График связи среднемесячных зимних расходов воды рек Ока и Тисса за 1986 – 1995 г.г.	164
67	Карта подземного стока центральной части Восточного Саяна	166
68	График собственных значений общих факторов	189
69	Поверхность первого фактора и его значения	193
70	Поверхность второго фактора и его значения	194
71	Дендрограмма сходства признаков (R - кластер-анализ)	195
72	Дендрограмма кластер-анализа Q-типа для 89 речных бассейнов Восточного Саяна	199
73	Районирование центральной части Восточного Саяна по результатам кластер – анализа Q –типа	202
74	Иерархическая структура объединения объектов в классы при различных величинах меры сходства	203
75	Зависимость модуля подземного стока от высоты бассейна для притоков рек Ока и верховьев рек Большая Белая и Урик	206
76	График связи модуля подземного стока с высотой бассейна (среднее течение р. Ока)	210
77	Карта прогнозных районов центральной части Восточного Саяна	214

Таблицы

№ таблицы	Наименование таблицы	Страница
1	Расположение метеостанций в бассейнах рек Восточного Саяна и годовые нормы атмосферных осадков	16
2	Вертикальные градиенты сумм атмосферных осадков	17
3	Изменение годового количества атмосферных осадков параллельно господствующим ветрам	19
4	Годовой ход атмосферных осадков по временам года	19
5	Годовой ход атмосферных осадков по временам года в областях	21
6	Корреляционная матрица среднегодовых атмосферных осадков	27
7	Данные о подмерзлотных водах по разведочным скважинам Боксонского месторождения	63
8	Соотношение дебита источника «Теплый Ключ» № 109, расхода реки Урдо-Боксон и количества атмосферных осадков за 1950-1951 г.г. у поселка Боксон (по данным Г.Г. Скворцова)	67
9	Многолетний среднемесячный минимальный подземный сток и его изменчивость	71
10	Расходы рек Зима, Белая Зима, Черная Зима и приточность между створами	73
11	Распределение естественных ресурсов подземных вод по основным водоносным зонам	75
12	Естественные ресурсы подземных вод высокогорной части	78
13	Естественные ресурсы подземных вод склоновой части	79
14	Прогнозные температуры глубинных вод по кремниевому, катионному и Na-Li геотермометрам для минеральных источников Окинской гидротермальной системы	96
15	Величины теплового потока и содержание гелия в минеральных источниках Окинской гидротермальной системы	99
16	Дебит (глубинный сток) термальных и субтермальных источников (по Борисенко И.М.) и их тепловая мощность	103
17	Корреляционная матрица признаков формирования подземного стока	104
18	Методы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод	117
19	Сравнительные результаты оценки подземного стока по гидрографам рек-аналогов	123
20	Фильтрационные параметры аллювиального водоносного горизонта в долине р. Черная Зима	133
21	Расход подруслового потока в долине р. Черная Зима	133
22	Данные режимных наблюдений за минимальным дебитом воды (л/с) в устьевой части штолен за 1975 год (Гольцовое редкометальное месторождение)	135
23	Коэффициенты истощения $\alpha_{ср.}$ зимнего стока рек-аналогов	136
24	Доля наледного стока в подземном питании горных рек и рек – аналогов за многолетний период	137
25	Значения модульных коэффициентов (k) и соответствующей им обеспеченности (%) речного и подземного стока за 1988 - 1990 годы	144

26	Коэффициенты парной корреляции (r) между значениями годовых расходов подземного стока по речным бассейнам (в числителе - r , в знаменателе – период совместных наблюдений)	154
27	Минимальный среднемесячный расход подземных вод в бассейне р. Зима	157
28	Исходные данные, характеристики корреляционной связи и уравнения регрессии между среднемесячными значениями подземного стока реки-аналога (Зима - Зулумай) и приводимых рядов	158
29	Расходы рек, вычисленные по уравнению регрессии	161
30	Сравнительная оценка результатов приведения разового расхода к среднемноголетнему по рекам – аналогам	162
31	Результаты расчета параметров распределения и парного коэффициента корреляции по среднегодовым расходам воды (1986-2015 г.г.) для рек Ока и Орлик	163
32	Расчет среднемноголетнего и многолетнего минимального месячного подземного стока по данным меженных гидрометрических съемок за 1988-1990 г.г.	167
33	Расчет среднемноголетнего подземного стока рек бассейна р. Ока	171
34	Данные по подземному стоку для рек центральной части Восточного Саяна	173
35	Матрица исходных признаков для водосборов рек центральной части Восточного Саяна	183
36	Матрица факторных нагрузок после вращения	189
37	Результаты кластерного анализа по методу k -средних для двух кластеров	204
38	Результаты кластерного анализа по методу k -средних для девяти кластеров	204
39	Прогнозные значения модуля подземного стока для верхней части бассейнов рек Ока, Большая Белая, Урик	207
40	Результаты регрессионного анализа для бассейнов рек первого подкласса первого класса	208
41	Прогнозные значения модуля подземного стока для бассейнов рек первого подкласса первого класса	208
42	Прогнозные значения модуля подземного стока для бассейнов рек второго подкласса первого класса	209
43	Результаты регрессионного анализа для бассейнов рек первого подкласса второго класса	211
44	Прогнозные значения модуля подземного стока для бассейнов рек первого подкласса второго класса	212
45	Результаты регрессионного анализа для бассейнов рек второго подкласса второго класса	213
46	Прогнозные значения модуля подземного стока для бассейнов рек первого подкласса второго класса	215
47	Уравнения множественной регрессии для прогнозных районов Восточного Саяна	216