

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

На правах рукописи

Кузьмина Елена Александровна

**ВЗАИМОСВЯЗЬ АЗОТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И РАЗЛОМНОЙ
ТЕКТОНИКИ БАРГУЗИНО-БАУНТОВСКОЙ ВЕТВИ ВПАДИН
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ**

Специальность – 1.6.6. Гидрогеология

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

Научный руководитель:
к. г.-м.н. Бычинский Валерий Алексеевич

Иркутск – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ.....	9
ГЛАВА 1. ОБЗОР ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕГИОНА.....	12
ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	25
2.1. Природные условия.....	27
2.2. Геологическое строение и геодинамическая эволюция	30
2.2.1. Докайнозойская эволюция региона.....	31
2.2.2. Основные неотектонические структуры.....	33
2.2.3. Активные разломы	37
2.2.4. Вулканизм	39
2.3. Сейсмичность	41
2.4. Глубинные источники формирования неотектонической структуры.....	43
ГЛАВА 3. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР.....	50
3.1. Структурно-гидрогеологическое районирование	50
3.2. Гидрогеологические бассейны.....	52
3.3. Гидрогеологические массивы	60
3.4. Обводнённые разломы.....	66
ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД	73
4.1. Гидрогеологические модели	74
4.2. Соотношение азотных термальных водопроявлений и плотности активных разломов	75
4.3. Соотношение распределений азотных термальных вод и сейсмичности по плотности активных разломов	84
4.4. Физико-химическое моделирование	98
4.5. Условия формирования состава азотных термальных вод	124
4.6. Взаимосвязи разломной тектоники и формирования азотных термальных вод в условиях рифтогенеза	131
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	139
ЛИТЕРАТУРА.....	142
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	182

ВВЕДЕНИЕ

Район, объект и предмет исследований. Баргузино-Баунтовская ветвь впадин находится в пределах Баргузино-Витимского сводового поднятия, часть которого располагается в пределах Байкальской рифтовой системы (БРС) и характеризуется повышенными значениями теплового потока, наличием активных разломов и термальных источников. Термальные источники – это одно из проявлений современных геодинамических процессов и их изучение позволяет судить об эволюции более глубоких слоев земной коры, а также слоев верхней мантии (от границы Мохо до кровли астеносферы и астеносферы).

В работе объектами исследования являются азотные термальные источники, активные разломы и рои землетрясений Баргузино-Баунтовской ветви впадин. Предмет исследования – закономерности влияния сейсмически активной разломной тектоники на пространственное распределение, количество, температуру и химический состав выходов современных гидротерм.

Актуальность данной работы. Баргузино-Баунтовская ветвь впадин представляет интерес для изучения, так как к ней приурочено большое количество современных гидротерм, связанных с процессами рифтогенеза [Зорин, Турутанов, 2004; Лысак, 2002; Petit, Déverchère, 2006].

Актуальность данной работы определяется необходимостью выявить вероятную связь параметров разломной тектоники с количеством, температурой и химическим составом термальных источников, а также сейсмическим процессом, и оценить эту связь на количественном уровне. Изучение статистической связи между плотностью активных разломов, сейсмичностью и количественными и физико-химическими параметрами термальных источников позволяет получить новые данные о процессах, происходящих в литосфере, и открывает дополнительные возможности для прогнозирования новых проявлений термальных источников как бальнеологических ресурсов и как индикаторов скрытого оруденения.

В работе уделяется особое внимание районам с аномально высокой плотностью активных разломов. Под активными разломами, согласно определению А.А. Никонова [Никонов, 1995], понимаются тектонические нарушения геологических тел с признаками смещений на величину не менее 0.5–1.0 м в течение последних сотен тысяч лет. Ранее плотность активных разломов, как всех, так и активных, для территории БРС и отдельных ее частей, определялась в работах [Шерман, 1977, 2014; Геология и сейсмичность..., 1984б; Лобацкая, 1987; Лухнёва, 1999; Леви и др., 1999; Шерман и др., 2007аб]. Взаимосвязь

разломной тектоники и термальных источников, а также приуроченность локализации выходов подземных вод к местам пересечения разломных структур для БРС освещалась в публикациях [Геология и сейсмичность..., 1984а; Кустов, Лысак, 2000; Лысак, 2002; Шабынин и др., 2002; Плюснин, Чернявский, 2006; Плюснин и др., 2013]. Однако, количественной оценки связи плотности активных разломов с количеством и температурой гидротерм ранее не проводилось. В данной работе плотность активных разломов рассчитана для разных географических масштабов, что позволяет оценить связь тектонических нарушений, гидротермальных проявлений и сейсмичности на разных уровнях детализации.

Существует мнение, что следствием флюидных воздействий являются рои землетрясений, то есть за движущимся флюидом идёт фронт разрушения, который, возможно, вызывает эти роевые события [Parotidis et al., 2003]. Во многих работах отмечается взаимовлияние факторов разломной тектоники, сейсмичности и режима подземных вод. Несмотря на это, для данного региона не проводились статистические расчеты, позволяющие количественно оценить статистическую связь роевых событий и гидротерм, вероятно оказывающих влияние на релаксационные свойства среды. Гипотеза возникновения роёв землетрясений в зонах с высокой степенью нарушенности разломами за счёт релаксации остаточных напряжений с участием флюидов впервые предложена в работе [Солоненко, Солоненко, 1987]. С целью выяснения степени взаимосвязи сейсмических событий и термальных проявлений в районах с сильной и небольшой плотностью разломов автором работы на примере БРС рассмотрены роевые события, большое скопление которых отмечается в северо-восточной части БРС, в совокупности с плотностью активных разломов и выходами термальных вод.

Также одним из путей изучения условий формирования современных гидротерм является реконструкция их химического состава с использованием физико-химического моделирования (ФХМ). Выявление закономерностей образования термальных источников позволяет уточнить генезис присутствующих в них химических элементов, что необходимо для понимания механизмов взаимодействия слоев земной коры и верхней мантии (процессы дегазации астеносферы и передача тектонических напряжений по упруго-пластичному механизму (stress transfer)). ФХМ активно развивается с середины прошлого столетия, помогая воссоздать обстановку формирования химического состава термальной воды, и посмотреть, как протекает тот или иной процесс в системе вода-порода. Вклад в это направление внесли: Д.С. Коржинский [Коржинский, 1957, 1969], Г.Л. Пospelov [Пospelov, 1962аб; Пospelov, 1971], Г. Хельгесон [Хельгесон, 1967; Helgeson, 1968], И.К. Карпов [Карпов, 1971, 1977, 1981], А.А. Маракушев [Маракушев, 1974], Y. Shimazu [Shimazu, 1967ab], С.Р. Крайнов [Крайнов и др., 2004], Б.Н. Рыженко [Рыженко и др., 1981],

В.А. Бычинский [Бычинский и др., 2003, 2004; Бычинский, Коновалова, 2008], Ю.Н. Диденков [Диденков и др., 2003аб, 2004бв], С.Х. Павлов, К.В. Чудненко [Павлов, Чудненко, 2013], Е.П. Шевко [Шевко, 2018], В.А. Алексеев [Алексеев и др., 2005], С.Л. Шварцев [Шварцев и др., 2007], В.Н. Шарапов [Шарапов и др., 2012], М.В. Мищенко [Мищенко, 2013], О.Е. Лепокурова [Лепокурова и др., 2020].

В публикации [Данилова, 2010] представлены результаты ФХМ состава гидротерм района Северо-Муйского тоннеля. В связи с тем, что ФХМ химического состава термальных источников Баргузино-Баунтовской ветви впадин не проводилось, автором диссертации проведено ФХМ состава термальных источников исследуемой территории для решения до сих пор открытого вопроса о формировании состава этих терм.

Цель работы – выявить закономерности формирования азотных термальных вод Баргузино-Баунтовской ветви впадин БРС.

Задачи исследований: 1) оценить пространственную связь количества современных гидротерм и их температуры со степенью нарушенности земной коры активными разломами для БРС и Баргузино-Баунтовской ветви впадин; 2) выявить закономерности пространственной взаимосвязи термальных вод и разломной тектоники с сейсмичностью в пределах Баргузино-Баунтовской ветви впадин; 3) с помощью ФХМ определить роль активных разломов в процессе поступления химических элементов в воду термальных источников Баргузинской впадины.

Научная новизна. Впервые для региона выявлены закономерности взаимосвязи состава и температуры термальных вод, тектонических и сейсмических процессов. Установлена положительная корреляция между плотностью активных разломов и количеством современных гидротерм и отрицательная – между плотностью активных разломов и температурой термальных вод. Максимальное количество роев землетрясений и термальных источников с высокой и средней температурой отмечается на плотности активных разломов выше среднего значения, но не максимальной.

Для данной территории существует дискуссионный вопрос, касающийся глубины источника поступления химических элементов. С помощью ФХМ получены новые данные в пользу мантийного генезиса химических элементов, а также обоснована роль активных разломов в этом процессе в качестве подводящих каналов для поступления некоторых химических элементов из слоев верхней мантии.

Защищаемые положения: 1) количество выходов современных гидротерм и их температура зависят от степени раздробленности земной коры активными разломами. Зонам пониженной плотности активных разломов свойственны редкие более горячие выходы термальных вод, а повышенной плотности – большее количество менее горячих выходов

гидротерм; 2) максимальное количество роев землетрясений и термальных источников района Баргузино-Баунтовской ветви впадин приурочено к зонам повышенной нарушенности земной коры активными разломами, характерным для границ консолидированных блоков земной коры; 3) исследование состава растворов, формирующихся в процессе физико-химических взаимодействий воды с породами кислого и основного состава показало, что содержание в термах установленных количеств серы, хлора и фтора не может обеспечиваться водовмещающими породами, а предполагает дополнительный источник их привноса из астеносферы по глубоким разломам.

Практическая значимость работы. Полученный цифровой материал может служить фактической основой в исследованиях с применением геоинформационных технологий (в геомоделировании).

Выделение участков повышенной плотности активных разломов с выходами современных гидротерм, соответствующих зонам активных глубоких разломов, разграничивающих блоки земной коры, позволяет определять места вероятного возникновения роев землетрясений.

Подготовленные физико-химические модели могут применяться для исследования вод других термальных источников, в том числе, гидротерм других территорий, с целью уточнения состава нижней коры, верхней мантии и выявления закономерностей в процессах взаимодействия различных слоев литосферы с участием флюидов.

В поисковой геологии (например, при установлении генезиса химических элементов в подземных водах районов рудных месторождений) применение может найти моделирование процесса преобразования минеральных фаз в системе «вода – горные породы», исходя из предполагаемых сценариев взаимодействия или смешения, при известном химическом составе поступающего раствора и характере изменения его состава.

Фактический материал. Плотность активных разломов БРС рассчитана с использованием электронной карты активных разломов [Лунина, 2016]. Данные о географическом расположении термальных источников и их характеристиках приводятся из специализированной литературы, в частности по [Ткачук и др., 1957; Минеральные воды..., 1962]. В диссертации использованы данные о величинах теплового потока БРС [Лысак, 1988, 2002; Голубев, 2007] и геотермического градиента [Лысак, 2002].

В полевых условиях на месте отбора проб воды проводились измерения показателя кислотно-щелочных свойств воды (рН) и температуры воды (t). Содержание макроэлементов в воде определяли классическими химическими методами, а концентрации микроэлементов – методом ICP MS в институте геохимии СО РАН. Во время отбора проб воды для анализа на макроэлементы воду отбирали в пластиковые бутылки объемом 1 л, а для анализа на

микроэлементы шприцом забирали 10 мл воды в пробирку, пропуская ее через мембранные фильтры с диаметром пор 0.2 мкм для отделения взвеси микрочастиц.

Данные по гидрогеологическим разрезам были получены из фондовых материалов Бурятского филиала ФБУ «ТФГИ по Сибирскому федеральному округу», кроме того, использованы материалы из научного отчета [Сащенко, 2013], монографической научной литературы.

Личный вклад автора. Автором осуществлен сбор и анализ фактических материалов во время полевых работ в Баргузинской впадине, анализ взаимосвязи активной тектоники и термальных источников рассматриваемого района, физико-химическое моделирование процесса формирования химического состава термальной воды при участии осадочных, магматических пород (гранитов, базитов) и дополнительного источника поступления серы, хлора, фтора. Составлена база данных, зарегистрированная в системе CrossRef [Kuzmina, 2022], содержащая информацию о термальных источниках с их координатами, включая абсолютные отметки высот, тип воды, минерализацию воды, температуру воды, дебит, рН, химический состав воды, дату обследования термальных вод и литературные источники.

Достоверность полученных результатов обеспечивается полевыми материалами, результатами статистического анализа и физико-химического моделирования состава воды.

Апробация работы. Основные результаты докладывались на следующих молодежных, международных, Всероссийских конференциях, совещаниях: Третья Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле, г. Новосибирск, 2006; XXII Всероссийская молодежная конференция, г. Иркутск, 2007; Девятая Уральская молодежная научная школа по геофизике, г. Екатеринбург, 2008; Всероссийская научно-техническая конференция «Геонауки», посвященной 110-летию со дня рождения профессора С.А. Вахромеева и 75-летию со дня рождения профессора Г.С. Вахромеева, г. Иркутск, 2009; XXIV Всероссийская молодежная конференция, г. Иркутск, 2011; Всероссийская научная конференция с международным участием, посвященная 100-летию С.Н. Иванова, г. Екатеринбург, 2011; Всероссийское совещание и молодежная школа по современной геодинамике, г. Иркутск, 2012; XXV Всероссийская молодежная конференция, г. Иркутск, 2013; IAN Central European Groundwater Conference, Szeged (Hungary), 2013; Всероссийская научно-практическая конференция, г. Москва, 2013; National Meeting on Hydrogeology. Flowpath 2014. IAN Italian Chapter, Viterbo (Italy), 2014; Совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», г. Иркутск, 2014; XXVI Всероссийская молодежная конференция, г. Иркутск, 2015; XXVII Всероссийская молодежная конференция с участием исследователей из других стран, г. Иркутск, 2017.

Публикации. По теме диссертации опубликованы 23 работы, в том числе 5 статей в рецензируемых журналах. Материалы диссертационной работы были представлены на 17 Международных и Всероссийских научно-технических конференциях и совещаниях.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, постановки проблемы, четырех глав, заключения, литературы, приложения общим объемом 230 страниц печатного текста, включая 18 таблиц, 49 иллюстраций, из которых в приложении содержится 5 таблиц и 3 иллюстрации.

Благодарности. Автор выражает благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н., с.н.с. лаб. геохимии окружающей среды и физико-химического моделирования ФГБУН ИГХ СО РАН им. А.П. Виноградова, доц. каф. геологии нефти и газа геологического факультета ФГБОУ ВО ИГУ В.А. Бычинскому. За проведение анализов с помощью гидрохимического и ИСР методов автор благодарит: сотрудника центра коллективного пользования «ОЦКП Ультрамикро-анализ» ФГБУН ЛИН СО РАН Е.Н. Водневу, сотрудников аналитического отдела ФГБУН ИГХ СО РАН: С.Е. Чернигову, М.И. Арсенюк, Н.Д. Судакову, П.Т. Долгих, Л.Д. Андрулайтис, Н.Н. Пахомову, Л.Н. Матвееву, Е.В. Смирнову, О.В. Зарубину, И.Н. Мысовскую. За консультации автор благодарит к.г.-м.н., доцента Ю.Н. Диденкова и в.и. лаб. гидрогеологии ФГБУН ИЗК СО РАН Л.А. Дурбан, а также сотрудников лаб. современной геодинамики ФГБУН ИЗК СО РАН: к.г.-м.н., зав. лаб. В.А. Санькова, к.г.-м.н., н.с. А.В. Новопащину, к.г.-м.н., с.н.с. Я.Б. Радзиминовича, к.г.-м.н., н.с. О.Ф. Лухневу. Особая благодарность выражается за большое внимание к работе и помощи на финальном этапе ее выполнения сотруднику лаб. гидрогеологии ФГБУН ИЗК СО РАН к.г.-м.н., с.н.с. С.Х. Павлову. Также автор выражает искреннюю благодарность всем, кто верил в него.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Земная кора представляет собой открытую систему в отношении проникновения поверхностных вод, а также выхода на поверхность подземных вод. В современных геодинамических процессах с участием активных разломов вода играет немаловажную роль в формировании тектонических структур земной коры. Проникая в трещины, вода снижает прочность пород и коэффициент межблокового трения, одновременно являясь триггером землетрясений в широком диапазоне энергий и способствуя релаксации напряжений в области очага [Псахье и др., 2004]. Активные разломы, контролирующие выходы термальных вод, выступают как один из структурных факторов локализации гидротерм в верхних горизонтах земной коры или на ее поверхности. Степень раздробленности земной коры и глубина проникновения активных разломов, наряду с температурой и давлением, являются одними из основных факторов формирования состава подземных вод. Высокая проницаемость пород обеспечивает циркуляцию термальных вод, а тепловой поток способствует увеличению ее скорости [Байкал: природа и люди. . ., 2008].

Общепринято, что термальные источники – это гидротермы, вышедшие из глубин Земли на ее поверхность и имеющие температуру выше человеческого тела. Преобладающим типом термальных вод, как по всей БРС, так и в частности в пределах исследуемого региона, являются азотные термы. Они формируются в структурах областей новейшей тектонической активизации, характеризующихся наличием крупных разрывных дислокаций и погружением отдельных блоков.

Актуальность данной работы определяется возможностью выявить вероятную связь параметров разломной тектоники с количеством, температурой и химическим составом термальных источников, а также сейсмическим процессом и оценить эту связь на количественном уровне. Выявленные закономерности условий формирования термальных источников позволяют также рассматривать выходы термальных вод с практических позиций, так как гидротермы могут являться индикаторами скрытого оруденения и оцениваться как бальнеологические ресурсы.

В работе уделяется особое внимание районам с аномально высокой плотностью активных разломов. Ранее плотность активных разломов, как всех, так и активных, для территории БРС и отдельных ее частей, определялась в работах [Шерман, 1977, 2014; Геология и сейсмичность. . ., 1984б; Лобакская, 1987; Лухнёва, 1999; Леви и др., 1999; Шерман и др., 2007аб]. Взаимосвязь разломной тектоники и термальных источников, а также приуроченность локализации выходов подземных вод к местам пересечения разломных структур для БРС освещалась в публикациях [Геология и сейсмичность. . ., 1984а; Кустов, Лысак, 2000; Лысак, 2002; Шабынин и др., 2002; Плюснин, Чернявский, 2006; Плюснин и др., 2013]. Однако количественной оценки плотности активных разломов с количеством и температурой гидротерм ранее не проводилось. В данной работе, плотность активных разломов рассчитана для разных географических масштабов, что позволяет оценить связь тектонических

нарушений, гидротермальных проявлений и сейсмичности на разных уровнях детализации.

В зонах активных разломов, обрамляющих впадины БРС, создаются благоприятные условия для проникновения атмосферных осадков до глубин земной коры. Общепринятая концептуальная модель происхождения гидротермального источника подразумевает просачивание атмосферных вод в зоне свободного водообмена до границы кристаллического фундамента, где происходит нагревание воды и обогащение ее химическими элементами. Существует также мнение, что глубокие разломы секут фундамент до границы Мохо (верхней мантии), откуда в верхние слои возможен привнос элементов (с глубинными газами, образующимися при дегидратации и дегазации верхней мантии). Термальные источники на глубине их формирования могут смешиваться с поступающими с нижних слоев флюидами, что может дополнять химический и частично газовый состав азотных терм [Байкал: природа и люди..., 2008; Киссин, 2009]. Проникновение глубинных разломов до границы верхней мантии подтверждается данными о глубинах гипоцентров землетрясений, фиксируемых на глубине 35–40 км [Petit, Déverchère, 2006; Радзиминович, 2010].

Во многих работах отмечается взаимовлияние факторов разломной тектоники, сейсмичности и режима подземных вод. Движение флюидов по разломам или, иными словами, их миграция из нижней коры и верхней мантии в ослабленную зону дробления с наименьшим фильтрационным сопротивлением, влияет на сейсмический режим [Каракин и др., 2003], стимулируя и определяя вариации сейсмической активности [Becken et al., 2011; Novopashina, Likhneva, 2020, 2021], а также выступает дополнительным важным фактором разупрочнения геологической среды [Псахье и др., 2004; Ребецкий, 2007]. В то же время и сейсмичность является геодинамическим фактором воздействия на режим подземных вод за счет изменения напряженно-деформированного состояния водонасыщенных горных пород [Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2012]. В данной работе сейсмический режим и гидротермальная активность рассматриваются как части одной геодинамической системы, проявляющей себя в миграциях сейсмической активности.

С целью сравнения выделенных участков повышенной плотности разломов, различающихся по степени сейсмической активности, был проведен анализ химического состава воды. Установление природы фтора, хлора, серы в термальных источниках может подтвердить или опровергнуть подток разогретого мантийного вещества под исследуемым сводовым поднятием, а также определить роль разломов в качестве подводящего канала, обеспечивающего поступления в воду химических элементов из разогретого мантийного вещества. В зоны активных разломов возможно проникновение магматических эксгаляций, с которыми может быть связан привнос фтора, хлора, серы в воду термальных источников. Лабораторные опыты по выщелачиванию фтора, проведенные И.С. Ломоносовым с коллегами [Ломоносов и др., 1974], показали, что в термальных источниках фтор-иона (F^-) на 1–2 порядка больше, чем в опытных образцах даже при участии в опытах сульфат-иона (SO_4^{2-}), способствующего выщелачиванию фтора по причине увеличения общей ионной силы раствора.

Высокое содержание F, Cl, S в воде рассматриваемых гидротерм может быть объяснено дополнительными источниками поступления. Условия выщелачивания в экспериментах И.С. Ломоносова отличались от природных, в то время как в физико-химических моделях температура, давление и химический состав воды более близки к реальным. Современная гидрогеохимия получила новый импульс в развитии благодаря новому подходу, основанному на модельных построениях.

Теоретические модели сохраняют своё приоритетное значение благодаря тому, что основаны на фундаментальных эмпирических обобщениях. ФХМ сложнейших явлений от протопланетной дифференциации до магматизма активно развивается с середины прошлого столетия, помогая воссоздать обстановку и посмотреть как протекает тот или иной процесс в системе. Большой вклад в это направление внесли: Г.Л. Поспелов [Поспелов, 1962*а*б], Д.С. Коржинский [Коржинский, 1957, 1969], Г. Хельгесон [Хельгесон, 1967; Helgeson, 1968], И.К. Карпов [Карпов, 1971, 1977, 1981], А.А. Маракушев [Маракушев, 1974], Y. Shimazu [Shimazu, 1967].

Впервые идеи взаимодействия вода – порода – газ были сформулированы В.И. Вернадским [Вернадский, 2003]. Впоследствии это направление развивалось российскими и зарубежными учеными: Р.М. Гаррелс [Garrels, 1960; Гаррелс, 1962; Garrels, Christ, 1965; Гаррелс, Крайст, 1968], А.М. Овчинников [Овчинников, 1970], И.К. Карпов [Карпов, 1981], А.И. Перельман [Перельман, 1982, 1989], В.А. Кирюхин [Кирюхин и др., 1993], С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко [Крайнов, Рыженко, 1997], А.И. Перельман, Н.С. Касимов [Перельман, Касимов, 1999], Б.Н. Рыженко, С.Р. Крайнов [Рыженко, Крайнов, 2003], С.Л. Шварцев [Шварцев и др., 1982; Шварцев, 1998], О.Е. Лепокурова [Лепокурова, 2018]. В многочисленных научных трудах представлены корректные физико-химические модели природных систем, учитывающие частично равновесные и метастабильные процессы растворения, отложения, кристаллизации.

В данной работе с помощью ФХМ при использовании программного комплекса (ПК) «Селектор» предпринята попытка установления источника поступления химических элементов в гидротермы Баргузино-Баунтовской ветви впадин на примере Алгинского, Аллинского, Сеюйского и Умхейского термальных источников. По химическому составу рассматриваемые выходы современных гидротерм характеризуются гидрокарбонатным, гидрокарбонатно-сульфатным натриевым составом, за исключением Алгинского термального источника с преобладающим сульфатным кальциево-натриевым составом.

Результаты ФХМ позволяют установить, обеспечиваются ли содержания элементов (фтора, хлора, серы) выщелачиванием горных пород (гранитами, базитами, осадочными породами) или их повышенное содержание в современных гидротермах связано с источником, таким как магматический флюид (в модели без дополнительного источника реальные и расчетные содержания компонентов различаются на 1–2 порядка, а в модели с использованием флюида реальные и расчетные содержания этих компонентов разнятся в сотых моль/л).

ГЛАВА 1. ОБЗОР ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕГИОНА

Структурно-гидрогеологические исследования

Подземные воды, находящиеся в постоянном движении, создают в геологическом пространстве тела различной формы и размера или по-другому, резервуары, скопления, бассейны, массивы воды и т.п. В связи с этим появилась необходимость в выделении пространственных форм залегания подземных вод в различных геологических структурах, которая выразилась в возникновении структурно-гидрогеологических исследований территории, базирующихся на знаниях структурной гидрогеологии, рассматривающей гидрогеологические структуры (гидрогеологические массивы, бассейны и обводнённые разломы), коллекторские свойства горных пород и условия распространения подземных вод в пределах этих структур. Большой вклад в изучение этого вопроса внесли работы: Г. Гефер, А.Н. Семихатова [Гефер, Семихатов, 1925], М.М. Васильевского [Васильевский, 1938, 1940; Васильевский и др., 1939а^б], И.К. Зайцева [Зайцев, 1945], И.К. Зайцева, Н.И. Толстихина [Зайцев, Толстихин, 1963, 1971], Г.Н. Каменского [Каменский, 1955; Каменский, Приклонский, 1957], А.М. Овчинникова [Овчинников, 1960], Е.В. Пиннекера [Пиннекер, 1966], Н.К. Игнатовича [Игнатович, 1950], Н.А. Маринова [Маринов, 1962], В.М. Степанова [Степанов, 1989], К.П. Караванова [Караванов, 1977], В.А. Кирюхина [Кирюхин и др., 1988].

Г.Н. Каменский, М.М. Толстихина и Н.И. Толстихин [Каменский и др., 1959] выделили два основных типа гидродинамических структур – артезианские бассейны и гидрогеологические массивы. Позднее к этому списку В.А. Кирюхин и Н.И. Толстихин [Кирюхин, Толстихин, 1987] добавили вулканогенные бассейны, а В.М. Степанов [Степанов, 1988, 1989] и обводненные разломы, как один из основных типов гидрогеологических структур, специфические особенности которых требуют особого изучения при решении вопросов, связанных с народным хозяйством.

Поскольку гидрогеологическая структура это геологическое тело, содержащее в себе подземную воду, то и при её изучении необходимы знания геологии, тектоники, структурной геологии, гидрогеологии, гидрогеохимии [Степанов, 1989].

В последние годы Ю.Н. Диденковым [Диденков, 1998, 2003] проводятся работы по изучению структурно-гидрогеологических условий БРС. Было установлено, что наиболее крупные скопления подземных вод наблюдаются в обводненных разломах и бассейнах [Диденков и др., 2006^б].

К числу наиболее значимых работ, посвященных структурному описанию как БРС в целом, так и Баргузинской, Баунтовской и Ципиканской впадин, а также рассмотрению закономерностей формирования подземных вод в них, относятся монографии: «Мерзлотно-

гидрогеологические и мелиоративные условия Баргузинской впадины» [Замана, 1988], «Гидрогеология СССР. Том XXII. Бурятская АССР» [Гидрогеология СССР..., 1970], «Подземные воды межгорных впадин Забайкалья» [Ясько, 1982].

Результаты гидрогеологических исследований по Сибири и Дальнему Востоку докладывались на многочисленных конференциях и совещаниях [Афанасьев, 1956, 1958; Материалы..., 1957, 1958; Труды..., 1961; Астраханцев, 1962; Проблемы гидрогеологии, 1962; Региональная гидрогеология..., 1962; Брезгунов и др., 1967; Материалы пятого Совещания..., 1967; Пиннекер, 1967; Соيفер, 1967; Формирование и геохимия..., 1967; Пиннекер, 1971; Гидрогеология и инженерная геология..., 1973; Очерки..., 1973; Вопросы гидрогеологии..., 1974].

Формирование химического состава термальных вод

Вопросы геохимии и формирования подземных вод БРС освещались в гидрогеологической литературе: М.Г. Курловым [Курлов, 1928], С.А. Арцыбышевым [Арцыбышев, 1930], М.П. Михайловым и В.Н. Жинкиным [Михайлов, Жинкин, 1932], А.Г. Франк-Каменецким [Франк-Каменецкий, 1934], Н.И. Толстихиным [Толстихин, 1934, 1935а, 1935б], Б.Н. Форш [Форш, 1935а, 1935б, 1937], [Минеральные воды..., 1961, 1962], Г.М. Шпейзер [Шпейзер и др., 1969], Г.М. Шпейзер [Шпейзер, 1977], В.М. Степановым [Степанов, 1973], А.А. Дзюба [Региональная гидрогеология..., 1978], И.С. Ломоносовым [Ломоносов и др., 1977а, 1977б, 1977в], В.Г. Ткачук с соавторами [Ткачук и др., 1957, 1962], Л.В. Замана, И.М. Борисенко [Замана, Борисенко, 1979], Е.В. Пиннекером [Пиннекер и др., 1968], Ю.К. Васильевой, Г.М. Гановичевой [Васильева, Гановичева, 1976], Б.И. Писарским [Писарский, 1971], Л.Л. Богдановой [Богданова, 1971], А.А. Адушиновым [Адушинов, 1976]. Микроэлементный состав в подземных водах БРС рассматривали Н.А. Власов [Власов, 1981], Н.Н. Гончарова [Гончарова, 1977], Н.В. Бехтерева [Бехтерева, 1970], И.С. Ломоносов [Ломоносов, 1967].

Изучая процесс формирования химического состава термальных вод, одни исследователи отмечают равновесно-неравновесное взаимодействие вода – порода [Шварцев, 1975; Плюснин и др., 2013; Токаренко, 2013; Токаренко, Зиппа, 2015; Токаренко и др., 2015; Шварцев и др., 2015б]. По их мнению, система вода – порода на определенном этапе взаимодействия достигает такого момента, когда состав раствора почти не меняется, но все же растворение и осаждение минералов продолжается, а также не останавливается процесс дифференциации элементов и образуются новые гидрогенно-минеральные комплексы. Таким образом, приведенные данные показывают, что химический состав азотных терм формируется за счет продолжительного взаимодействия воды с горными породами.

Другие исследователи [Иванов, 1955; Посохов, 1955; Овчинников, 1961; Басков,

Климов, 1963] придерживаются инфильтрационной гипотезы формирования химического состава гидротерм. В.А. Албагачиева, занимаясь проблемой генезиса, как термальных источников, так и их химического состава, частично показала в своей работе [Албагачиева, 1958] инфильтрационное происхождение самих гидротерм в открытых и полужакрытых структурах, одновременно указав, что формирование химического состава термальных вод в открытых структурах происходит вследствие процессов выщелачивания. Воды закрытых структур, по ее мнению, – в основном седиментационные и формирование их химического состава связано с захоронением морских, лагунных и других вод различного возраста и состава с дальнейшей метаморфизацией их в условиях восстановительно-биохимической среды без доступа кислорода.

С привлечением изотопных методов исследования можно установить наличие или отсутствие в термальных источниках мантийной метки. В работах Е.В. Пиннекера [Пиннекер, 1974, 1976] по результатам изотопных измерений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ рассмотрено формирование различных типов подземных вод в целом по Восточной Сибири, где рассолы отнесены к инфильтрационным водам и их ионный состав был сформирован в результате взаимодействия с вмещающими породами. Применение дейтерия и O^{18} по термальным водам Прибайкалья показало их инфильтрационное происхождение. Высокое содержание He^3 свидетельствует о его мантийном происхождении [Пиннекер, 1971, 1978, 1980]. В работе [Брезгунов и др., 1971] данные по изотопному составу водорода свидетельствуют об инфильтрационном происхождении термальных вод в основной массе, хотя, как указывают авторы, в мобильной зоне Байкальского рифта нельзя не учитывать роль ювенильного флюида. Л.Н. Барабанов, В.Н. Дислер [Барабанов, Дислер, 1968], В.Д. Иванов, В.И. Кононов [Иванов, Кононов, 1977], базируя свои исследования о формировании азотных терм на изотопном составе гелия, считают, что азотные термальные источники формируются без связи с магматизмом в областях интенсивных орогенных движений, вызывающих развитие трещиноватости и обновление старых разломов, что способствует глубокой инфильтрации метеогенных вод и их последующему нагреву.

И.С. Ломоносов [Ломоносов, 1970, 1971, 1974] образование азотных гидротерм БРС связывает с глубинным источником формирования, когда инфильтрационные воды проникают вглубь на 1.5–6.0 км в условиях аномально повышенного теплового потока и обогащаются рудонасыщенными перегретыми водяными газами и парами, насыщающими нижние слои земной коры. При подъеме к земной поверхности в результате уменьшения температуры и давления гидротермы сбрасывают основной рудный груз примерно на глубинах от 2–5 до 10 км и разбавляются метеогенными водами. На рисунке 1.1 представлена зона развития современных гидротерм (или разубоженных силикатных

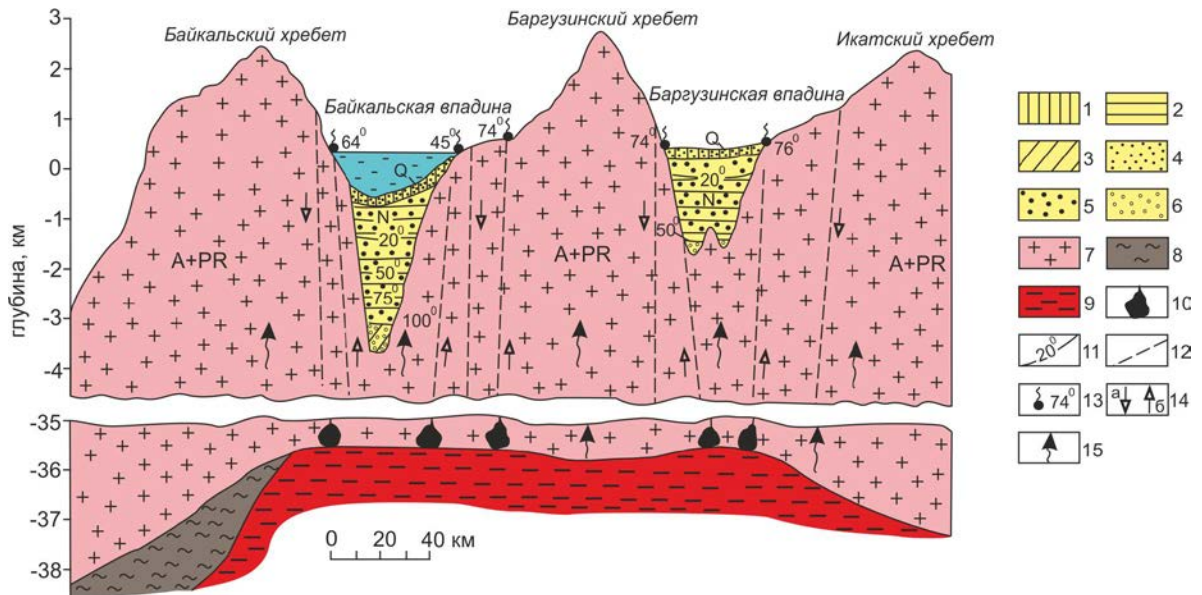


Рис. 1.1. Схематический гидрохимический разрез через северную котловину о. Байкал и Баргузинскую впадину [Ломоносов, 1974]:

Гидрохимические зоны: 1 – пресных гидрокарбонатных, преимущественно кальциевых вод с минерализацией – 0,5 г/л; 2 – пресных гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 1 г/л; 3 – солоноватых хлоридных натриевых вод с минерализацией до 4 г/л. Наименование подземных вод по газовому составу: 4 – кислородно-азотные; 5 – азотные; 6 – метановые. Прочие обозначения: 7 – практически безводные кристаллические породы земной коры; 8 – кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; 9 – разуплотненное легкое вещество мантии с относительно пониженной величиной плотности (согласно Ю.А. Зорину [1971]); 10 – основные и ультраосновные интрузии; 11 – изотермы; 12 – предполагаемые тектонические нарушения; 13 – термальные источники и их температура; 14 – направление движения подземных вод: а – холодных, б – термальных; 15 – тепловой поток.

растворов) в пределах БРС, охватывающая глубины 5–6 км, где показаны реальные наблюдаемые и анализируемые воды термальных источников.

А.М. Блох [Блох, 1969] и Ф.А. Летников [Летников, 1969] не менее важным глубинным источником питания современных гидротерм считали связанные воды, высвобождающиеся из пород и мигрирующие во время активных тектонических процессов.

Необычную точку зрения выдвинул С.Л. Шварцев [Шварцев, 1975] о концентрировании химических элементов, формирующих состав азотных терм, вследствие уменьшения объема воды в источниках с глубиной.

С.Р. Крайнов [Крайнов и др., 2004] не отрицает, что источником поступления растворенного вещества в термальные воды служат, главным образом, горные породы. Но, вместе с тем, он рассматривает и поступление мантийного вещества в некоторые гидротермы, полагаясь на результаты изотопного анализа В.И. Кононова и Б.Г. Поляка по гелию, сере, аргону.

Результаты исследований, полученные А.Э. Конторовичем [Конторович и др., 2007] о седиментогенном происхождении байкальской нефти, также косвенно свидетельствуют о таком же происхождении и подземных вод, так как известно, что существует тесная связь между подземными водами и нефтью, выражающаяся в приуроченности нефтяных и газовых

месторождений к районам разгрузки подземных вод во впадинах, где имеются восходящие родники. Кроме того, подземные воды изначально насыщены газами углеводородного ряда и играют большую роль в процессах нефтегазообразования, нефтегазонакопления и на взаимодействии нефти, газов и вод в недрах. Подземная вода является постоянным спутником нефти с момента ее образования, и выступает как среда для зарождения и захоронения в пластах и ловушках нефти, но и фактором ее образования.

Водородный показатель и минерализация термальной воды. Щелочная среда азотных терм формируется в результате взаимодействия воды с алюмосиликатными породами, содержащими кислород, кремний, алюминий, а также в термах отсутствуют сильные кислоты, которые могли бы нейтрализовать рост щелочности в термальных источниках. Из слабых кислот – угольная кислота, всегда присутствующая в природных водах, также могла снизить возрастание рН в воде, но ее количество в воде незначительное из-за распространения в данном регионе малогумусных почв, с незначительным содержанием органического материала, вследствие холодного климата, сильной расчлененности рельефа и преобладания кислых магматических и метаморфических пород, обедненных органикой.

Согласно представлениям С.Л. Шварцева [Шварцев, 1978] высокая интенсивность водообмена в качестве задающего фактора относительно суммы солей является причиной невысокой минерализации термальных вод. В более поздней статье С.Л. Шварцев пишет, что соленость азотных терм не растет по причине щелочной обстановки и высоких температур, которые ускоряют процессы вторичного минералообразования, и как следствие, химические элементы не могут остаться в растворе, а тут же вступают во взаимодействие с новыми минералами. Таким образом, устанавливается динамическое равновесие между содержаниями элементов, выходящих из раствора и поступающих в него, что приводит к стабилизации состава элементов в воде и увеличение солености воды не происходит [Шварцев и др., 2015б; Shvartsev et al., 2018]. Также в растворе азотных терм не хватает кислот, необходимых для нейтрализации щелочности, образующейся при гидролизе алюмосиликатов. Например, если бы был привнос дополнительного источника кислот, например CO_2 , соленость терм была бы другой. Небольшую минерализацию азотных терм В.М. Степанов [Степанов, 1980] объясняет тем, что при прохождении областей питания и разгрузки, термы сталкиваются на своем пути с трудно выщелачиваемыми изверженными породами и слабо развитой крупнообломочной корой выветривания этих пород в гольцах и высокогорном редколесье. Также по [Пиннекер, 1977] относительная «инертность» кристаллических пород по отношению к агентам выщелачивания не обеспечивает высокого содержания элементов в азотных термах. По [Лысак, 1968] низкая минерализация азотных

терм объясняется сложным процессом образования устойчивых воднорастворимых соединений при выщелачивании этих пород. При низкой минерализации термальных вод к ним из пород быстро переходят элементы с хорошей миграционной способностью, такие как гидрокарбонат-ион, сульфиды, сульфат-ион, натрий [Основы гидрогеологии..., 1982б].

Повышение минерализации в термальных водах (до 0.7 г/дм^3) в пределах южной части Баргузинской впадины может быть связано с аридным климатом [Замана, 1988; Шабынин и др., 2002], когда испарение преобладает над атмосферными осадками. Это приводит к развеиванию солей с поверхности высохших озер и засолению указанной местности. Влияние такого засоления сказывается на химическом составе как поверхностных, так и подземных вод.

Геотермические исследования

Как по термальным источникам, так и по величине теплового потока можно судить об активности земных недр. Наиболее значимыми исследованиями по выносу глубинного тепла на земную поверхность в пределах БРС выделяются работы: С.В. Лысак [Лысак, 1988], С.В. Лысак и Ю.А. Зорина [Лысак, Зорин, 1976], Б.Г. Поляк [Поляк, 2000, 2004]. По данным Поляка [Поляк, 2000] на восточном фланге БРС скрытая разгрузка тепломассопотока из мантии происходит гораздо на большей площади, чем открытая. Широкий круг геотермических вопросов решался с помощью составления геотермических карт, освещающих тепловой режим недр Сибири [Макаренко, 1971] и Каталога данных по тепловому потоку Сибири [Каталог..., 1985]. Интересная закономерность, отмеченная в работе А.М. Плюснина, М.К. Чернявского [Плюснин, Чернявский, 2006], свидетельствует об опосредованной зависимости величины водообмена от теплового потока. Было выяснено, что крутопадающие разломы Баргузинского хребта выносят интенсивно тепло, и в то же время имеют интенсивный водообмен. Пологопадающие разломы Икатского хребта характеризуются более длительным взаимодействием воды в контакте с породой, что прослеживается в химическом составе термальных источников. В качестве обобщающей работы с рассмотрением гидрогеотермических аномалий и с использованием данных по изотопии водорода, кислорода, стронция, гелия является работа Ю.И. Кустова, С.В. Лысак [Кустов, Лысак, 2000]. В работах [Лысак, 1988; Голубев, 2007] были проведены расчеты для установления глубин формирования термальных источников и их глубинных температур с помощью гидрохимических геотермометров. Расчеты показали, что половина разности между температурой термальных вод на глубине их формирования и средней температурой гидротерм при их излиянии на поверхность связана с разбавлением гидротерм холодными водами, а другая половина – с остыванием термальных вод при подъеме их наверх и кондуктивной отдачей ими тепла окружающим породам [Голубев, 2007].

Основной причиной повышенных температур термальных источников С.В Лысак [Лысак, 1988] считает нисходящее движение подземных вод с горных хребтов, которые интенсивно отбирают тепло с окружающих пород. Далее во впадинах, это тепло накапливается и приводит к появлению пластовых горизонтов термальных вод в их осадочном чехле. В.А. Голубев [Голубев, 2007] подтверждает возникновение горячих гидротерм перераспределением глубинного тепла подземных вод, накопленного на хребтах (зоны нисходящей инфильтрации), по зоне горизонтального транзита во впадины (зоны разгрузки) (рис. 1.2). Длительная стабильность температуры гидротерм обеспечивается за счет кондуктивного теплообмена транзитной зоны с вмещающими ее нетрещиноватыми горными породами. На прекращение существования того или иного термального источника влияет не охлаждение метеогенными водами глубинных трещинных зон, а тектонические и сейсмические воздействия, которые могут снизить фильтрационную активность транзитных каналов или связанных с ними зон инфильтрации и разгрузки [Голубев, 2007]. Движущей силой вод инфильтрации может являться не только гидростатический напор, но и разница в плотности между холодными и горячими водами, при которой происходит вытеснение нагретых вод на поверхность холодными водами, погружающимися вниз [White, 1967].

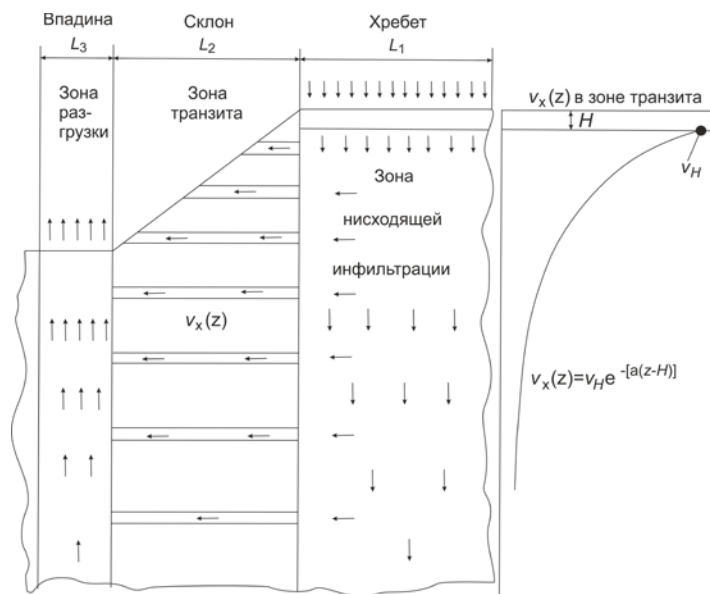


Рис. 1.2. Модель реализации экспоненциального снижения модуля гидротермального стока с глубиной [Голубев, 2007].

По [Gupta, Roy, 2007] причиной высокой температуры гидротерм могут служить конвективные водные ячейки, нагретые от пород, которые, в свою очередь, получили тепло от глубинного магматического источника. На рис. 1.3 представлено схематическое изображение области формирования термальных источников. В.М. Степанов [Степанов, 1980]

придерживается точки зрения о радиоактивном распаде глубинных источников тепла, влияющем на природу тепловой энергии термальных вод. По мнению [Крайнов и др., 2004] источником тепла для термальных источников является региональное тепловое поле, а также высокоэнтальпийный мантийный флюид или неглубоко залегающие магматические очаги, вызывающие кондуктивный прогрев терм.

Происхождение азота

На образование азота в глубинных условиях указывали в своих работах В.И. Вернадский [Вернадский, 1934], В.Г. Ткачук [Минеральные воды..., 1961], А.Н. Виноградов [Виноградов, 1959], А.А. Дзюба [Дзюба и др., 2002]. По данным Б.Г. Поляк [Поляк, 2004] в газах термальных источников обнаружена примесь мантийного гелия. В.М. Степанов [Степанов, 1980], не исключая эндогенную природу азота в термальных водах, где этот газ присутствует в газовых включениях кварца и в растворенных газах воды в нефелиновых базальтовых пустотах, одновременно отмечал, что только его часть является продуктом эндогенных процессов.

Точку зрения об исключительно воздушном его происхождении разделяли Е.А. Басков и Е.А. Климов [Басков, Климов, 1963], В.П. Савченко [Савченко, 1935], В.В. Белоусов [Белоусов, 1937], А.Л. Козлов [Козлов, 1950], К.П. Флоренский [Флоренский, 1956], А.А. Сауков [Сауков, 1966]. А.М. Плюсин с соавторами [Плюсин и др., 2013], исходя из соотношения Ar/N_2 установили, что газовый состав термальных вод не подвержен интенсивному проникновению эндогенной составляющей из мантии, а представлен в основном воздушными компонентами.

Ряд исследователей придерживались мнения о смешанном генезисе азотного газа. По генетической классификации В.В. Белоусова [Белоусов, 1937] азот может быть воздушного, химического (метаморфического) и биохимического происхождения. Также М.С. Гуревич [Гуревич, 1968*аб*] утверждал о смешанном атмосферно-химическом возникновении азота. Л.Н. Барабанов, В.Н. Дислер [Барабанов, Дислер, 1968] сделали вывод, что содержание азота в термальных источниках значительно превосходит допустимое его количество при инфильтрационном генезисе терм.

Происхождение фтора, хлора, серы

В.Г. Ткачук [Ткачук, 1958], длительное время изучавшая генезис и состав терм БРС, предположила, что повышенная температура, а также обогащение терм сульфатами, фторидами, хлоридами, цинком, свинцом и рядом других металлов доказывает наличие в их химическом составе эндогенной составляющей. В работе И.С. Ломоносова с соавторами [Ломоносов и др., 1977*в*] было установлено, что аномально высокие концентрации хлора в продуктах терм и повышенное содержание гелия в газовой фазе, связаны с проявлением

глубинных процессов, протекающих не только в земной коре, но и в мантии. Глубинное происхождение хлора, серы также поддерживает А.А. Дзюба в своих работах [Дзюба и др., 1999, 2002].

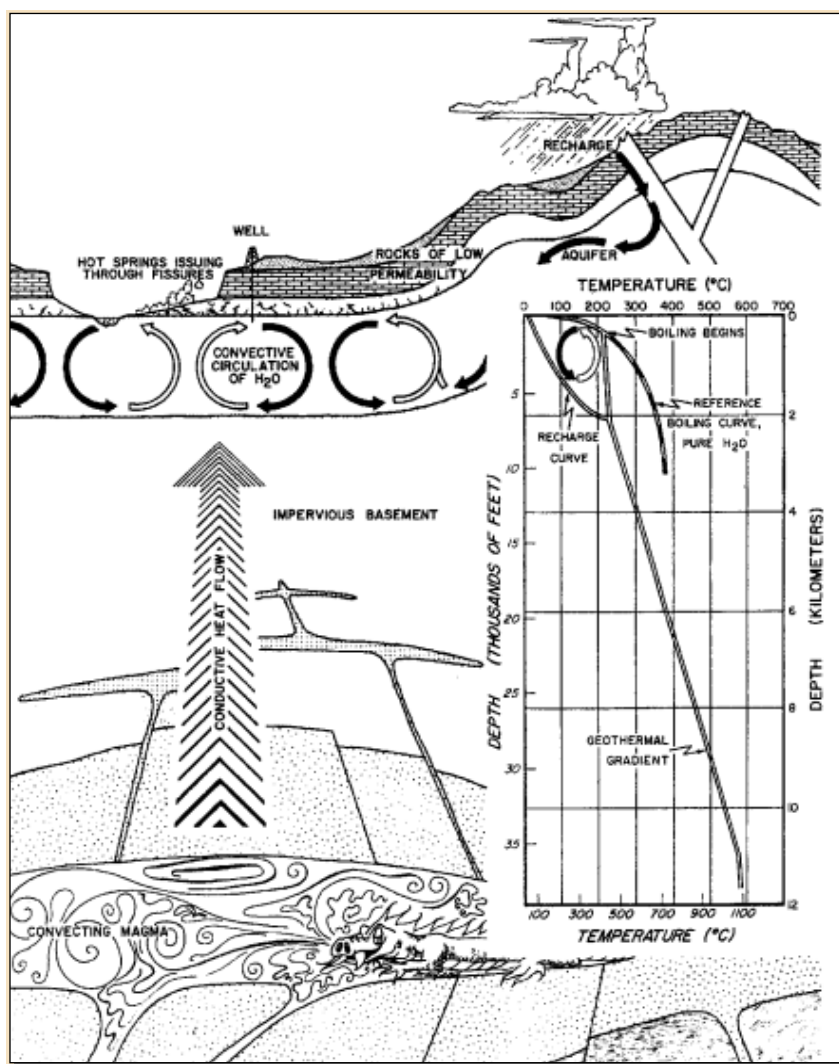


Рис. 1.3. Концептуальная модель геотермальной системы горячей воды [Gupta, Roy, 2007].

А.А. Алексеев [Алексеев, 1956] связывал поступление фтора в воду с эксгаляцией магматических очагов и процессами метаморфизма, а Е.В. Посохов [Посохов, 1957] наоборот считал, что термы не могут содержать какие-либо химические элементы ювенильного происхождения. Он был сторонником точки зрения, что основным источником появления в воде сульфатов являются осадочные породы, в состав которых входит ангидрид и гипс, а также в обогащении термальных вод сульфат-ионом принимают участие процессы окисления сульфидов. Рассматривая идею ювенильного происхождения фтора в термальных источниках БРС, И.С. Ломоносов, Л.Б. Полетаева, Г.М. Шпейзер [Ломоносов и др., 1974] провели эксперимент по растворению флюорита в присутствии гидрокарбоната и карбоната.

В результате было установлено, что содержание фтора в одном из термальных источников БРС выше, чем в эксперименте, что говорит о глубинном происхождении фтора. Л.В. Замана [Замана, 2000б] высокую фтороносность азотных терм обосновывает взаимодействием воды с вмещающими породами, среди которых особая роль принадлежит алюмосиликатам. В дальнейшей работе Л.В. Замана, Ш.А. Аскарлова [Замана, Аскарлов, 2010] по Баунтовской группе термальных источников также отмечается влияние алюмосиликатных пород, особенно слюд, в качестве главного механизма обогащения фтором терм этого района. С.Л. Шварцев [Шварцев и др., 2015а] в своей работе поддерживает эту точку зрения, объясняя высокое содержание фтора в термах равновесно-неравновесным взаимодействием вода – порода на примере флюорита, как источнике избыточного содержания фтора в азотных термах. Такого же мнения придерживаются И.Д. Ульзетуева, В.В. Хахинов [Ульзетуева, Хахинов, 2011], связывая условия накопления фтора в термальных водах с растворимостью флюорита.

По И.М. Борисенко и Л.В. Замана [Борисенко, Замана, 1978] сульфат-ион попадает в термы с эндогенными флюидными источниками серы. Позднее Л.В. Замана [Замана, 1988] поступление сульфат-иона в термальные источники связывал с дождевыми осадками, обогащенными этим элементом с участков засоления почв и солевых отложений вокруг минеральных озер, а также из высохших озер Баргузинской впадины за счет ветра и пыльных бурь. В своих других публикациях он связывал высокую сульфатность азотных терм БРС с окислением сульфидной серы водовмещающих пород продуктами повышенной термической диссоциации и радиолиза воды [Замана, 2000а], а с применением изотопов растворенной сульфидной и сульфатной серы в термах БРС, высказал мнение о коровом источнике серы в азотных термах БРС [Замана и др., 2010], и в частности, для Баунтовского термального источника [Замана, 2012]. Принято считать, что главным источником сероводорода являются биохимические процессы, но в гидротермах они обеспечивают лишь небольшие его содержания, так как термальные источники в большинстве случаев формируются в изверженных и метаморфических породах в условиях отсутствия органического вещества и бактериальной жизни. В своей работе С.В. Лысак [Лысак, 1968] подчеркнула, что высокие содержания сероводорода в термальных источниках свидетельствуют о формировании этих вод «в восстановительной обстановке, на больших глубинах в полузакрытых тектонических трещинах».

Моделирование процессов взаимодействия в системе вода – порода для объяснения высокой хлоридности и сульфатности азотных термальных вод показало, что одна из причин роста концентраций соединений хлора и серы в водной фазе заключается в концентрировании этой фазы в ходе вторичного минералообразования [Крайнов, Рыженко, 1996].

Таким образом, генезис азотных терм и их химический состав, как было рассмотрено выше, большинством исследователей признается инфильтрационным. Об этом говорят данные по изотопам водорода и кислорода. Но в то же время повышенные содержания ряда элементов в термах, в том числе фтора, хлора, серы, и азотного газа, по мнению некоторых исследователей, не могут быть обоснованы только выщелачиванием их из горных пород и в связи с этим они допускают присутствие мантийного вещества. Также и в отношении с азотным газом в термальных источниках, исследователи допускают либо атмосферное, либо глубинное его происхождение. С.Л. Шварцев [Шварцев, 1975] объясняет эти два факта, противоречащие друг другу, что основная масса воды имеет инфильтрационное происхождение, а солевой и газовый состав может считаться глубинным за счет уменьшения объема свободных вод и как следствие концентрирования подвижных элементов в растворе.

Геология, неотектоника, сейсмичность

Геологическому и неотектоническому изучению восточного фланга БРС посвящен ряд фундаментальных работ [Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; Салоп, 1967; Солоненко, 1967; Булмасов, 1968; Ламакин, 1968; Зорин, 1971, 1975; Бухаров, 1973; Крылов, 1980; Леви, 1981; Геология и сейсмичность..., 1984б; Уфимцев, 1987; Логачёв, 1999; Мац и др., 2001].

С.И. Шерманом [Шерман, 1977] для территории БРС составлены карта плотности для всех разломов и карта плотности активных разломов, которые были и остаются активными на всем развитии рифтогенного процесса. Плотность разломов изучалась С.В. Лысак и С.И. Шерманом [Лысак, Шерман, 1978] для того, чтобы определить ее влияние на тепловой поток. При этом на качественном уровне была установлена пространственная зависимость проявлений гидротермальной активности от повышенного теплового потока.

В данной работе приведен численный анализ с рассмотрением связи разломной тектоники с температурой и количеством выходов гидротерм. Получена прямая корреляция между геотермальной и гидротермальной активностью в регионе. На сегодняшний момент существует новая электронная карта активных разломов [Лунина и др., 2010; Лунина, 2016], которая содержит разломы неоген-четвертичного и современного возрастов активизации. Эти материалы были использованы при подсчете плотности активных разломов в данной работе как более современный источник данных. Статистическая связь количества активных разломов с количеством термальных источников и их температурой ранее не проводилась.

Плотность разломов (в том числе активных) для территории БРС и отдельных ее частей оценивалась С.И. Шерманом [Шерман, 1977, 2014], С.И. Шерманом с соавторами [Геология и сейсмичность..., 1984б; Шерман и др., 2007аб], Р.М. Лобацкой [Лобацкая, 1987], О.Ф. Лухнёвой [Лухнёва, 1999], К.Г. Леви с соавторами [Леви и др., 1999]. В пределах БРС приуроченность выходов подземных вод к разломным зонам и местам их пересечений

отмечалась в работах Е.В. Пиннекера с соавторами [Геология и сейсмичность..., 1984a], С.В. Лысак [Лысак, 2002], Ю.И. Кустова, С.В. Лысак [Кустов, Лысак, 2000], Л.Л. Шабынина с соавторами [Шабынин и др., 2002], А.М. Плюснина, М.К. Чернявского [Плюснин, Чернявский, 2006], А.М. Плюснина с соавторами [Плюснин и др., 2013] и многих других, но в количественном отношении такая взаимосвязь не была оценена.

Роевые последовательности выделялись Н.В. и А.В. Солоненко [Солоненко, Солоненко, 1987], В.И. Мельниковой с соавторами [Мельникова и др., 2007], Н.А. Радзиминович с соавторами [Radziminovich et al., 2013], А.А. Добрыниной, В.А. Саньковым [Добрынина, Саньков, 2010], А.В. Ключевским [Ключевский, 2005].

Физико-химическое моделирование

С внедрением в геологию математических моделей предоставилась возможность адекватного отображения изучаемых природных систем. Одним из этих инструментов стало физико-химическое моделирование (ФХМ), которое может решить задачу, связанную с поступлением химических элементов в водный раствор [Бычинский и др., 2004] и другие современные программные продукты – HydroGeo и PHREEQC [Токаренко и др., 2015].

В последнее время проводятся работы по установлению источника поступления химических элементов в термальные воды [Бычинский и др., 2003; Диденков, 2003; Диденков и др., 2003аb, 2004аb, 2006аb, 2013аb; Бычинский, Коновалова, 2008; Данилова, 2010; Хаустов, 2010; Didenkov et al., 2013; Павлов, 2013, 2018; Kuz'mina et al., 2015; Kuz'mina, Novorashina, 2018]. На основе структурно-гидрогеологического анализа и результатов термодинамического моделирования процессов формирования ресурсов и состава природных вод под руководством Ю.Н. Диденкова были выполнены работы по установлению происхождения самого растворителя – воды из эндогенного возобновляемого источника пресных вод в рифтовых геодинамических условиях (рис. 1.4) [Диденков и др., 2004в; Диденков и др., 2006в].

Таким образом, на основе многочисленных исследований структурно-вещественных особенностей района Баргузино-Баунтовской ветви впадин сформировались гипотезы и модели формирования термальной воды в условиях активной тектоники региона. С учетом накопленного за все годы большого объема фактического материала по гидрогеологическим исследованиям рассматриваемой территории необходим его комплексный детальный количественный анализ для выявления взаимосвязи тектоники, сейсмичности и современных гидротерм, результаты которого представлены в данной работе. Синтез направлений различных гидрогеологических исследований позволит существенно дополнить имеющиеся физико-химические модели формирования гидросферы области исследования.

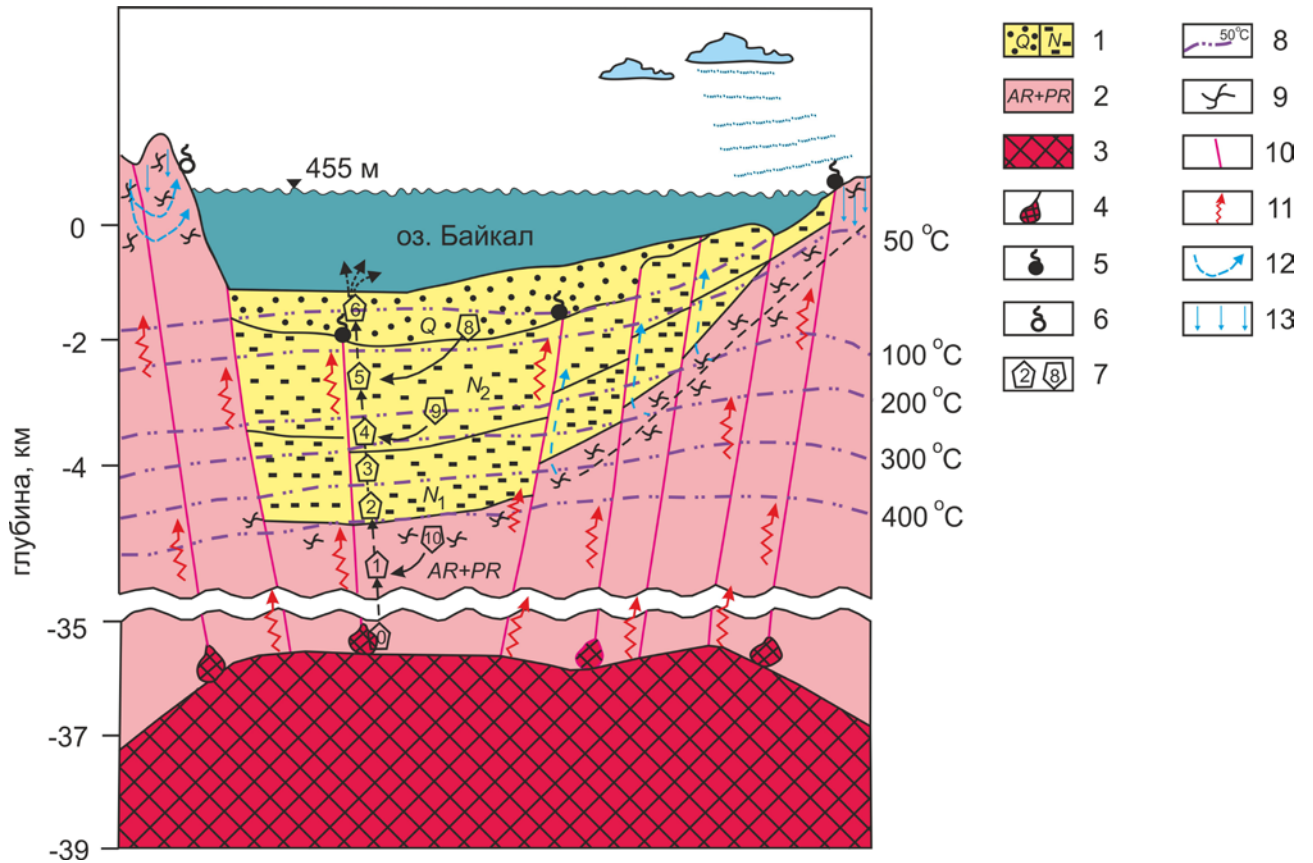


Рис. 1.4. Обобщенная структурно-гидрогеологическая схема физико-химической модели формирования гидросферы Байкальского рифта [Диденков и др., 2004г]:

1 – кайнозойские отложения (Q – полигенетические фации молассовой формации четвертичного возраста; N₂ – грубообломочная молассовая формация верхнего неогена; N₁ – тонкообломочная молассоидная формация нижнего неогена); 2 – магматические и метаморфические образования архейско-протерозойского возраста (AR+PR); 3 – верхняя мантия; 4 – основные и ультраосновные интрузии; 5 – современные гидротермы; 6 – естественные выходы холодных вод; 7 – резервуары термодинамической модели; 8 – изотермы; 9 – трещиноватость пород; 10 – разрывные нарушения; 11 – направление движения мантийного флюида; 12 – направление движения метеорных вод; 13 – атмосферное питание.

ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемая территория в тектоническом отношении расположена в пределах Баргузино-Витимского сводового поднятия (рис. 2.1). По данным [Мац и др., 2001; Шерман и др., 1992], мощность земной коры в данном районе составляет 35–42 км. Под литосферой предполагается наличие разогретого мантийного вещества, которое обуславливает сводоподобное изостатическое воздымание цокольной поверхности рассматриваемого района исследований, а также задает морфологию поверхности [Уфимцев, 2002]. Форму и размеры этого мантийного источника одни исследователи представляли как линзу, которая соединена узким каналом с зоной «возбужденной» астеносферы [Крылов и др., 1974; Крылов, 1976, 1977; Замараев и др., 1977]. Другие – как единую крупномасштабную низкоскоростную неоднородность под всей БРС [Рогожина, Кожевников, 1979] или поток вещества верхней мантии (астеносферы) в направлении с северо-запада на юго-восток [Саньков и др., 2011]. На основе анализа гравиметрических данных С. Petit, J. Déverchère [Petit, Déverchère, 2006] пришли к выводу, что под исследуемым регионом граница литосферы – астеносферы выделяется на глубине 70–80 км.

По мнению исследователей [Логачёв, Флоренсов, 1977; Лут, 1978; Тектоника и сейсмичность..., 1978; Логачёв, 2003] начальная точка развития БРС располагалась в районе современной дельты р. Селенги, где среднее значение теплового потока составляет $q = 87 \pm 34$ мВт/м². По мере удаления от начальной точки возникновения рифта отмечается уменьшение величины теплового потока под впадинами БРС: Центральной – 71 ± 34 мВт/м², Северо-Байкальской – 77 ± 37 мВт/м², Баргузинской – 76 ± 51 мВт/м², Тункинской – 68 ± 52 мВт/м² [Любимова и др., 1973; Дучков и др., 1976, 1977, 1979; Голубев, 1978, 1982; Геолого-геофизические и подводные исследования..., 1979; Каталог..., 1985]. При этом, по данным [Голубев, 1978, 1993; Crane et al., 1991ab; Golubev, 2000] наблюдается максимальное значение теплового потока ($q = 19700$ мВт/м² и $q = 37000$ мВт/м²) на восточном берегу северо-западного окончания оз. Байкал (Фролихинская губа).

Древняя структура определяет заложение крупных элементов новейшей структуры, впадины и поднятия современного этапа развития в основном согласуются с древним структурным планом [Геология и сейсмичность..., 1984б; Замараев и др., 1979].

Активные разломы также наследуют древние зоны тектонических разрывов [Геология и сейсмичность..., 1984б]. Название «активные разломы» появилось впервые в 70-х годах в США [Болт и др., 1978] и в Японии [Методы прогноза..., 1984].

Существовали разные определения для активных разломов. Под активными разломами, согласно определению А.А. Никонова [Никонов, 1995], понимаются дизъюнктивные тектонические нарушения геологических тел на поверхности и в недрах, которые несут

признаки направленного перемещения разделяемых ими блоков в течение последних сотен тысяч лет на величину не менее 0.5–1.0 м на базе (поперек нарушения) не более 0.5–1.0 км, т.е. со среднерасчетной скоростью не менее сотых долей мм/год. Активные разломы отражают проявление современной тектонической деятельности [Актуальные вопросы..., 2005]. С активными разломами связывают вулканизм, гидротермальные процессы и сейсмичность. Эти разломы также могут контролировать положение речных долин, осадконакопление в отрицательных неотектонических структурах, смещать элементы рельефа и др. [Современная геодинамика..., 2006]. Современные движения по разломам устанавливаются по смещениям форм рельефа, по палеосейсмодислокациям, а также продолжают фиксироваться геодезическими и GPS-геодезическими методами.

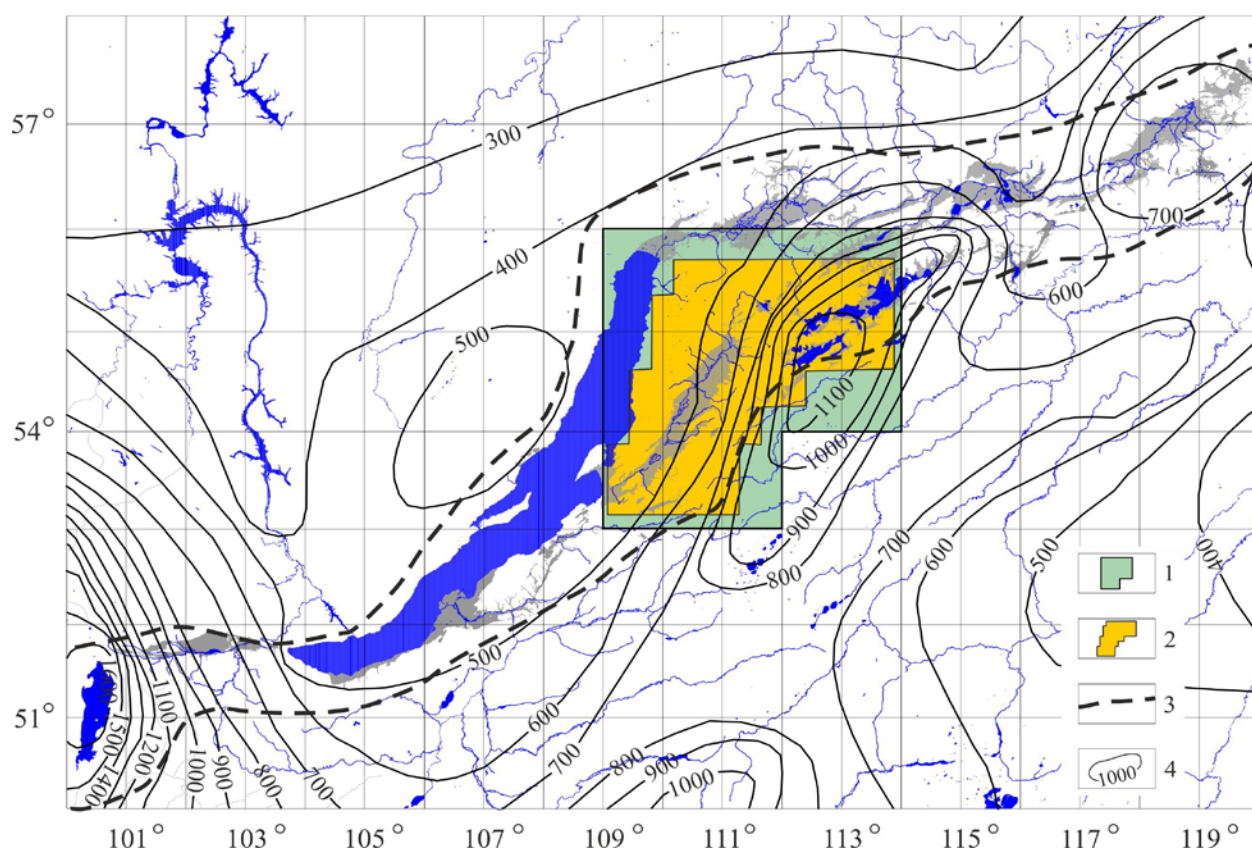


Рис. 2.1. Район исследований:

1 – контур района исследований для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$; 2 – контур района исследований для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$; 3 – граница БРС (по [Шерман, 1977]); 4 – изолинии цокольной поверхности (по [Уфимцев, 2002]).

Также в настоящей работе приводится литературный обзор гипотез и предположений о природе глубинных процессов, ответственных за формирование структур литосферы в пределах сводовых поднятий. Наряду с этим рассматривался вулканизм как процесс, связывающий земную поверхность с мантийными глубинами и характеризующий термальные источники как остаточное проявление вулканической деятельности (или как

процесс, создавший обстановку именно таких условий формирования подземных вод).

Исследования на стыке сейсмологии и гидрогеологии в последнее время привлекают все большее внимание [Jónsson et al., 2002; Parotidis et al., 2003; Псахье и др., 2004; Копылова, Болдина, 2012; Ingebritsen et al., 2015; Болдина, Копылова, 2017; Ingebritsen, Gleeson, 2017; Tung, Masterlark, 2018; Kariche et al., 2018]. Интерес к данной проблеме возник в конце 60-х годов прошлого века, когда было замечено, что физическое и физико-химическое воздействие воды при ее наличии в зонах сейсмических очагов оказывает заметное влияние на деформационные процессы в очагах. С одной стороны, происходит ослабление зон разломов путем гидротермальных изменений в местах критической тектонической нагрузки [Heinicke et al., 2009]. С другой стороны, вода, заполняющая поры и трещины, препятствует их смыканию даже при больших нагрузках и высокое давление поровых или трещинных вод нейтрализует геостатическую нагрузку, способствуя релаксации тектонических напряжений [Основы гидрогеологии..., 1982a; Псахье и др., 2004; Tung, Masterlark, 2018; Acosta et al., 2018]. Подземные воды могут проникать на разные глубины, следовательно, они могут оказывать влияние на сейсмические процессы в земной коре. Вода влияет на процесс подготовки землетрясения, так как снижает пороговую величину тектонического напряжения, необходимую для сейсмического разрыва [Основы гидрогеологии..., 1982a], а изменение поровых и трещинных вод сопровождается процессом передачи упругих напряжений [He, Peltzer, 2010; Ingebritsen et al., 2015; Tung et al., 2018]. Неоднократно было замечено, что сильные землетрясения сопровождаются явлениями разжижения грунтов и фонтанированием воды, а также исчезновением ранее существовавших источников и появлением новых.

2.1. Природные условия

В географическом отношении район исследований располагается на севере Западного Забайкалья. Район включает в себя такие морфотектонические элементы, как Баргузинскую впадину, Баргузинский и Икатский хребты, а также меньшие по масштабу впадины – Алакирскую, Амутскую, Богундинскую, Верхне-Икатскую, Верхне-Ципиканскую, Илоканскую, Караталинскую, Нироканскую, Тураки, Ципиканскую, Ямбуйскую впадины и хребты – Ямбуйские гольцы и Голондинский. Также район частично захватывает на севере Верхне-Ангарскую, Верхне-Муйскую, Кичерскую впадины и Северо-Муйский и Южно-Муйский хребты, а на северо-востоке и юго-западе соответственно – Баунтовскую (Ципинскую) и Усть-Баргузинскую впадины (рис. 2.1.1).

В целом исследуемая территория характеризуется большими перепадами высот – сочетанием крупных и мелких впадин с горными хребтами.

Основное внимание в пределах рассматриваемого района было уделено Баргузинской впадине и обрамляющим ее горным хребтам – Баргузинскому и Икатскому.

Баргузинская впадина, расположенная между Баргузинским и Икатским хребтами, протягивается с юго-запада на северо-восток на 180–190 км, и имеет ширину 25–45 км. Она заполнена терригенными отложениями неоген-четвертичного возраста мощностью до 2 км. Неогеновые отложения представлены глинами, алевролитами, углями, песками, песчаниками, галькой, гравием, а четвертичные образования имеют разный генезис (аллювиальный, аллювиально-озерный, пролювиальный, делювиальный, ледниковый, водно-ледниковый). Впадина вытянута в северо-восточном направлении и имеет довольно ровную, заболоченную поверхность.

Баргузинский хребет простирается на 280 км с юга на север от долины нижнего течения реки Баргузин до Верхнеангарской впадины. Средняя высота его вершин находится в пределах 2400 м. Ширина хребта на севере около 80 км, а на юге, в Чивыркуйских гольцах – 30 км. Хребет обрамляет Баргузинскую впадину с северо-запада, круто поднимаясь над ней. Рельеф хребта относится к альпинотипному типу – крутые склоны, остроконечные вершины, ледниковые формы рельефа. Икатский хребет протягивается с юго-запада на северо-восток на 320 км. На севере он смыкается с Южно-Муйским хребтом, а на юге с хребтом Улан-Бургасы. Высота хребта 1800–2000 м, наибольшая – 2573 м. Он ограничивает Баргузинскую впадину с юго-востока, плавно переходя в ее днище. Характерной особенностью Икатского хребта является асимметрия его склонов (западный склон (20–30°) круче восточного склона (10°)). Рельеф Икатского хребта имеет выровненные участки с пологими склонами, плоскими и куполоподобными вершинами.

В пределах впадины заложена долина крупной реки Баргузин. Хорошо развитая гидрографическая сеть играет существенную роль в пополнении подземных вод региона. Вследствие этого во впадине широко распространены луговые и лугово-болотные сообщества. В основном питание рек снеговое или дождевое, но летом трассирует зоны тектонических нарушений, по которым идет разгрузка подземных вод в пределах гидрогеологических складчатых областей. В артезианском бассейне подземный поток разгружается в речную сеть.

Климатический режим района исследований определяется ориентацией хребтов и межгорных впадин, присутствием большого объема воды – оз. Байкал, широтным и радиационным факторами. Впадины рассматриваемого района характеризуются так называемым «котловинным эффектом» [Аненхонов, 2015], при котором их днища находятся в более суровых условиях, чем склоны хребтов – зимой днища котловин оказываются намного холоднее, чем склоны хребтов из-за поступления холодного воздуха со склонов

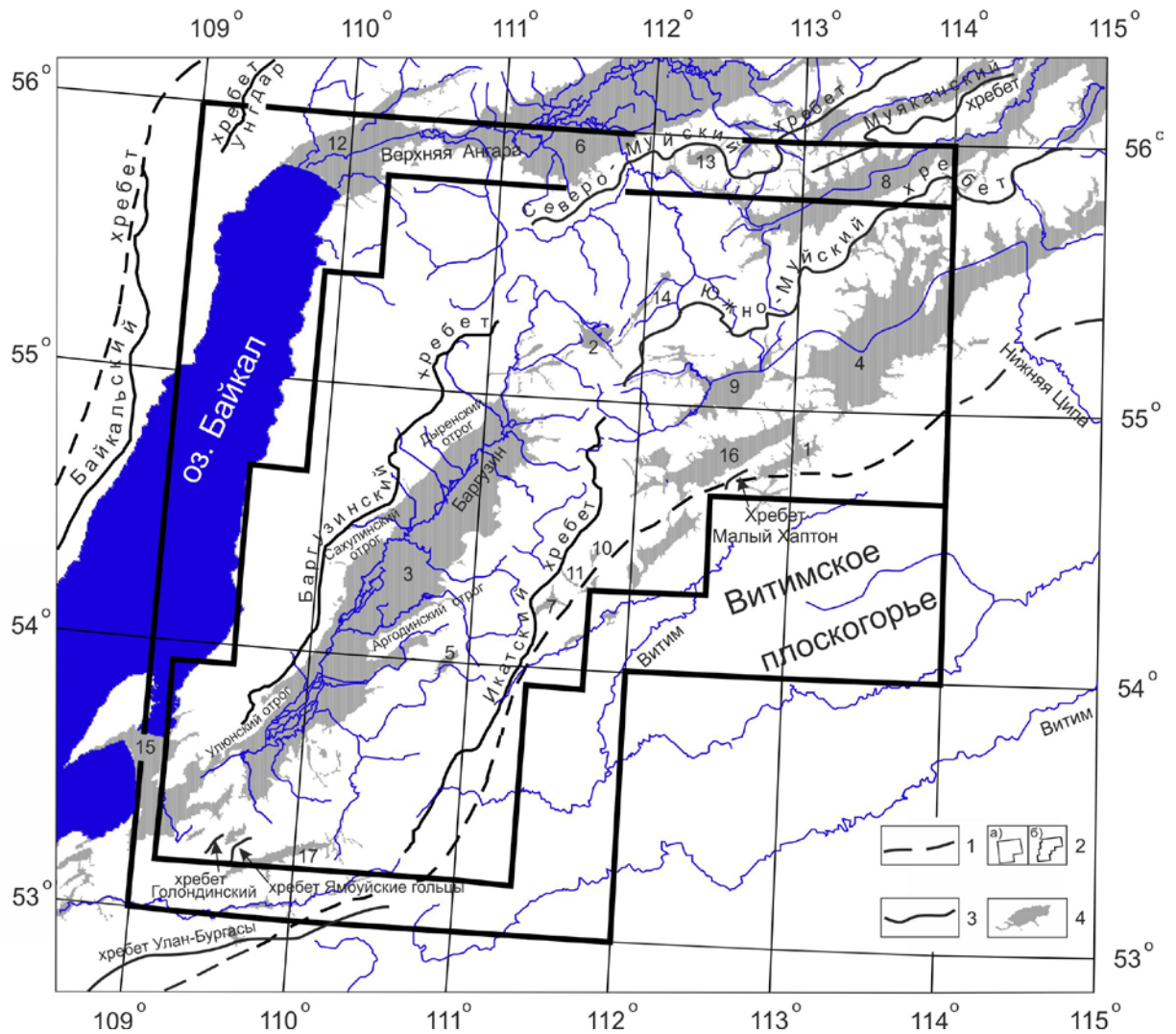


Рис. 2.1.1. Орографическая схема Баргузино-Баунтовской ветви впадин (по материалам [геологических карт М 1:200000, 1958–1977] с дополнениями автора):

1 – граница БРС (по [Шерман, 1977]); 2 – контур района исследований: а) для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$, б) для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$; 3 – хребты; 4 – впадины: 1 – Алакирская, 2 – Амутская, 3 – Баргузинская, 4 – Баунтовская (Ципинская), 5 – Богундинская, 6 – Верхне-Ангарская, 7 – Верхне-Икатская, 8 – Верхне-Муйская, 9 – Верхне-Ципиканская, 10 – Илоканская, 11 – Караталинская, 12 – Кичерская, 13 – Нироканская, 14 – Тураки, 15 – Усть-Баргузинская, 16 – Ципиканская, 17 – Ямбуйская.

на дно котловин, а летом впадины прогреваются сильнее, чем прилегающие к ним склоны.

Для субмеридионально расположенной Баргузинской впадины помимо «котловинного эффекта» характерно еще и небольшое поступление атмосферных осадков в ее пределах вследствие экранирующей роли Баргузинского хребта и его способности задерживать поступление влажных атлантических воздушных масс с запада. В итоге, в Баргузинской впадине формируется локальный аридный климатический режим, способствующий распространению степной и лесостепной растительности. Западные и северо-западные склоны хребта характеризуются субгумидным климатом.

Благодаря наличию оз. Байкал в сочетании с горными хребтами и их барьерного эффекта происходит понижение степени континентальности климата до состояния морского

– выравнивание температурной разницы между летним и зимним сезонами, возникновение морского ветрового режима, повышение количества осадков и влажности воздуха на побережье и прилегающих склонах хребтов. Именно эта гумидизация климата на склонах хребтов, обращенных к оз. Байкал, создает условия к появлению высотно-поясного влажного типа растений [Тюлина, 1976].

Распределение солнечной радиации и тепловой баланс создают условия для возникновения широтной и высотной зональностей в рассматриваемом регионе: в среднем на юге региона количество солнечного света составляет 2500 часов, а на севере – 1900 часов; хребет Баргузинский характеризуется наибольшим количеством дней с облачной погодой, а Баргузинская впадина – максимальными величинами солнечного сияния (2200–2500 часов); перераспределение радиационного баланса от отрицательного (октябрь / ноябрь – февраль) до положительного с марта [Бурятия..., 2011], как важнейшего климатического фактора, от которого в сильной степени зависит распределение температуры в почве и прилегающих к ней слоях воздуха, интенсивность испарения и таяния снега. По количеству получаемого тепла очень четко различаются северные и южные склоны хребтов, разница между которыми составляет 100–280 Ккал/см в сутки. На 2–4 °С южные склоны прогреваются сильнее, чем северные, что влияет на растительность и почвообразующие процессы.

Важным фактором является отрицательная среднегодовая температура в рассматриваемом районе, что говорит о широкой распространенности мерзлотных условий. В геокриологическом отношении, по глубине залегания мерзлых пород, Баргузинскую впадину можно разделить на три участка: без многолетнемерзлых пород (ММП), с близ-поверхностным (мощностью – от 25 до 300 м) и глубоким залеганием (мощностью до 300 м) ММП [Замана, 1988]. Районы, где непосредственно преобладают ММП, расположены в пределах внутреннего поля впадины. В пределах Баргузинского хребта уже на отметках выше 1000 м наблюдается прерывистый тип криолитозоны, где мощность ММП варьирует от 10 до 150 м, а их температура – от –0.5 до –2 °С. В средне- и низкогорных районах Баргузинского хребта криолитозона имеет островной характер мощностью до 60 м [Геология и сейсмичность..., 1984a]. Низкогорная часть Икатского хребта имеет прерывистую криолитозону, мощностью до 100 м, а его высокогорные террасы и вершины – мощность ММП – 100–500 м [Ногина, 1964; Васеева и др., 1967].

2.2. Геологическое строение и геодинамическая эволюция

Часть Баргузино-Витимского сводового поднятия находится в пределах БРС, которая в свою очередь заложена вдоль края Сибирской платформы и является дивергентной границей между Евразийской и Амурской плитами (рис. 2.2.1).

2.2.1. Докайнозойская эволюция региона

В истории формирования древней структуры региона на месте его будущего заложения в верхнерифейское – среднекембрийское время (750–505 млн лет назад) [Ярмолюк и др., 2013] существовал Палеоазиатский океан (рис. 2.2.1.1). В интервале 505–490 млн лет (средне- и верхнекембрийское время), который стал заключительным этапом в развитии венд-кембрийского Палеоазиатского океана, произошла аккреция всех новообразованных структур палеоокеана (океанических островов, островных дуг, задуговых бассейнов) и находившихся в его пределах докембрийских террейнов.

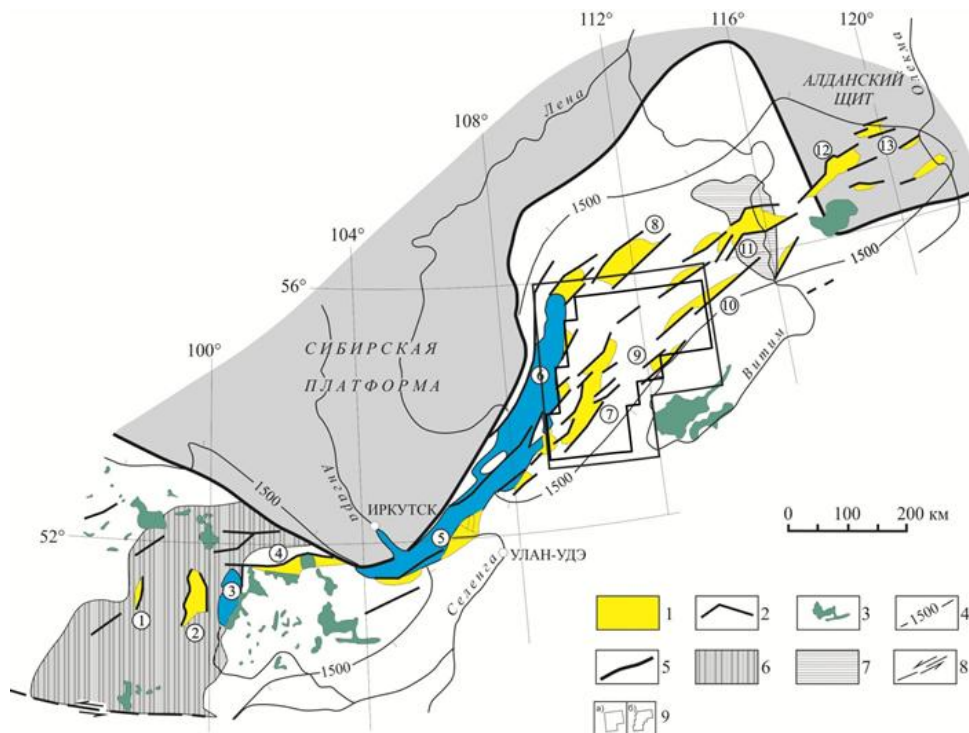


Рис. 2.2.1. Структурная позиция и морфология Байкальского рифта [Логачёв, 2003] с дополнениями автора (добавлены контуры исследуемой зоны, Баргузино-Баунтовской ветви впадин БРС, для палеток с размерами ячеек $0.37 \times 0.37^\circ$ и $1 \times 1^\circ$):

1 – рифтовые впадины; номера в кружках: 1 – Бусингольская, 2 – Дархатская, 3 – Хубсугульская, 4 – Тункинская, 5 – Южнобайкальская, 6 – Северобайкальская, 7 – Баргузинская, 8 – Верхне-Ангарская, 9 – Ципиканская, 10 – Баунтовская, 11 – Муйская, 12 – Чарская, 13 – Токкинская; 2 – разломы разной кинематики; 3 – вулканические поля; 4 – 1500-метровая изогипса исходной поверхности выравнивания; 5 – граница Сибирской платформы и Саяно-Байкальского подвижного пояса; 6 – Тува-Монгольский микроконтинент; 7 – Муйский террейн; 8 – восточная часть Болнайского сдвига, обновленная землетрясением 1905 г.; 9 – контуры Баргузино-Баунтовской ветви впадин БРС: а) для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$; б) для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$.

Становление и формирование подземных вод доаккреционного периода, предшественников современных гидротерм, происходило в условиях, где были широко развиты магматические процессы с подводными и надводными излияниями магм различного состава. Поэтому были широко распространены трещинные пресные и минерализованные

магматогенные воды в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах и трещинно-жильные пресные и минерализованные термальные воды глубоких зон разломов. Второстепенную роль играли седиментационные пресные и слабоминерализованные воды осадочных отложений и трещинные инфильтрационные воды изверженных и метаморфических пород [Ломоносов, 1974].

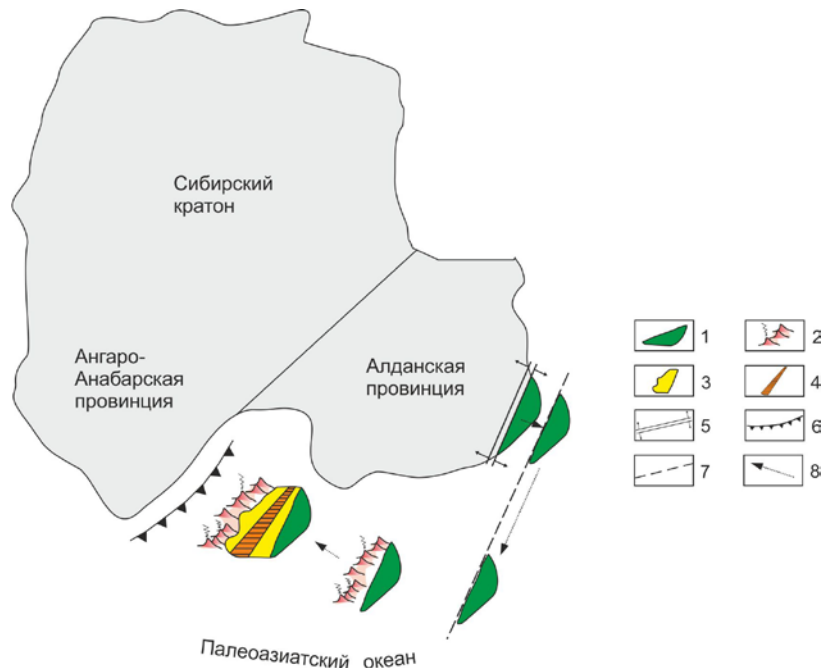


Рис. 2.2.1.1. Схема возможной миграции Баргузинского микроконтинента в неопротерозое-раннем палеозое [Khudoley et al., 2001]:

1 – Баргузинский микроконтинент; 2 – островная дуга; 3 – задуговой бассейн; 4 – зона задугового спрединга; 5 – неопротерозойская рифтовая зона на юго-востоке Сибирского кратона; 6 – палеосубдукционная зона; 7 – предполагаемый трансформный разлом; 8 – направление возможной миграции Баргузинского микроконтинента в неопротерозое-раннем кембрии.

Завершившаяся аккреция, создала каледонский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [Ярмолюк и др., 2013] как единый гидрогеологический массив.

Вслед за формированием складчатого обрамления Сибирского кратона в позднем палеозое – раннем мезозое широко проявились внутриплитные процессы, которые привели к образованию крупной Центрально-Азиатской рифтовой системы [Ярмолюк и др., 2016], протянувшейся вдоль Центрально-Азиатского складчатого пояса более чем на 2000 км при ширине до 600 км [Ярмолюк, 2010]. Ее особенностью стало образование гигантского Ангаро-Витимского батолита, впервые выделенного Л.И. Салопом [Салоп, 1967]. Мощность батолита составляет 5–30 км. Внедрение больших гранитоидных масс в литосферу ЦАСП в позднепалеозойское время (340–270 млн лет) [Цыганков и др., 2004] предположительно происходило в два этапа, отражающих кроме различий в составе и возрасте также различные геодинамические обстановки гранитообразования [Мазукабзов и др., 2010]: ранний

(340–320 млн лет) и главный (310–280 млн лет) [Цыганков и др., 2004]. Площадь района исследования была переработана многофазным Ангаро-Витимским батолитом [Ярмолюк и др., 2016].

Породы обоих этапов сложены разнообразными по текстуре и структуре гранитоидами субщелочного ряда: гранитами, являющимися преобладающей породой, кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми сиенитами, сиенитами, граносиенитами, между которыми наблюдаются как интрузивные контакты, так и постепенные переходы. В небольшом объеме присутствуют щелочные граниты и аляскиты [Гребенщикова и др., 2005]. Ангаро-Витимский батолит прорывает вмещающие породы, состоящие в основном из рифейских гнейсов, сланцев и протерозойских терригенно-карбонатных пород.

В этот период времени с кембрия по пермь происходило постепенное вытеснение и замещение седиментационных вод инфильтрационными водами, формирование которых в триасе приобрело интенсивный характер. В течение продолжительного периода времени (юра-мел) на территории рифта существовал как процесс выщелачивания интрузивных пород инфильтрационными водами, так и активная деятельность магматогенных вод [Ломоносов, 1974].

В целом, Баргузино-Витимское сводовое поднятие наследует древний структурный план, измененный современными геодинамическими процессами. Геодинамическая эволюция района на разных этапах сопровождалась становлением и формированием подземных вод.

2.2.2. Основные неотектонические структуры

Геодинамическая эволюция территории в кайнозойское время, с конца палеогена, вначале характеризовалась интенсивной вулканической деятельностью, погружением крупных блоков земной коры и образованием рифтовых впадин, а также проявлением азотных и углекислых магматогенных вод, разгрузка которых происходила по зонам глубинных разломов. Эти термы явились прообразом современных гидротерм. С четвертичного периода в результате постепенного затухания вулканической деятельности и сильной дифференциации тектонических движений начали преобладать процессы формирования инфильтрационных вод. Пресные и минерализованные порово-пластовые воды флювиогляциальных отложений, сформированных в плейстоцене, сохранились до настоящего времени. В результате похолодания происходило интенсивное промерзание верхних водоносных горизонтов [Пиннекер и др., 1968].

Начало формирования неотектонической структуры Баргузино-Витимского сводового поднятия приходится на ранний миоцен – четвертичное время [Логачёв, 1999].

Ниже представлена геодинамическая и гидрогеологическая обстановка в кайнозойский этап развития региона.

В пределах рассматриваемой территории выделяются неотектонические морфоструктуры – структуры новейших поднятий (положительные морфоструктуры) и структуры новейших опусканий (отрицательные морфоструктуры) (см. рис. 2.1.1).

Согласно [Солоненко и др., 1968] в пределах района исследований выделяются основные положительные и отрицательные морфотектонические структуры.

1. Структура новейшего опускания – *Баргузинская впадина* [Флоренсов, 1960; Ясько, 1982; Мац и др., 2001; Логачёв, 2003; Уфимцев и др., 2010], по мнению [Солоненко и др., 1968], может рассматриваться как зрелая тектоническая структура. Формирование Баргузинской впадины, согласно [Логачёв, 2003] началось в неогеновый период (в миоцен-плиоценное время). На современном этапе развития глубина залегания поверхности кристаллического фундамента впадины достигает 2000 м (рис. 2.2.2.1) [Санчаа, 2008].

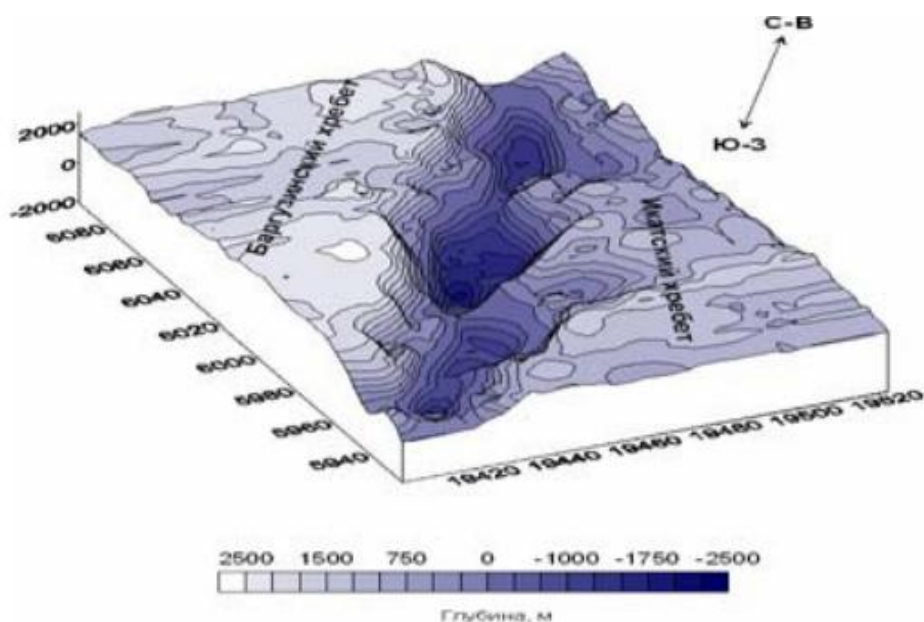


Рис. 2.2.2.1. Трехмерная модель поверхности кристаллического фундамента Баргузинской впадины [Санчаа, 2008].

Максимальные глубины Баргузинской впадины, смещенные в сторону Баргузинского хребта, подтверждают «байкальскую асимметричность» [Русинек и др., 2009]. Морфологическое выражение впадины представлено наклонно-волнистой присклоновой равниной, аллювиальным комплексом р. Баргузин и предгорной полосой песчаных увалов (Верхний и Нижний куйтуны) эоплейстоцен – конец средне неоплейстоценового времени аквального седиментогенеза [Коломиец, 2010] вдоль юго-восточного склона Икатского хребта [Коломиец, Будаев, 2010]. Эти увалы разделены между собой долиной р. Аргады и широким открытым пространством по левобережью р. Баргузин. Высота их, относительно днища впадины, колеблется от 30–50 до 180–200 м [Коломиец, Будаев, 2006]. В тектоническом

плане Баргузинская впадина рассматривается как односторонний грабен с крутым северо-западным бортом и серией сбросов, за которым следует Баргузинский хребет и пологим юго-восточным бортом, переходящим в Икатский хребет [Флоренсов, 1960]. Впадина имеет две перемычки: соединительную (в южной её части, в виде Шаманского порога, между Икатским и Баргузинским хребтами) и междувпадинную (между Баргузинской и Усть-Баргузинской впадинами) [Флоренсов, 1960].

Детально рассмотрена разломная тектоника Баргузинской впадины в работе [Замараев и др., 1979]. Установлено, что разломы рассматриваемой территории формировались на протяжении длительного промежутка времени – от нижнего протерозоя до кайнозоя. Выделяются протяжённые разломы докайнозойского времени северо-восточного простирания и менее протяжённые разломы северо-западного простирания. Кайнозойские разломы повторяют ориентировку древних разрывов. Генетический тип большинства активных разломов характеризуется как сбросы, сбросо-сдвиги, сдвига-сбросы, сдвиги, иногда надвиги [Замараев и др., 1979]. Осадочный чехол Баргузинской впадины, мощностью от первых сотен метров до 2 км, представлен кайнозойскими осадками (ледниковыми моренами, разнозернистыми песками, галечниками, глинами, илами, алевролитами). Валунные отложения отмечаются у бортов впадины. Фундамент впадины и её борта сложены изверженными, реже метаморфическими, отложениями нижнего палеозоя и верхнего протерозоя [Флоренсов, 1960]. Геофизическими методами было изучено глубинное строение Баргузинской впадины [Булмасов, 1968; Эпов и др., 2007]. По границе геологических структур Баргузинской впадины, выраженных в рельефе как куйтуны, по данным геоэлектрики, была обнаружена серия тектонических нарушений, которая отделяет их от основной территории впадины. Куйтуны, в общем, соответствуют немного приподнятым блокам фундамента [Эпов и др., 2007]. Мощность земной коры под Баргузинской впадиной, согласно гравиметрическим данным, составляет 42 км [Крылов и др., 1970; Пузырёв и др., 1975]. Также рассматриваемая территория имеет ряд сейсмоструктур в основном сбросового характера, реже сдвигового. В течение голоцена в зоне Баргузинского разлома произошло несколько сильнейших землетрясений, магнитуды которых по параметрам палеосейсмодислокаций оцениваются в диапазоне от 7.6 до 8.0 [Чипизубов и др., 2000]. Эпицентры землетрясений группируются в две полосы: первая ориентирована вдоль Баргузинской впадины по её юго-восточной части, вторая – через п-в Святой Нос на северо-восток в пределах Баргузинского хребта. Сейсмоактивный слой залегает на глубинах 15–20 км [Радзиминович и др., 2003]. Измеренный тепловой поток в центральной части Баргузинской долины составляет 68 мВт/м^2 , на востоке впадины (в районе Аргодинского отрога) – 50 мВт/м^2 и на западе (район Баргузинского сброса) – $55\text{--}108 \text{ мВт/м}^2$ [Лысак, 1988].

2. Глыбовое поднятие – *Баргузинский хребет* – это крупный горст, ограниченный сбросами с высоким уровнем восходящих неотектонических движений и слабой дифференциацией своего внутреннего поля, отсутствием молодых или обновленных разломов, отсутствием во внутреннем поле глыбовой структуры сейсмогенных структур и эпицентров сильных землетрясений и возможным проявлением сейсмической активности в зонах разломов, ограничивающих поднятие. Баргузинский горст на северо-западе граничит с Байкальской впадиной, а на юго-востоке обрамляет Баргузинскую впадину. Для него характерно монолитное глыбовое строение, обусловленное расколом массивной донеогеновой структуры Ангаро-Витимского поднятия. Максимальный разнос блоков (фундамент Баргузинской впадины – вершины хребта) составляет не менее 4.5 км [Солоненко и др., 1968]. Высокий градиент скорости неотектонических движений привел к интенсивному эрозионному расчленению хребта с относительными превышениями вершин над днищами долин до 1200–1500 м.

Улюнский, Сахулинский и Дыренский отроги являются ответвлениями Баргузинского хребта и вдаются в Баргузинскую впадину. *Улюнский отрог*, возникший в месте схождения Улюнской и Саранхурской кулис Баргузинского разлома, отделяется от Баргузинского хребта Улюнской впадиной. В целом отрог ассиметричный, возле замыкания он становится симметричным. *Сахулинский отрог* – это короткий тупой выступ, вдающийся во впадину со стороны Баргузинского хребта. Поверхность отрога имеет облик средних гор со сглаженными формами рельефа. Отмечается асимметрия отрога. *Дыренский отрог* выделяется в районе северо-восточного замыкания Баргузинской впадины и возвышается над ней на 600–700 м. Формы отрога сглаженные с довольно крутым юго-восточным склоном и пологим северо-западным.

3. Сводовое поднятие – *Икатский хребет* – преобладают изгибовые деформации, повышенная сейсмическая активность, развиты очень сильно новейшие разломы и отмечается высокий темп восходящих неотектонических движений. Икатское сводовое поднятие ограничивает Баргузинскую впадину с юго-востока. Морфологически центральная часть Икатского хребта ступенчатая, что объясняется неравномерным поднятием отдельных участков морфоструктуры под влиянием взаимодействия медленных изгибовых и быстрых блоковых движений. Развитие этого хребта происходило в кайнозое (до середины плейстоцена), но в какой-то мере сохранило унаследованность от верхнего мезозоя.

Аргодинский отрог является частью Икатского хребта, вклинивающийся в Баргузинскую впадину и ограниченный Аргодинским и Улан-Бургинским разломами, сейсмическая активность которых подтверждается концентрацией землетрясений.

В геологическом плане Икатский и Баргузинский хребты сложены метаморфическими

породами (кристаллические известняки и сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, метаморфизованные кислые эффузивы), также доломитами и интрузивными породами (преимущественно гранитоиды, реже граносиениты, сиениты, гранодиориты).

Кроме того, выделяются мелкие по масштабам положительные и отрицательные неотектонические структуры:

1. сводово-блоковые поднятия (Южно- и Северо-Муйский хребты) – в их образовании главную роль играют разрывные и изгибовые деформации, развиваются эти структуры вглубь своего внутреннего поля (распадаются на блоки различной амплитуды), характеризуются высоким уровнем сейсмической активности.

2. структуры новейших опусканий мезозойского (Алакирская, Богундинская, Верхне-Икатская, Илоканская, Караталинская, Усть-Баргузинская) и кайнозойского (Амутская, Баунтовская (или Ципинская), Верхне-Ангарская, Верхне-Муйская, Верхне-Ципиканская, Кичерская, Нироканская, Тураки, Ямбульская впадины) возрастов [Ясько, 1982]. Историю геологического развития Ципиканской впадины рассматривают по-разному: одни исследователи относят ее к мезозойской структуре [Ясько, 1982], другие рассматривают как кайнозойскую структуру [Гидрогеология СССР..., 1970], а третьи – как переходную структуру от межгорных впадин БРС к впадинам забайкальского типа [Колдышева, 1969].

На исследуемой территории широко распространены базитовые включения и дайки основного состава размером от 2–3 см² до нескольких км². Среди базитовых включений выделяются два типа: ксенолиты или останцы габброидных массивов и синплутонические включения базитовых магм. На 55–60 % по составу включения представляют собой долериты и габбродолериты. Постбатолитовые дайки основного состава представлены субщелочными габброидами (лампрофирами, трахидолеритами) [Носков, 2011]. В работе [Носков, 2011] приведены датировки только по гранитным комплексам, а датировки по дайкам отсутствуют и указано только постбатолитовое их время формирования. Становление гранитного Гаргинского массива (одна из частей Ангаро-Витимского батолита) по уран-свинцовому методу, подтвержденному также рубидий стронциевым методом, произошло 425±22 млн лет назад.

2.2.3. Активные разломы

Детально рассмотрена разломная тектоника Баргузинской впадины в работе [Замараев и др., 1979]. Установлено, что разломы рассматриваемой территории формировались на протяжении длительного промежутка времени – от нижнего протерозоя до кайнозоя. Выделяются протяжённые разломы докайнозойского периода северо-восточного простирания и менее протяжённые разломы северо-западного простирания. Кайнозойские разломы повторяют ориентировку древних разрывов. Генетический тип

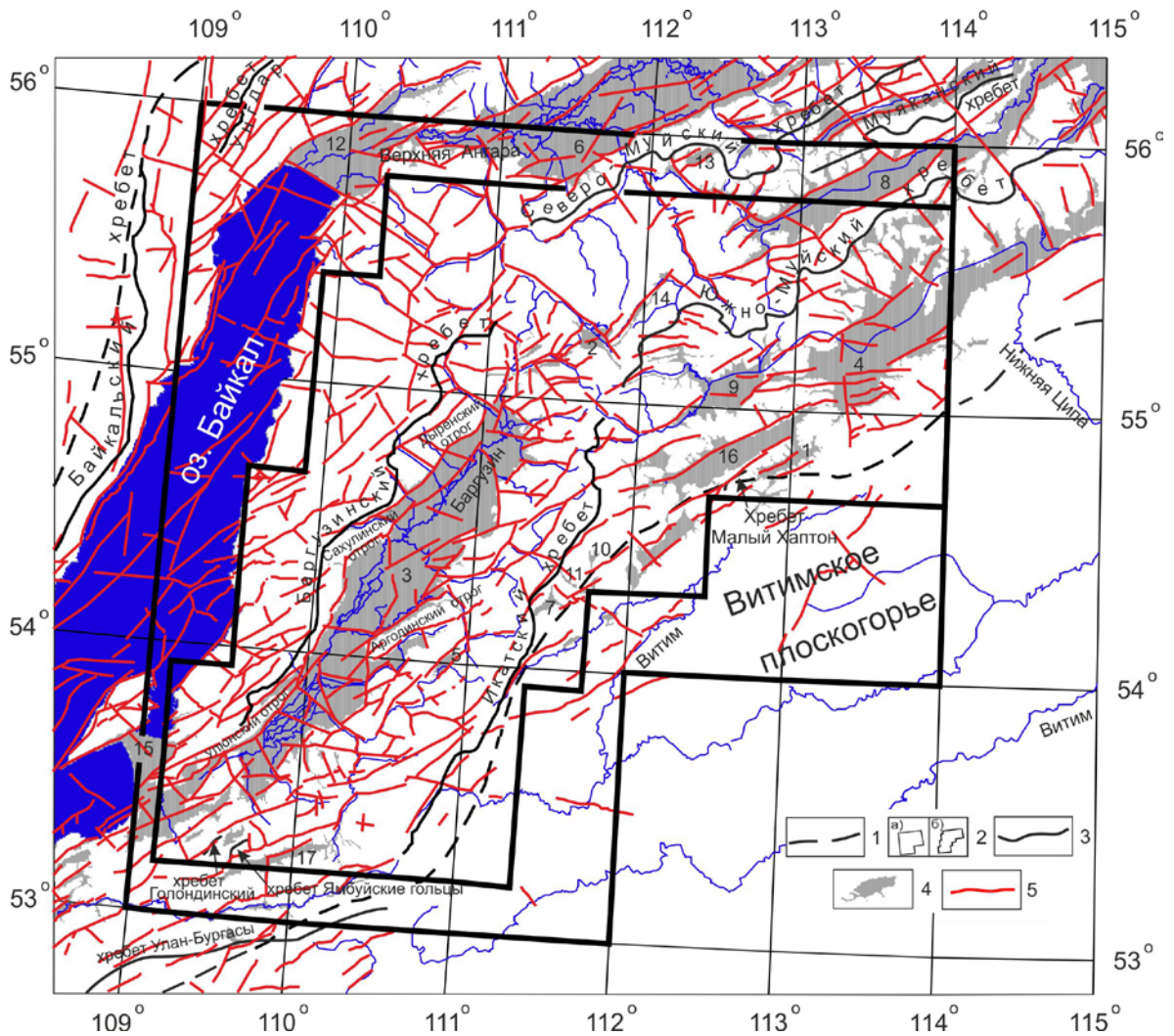


Рис. 2.2.3.1. Активные разломы района исследований (по материалам [Лунина, 2016]):

1 – граница БРС (по [Шерман, 1977]); 2 – контур района исследований: а) для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$, б) для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$; 3 – хребты; 4 – впадины: 1 – Алакирская, 2 – Амутская, 3 – Баргузинская, 4 – Баунтовская (Ципинская), 5 – Богундинская, 6 – Верхне-Ангарская, 7 – Верхне-Икатская, 8 – Верхне-Муйская, 9 – Верхне-Ципиканская, 10 – Илоканская, 11 – Караталинская, 12 – Кичерская, 13 – Нироканская, 14 – Тураки, 15 – Усть-Баргузинская, 16 – Ципиканская, 17 – Ямбуйская; 5 – активный разлом.

большинства активных разломов характеризуется как сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы, сдвиги, иногда надвиги [Замараев и др., 1979].

В районе Баргузино-Витимского сводового поднятия выделяются генеральные ($L > 90$ км) [Геология и сейсмичность..., 1984б] разломы [Замараев и др., 1979], а также региональные ($L = 45\text{--}90$ км) и локальные ($L < 45\text{--}90$ км) разломы. Простираения разломов варьируются в широких пределах, но основным считается северо-восточное простираение.

Практически все генеральные и региональные разломы региона имеют докайнозойский возраст заложения, однако они характеризовались тем или иным уровнем активности и на протяжении кайнозоя. Отметим, что на современном этапе уровень сейсмической активности отдельных сегментов одного и того же разлома может существенно различаться.

Генеральные и региональные разломы определяют ориентировку и размеры рифтовых впадин этой территории, а локальные разломы – внутреннее строение впадин и межвпадинных перемычек [Геология и сейсмичность..., 1984б]. Генетический тип большинства активных разломов характеризуется как сбросы, сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы, сдвиги, иногда надвиги [Замараев и др., 1979]. К генеральным разломам относятся Баргузинский и Верхне-Муйский. Баргузинский разлом имеет длину 200 км, состоит из четырёх кулисообразных отдельных разрывов [Флоренсов, 1960] и достигает поверхности Мохо по данным ГСЗ [Недра Байкала..., 1981] с амплитудой вертикального смещения в кайнозой около 500–800 м [Флоренсов, 1960]. Разлом проходит вдоль северо-западного борта Баргузинской впадины. Оценка возраста Баргузинского разлома неоднократно менялась. Например, Н.А. Флоренсов [Флоренсов, 1960] относил возраст заложения разлома к мезозойскому или более раннему. В.П. Солоненко [Солоненко и др., 1968] датировал разлом как верхнепротерозойский или нижнепалеозойский. П.М. Хренов [Карта..., 1982] определил его как позднепротерозойский разлом. Верхне-Муйский разлом докайнозойского возраста заложения протягивается вдоль южного борта Верхне-Муйской впадины на расстояние около 150 км. Суммарная амплитуда вертикального перемещения составляет 2000 м. Морфогенетический тип разлома в кайнозой как левосторонний сбросо-сдвиг [Геология и сейсмичность..., 1984б].

На рисунке 2.2.3.1. представлены активные разломы Баргузино-Баунтовской ветви впадин БРС.

2.2.4. Вулканизм

Вулканизм в БРС широкого развития не имеет, локализуясь в нескольких ареалах [Рассказов, 1996] (рис. 2.2.4.1).

Примерно в 200 км от Баргузинской впадины располагается Витимское поле базальтов, входящее в Западно-Забайкальскую позднемезозойско-кайнозойскую вулканическую область. Вулканические поля области контролируются системой северо-восточных впадин и грабенов, которые сформировались в поздней юре – раннем мелу в связи с процессами рифтогенеза [Ярмолюк и др., 1995]. В конце мела началось прогибание системы Еравнинских впадин, а в начале палеогена (палеоцен, 56–51 млн лет назад) здесь же проявилась и вулканическая деятельность. Около 29 млн лет назад тектонические и вулканические процессы распространились вдоль север-северо-восточной зоны, протянувшейся на 230 км от Еравнинской депрессии до северо-западной части будущего Витимского вулканического поля. Затем (21–18 млн лет назад) контролирование раннеолигоценного вулканического эпизода от сдвиговой зоны север-северо-восточного простирания перешло к рассеянному северо-западному растяжению

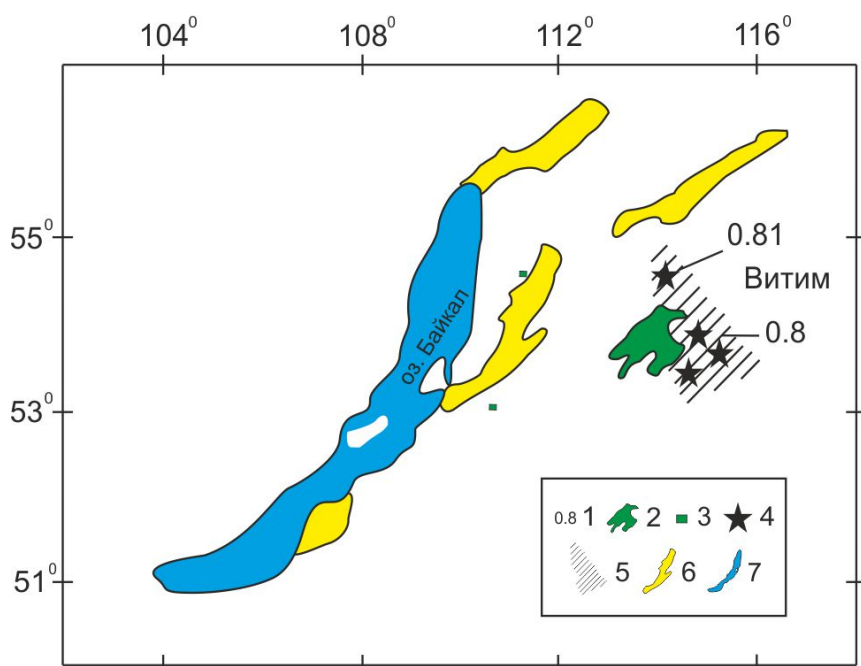


Рис. 2.2.4.1. Пространственное распределение четвертичного вулканизма в БРС [Рассказов, 1996] с дополнениями автора:

1 – абсолютные датировки; 2 – кайнозойские вулканические поля; 3 – пункты отбора проб из даек основного состава (по материалам [Носков, 2011]); 4 – четвертичные и плиоценовые вулканы (показаны внесштабным знаком); 5 – зоны и ареалы четвертичного вулканизма; 6 – суходольные впадины; 7 – впадины-озера.

коры. В этот период на территории Амалатского плато (рис. 2.2.4.2) и юго-восточнее его, в Хушидинской палеодолине, распространились лавы и осадки. В интервале 16–15 млн лет назад образовался вулканический свод Антасе, а затем, 12–9 млн лет назад, вулканические извержения охватили весь этот свод. В дальнейшем, вулканические импульсы происходили в интервалах 5–3 и 1.8–1.5 млн лет назад. Последнее вулканическое извержение завершилось 1.1–0.6 млн лет назад [Рассказов и др., 2007].

Наиболее близко расположенным к району исследования обширным выходом пород основного состава являются базальты Витимского вулканического поля площадью 7000 км² [Багдасарьян и др., 1981] и возрастом 18.5–0.6 млн лет [Рассказов, Чувашова, 2018]. Толщина вулканогенно-осадочного покрова достигает 500 м. Вулканиды представлены субщелочными оливиновыми базальтами, базанитами и лимбургитами [Глебовицкий и др., 2007]. На его слабо дифференцированной поверхности возвышаются шлаковые и шлаколавовые вулканы [Рассказов, 1996]. В непосредственной близости от изучаемых термальных источников выделяются выходы базитовых даек, сходных по составу с базальтами Витимского вулканического поля.

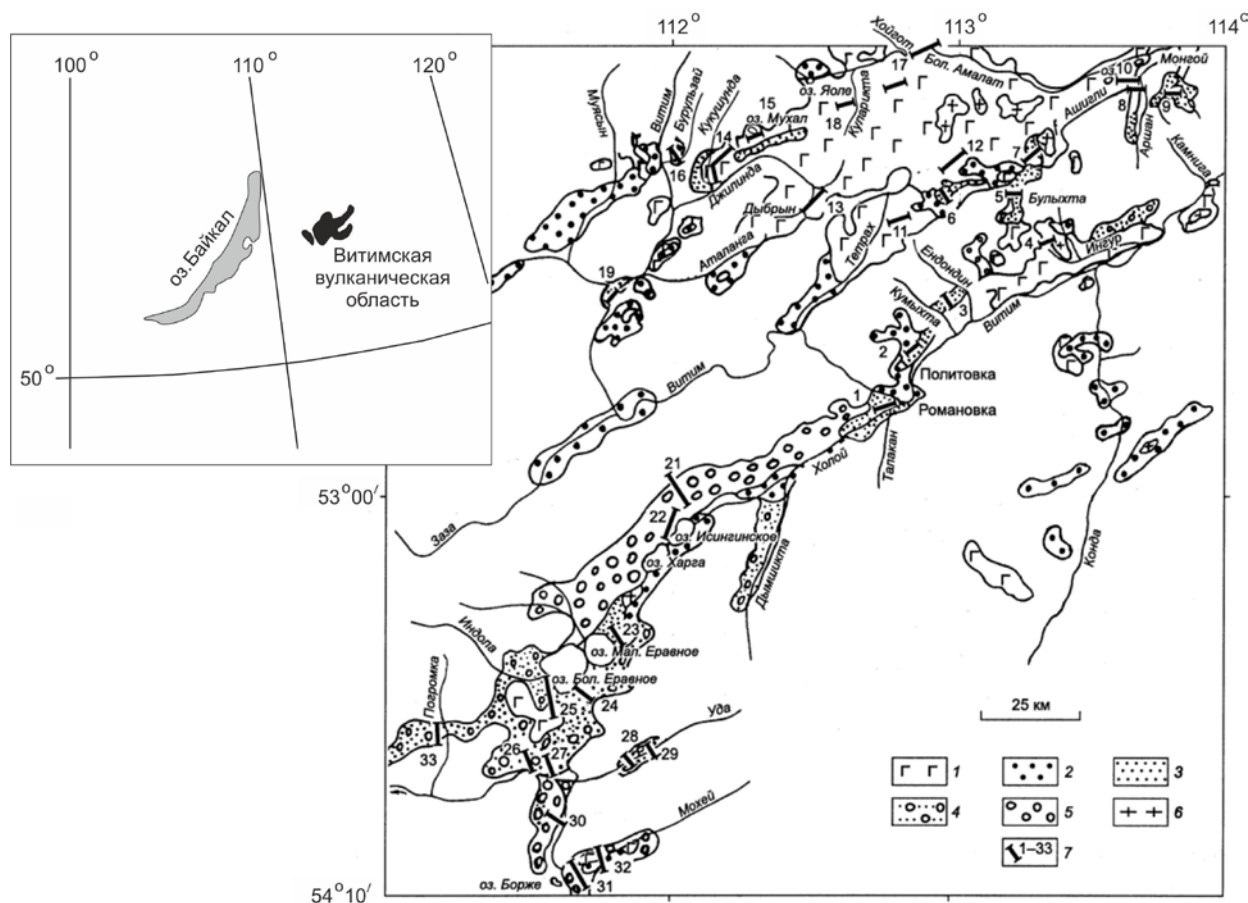


Рис. 2.2.4.2. Схема распространения пограничных мел-палеогеновых и кайнозойских образований на Витимском плоскогорье [Рассказов и др., 2007]:

1 – кайнозойские вулканические породы; 2 – неогеновые и нижнечетвертичные нерасчлененные галечники, гравийники, пески, красноцветные замусоренные глины, алевропелиты, диатомиты, лигниты, глины; 3 – осадочные отложения среднего-верхнего миоцена джилдиндинской свиты: пески, гравийники, галечники, алевропелиты, лигниты, диатомиты; 4 – кайнозойские и верхнемеловые нерасчлененные галечники, конгломераты, хлидолиты, пески, глины, диатомовые алевропелиты с прослоями лигнитов, бурых углей; 5 – верхний мел мохейской свиты: красноцветные и сероцветные конгломераты, брекчии, хлидолиты, песчаники, пески, алевропелиты; 6 – выходы пород фундамента на позднекайнозойском Амалатском вулканическом плато; 7 – профили скважин с опорными разрезами верхнего мела и кайнозоя. Районы опорных разрезов кайнозоя в пределах позднемезозойских впадин (1, 4, 19, 23, 29, 31, 32), кайнозойских впадин и эрозионных палеодолин (5–20) и позднемеловых (21, 22, 30–32).

2.3. Сейсмичность

Территория БРС характеризуется высокой сейсмической активностью (рис. 2.3.1). В прошлом здесь происходили землетрясения с интенсивностью до 10–11 баллов по шкале MSK-64 и магнитудой $M > 7.6$ [Новый каталог сильных землетрясений..., 1977; Сейсмическое районирование..., 1977; Голенецкий, 1977, 1990].

Непосредственно в районе исследования (рис. 2.3.2), а точнее в горных массивах Баргузинского, Икатского хребтов, были зарегистрированы обособленные группы роевых землетрясений ($K_{max} \leq 13.5$) за период 2001–2006 гг. [Мельникова и др., 2009]. Причем эта роевая деятельность, как было зафиксировано, происходит более часто, чем на всей остальной территории БРС [Солоненко и Солоненко, 1987].

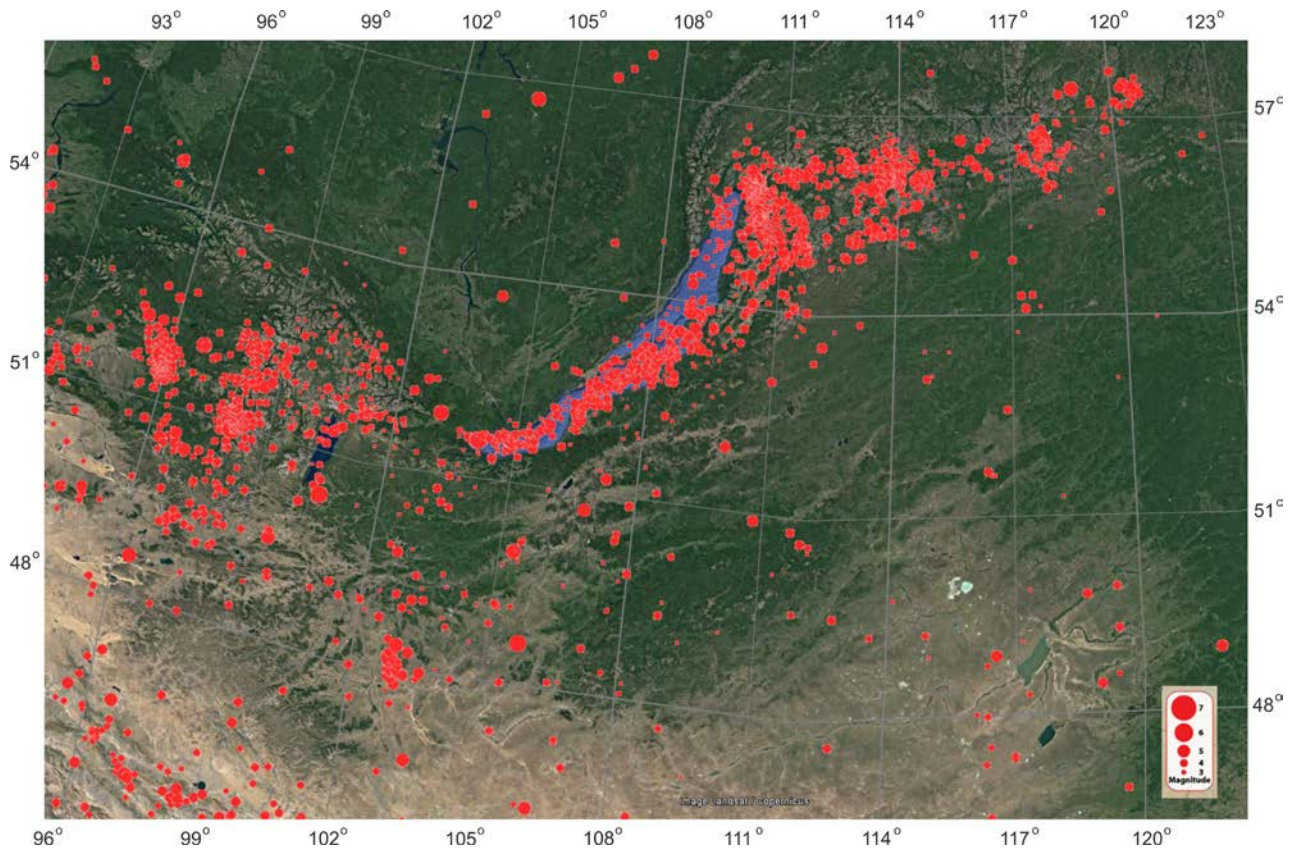


Рис. 2.3.1. Карта эпицентров землетрясений БРС и Северной Монголии по данным ISC [International Seismological Centre, 2020].

Землетрясения Баргузинского района, записанные в 1974 г. временными станциями, характеризуются значениями глубин очагов 15–25 км [Гайский и др., 1977]. Для Амутского роя 1979–1981 гг., произошедшего к СЗ от северного окончания Баргузинской впадины, глубины очагов составили 40–46 км (см. рис. 2.3.2) [Déverchère et al., 1991].

Сейсмичность для всей БРС, исходя из анализа эпицентрального поля, в основном сосредоточена в рифтовых бассейнах и прилегающих к ним горных районах, образуя эпицентральные полосы [Radziminovich et al., 2013]. Для рассматриваемого Баргузино-Витимского региона эпицентральное поле проходит по Баргузинскому бассейну, Икатскому хребту до зарождающейся Ципа-Баунтовской впадины [Radziminovich et al., 2013]. Эпицентры землетрясений вытягиваются согласно простиранию рифтовых структур [Мельникова и др., 2003]. Поле эпицентров характеризуется наличием концентраций эпицентров землетрясений в рифтовых впадинах и межвпадинных перемычках и линейно-вытянутыми скоплениями эпицентров землетрясений в зонах влияния крупных разломов [Кочетков и др., 1977].

Анализ эпицентрального поля, также как и плотности эпицентров землетрясений, позволяет рассмотреть сейсмическую активность Баунтовской впадины как достаточно высокую ($M = 4-5$) и сопоставимую с сейсмической активностью севера Баргузинской

впадины [Мишарина, Солоненко, 1977; Кочетков, 1977; Сейсмогеология..., 1981; Мельникова и др., 2020] (см. рис. 2.3.1).

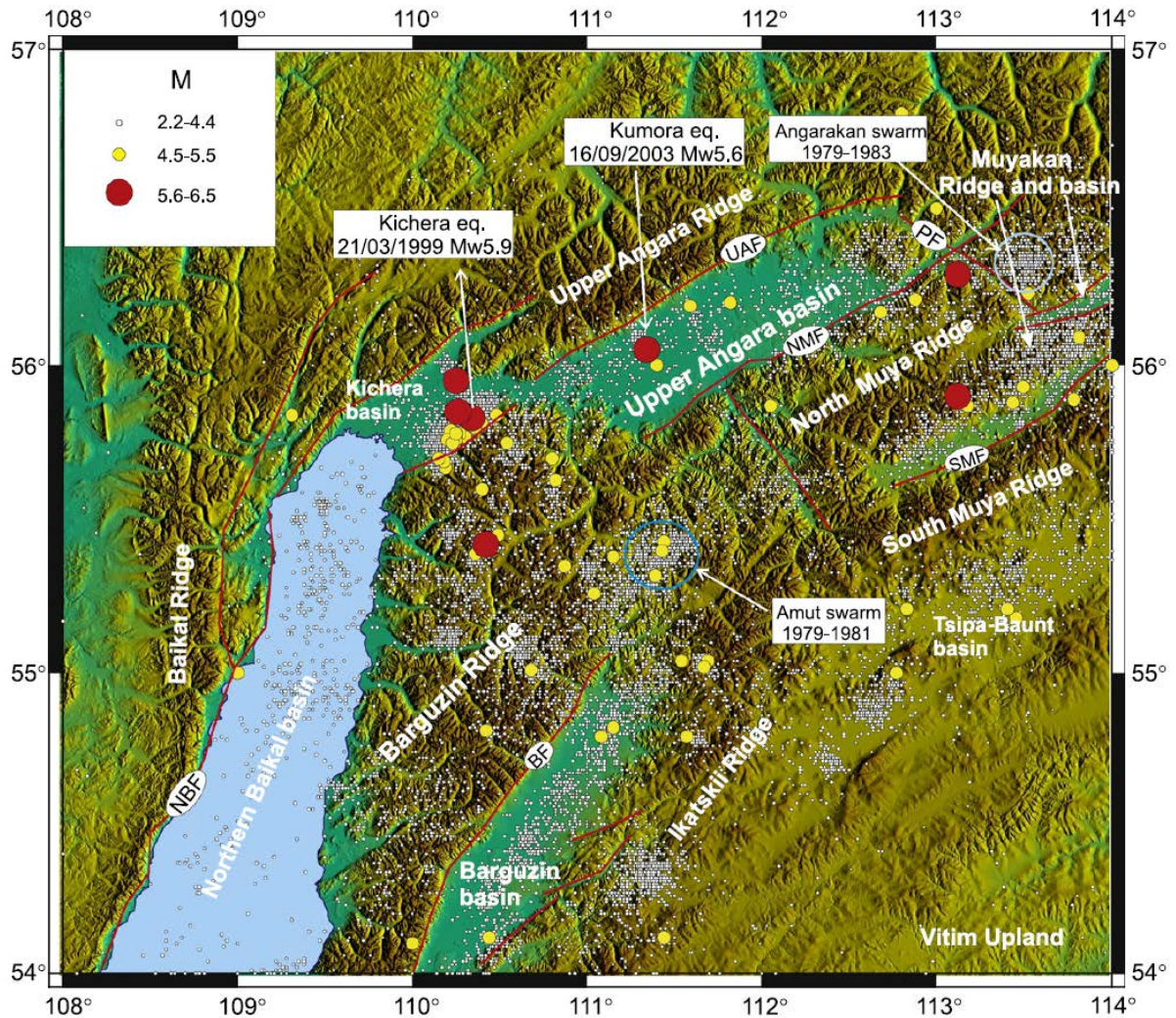


Рис. 2.3.2. Топография, сейсмичность и главные разломы Северного Байкала, Баргузинская и Верхнеангарская впадины и их горное обрамление [Radziminovich et al., 2013]:

На рисунке показаны эпицентры землетрясений, а также роевые события (обозначены кругами). СБР (NBF) – Северобайкальский разлом, БР (BF) – Баргузинский разлом, ПР (PF) – Перевальный разлом, ВАР (UAF) – Верхнеангарский разлом, СМР (NMF) – Северо-Муйский разлом, ЮМР (SMF) – Южно-Муйский разлом.

Современное поле напряжений показывает режим растяжения в Баргузинской впадине [Radziminovich et al., 2013]. Механизмы очагов землетрясений преимущественно сбросового и сбросо-сдвигового типа.

2.4. Глубинные источники формирования неотектонической структуры

На сегодняшний день у исследователей нет единого мнения о происхождении и источнике формирования БРС, в пределах которой расположено Баргузино-Витимское сводовое поднятие. Существуют разные точки зрения.

В гипотезе об активном рифтогенезе в БРС рассматривается участие плюма и астеносферы. Восхождение плюмового потока к земной коре вызвало вначале сводообразование и заложение рифтовых впадин, а затем горизонтальное растекание плюма привело к увеличению растягивающих движений коры и, соответственно, к более быстрому развитию структур БРС [Логачёв, Флоренсов, 1977; Logatchev, Zorin, 1987; Zorin et al., 2003]. Объясняя растяжение БРС с участием астеносферы, было предложено поднятие ее кровли до глубин 70–90 км, небольшое сползание литосферы с образовавшегося выступа, и отток астеносферных масс по нормали к продольной оси выступа [Зорин, 1977; Зорин, Лепина, 1984; Gao et al., 1994a].

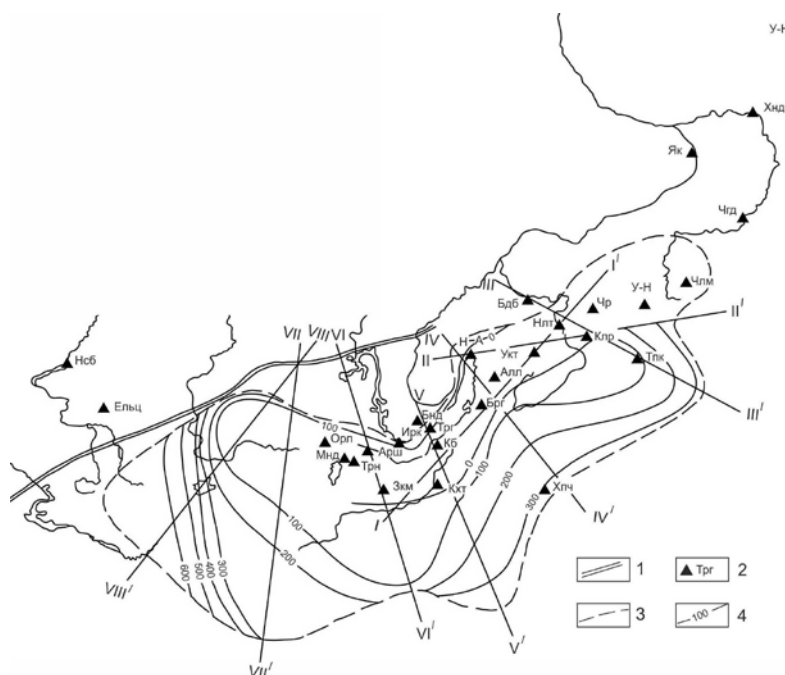


Рис. 2.4.1. Схема верхней границы области аномальной мантии [Рогожина, Кожевников, 1979]:

1 – профиль Памир-Байкал, 2 – сейсмические станции Сибири, 3 – граница проекции низкоскоростной неоднородности на поверхность Земли, 4 – линии равной глубины от подошвы земной коры (в км). Названия станций: Арш – Аршан, Бдб – Бодайбо, Бнд – Баяндай, Брг – Баргузин, Зкм – Закаменск, Ирк – Иркутск, Кб – Кабанск, Клар – Калар, Кхт – Кяхта, Мнд – Монды, Н-А – Нижнеангарск, Нлт – Неляты, Тпк – Тупик, Трг – Тырган, Чр – Чара.

По величине запаздывания прихода первых волн от удалённых землетрясений и ядерных взрывов к сеймостанциям исследуемой территории БРС была выделена более обширная аномалия по сравнению с данными ГСЗ и сейсмологии. В глубину эта низкоскоростная неоднородность опускалась на 60–80 км и более. На следующей схеме (рис. 2.4.1) [Рогожина, Кожевников, 1979] отмечается крутой подъем поверхности аномальной мантии к подошве земной коры в области Байкальского рифта и погружение на глубины в сотни километров к юго-западу и юго-востоку относительно рифта и южного выступа Сибирской платформы. На

настоящий момент известно, что единой мантийной аномалии не существует [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003].

Пассивный рифтогенез был рассмотрен в ряде работ. Р. Molnar, Р. Tapponnier [Molnar, Tapponnier, 1975] сделали акцент на существование коллизии между Евразийским и Индийским континентами. По результатам комплексного анализа параметров современных и неотектонических деформаций земной коры и верхней мантии территории Монголо-Сибирского региона был сделан вывод, что длительно действующий поток вещества астеносферы под всей Евразией, текущий в направлении с СЗ на ЮВ, вызывает ее движение на юго-восток. При этом Забайкальский блок с неглубокой мощностью смещается быстрее на юго-восток, чем Сибирская платформа с мощной корой. В результате отставания Сибирской платформы происходит растяжение Байкальского рифта [Саньков и др., 2011].

По мнению других исследователей [Das, Filson, 1975] существует совместное действие этих двух энергетических источников. Они предполагают, что растяжение в БРС вызывает вращение Западно-Китайского блока по часовой стрелке с полюсом поворота вблизи южного окончания оз. Байкал, которое в свою очередь создает условия сжатия к западу от этой точки вдоль границы блока с Сибирской плитой (горные системы от Памира до Восточного Саяна). Коллизия усиливает вращение на юго-западной границе блока (Гималаи, Тибет). Зоной спрединга, по мнению авторов, является также граница между Западно- и Восточно-Китайскими блоками.

В.В. Ружич [Ружич, 1997] ссылается на сложное поле напряжений, возникшее от двух энергетических источников – местного мантийно-диапирового и планетарного. Под планетарным источником автор понимает тангенциальное сжатие в направлении северо-северо-восток-юго-юго-запад, возникающее в силу действия "планетарно-ротационного" механизма.

Х. Kong, Р. Bird [Kong, Bird, 1994] показали с помощью математического моделирования, что всё зависит, с одной стороны, от соотношения сил сжатия со стороны зоны Индо-Азиатской коллизии, и с другой стороны – от Западно-Тихоокеанской зоны субдукции. Уменьшение сжатия со стороны последней ведет к резкому ускорению раздвижения в Байкальском рифте.

По А.В. Солоненко [Солоненко, 1993], в районе северной оконечности оз. Байкал, где существует, по его мнению, максимальное действие рифтогенного источника, проходит ось симметрии современного поля напряжений БРС. По мере удаления от оси симметрии в обе стороны происходит ослабление рифтового поля напряжений и постепенное его вырождение.

А.М. Попов [Попов и др., 1991] предположил раскол коры на месте длительно суще-

ствующей ослабленной литосферной зоны в результате воздействия Индо-Азиатской коллизии. Эта зона сформировалась между Сибирским кратоном и Саяно-Байкальской складчатой областью в результате многократных тектоно-магматических активизаций, обусловленных воздействием конвективного потока глубинного вещества из-под литосферы кратона в окраинную зону с повышенной проницаемостью.

О наличии под БРС обширных мантийных источников тепла и флюидов отмечали многие учёные, основываясь на геофизических данных (ГСЗ, сейсмология, МТЗ, гравиметрия), геотермическом моделировании. Существование аномальной мантии в основании земной коры на границе Мохо подтверждается данными по ГСЗ и сейсмологии [Рогожина, Кожевников, 1979]. Установленные скорости продольных волн этой аномалии отличаются от средних скоростей (8.0–8.2 км/с) за пределами рифтовой системы, например от таких окружающих рифт районов как Сибирская платформа и Забайкалье [Недра Байкала..., 1981]. Область этой аномалии шириной 200–400 км вытянута на северо-восток на 1500 км. В разрезе аномалия опускается до глубины 50 км, со стороны Сибирской платформы вертикально ограничивается, а к юго-востоку плавно утоняется.

Телесеismicические данные [Ананьин и др., 2012] отмечают чётко обозначенную сгущающимися изолиниями (рис. 2.4.2) практически ровную границу Мохо, проходящую на глубине 40 км.

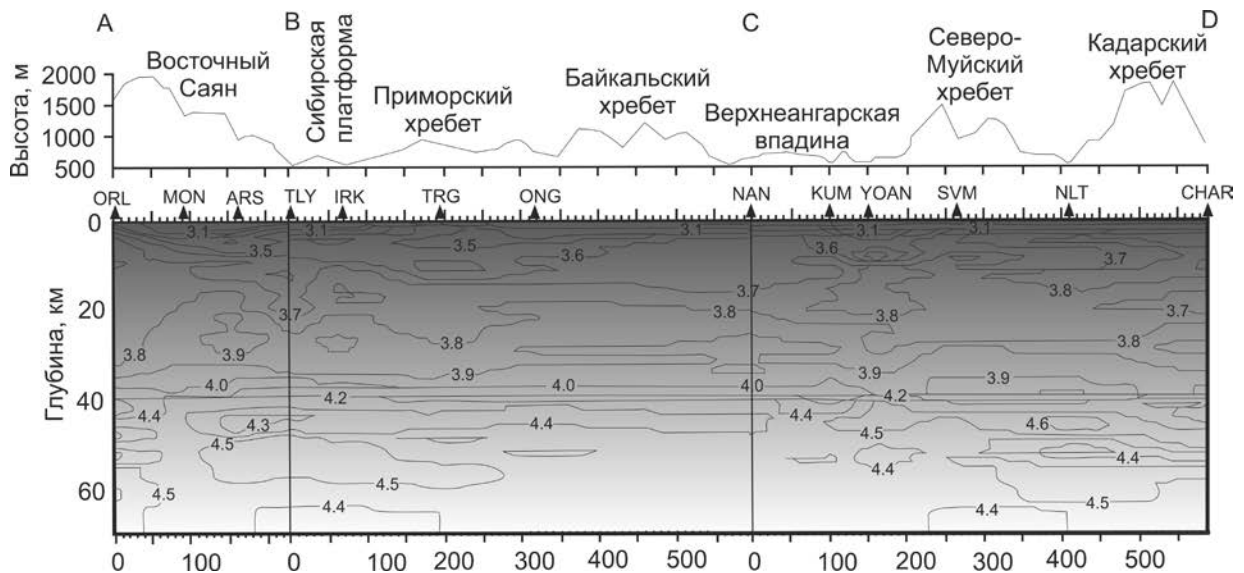


Рис. 2.4.2. Двумерные Vs разрезы и топография вдоль БРС [Ананьин и др., 2012].

О совпадении выступа астеносферы с подошвой земной коры на глубине 40–50 км говорят гравиметрические измерения [Зорин и др., 1988].

Моделирование границы раздела литосферы – астеносферы, или определение подошвы

литосферы, с помощью гравиметрического метода и с учётом силы тяжести в редукции Бугэ с поправкой на рельеф [Petit, Déverchère, 2006] выделило данную границу под Баргузинской впадиной на отметке 75–80 км, причём минимальные значения глубин (70 км) получены для участков под Хамар-Дабаном и Витимом (рис. 2.4.3).

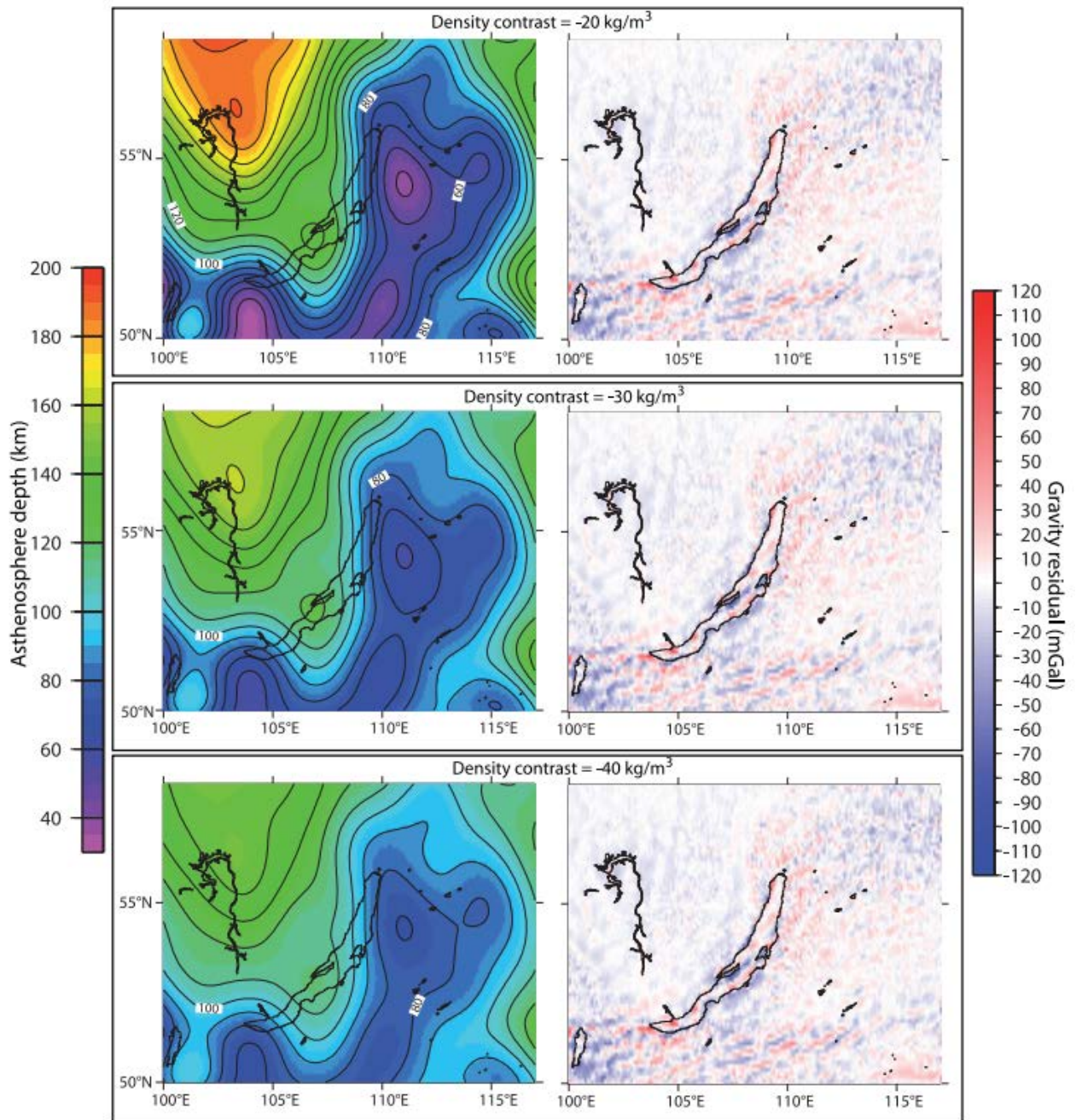


Рис. 2.4.3. Глубина подошвы литосферы [Petit, Déverchère, 2006]:

Предполагаемая глубина подошвы литосферы, оцениваемая по инверсии длинноволновой остаточной гравитационной аномалии Буге, с использованием контраста плотности на границе литосферы и астеносферы – 20 кг/м^3 (верхняя часть рисунка), -30 кг/м^3 (средняя часть рисунка) и -40 кг/м^3 (нижняя часть рисунка). Левая и правая панели показывают соответственно инвертированные глубины астеносферы (км) и остаточную гравитационную аномалию Буге (мгл).

По мнению исследователей [Petit, Déverchère, 2006], угол наклона разлома влияет на характер растекания аномальной мантии. На разрезе, через Центральный Байкал, показаны субгоризонтальные разломы земной коры, задающие под тем же углом и в том же направлении, что и они сами, движение для данной аномалии (рис. 2.4.4).

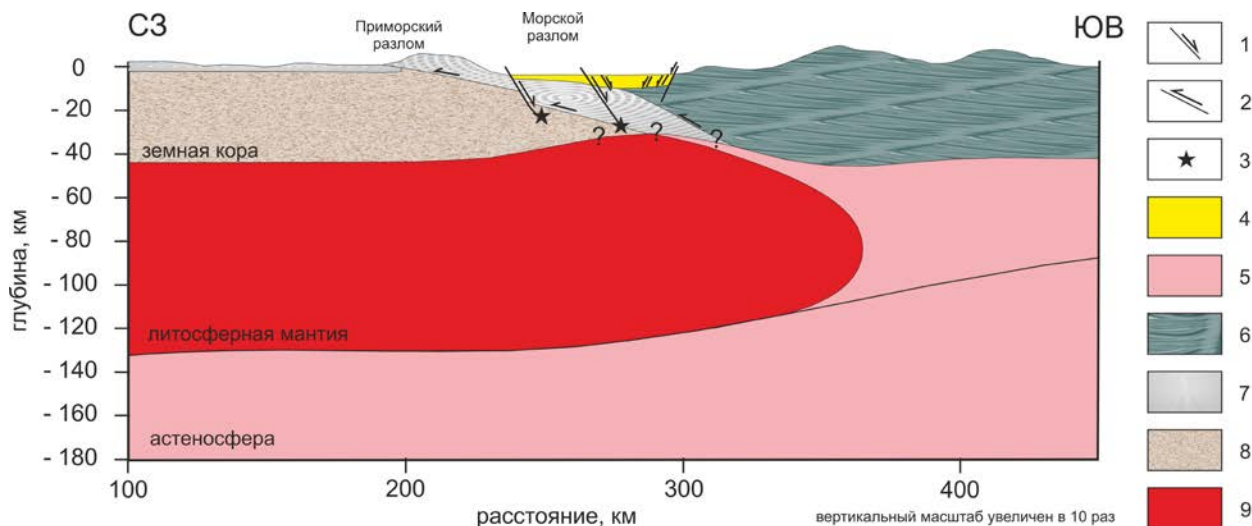


Рис. 2.4.4. Схематический разрез литосферы и верхней мантии в районе Центрального Байкала [Petit, Déverchère, 2006]:

1 – кайнозойский сброс, 2 – древний надвиг, 3 – максимальная глубина землетрясения, 4 – рифтовые отложения, 5 – палеозойские отложения, 6 – Саяно-Байкальский блок, 7 – Байкало-Патомский блок, 8 – Сибирский кратон, 9 – литосферная мантия под Сибирским кратоном.

Данные о распределении скоростей поперечных волн, согласно поверхностно-волновой томографии, в верхней мантии на глубине 250 км свидетельствуют о низкоскоростной Северо-Байкальской аномалии [Рассказов и др., 2003]. Средний коэффициент анизотропии показал наибольшую анизотропную выраженность на глубине 100–200 км [Яновская, Кожевников, 2006].

Представления о геометрии, размерах и происхождении скоростной неоднородности постоянно менялись. Одни исследователи связывали происхождение этой неоднородности на границе Мохо с мантийным диапиром, внедрившимся в континентальную литосферу и имеющим форму пластовой линзы, а также соединённым с астеносферой узким питающим каналом [Грачёв, 1977, 1996; Недра Байкала..., 1981; Пузырёв, 1997] или не соединённым вообще [Крылов и др., 1993] (рис. 2.4.5). Другие, видели причину в наличии астеносферного выступа, который имеет корни на больших глубинах и, таким образом, представляющим собой мощное сплошное тело [Зорин, 1971; Gao et al., 1994b] (см. рис. 2.4.5).

Е.В. Артюшков [Артюшков, 1976] допускает мысль о том, что аномальная мантия не достигает подошвы коры, а располагается на глубине 70–80 км. По его мнению, если бы интенсивная неоднородность располагалась на подошве коры, тогда был бы интенсивный

вулканизм и высокие показания теплового потока. Но, такие показатели в этом регионе отсутствуют.

Геотермическим моделированием было спрогнозировано, что кровля астеносферы приподнята до глубины менее 50 км [Zorin, Lepina, 1985]. Моделирование напряжённо-деформированного состояния БРС, проводившееся с помощью программы NASTRAN, показало, что на подошве коры (раздел Мохо) тепловая аномалия формирует асимметричный куполообразный изгиб литосферной мантии под центральной частью БРС и прилегающими областями [Адамович и др., 2003].

Таким образом, результаты исследований различных авторов, затрагивающие физико-географические особенности изучаемой территории, позволяют сделать вывод о тесной взаимосвязи между геоморфологической структурой региона и внутрилитосферными процессами, оказывающими влияние на термальные воды. На основании этого в последующих главах данной работы закономерности формирования термальных вод рассматриваются с учетом геологического строения территории, природно-климатических, гидрогеологических, структурно-тектонических факторов и сейсмичности.

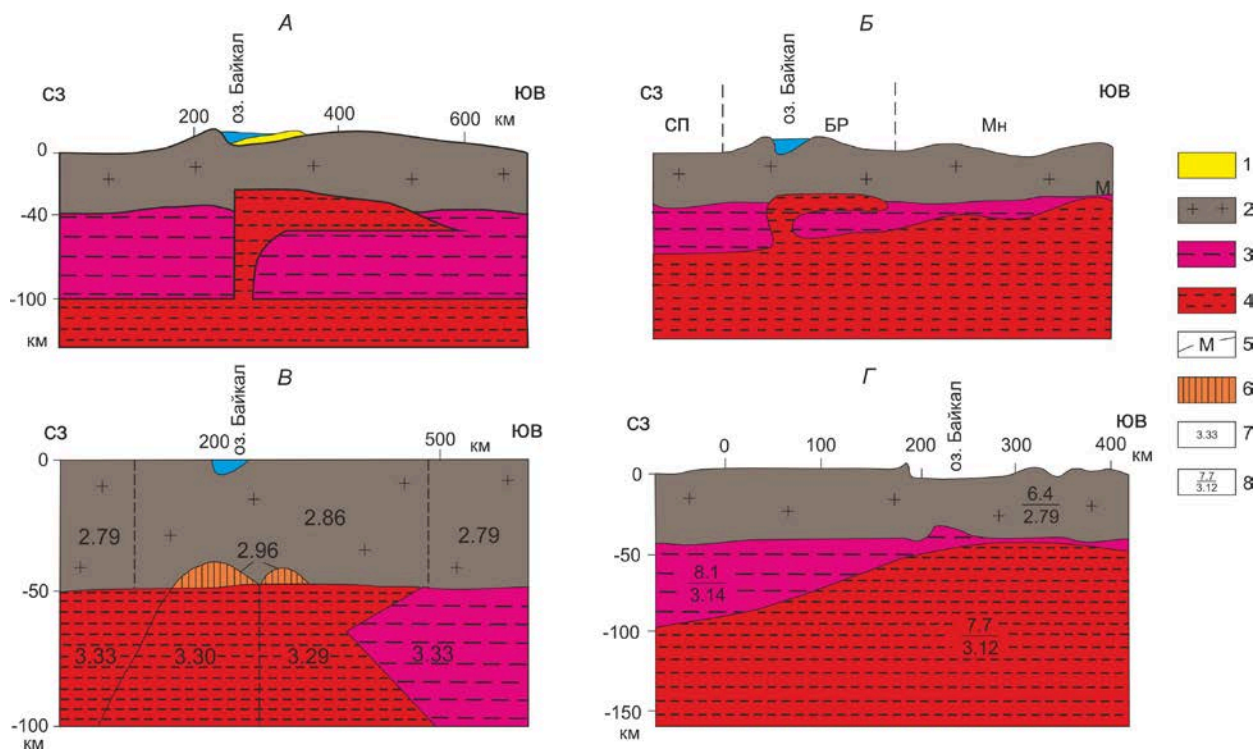


Рис. 2.4.5. Модели БРС. А, Б – модель «Мантийный диапир» (А – по: [Крылов и др., 1981; Пузырёв, 1997], Б – по: [Грачёв, 1996]); В, Г – модель «Астеносферный выступ» (В – по: [Зорин, 1971], Г – по: [Gao et al., 1994a]):

1 – осадочные породы, 2 – земная кора, 3 – нормальная мантия, 4 – аномальная мантия, 5 – поверхность Мохо, 6 – внедрение основных и ультраосновных интрузий, 7 – плотность, 8 – скорость Р-волн (числитель) и плотность (знаменатель), СП – Сибирская платформа, БР – Байкальский рифт, Мн – Монголия.

ГЛАВА 3. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

3.1. Структурно-гидрогеологическое районирование

Структурно-гидрогеологическое районирование территории, заложенное в работах [Васильевский, Бутов, 1937; Зайцев, 1945; Каменский, Приклонский, 1957; Овчинников, 1960; Зайцев, Толстихин, 1963, 1971; Пиннекер, 1966; Степанов, 1989; Диденков, 1998, 2003], определяется закономерностями размещения подземных вод.

Согласно структурно-гидрогеологическому районированию, где основной его единицей является гидрогеологическая структура (это соответствующая ей геологическое тело, которое имеет однородные условия формирования и распространения подземных вод в своих пределах), и которое использует структурно-гидрогеологический или структурно-вещественный принцип, основанный на обособлении различных емкостей подземных вод (или гидрогеологических резервуаров или гидрогеологических структур) по их геолого-структурным особенностям (размеру и строению геологического тела), вещественному составу водовмещающих пород, по особенностям питания, стока, разгрузки подземных вод в этих структурах [Пиннекер, Писарский, 1977], а также, исходя из специфического расположения Прибайкалья, включающее в себя Баргузино-Баунтовскую ветвь впадин – на стыке двух крупных структурных элементов земной коры: Сибирской платформы и Саяно-Байкальской горной области, были выделены следующие соподчиненные таксономические единицы: провинция, область, округ, район, соответствующие гидрогеологическим структурам I, II, III, IV порядков, а приведенный в скобках регион отвечает за обобщенное название таксономических единиц районирования. В иерархии структурно-гидрогеологического районирования Баргузино-Баунтовская ветвь впадин располагается в пределах как более высокого рангового уровня – в Монголо-Охотской гидрогеологической провинции (в гидрогеологическом регионе I порядка), отвечающей Монголо-Охотскому орогену, так и на порядок его ниже – в пределах Байкальской гидрогеологической складчатой области (в гидрогеологическом регионе II порядка), соответствующей одноименной системе массивов трещинных вод и межгорных артезианских бассейнов байкальского типа благодаря ее приуроченности к Байкальской рифтовой системе (рис. 3.1.1). Байкальская гидрогеологическая складчатая область разделяется на гидрогеологические округа (гидрогеологические регионы III порядка) – сложные гидрогеологические бассейны (Баргузинская, Северо-Байкальская, Ципиканская и Муйская группа артезианских бассейнов) и сложные гидрогеологические массивы (Баргузинский, Икатский, Кичерский – Северо-Муйский – Южно-Муйский).

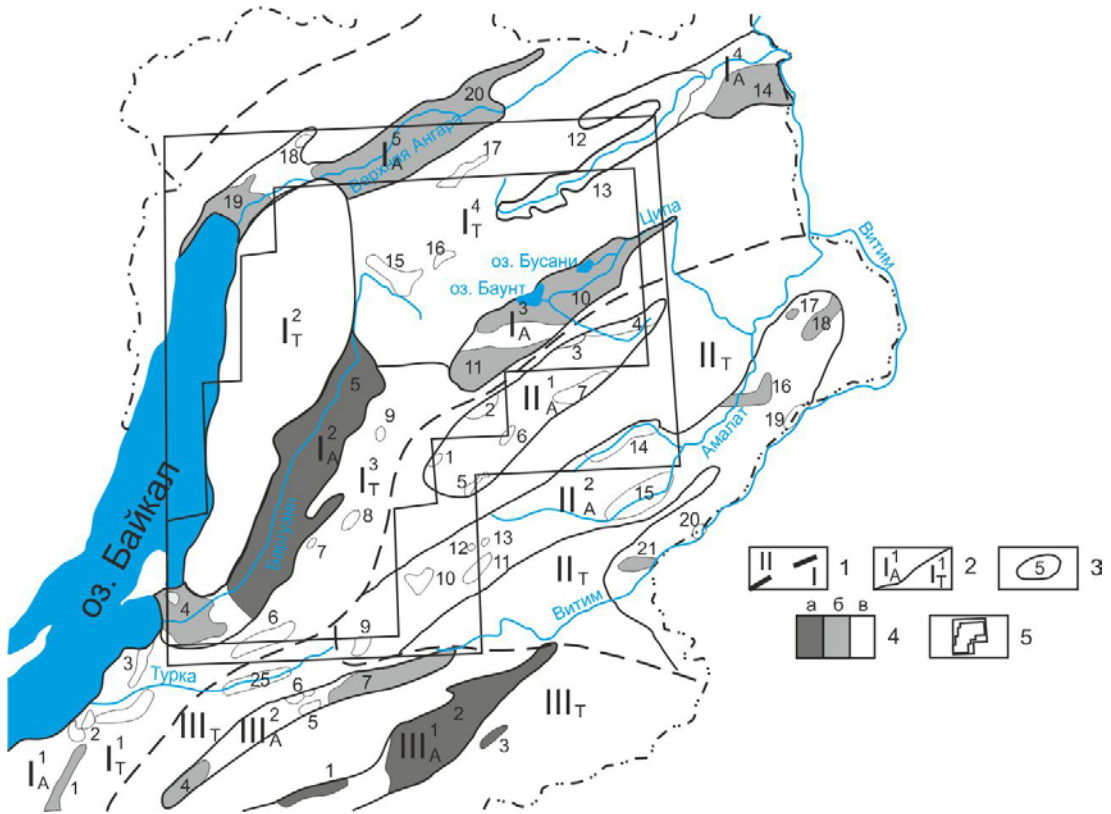


Рис. 3.1.1. Схема гидрогеологического районирования Баргузино-Баунтовской ветви впадин (по материалам Р.Я. Колдышевой, Д.Ф. Мызникова из работы [Гидрогеология СССР..., 1970] с дополнениями автора):

1 – границы областей, римские цифры – номер области, 2 – границы районов второго порядка, буквы внизу римской цифры – принадлежность к группе артезианских бассейнов (А) или к бассейнам трещинных вод (Т), арабские цифры сверху в виде индекса – номера районов, 3 – границы и площади районов третьего порядка (межгорные артезианские бассейны), арабскими цифрами обозначены их номера, 4 – межгорные артезианские бассейны (районы третьего порядка): а – изученные, б – слабоизученные, в – незначительные размеры и небольшое гидрогеологическое значение, 5 – черными контурами обозначен район исследований по палеткам $1 \times 1^\circ$ и $0.37 \times 0.37^\circ$. Монголо-Охотский ороген – район I порядка, включает в себя всю рассматриваемую площадь исследований, поэтому его границы не показаны. I – Байкальская гидрогеологическая складчатая область с гидрогеологическими бассейнами (или межгорными артезианскими бассейнами байкальского типа) и с гидрогеологическими массивами (или бассейнами трещинных вод высокогорных хребтов). I_A Гидрогеологические бассейны – I_A^1 Прибайкальская группа (1 – Итанцинский; 2 – Котокельский), I_A^2 Баргузинская группа (3 – Максимихинский; 4 – Усть-Баргузинский; 5 – Баргузинский; 6 – Ямбуйский; 7 – Богундинский), I_A^3 Ципиканская группа (10 – Ципиканский; 11 – Баунтовский (Ципинский)), I_A^4 Муйская группа (12 – Муяканский; 13 – Верхне-Муйский; 14 – Нижне-Муйский), I_A^5 Северо-Байкальская группа (15 – Амутский; 16 – Тураки; 17 – Нироканский; 18 – Кичерский; 19 – Верхне-Ангарский). I_T Гидрогеологические массивы – I_T^1 Хамар-Дабанский (северный склон), Морской, Улан-Бургасы (западный склон). I_T^2 Баргузинский. I_T^3 Икатский. I_T^4 Северо-Муйский и Южно-Муйский. II – Олекмо-Витимская гидрогеологическая складчатая область. II_A Артезианские бассейны: – II_A^1 Витимская группа (1 – Витимканский, 2 – Горбылокский, 3 – Алакирский, 4 – Талойский, 5 – Тилимский, 6 – Нижне-Чининский, 7 – Верхне-Чининский), II_A^2 Витимо-Амалатская группа (8 – Кыдымитский, 9 – Муясынский, 10 – Джилиядинский, 11 – Сайжинский, 12 – Икатский, 13 – Мало-Амалатский, 14 – Верхне-Амалатский, 15 – Амалатский, 16 – Эландинский, 17 – Актрагдинский, 18 – Витимский, 19 – Краснояровский, 20 – Витимо-Бутуйский, 21 – Юмурчевский). II_T Витимский гидрогеологический массив. III – Западно-Забайкальская гидрогеологическая складчатая область с межгорными артезианскими бассейнами забайкальского типа и бассейнами трещинных вод: III_A Артезианские бассейны: – III_A^1 Джидино-Удинская группа (1 – Попереченский, 2 – Еравнинский, 3 – Верхне-Удинский), III_A^2 Курбинская группа (4 – Курбинский, 5 – Верхне-Онинский, 6 – Тангинский, 7 – Зазинский). III_T Гидрогеологические массивы – Улан-Бургасы, Курбинский, Зусы, Худунский, Цаган-Хунтей.

Таксономическая единица, следующая за гидрогеологическим округом – гидрогеологический район. Она отвечает гидрогеологическим регионам IV порядка – простому гидрогеологическому бассейну (Баргузинскому, Баунтовскому (или Ципинскому), Муяканскому, Верхне-Муйскому, Ямбуйскому, Тураки, Амутскому, Верхне-Ангарскому, Кичерскому, Нироканскому) и простому гидрогеологическому массиву (Баргузинскому, Икатскому, Кичерскому, Северо-Муйскому, Южно-Муйскому, Улюнскому, Сахулинскому, Дыренскому, Аргодинскому, Голондинскому, Ямбуйскому). Обводненные разломы выделяются в самостоятельную гидрогеологическую структуру, так как они, аккумулируя подземные воды, связывают между собой, как различные водонапорные системы, так и гидрогеологические складчатые области [Ясько, 1974]. Вследствие этого в пределах исследуемой территории обводненные разломы можно отнести к III, IV порядкам. Границы гидрогеологических структур I, II, III, IV порядков проведены соответственно с учетом: разных геологических тел – платформы и складчатого пояса; положения водоразделов подземного стока и возраста складчатости; областей сноса, аккумуляции и геологического строения, а также выделения водоразделов по особенностям геологического строения и распространения водоносных комплексов; локальной геологической структуры с местными областями питания и разгрузки подземных вод; характера водоносности водовмещающих пород, приуроченности вод к определенным геологическим образованиям на основе общности условий залегания, формирования и разгрузки подземных вод близкой минерализации и сходным химическим составом.

Ниже рассмотрены гидрогеологические структуры IV порядка – Баргузинский гидрогеологический бассейн, Икатский и Баргузинский гидрогеологические массивы и их подразделения – водоносные комплексы и горизонты.

3.2. Гидрогеологические бассейны

Баргузинский гидрогеологический бассейн в соответствии с систематизацией гидрогеологических структур по структурному принципу относится к межгорной депрессии [Степанов, 1989] – каньонообразной в разрезе и вытянутой в плане структуре, сформированной вдоль линейных глубинных и региональных разломов, с быстрой литолого-фациальной изменчивостью осадочных образований, вследствие чего отмечаются невыдержанные водоносные горизонты в ней. Рассматриваемая гидрогеологическая структура относится к баргузинскому типу (молассовые мелкообломочные отложения преобладают над крупнообломочными, а подземные воды находятся в песчаных пластах небольшой мощности) согласно более детальному анализу гидрогеологических бассейнов: по их открытости или ее отсутствию в сторону оз. Байкал, распространению поверхностных

вод во впадинах, наличие интрузивных тел в разрезе осадочных отложений, степени зрелости впадин, характеру водовмещающих пород, геокриологическим условиям [Степанов, 1989; Диденков, 2003].

Осадочная толща кайнозойских отложений гидрогеологического бассейна горизонтально залегает на фундаменте, имеющем блоковое строение [Эпов и др., 2007]. Нижняя молассовая толща бассейна характеризуется неогеновыми отложениями (базальными конгломератами, глинами, алевролитами, углями, песчаниками, гравелитами, песком с примесью гальки, гравия, реже алевролита и глины), залегающими на протерозойском фундаменте. Сверху она перекрыта четвертичными осадками, представленными аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, озерными, озерно-болотными, ледниковыми и водно-ледниковыми фациями.

В пределах Баргузинского гидрогеологического бассейна подземные воды разделяются на контактирующие и неконтактирующие воды с ММП [Замана, 1988]. Среди подземных вод, контактирующих с ММП, выделяются: 1) надмерзлотные сезонно-протаивающего слоя и многолетних таликов, 2) межмерзлотные, 3) подмерзлотные, 4) воды сквозных таликов. Неконтактирующие с ММП подземные воды представлены порово-пластовыми грунтовыми преимущественно безнапорными водами, залегающими в четвертичных отложениях разного генезиса, характеризующимися небольшой глубиной залегания до 60 м, а также артезианскими водами или порово-пластовыми напорными водами, приуроченными к неогеновым отложениям (*N*). Наиболее водоносен современный аллювий (*aQ₄*, *lbQ₄*, *a,p,dQ₄*), где дебит скважин достигает 9.2 л/с, а коэффициент фильтрации – 30.9 м/сут. Пестрая водоносность характерна для среднечетвертичных водно-ледниковых и озерных отложений, где дебит скважин – от безводных до обводненных (8.2 л/с). По химическому составу воды – гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатно-хлоридные с различным составом катионов. Минерализация воды – 0.1–0.6 г/дм³ [Замана и др., 1973; Тугаринов и др., 1980].

Также в пределах бассейна выделяются воды зоны аэрации, к которым относятся воды болот водораздельных пространств, которые существуют на участках развития ММП и рыхлого суглинистого покрова, затрудняющих инфильтрацию атмосферных осадков на уровень грунтовых вод. [Замана и др., 1966]. Этот тип вод объединяет также почвенные воды, верховодку (долина р. Алги). Самостоятельного практического значения для водоснабжения воды зоны аэрации не имеют, они имеют сезонный характер развития и небольшую глубину залегания, поэтому на гидрогеологической карте они не показаны. При описании водоносных горизонтов и комплексов эти воды рассматриваются совместно с грунтовыми водами [Замана и др., 1966].

Ввиду отсутствия на исследуемой площади выдержанных водоупоров, грунтовые воды образуют единую гидродинамическую систему и также не отмечается четкой границы между грунтовыми и артезианскими водами. ММП, преобладающие во внутреннем поле впадины, служат локальными водоупорами.

В пределах данной гидрогеологической структуры IV порядка выделяются следующие водоносные комплексы и горизонты.

Водоносный комплекс современных аллювиальных, аллювиально-озерных, озерно-болотных отложений (a, al, lbQ_4). Этот водоносный комплекс распространен в пределах аллювиально-озерной равнины внутреннего поля Баргузинской впадины. Обводненные отложения Баргузинской впадины представлены разномерными песками, гравийно-галечным материалом, реже супесями, илами. Также эти отложения нередко содержат глинистые фракции, что сильно ухудшает их фильтрационные свойства. Для более детальной водоносности каждого генетического типа современных отложений приводится отдельно по ним описание. Мощность водоносного горизонта современных аллювиальных отложений – 1.5–17.9 м. К наиболее водообильным относятся галечники, пески, гравий. Дебит скважин – 0.2–1.7 л/с. Коэффициенты фильтрации для галечников – 2.5–17.0 м/сут, для разномерных песков – 1.4–3.9 м/сут, для супесей – 0.28–5.1 м/сут, для суглинков – 0.04–0.05 м/сут. Низкая водообильность аллювиальных отложений обусловлена содержанием глинистых частиц. Подземные воды современных аллювиальных отложений относятся к грунтовым, преимущественно безнапорным. Глубина залегания подземных вод возрастает по мере удаления от русел рек и изменяется от 1.5 до 8.0 м, иногда 11.3 м. Химический состав воды – гидрокарбонатный кальциево-магниевый, натриево-кальциевый, кальциевый. Минерализация воды – 0.1–0.3 г/дм³, pH – 7.1–7.8. Концентрация фтора находится в пределах 0.2–0.7 мг/дм³. Мощность водоносного горизонта современных аллювиально-озерных отложений – 3.5–16.0 м. Подземные воды залегают на глубине 1.6–16.0 м. Дебит скважин – 0.02–3.1 л/с. Коэффициенты фильтрации для песков – 11 м/сут, супесей – 0.2–18.2 м/сут, суглинков – 1.25 м/сут. Воды этих отложений грунтовые, безнапорные, иногда со слабым напором (величина напора – 1.2–13.2 м) вследствие наличия в разрезе ММП. Химический состав воды – гидрокарбонатный кальциево-магниевый, кальциево-магниевый-натриевый, с минерализацией воды – до 0.3 мг/дм³, pH – 7.7–8.0. Концентрация фтора аналогична водам аллювиальных отложений. Мощность водоносного горизонта современных озерно-болотных отложений – 2.5–18.6 м. Воды этого водоносного горизонта относятся к водам зоны аэрации и к грунтовым водам. Литологический состав пород зоны аэрации представлен супесями, суглинками, илами, торфом. Водонасыщенная зона сложена песками, реже супесями, илами. Воды зоны аэрации залегают на линзах

слабопроницаемых пород. Глубина залегания грунтовых вод – 0.0–5.5 м и иногда они имеют слабый напор – до 4.9 м. Дебит скважин – 0.004–9.2 л/с. Коэффициент фильтрации отложений – 0.04–41.5 м/сут. Химический состав воды – гидрокарбонатный кальциево-магниевый, реже кальциевый и кальциево-натриевый, с минерализацией воды – 0.1–0.3 мг/дм³ и рН – 6.2–8.1. Содержание фтора не превышает 1.3 мг/ дм³ [Тугаринов и др., 1980].

Наиболее водообильными являются аллювиальные отложения р. Баргузин выше впадения в него р. Гарги [Пиннекер и др., 1968; Замана и др., 1973].

В долинах притоков р. Баргузин ММП имеют ограниченное островное распространение и не оказывают существенного влияния на гидрогеологические условия. Напротив, в долине р. Баргузин, южнее с. Курумкан, отложения на большей части площади своего распространения проморожены на глубину от нескольких метров до полного промерзания. Талики ограничены по размерам и приурочены к крупным озерам и также тянутся прерывистой полосой вдоль русла р. Баргузин.

На площади развития ММП водоносный комплекс объединяет надмерзлотные воды сезонно-протаивающего слоя и многолетних таликов, меж- и подмерзлотные воды и воды сквозных таликов. Воды сезонно-протаивающего слоя каптированы колодцами. Установленная глубина протаивания – 0.4–0.5 м (шурф), 2.8–3.0 м (скважина), причем наименьшее ее значение – на заболоченных участках, сложенных торфом, а наибольшая – на сухих песчаных террасах, лишенных растительности. Дебит в колодцах – 0.4 л/с. Многолетние надмерзлотные талики имеют спорадическое распространение. Они вскрыты скважинами, дебиты которых составляют 1–2 л/с. Мощность надмерзлотных таликов колеблется от 4.5 до 10.0 м. Межмерзлотные воды, опробованные скважиной, дебит которой составил 0.7 л/с, были вскрыты на глубине 22–29 м. Мощность ММП в пределах развития подмерзлотных вод колеблется от 18 до 27 м. Дебит скважин в подмерзлотных водах – 0.8–2.2 л/с, глубина залегания уровня воды – не более 2 м, напор достигает 16–27 м. На участках распространения талых пород на глубине от нескольких сантиметров до 12–15 м расположены безнапорные грунтовые воды. Дебит скважин варьируется от 0.7 до 9.7 л/с, коэффициенты фильтрации достигают 21 л/сут. Наиболее водоносны хорошо промытые отложения гравийно-галечного или дресвяно-щебенистого состава [Пиннекер и др., 1968; Замана и др., 1973].

Области питания подземных вод данного комплекса выходят за пределы площадей их распространения, располагаясь на водоразделах речных долин и хребтов, окружающих речные долины и впадины. Основной источник питания – атмосферные воды, воды поверхностного и подземного склонового стока с окружающих хребтов [Пиннекер и др., 1968; Замана и др., 1973]. Для Баргузинской долины во время паводков большую роль

в питании играет подпор подземных вод поверхностными водами рек: Баргузин, Аргоды, Гарги и др. [Тугаринов и др., 1980]. Разгрузка подземных вод происходит либо в русла рек, либо путем родникового стока, либо во впадинах – в нижележащие толщи пород [Пиннекер и др., 1968; Замана и др., 1973], либо путем испарения [Тугаринов и др., 1980].

Водоносный комплекс современных смешанных аллювиальных, пролювиальных, делювиальных отложений (a, p, dQ_4). Этот комплекс распространен по правобережью р. Баргузин и развит вдоль русел рек: Аллы, Долсы, Талинги, Курумкана и на отдельных участках возле горного обрамления р. Баргузин. Водовмещающие отложения представлены валунно-глыбовым материалом с песчано-суглинистым заполнителем, галечниками, щебнем, дресвой, песками, суглинками, прослоями глин. Обломочный материал имеет различную окатанность и сортировку. Мощность водоносного комплекса по данным бурения превышает 70 м. Площадное распределение осадков по генезису и литологии находится в зависимости от геоморфологических особенностей участков. Между сёлами Сахули и Шаманка, по правому берегу р. Баргузин узкой полосой протягиваются делювиальные образования, а в остальных местах доминируют пролювиально-аллювиальные фации, при этом роль аллювия возрастает по мере приближения к руслам рек. Воды комплекса грунтовые, преимущественно безнапорные. Глубина залегания уровня вод возрастает по мере удаления от русел рек и изменяется от 0 до 40–50 м. Характеризуемый комплекс обладает повышенной водообильностью. Дебит скважин – 0.8–2.1 л/с, коэффициент фильтрации – 0.67–30.9 м/сут. Реакция вод близка к нейтральной, реже – к слабо щелочной. Химический состав воды – гидрокарбонатный преимущественно кальциево-натриевый, реже – натриево-кальциевый или кальциевый. Минерализация воды колеблется от 0.07 до 0.35 г/дм³. Преобладают воды с минерализацией более 0.1 г/дм³. Концентрация фтора находится в пределах 0.2–0.77 мг/дм³ [Замана и др., 1973].

Водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных аллювиальных, делювиальных, пролювиальных отложений (a, d, pQ_{3+4}). Водоносный комплекс распространен в пределах предгорного шлейфа и прослеживается в виде узкой полосы по периметру Баргузинской и Гусихинской впадин, по юго-восточному борту Усть-Баргузинской впадины, в Улюнской депрессии, в долинах рек: Адамовки, Журавлихи, Голондокон, Зятькова. Водовмещающие породы представлены валунно-галечно-гравийно-песчаными отложениями. Мощность водоносного комплекса – до 80–90 м. Воды грунтовые, безнапорные, вскрываются на глубинах 6–28 м. Дебит скважин – 0.024–1.66 л/с, дебит родников – 0.2–4.0 л/с. Коэффициенты фильтрации – 0.011–3.24 м/сут. Аномально высокие значения дебита (6.6 л/с) и коэффициента фильтрации (10.47 м/сут) имеет скважина, пробуренная вблизи зоны тектонического нарушения по северо-западному борту

Баргузинской впадины. Водообильность и водопроницаемость отложений на площади развития комплекса неодинаковая. Наибольшей водоносностью отличаются отложения по периметру Баргузинской впадины. Отложения предгорного шлейфа Усть-Баргузинской впадины слабо водообильны, а на участке, примыкающем к северо-западному склону Шаманского отрога, подземные воды в рыхлых отложениях встречаются только спорадически в песчаных прослоях. Химический состав воды – гидрокарбонатный кальциево-натриевый, реже натриево-кальциевый, гидрокарбонатно-сульфатный, с минерализацией воды – 0.07–0.3 г/дм³. Питание водоносного комплекса осуществляется преимущественно трещинными водами кристаллических пород, в меньшей степени – атмосферными осадками и трещинно-жильными водами зон разломов. Разгрузка его происходит в основном в водоносный комплекс аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений [Замана и др., 1966].

Водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных аллювиальных и аллювиально-озерных отложений (a,alQ₃₊₄). Водоносный комплекс распространен в Баргузинской впадине и по побережью Чивыркуйского залива. Он приурочен к аллювиальным и озерно-аллювиальным отложениям, слагающим поймы и высокие террасы и представлен в основном песками с линзами гравия и мелкой гальки. В толще песков содержатся прослои и линзы песчанистых глин и суглинков. Мощность водоносного комплекса – 120–140 м. Воды комплекса грунтовые, безнапорные. Выдержанные водоупоры в силу литологической изменчивости пород отсутствуют. Уровни воды залегают на глубине от 1–2 м (в поймах) до 10 м (в пределах высоких террас). Дебит скважин – 0.009–4.2 л/с, коэффициент фильтрации – 0.0009–5.73 м/сут. Наиболее водообильны аллювиальные отложения, особенно аллювий крупных рек, содержащий в значительном количестве гравийно-галечный материал. Слабо водообильны, а местами практически безводны, аллювиально-озерные отложения Усть-Баргузинской впадины. Химический состав воды – преимущественно гидрокарбонатный кальциево-натриевый и натриево-кальциевый, с минерализацией воды 0.05–0.2 г/дм³, pH – 6.7–7.2. Питание водоносного комплекса осуществляется подземными водами других водоносных комплексов, поверхностными водами и атмосферными осадками. В разгрузке водоносного комплекса основное значение принадлежит поверхностному и подрусловому стоку [Замана и др., 1966].

Водоносный комплекс верхнечетвертичных ледниковых и водно-ледниковых отложений (g,fQ₃). Водоносный комплекс распространен вдоль северо-западного борта Баргузинской впадины и в долинах рек: Курумкан, Шаманки, Большой, Кабаньей, Оикты. Водовмещающие породы представлены валунами, галечниками, дресвяно-щебенистыми отложениями и песками с невыдержанными по мощности и площади прослоями глин. В

долинах рек и непосредственно у борта Баргузинской впадины развиты моренные отложения, которые сменяются водно-ледниковыми к внутреннему полю впадины, к долине р. Баргузин. Мощность обводненных отложений – от первых метров (в долинах рек) до 100 м и более (в Баргузинской впадине). Воды комплекса грунтовые, преимущественно безнапорные, с глубиной их залегания от 1–2 до 50–60 м. Водовмещающие породы комплекса имеют повышенную водообильность. Дебит скважин – более 1 л/с. Дебит родников, дренирующих воды комплекса, колеблется от 2 до 15 л/с. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0.07 до 41.6 м/сут. Водоносность и водопроницаемость водно-ледниковых отложений выше, чем ледниковых. Химический состав воды – гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-натриевый, редко – натриевый или натриево-кальциевый. Минерализация воды – 0.02–0.22 г/дм³, увеличиваясь от горного обрамления к впадине. По реакции эти воды нейтральные или слабощелочные, очень редко – слабокислые. Фтор в воде определен в количествах 0.16–0.78 мг/ дм³ [Замана и др., 1973].

Водоносный комплекс средне- и верхнечетвертичных водно-ледниковых (во впадине) и ледниковых отложений (высокогорные районы хребтов) (f,gQ₂₊₃). Водно-ледниковые отложения (равномернозернистые пески с редкими линзами мелкого гравия и галечника) распространены в долинах рек, которые являются продолжением ледниковых трогов. Мощность комплекса – от нескольких метров до 70 м в Улюнской впадине и не менее 100 м на Сувинском Куйтуне. Воды комплекса грунтовые, преимущественно безнапорные. Глубина залегания вод – 10–23 м во впадине. Дебит скважин – 1.39 л/с, коэффициент фильтрации – 1.57 м/сут. По химическому составу – воды комплекса гидрокарбонатные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые, с минерализацией 0.05–0.12 г/дм³ и рН = 7.0–7.2. Содержание фтора в воде составляет 4.4 мг/дм³. В Баргузинской впадине большая роль в питании водоносного комплекса принадлежит атмосферным осадкам, поверхностным водам, подземным водам других водоносных комплексов [Пиннекер и др., 1968; Замана и др., 1966].

Водоносный комплекс среднечетвертичных водно-ледниковых и озерных отложений (f,lQ₂). Водоносный комплекс распространен в Баргузинской впадине. Водно-ледниковые отложения слагают Нижний и Верхний Куйтуны и песчаные массивы к северу от р. Гарги и в долине р. Улан-Бурги. Осадки озерного происхождения распространены незначительно в виде узкой полосы шириной до 2.0–2.5 км. Разрез среднечетвертичных отложений представлен мощной толщей песков, содержащей прослой дресвяно-щебенистого или гравийно-галечного материала, супеси, суглинки, илы, глины. Общая мощность осадков превышает 500 м. К среднечетвертичным образованиям приурочены безнапорные и напорные воды. Глубина залегания безнапорных вод – 0.8–74.5 м, иногда 100 м. Там, где

водоносный комплекс залегает первым от поверхности, напорные воды распространены на отдельных участках развития островов ММП или местных водоупоров и имеют небольшие напоры – 3.7–12.8 м. В пределах пойм и надпойменных террас рек: Баргузина, Гарги, Аргоды, Улан-Бурги, водоносный комплекс является вторым от поверхности. В зависимости от мощности перекрывающих рыхлых образований и ММП, воды комплекса могут вскрываться на глубинах 30–300 м. Дебит скважин – 0.2–8.2 л/с. Коэффициент фильтрации – 0.02–16.8 м/сут. Химический состав воды – гидрокарбонатный, иногда гидрокарбонатно-хлоридный или гидрокарбонатно-сульфатный с различным составом катионов при ведущей роли натрия, иногда магния. Минерализация воды – 0.1–0.6 г/дм³. Реакция вод в основном слабощелочная. Содержание фтора составляет 0.32–3.6 мг/дм³ [Замана и др., 1973; Тугаринов и др., 1980].

Водоносный комплекс неогеновых отложений (N). Водоносный комплекс с непостоянной мощностью на большей части своего развития залегает на значительных глубинах, а на дневной поверхности имеет изолированное распространение. Толща неогена во впадинах разделяется на свиты: [Логачёв, 1958; Рассказов и др., 2016, Hassan et al., 2019] нижнюю, танхойскую (угленосную), сформированную при медленном прогибании фундамента, и верхнюю, ановскую (охристую), которая образовалась при интенсивной эрозии. В Баргузинской впадине угленосная свита представлена глинами, алевролитами, углями, песками, песчаниками, гравелитами, а охристая свита – плохо отсортированными песками с примесью гальки, гравия, реже алевролита и глины. В публикациях [Рассказов и др., 2019; Трегуб и др., 2020] приводится дотанхойская толща верхне-олигоценного возраста, идентифицированная между реками – Уро и Читкан, в южном окончании Баргузинской впадины. Мощность охристой свиты составляет 300 м, а угленосной свиты – увеличивается к центральной части Баргузинской впадины, достигая максимума в Аргодинском прогибе (600–800 м). В основании отложений на кристаллическом фундаменте залегают базальные конгломераты в районе с. Бодон [Тугаринов и др., 1980]. Отложения неогена подстилаются сложно дислоцированными метаморфическими и изверженными породами протерозоя и частично нижнего палеозоя [Пиннекер и др., 1968]. Вблизи юго-восточного борта впадины воды грунтовые. По мере удаления от горного обрамления водовмещающие отложения погружаются под более молодые осадки, а воды приобретают напор и становятся артезианскими, высоконапорными, не контактирующими с ММП. Отложения неогена содержат порово-пластовые воды [Пиннекер и др., 1968]. На территории Баргузинской впадины комплекс опробован скважинами: 1–Р, С–78–62, С–11, 88–Б, данные по которым приведены в прил., табл. 5. Вскрытые 1–Р скважиной возле пос. Могойто подземные воды в алевролитах, рыхлых песчаниках, углистых сланцах в интервале

889–1414 м являются высоконапорными. Дебит скважины – 6 л/с, температура воды – 20–37 °С. Химический состав воды – карбонатный натриевый, гидрокарбонатный натриевый, с минерализацией воды – 0.2–0.3 г/дм³ и рН – 8.4 [Гидрогеология СССР..., 1970]. Дебит скважин (С–78–62, С–11), прошедших толщу осадков, представленную песками, песчаниками, алевролитами, гравийно-галечным материалом, от 0.033 до 1.66 л/с, а их коэффициенты фильтрации изменяются в интервале 0.013–0.22 м/сут. Химический состав воды – гидрокарбонатный натриево-кальциевый, гидрокарбонатный кальциево-натриевый, с минерализацией воды – 0.08–0.1 г/дм³ и рН – 6.5 и 7.3 [Замана и др., 1966; Замана и др., 1973]. Скважина 88-Б (село Бодон), вскрывшая грунтовые воды на глубине 12.6 м, пройдена в слабосцементированных песчаниках с прослоями бурых углей. Дебит скважины – 2 л/с при понижении 5.7 м, коэффициент фильтрации – 2.1 м/сут, водопроницаемость – 57.5 м²/сут, уровнепроводность – 442.3 м²/сут, водоотдача – 0.13 %. Химический состав воды – гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, с минерализацией воды – 0.1 г/дм³ и рН – 6.7 [Тугаринов и др., 1980]. Воды, вскрытые скважинами в прослоях песчаников, глинистых сланцев и аргиллитов на севере Баргузинской впадины вблизи правого пологого ее борта, слабоминерализованные (менее 0.2 г/дм³), гидрокарбонатные кальциево-магниевые и натриево-кальциевые. Дебит скважин – 1.7 л/с. Глубина залегания воды – 50–65 м. Здесь отмечается большая мощность ММП, в результате которой развит подмерзлотный водоносный горизонт. Пластовые воды гидрокарбонатного натриевого состава отмечаются возле подошвы Икатского хребта [Пиннекер и др., 1968]. Питание водоносного комплекса осуществляется в основном за счет кристаллических пород горного обрамления и нижележащих образований [Замана и др., 1966].

3.3. Гидрогеологические массивы

Гидрогеологические массивы представлены Икатским и Баргузинским хребтами – орогенными структурами, в пределах которых водопроницаемость пород определяется трещиноватостью и разрывными нарушениями, а подземные воды распределяются в зоне выветривания разновозрастных магматогенных и древних метаморфизованных пород. В связи с различием условий распространения и формирования подземных вод, гидрогеологические массивы разделяются на высокогорные, среднегорные и низкогорные структуры.

К высокогорной гидрогеологической структуре приурочен Баргузинский хребет с альпинотипным типом рельефа за исключением узкой полосы его восточной оконечности. Его абсолютные отметки находятся в диапазоне от 2000 до 2840 м. Трещинные воды залегают обычно на глубине свыше 10 м, за исключением грунтовых вод четвертичных

отложений, которые в связи с преимущественным распространением ММП функционируют в теплое время года, в основном в неглубоком (до 5 м) сезонно-тающем слое. Химический состав подземных вод гидрокарбонатные кальциевые, натриево-кальциевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и натриево-кальциевые с минерализацией 0.05–0.2 г/дм³.

Западные и северо-западные отроги Икатского хребта с уплощенными вершинными частями и узкая полоса восточной оконечности Баргузинского хребта относятся к среднегорным гидрогеологическим структурам. Абсолютные отметки колеблются в пределах 800–1600 м. Подземные воды залегают на различных глубинах в зависимости от геоморфологических условий. В четвертичных отложениях заключены надмерзлотные воды, а при мощности отложений до 30–40 м – подмерзлотные. По химическому составу – подземные воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-карбонатные, сульфатные кальциево-магниевые и натриевые, с минерализацией воды от 0.05 до 0.3 г/дм³.

К низкогорным гидрогеологическим структурам относится площадь вдоль юго-восточного подножья Баргузинского хребта. Абсолютные отметки поверхности – в пределах 550–1100 м. Ввиду крупнообломочного состава пород по всей области осуществляется глубокий дренаж. Уровни грунтовых вод залегают вблизи хребта на глубинах более 50 м, а в сторону р. Баргузин их глубина уменьшается до появления естественных выходов. Подземные воды – гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые, с минерализацией воды 0.1–0.2 г/дм³.

В пределах Икатского и Баргузинского гидрогеологических массивов IV порядка выделяются следующие водоносные комплексы и подземные воды зоны трещиноватости.

Водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных аллювиальных и аллювиально-озерных отложений (a, alQ_{3+4}). Водоносный комплекс распространен в долинах рек северо-западного склона Баргузинского хребта. Аллювий горных рек представлен галечно-песчаными отложениями с валунами. Мощность водоносного комплекса в долинах рек увеличивается от их верховья к устью от нескольких метров до 40–50 м. Воды комплекса грунтовые, безнапорные. Выдержанные водоупоры в силу литологической изменчивости пород отсутствуют. Дебит скважин – 0.009–4.2 л/с, коэффициент фильтрации – 0.0009–5.73 м/сут. Наиболее водообильны аллювиальные отложения, особенно аллювий крупных рек. Химический состав воды – преимущественно гидрокарбонатный кальциево-натриевый и натриево-кальциевый, с минерализацией воды 0.05–0.2 г/дм³, рН – 6.7–7.2. Питание водоносного комплекса в пределах речных долин северо-западного склона Баргузинского хребта осуществляется преимущественно

трещинными водами кристаллических пород. В разгрузке водоносного комплекса основное значение принадлежит поверхностному и подрусловому стоку [Замана и др., 1966].

Водоносный комплекс средне- и верхнечетвертичных водно-ледниковых (во впадине) и ледниковых отложений (высокогорные районы хребтов) (f, gQ_{2+3}). Ледниковые отложения, представленные валунно-галечным материалом с песчано-глинистым заполнителем, занимают небольшие участки в высокогорных районах Баргузинского и Икатского хребтов на абсолютных отметках не ниже 1500 м. Мощность отложений не превышает 10–20 м. Воды комплекса грунтовые, преимущественно безнапорные. Ледниковые отложения отличаются более высокой водообильностью. Дебиты родников, дренирующих воды ледниковых отложений, изменяются от 0.45 л/с до 7.0 л/с. Дебит скважин – 4.8 л/с, коэффициент фильтрации – 1.98 м/сут. По химическому составу – воды комплекса гидрокарбонатные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые, с минерализацией воды 0.05–0.12 г/дм³ и рН = 7.0–7.2. Питание водоносного комплекса в речных долинах Баргузинского хребта осуществляется преимущественно трещинными водами гранитоидов баргузинского комплекса [Пиннекер и др., 1968; Замана и др., 1966].

Подземные воды зоны трещиноватости кембрийских отложений (ϵ). Водовмещающие породы представлены в нижней части разреза конгломератами, песчаниками, аргиллитами, а верхняя часть – известняками, доломитами, мраморами. Здесь развиты трещинно-карстовые, пластово-трещинные, трещинно-жильные и подмерзлотные трещинно-пластовые воды. Глубина залегания подземных вод – 10–100 м. Иногда подземные воды приобретают напор. Водообильность пород различная. Дебит родников – от долей до 2–3 л/с, дебит скважин – 0.2–4 л/с. Химический состав воды – гидрокарбонатный кальциевый или магниевый, с минерализацией воды 0.05–0.4 г/дм³ [Пиннекер и др., 1968].

Подземные воды зоны трещиноватости метаморфических пород котерской и витимканской серий верхнепротерозойского возраста (Pt_3). Водоносные породы верхнепротерозойского возраста распространены в Баргузинском хребте, в бассейнах рек Шаманки и Большой и в Сахулинском отроге, а также в пределах хребтов, обрамляющих Ципиканскую группу впадин. В Икатском хребте они закартированы на небольшой площади на левом борту р. Оикты, где слагают ксенолит размером около 2 км². Общая мощность образований – более 3 км. Водовмещающие породы представлены кристаллическими известняками, биотитовыми, биотит-роговообманковыми и роговообманковыми гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами. Скважина, вскрытая в прибортовой части Баргузинской впадины, в долине р. Курумкан, верхнепротерозойские метаморфические породы характеризуется коэффициентом фильтрации 0.045 м/сут, дебитом 0.5 л/с. Дебит родников колеблется от 0.3 до 60.0 л/с. Большедебитные родники очевидно

связаны с закарстованными известняками. По химическому составу – подземные воды метаморфических пород верхнепротерозойского возраста принадлежат к сульфатно-гидрокарбонатным или гидрокарбонатным кальциевым, реже – кальциево-натриевым. Минерализация воды – 0.02–0.28 г/дм³, рН – 6.3–8.8. Содержание фтора в воде – до 0.5 мг/дм³. На водоносность пород верхнего протерозоя оказывает влияние многолетняя и сезонная мерзлота. Возле многих родников наблюдаются наледи и бугры пучения, а зимой водоносный горизонт зоны выветривания промерзает. Области питания подземных вод осадочно-метаморфической толщи верхнего протерозоя располагаются в районах выхода пород на поверхность. Вследствие этого воды являются слабоминерализованными. С глубиной увеличивается минерализация вод и меняется их химический состав. Режим подземных вод нестабилен, летом увеличивается дебит в результате выпадения атмосферных осадков и уменьшается минерализация воды в родниках. Многие источники трещинных вод зоны выветривания проявляются только в летний период [Пиннекер и др., 1968; Замана и др., 1973].

Подземные воды зоны трещиноватости метаморфических пород среднего и нижнего протерозоя (Pt₁₊₂). Породы среднего и нижнего протерозоя, занимающие небольшие участки, отмечаются в центральной части Икатского хребта, а также протягиваются широкой полосой от Баргузинского хребта на северо-восток до Верхнеангарской впадины. Трещинные воды выходят в зоне выветривания осадочно-метаморфической толщи, представленной гнейсами, кварцитами, сланцами. Мощность зоны выветривания на водоразделах – 30–50 м, а в днищах речных долин и крупных падей – до 80–100 м. Отмечается обильный поверхностный сток из-за редкой растительности и высокой расчлененности рельефа. Водообильность отложений невысокая. Водоносные горизонты ограничены по площади и дренируются родниками на различных абсолютных отметках. Выходы подземных вод нисходящие, их дебит – 0.1–3.5 л/с. Трещинные воды зоны выветривания пресные, с минерализацией – 0.06–0.30 г/дм³. Химический состав воды – гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый и натриевый. Температура воды – 0.2–7 °С. На условия распространения и формирования трещинных вод в пределах Икатского хребта оказывает влияние многолетняя мерзлота. На хребте развиты в основном надмерзлотные и воды подрусовых таликов [Пиннекер и др., 1968].

Подземные воды зоны трещиноватости метаморфических и интрузивных пород нижнепротерозойского возраста (Pt₁). Породы этого возраста слагают ряд ксенолитов в юго-восточной части территории и в бассейнах рек Аргоды и Иликчена, на Икатском хребте, а также в верховье руч. Хара-Горосун в Баргузинском хребте, на хребтах между Верхне-Ангарской и Ципиканской группой впадин и хребтах, обрамляющих Кичерскую впадину с

северо-запада. Породы представлены гнейсами, кристаллическими сланцами и известняками, метаморфизованными кислыми эффузивами, доломитами, биотитовыми гранитами, гнейсо-гранитами, габбро. Общая мощность пород превышает 3 км. На площади распространения нижнепротерозойских пород родники приурочиваются к зонам разломов. Дебит родников – 0.8–8.0 л/с. Химический состав воды – гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный с преобладанием кальция или натрия среди катионов. Минерализация воды – 0.04–0.29 г/дм³, рН – 5.92–8.42. Содержание фтора в воде – от 0.14 до 4.64 мг/дм³ [Замана и др., 1973].

Подземные воды зоны трещиноватости основных и ультраосновных интрузий протерозоя (*vdPt*). Породы зоны трещиноватости, представленные габбро, диоритами, имеют слабую водообильность. Дебит родников – 0.01–0.4 л/с. Подземные воды – безнапорные, преимущественно трещинные и распространены в пределах зоны выветривания, мощность которой – 40–50 м. Глубина залегания вод – 8–34 м. Трещинные воды зоны выветривания основных пород имеют минерализацию воды 0.15–0.25 г/дм³. Химический состав воды – гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Атмосферные осадки являются основным источником питания трещинных вод. Области питания совпадают с районами распространения пород [Пиннекер и др., 1968].

Подземные воды зоны трещиноватости кислых интрузий протерозоя (*γPt*). Выходы пород (преимущественно гранитоиды, реже граносиениты, сиениты, гранодиориты, гнейсо-граниты) наблюдаются повсеместно, занимая обширную площадь на рассматриваемой территории и залегая на различных глубинах в зависимости от интенсивности трещиноватости, развития ММП. В пределах фундамента гидрогеологических бассейнов эти воды не изучены, зато в гидрогеологических массивах эти воды залегают на глубинах 3–70 м. Воды в основном безнапорные. Величина напора у вскрытых на глубинах 11–123 м напорных вод составляет 7–76 м. Водообильность пород характеризуется дебитами родников – от 0.01 до 1 л/с, иногда 1.5–2.5 л/с и дебитами скважин – 0.4–1.6 л/с, коэффициентом фильтрации – 1.43 м/сут. Анионный состав воды – гидрокарбонатный, сульфатный, также встречается хлоридно-гидрокарбонатный, а катионный состав воды характеризуется натриевыми и кальциево-натриевыми, реже кальциевыми, водами. Минерализация воды – 0.03–0.3 г/дм³. Атмосферные воды (летние) и воды весеннего снеготаяния являются основными источниками питания для трещинных вод и создают тем самым непостоянный режим в них. Также на режим воды сильно влияет многолетняя мерзлота. Области питания совпадают с областями распространения вод. Разгрузка воды осуществляется в небольшие водотоки, зоны тектонических нарушений, речные долины, в озеро Байкал [Пиннекер и др., 1968].

Подземные воды зоны трещиноватости интрузивных пород раннепалеозойского возраста витимканского комплекса (γPz_{1vt}). Подземные воды этого интрузивного комплекса распространены довольно широко. Они развиты в Аргодинском и Икатском хребтах и в Сахулинском отроге и междуречье Баргузина, Шаманки и Большой. Водовмещающие породы представлены гранитами, граносиенитами, гранодиоритами. Трещиноватость пород крайне неравномерная и зависит от расчлененности рельефа, близости зон разломов, интенсивности физико-геологических процессов и других факторов. Нижняя граница интенсивной трещиноватости колеблется от нескольких десятков метров до глубины 150 м. Воды гранитоидов преимущественно безнапорные, но на участках где граниты перекрыты более молодыми осадками, или проморожены, они становятся напорными. Глубина залегания трещинных вод в зависимости от геоморфологических условий местности может достигать 80–100 м и более. Дебит родников – 0.01–16.0 л/с, а дебит скважин – 0.2–5.3 л/с. Химический состав воды – гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатный, среди катионов ведущим является натрий, подчиненное значение имеет кальций. Минерализация воды – 0.04–0.21 г/дм³. Реакция вод – слабокислая, нейтральная или слабощелочная. Концентрация фтора – в основном до 0.5 мг/дм³ [Замана и др., 1973; Тугаринов и др., 1980].

Подземные воды зоны трещиноватости метаморфических пород архея (А). Породы зоны трещиноватости занимают небольшие площади вдоль восточного побережья оз. Байкал. Некарстующиеся породы представлены гнейсами, амфиболитами, кварцитами, сланцами. Водообильность пород невысокая. Дебит родников – от десятых долей до 1–2 л/с, дебит скважин – 0.1–1.16 л/с. Трещинные воды в основном имеют безнапорный характер и вскрываются на глубинах 7–13 м. Встреченные скважинами на глубинах 34–73 м напорные воды, имеют напор 14–37 м. Минерализация воды – 0.1–0.5 г/дм³. Химический состав воды территориально изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного натриевого до гидрокарбонатного со смешанным катионным составом. Температура воды родников – 2–6 °С. Режим вод непостоянный. Области питания трещинных вод либо совпадают с площадью архейских пород, либо могут выходить за пределы этой площади. Закарстованные карбонатные породы представлены кристаллическими известняками. Здесь распространены трещинно-карстовые воды. Глубина закарстованности колеблется от 50 до 190 м. Карбонатные породы повсеместно обводнены. Дебит родников – от десятых долей до 3–4 л/с, дебит скважин – 0.01–2 л/с. Воды безнапорные, пресные, с минерализацией воды – 0.1–0.35 г/дм³. Химический состав воды – гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, реже кальциевый. Область питания трещинных вод совпадает с площадью карбонатных пород.

Питание эти воды получают от вод зон разломов, а также из атмосферных осадков [Пиннекер и др., 1968].

3.4. Обводнённые разломы

Обводненные разломы – межблочные пластинообразные тела протяженностью от 80 до 100 км, которые разделяются по глубине заложения на приповерхностные и глубокие разломы. Обводненные разломы осуществляют гидравлическую связь между водоносными трещинами зоны выветривания гидрогеологических массивов и водоносными горизонтами и комплексами гидрогеологических бассейнов [Степанов, 1980].

Исследуемый район характеризуется широким проявлением разломной тектоники. Разрывные нарушения рассекают разновозрастные кристаллические образования, окаймляя межгорные впадины и образуя густую сеть локальных (оперяющих мелких) и крупных региональных тектонических разломов. Преимущественное простирание региональных (или основных) разломов – северо-восточное, часто совпадающее с общим простиранием БРС, и отличающееся значительной протяженностью, достигающей десятки километров, большой амплитудой вертикальных перемещений и сопровождающееся мощными зонами катаклаза, ширина которых иногда превышает 1 км. Установлены и разломы северо-западного направления, также имеющие значительную протяженность и мощность. Большинство разломов имеет древнее заложение, но все они испытали неоднократное омоложение, особенно разломы северо-восточного направления в кайнозое.

Среди отмеченных разломов на гидрогеологической карте (прил., рис. 1) выделяются водоносные или обводненные разломы.

Водообильность зон дробления тектонических нарушений весьма различная. Их обводненность подтверждается многочисленными восходящими и нисходящими родниками, имеющими разную температуру, а также скважинами, пробуренными специально в зонах разломов (см. прил., рис. 1).

В обводненных разломах формируются трещинно-жильные воды. Эти воды широко развиты в горных массивах и в фундаменте впадин. Как воды гидрогеологических бассейнов, так и воды горного обрамления, они в зависимости от глубины формирования могут быть холодными и термальными, а по гидравлическому состоянию они бывают напорными и безнапорными [Тугаринов и др., 1980]. Трещинно-жильные воды образуют контрастные аномалии в горных сооружениях и межгорных впадинах из-за высокой температуры воды, специфического химического и газового ее составов, а также часто из-за высокой водообильности обводненных разломов [Степанов, 1980].

В ряде случаев по тектоническим разломам, находящимся на более высоких гипсометрических отметках, происходит питание подземных вод, а на более низких высотах эти зоны разломов являются областью разгрузки трещинно-жильных вод и прослеживаются родниками. Трещинно-жильные воды, при разгрузке со значительных глубин, на поверхности земли проявляются в виде термальных источников.

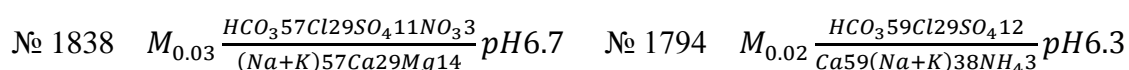
По классификации М.Е. Альтовского [Справочник гидрогеолога, 1962] среди трещинно-жильных вод тектонических разломов можно выделить воды поверхностного, смешанного глубинного и дренирования.

Воды поверхностного дренирования (табл. 3.4.1) имеют температуру ниже 4–5 °С. Вода родника № 861 имеет повышенную температуру из-за малого дебита и прогрева на выходе. Минерализация этих родников зависит в основном от того, какие породы секут разломы: в гранитах она редко превышает 0.1 г/л, а при наличии в составе окружающих пород метаморфических образований, особенно известняков, минерализация вод повышается. Немаловажное значение имеет расчлененность рельефа, гипсометрическое положение родника, позиция его по отношению к области питания и разгрузки.

К водам смешанного дренирования (см. табл. 3.4.1) относятся родники: 24, 38, 63, 65, 155, 1896. Они обладают температурой от 5 до 15 °С, минерализацией воды – 0.04–0.29 г/дм³, дебитом – 0.5–8 л/с. В роднике 1896 из-за недостатка воды (проба была разбита при транспортировке) произведено определение Са, Mg, Cl, HCO₃. Минерализация воды составила 0.07 г/дм³. Возможно, вода родника имеет сульфатный состав, что наряду с повышенной температурой (16 °С) служит основанием для отнесения его к этой группе родников. Сюда же, несмотря на низкую минерализацию воды, следует видимо отнести родник 269, температура воды которого составила 7 °С. Пониженную минерализацию воды (0.04 г/дм³) можно объяснить разбавлением вод вблизи дневной поверхности.

К водам глубинного дренирования относятся азотные термальные источники (прил., табл. 4) с минерализацией воды от 0.3 до 1.2 г/дм³, температурой воды от 20 до 83.7 °С, дебитом – 0.03–100 л/с.

По химическому составу трещинно-жильные воды не отличаются от вод дренируемых их комплексов и являются по катионному составу – гидрокарбонатными, гидрокарбонатно-хлоридными, хлоридно-гидрокарбонатными, сульфатно-гидрокарбонатными, гидрокарбонатно-сульфатными; по анионному составу – натриево-кальциевыми, кальциево-натриевыми, натриево-кальциево-магниевыми, кальциево-магниевыми. Несколько формул химического состава трещинно-жильных вод по некоторым родникам приведены ниже:



№ 200	$M_{0.16} \frac{HCO_3 88 SO_4 6 NO_2 6}{Ca 51 (Na+K) 39 Mg 9} pH 7.4$	№ 24	$M_{0.19} \frac{HCO_3 79 SO_4 18 Cl 8}{Ca 68 Na 23 Mg 9} pH 7.6$
№ 63	$M_{0.19} \frac{HCO_3 49 SO_4 46 Cl 5}{Na 79 Ca 17 Mg 14} pH 7.8$	№ 182	$M_{0.03} \frac{HCO_3 58 Cl 36 SO_4 6}{Mg 42 Ca 35 Na 23} pH 9.3$
№ 801	$M_{0.35} \frac{HCO_3 60 SO_4 39 Cl 1}{Mg 51 Ca 39 Na 10} pH 7.6$	№ 1842	$M_{0.07} \frac{SO_4 65 HCO_3 29 Cl 6}{Na 73 Ca 17 Mg 10} pH 6.6$

Также мало отличаются они и по содержанию различных компонентов. Только несколько большей является амплитуда изменений значений pH – 5.5–8.4. Иной химический состав имеют воды термальных источников и скважин, вскрывших термальные воды.

По характеру выхода на земную поверхность родники смешанного и поверхностного дренирования преимущественно нисходящие. Термальные источники, или воды глубинного дренирования, на земной поверхности проявляются как нисходящие воды, хотя по условиям формирования они относятся к восходящим, так как дренируют трещинно-жильные воды глубоких разломов.

Таким образом, рассмотренные в данной главе обводненные разломы являются основными проводящими каналами поступления атмосферной воды к месту формирования термальных источников и обратно вверх по разрезу. Термы, выходящие по разломам в кристаллических массивах, могут быть связаны с водами гидрогеологических бассейнов по системам трещин и разломов, в результате чего может происходить частичное смешивание трещинных вод с пластовыми и порово-пластовыми водами с изменением химического состава и температуры термальной воды. Связь степени нарушенности земной коры активными разломами с температурой и химическим составом гидротерм рассмотрена в следующей главе.

Таблица 3.4.1 – Водоносность разломов по родниковому стоку смешанного и поверхностного дренирования

№ родника	Дебит, л/с	Температура, °С	Минерализация воды, г/дм ³	Тип воды	Возрастной индекс, указывающий принадлежность водопункта к водоносному комплексу	№ родника	Дебит, л/с	Температура, °С	Минерализация воды, г/дм ³	Тип воды	Возрастной индекс, указывающий принадлежность водопункта к водоносному комплексу
[Замана и др., 1973]											
24	7.0	5.0	0.19	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPz ₁ vt	1055	0.1	3.7	0.09	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γPt
31	1.2	4.5	0.18	гидрокарбонатный кальциево-магниевый	γPt	1102	0.3	1.5	0.07	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γPt
56	0.1	0.8	0.05	гидрокарбонатный натриевый	γPz ₁ vt	1119	0.6	3.0	0.03	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γPz ₁ vt
63	4.0	14.8	0.19	гидрокарбонатно-сульфатный натриевый	γPz ₁ vt	1523	0.3	5.4	0.06	гидрокарбонатный кальциево-магниевый	γPt
65	0.5	6.0	0.29	сульфатный натриевый	γPz ₁ vt	1805	0.5	0.0	0.03	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt
134	0.8	0.2	0.03	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γPz ₁ vt	1810	0.1	0.5	0.05	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPz ₁ vt
155	4.0	5.5	0.14	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	apdQ ₄	1826	0.2	0.1	н.с.	гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый	γPt

продолжение таблицы 3.4.1

182	3.2	2.0	0.03	гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый	γ Pt	1831	50.0	2.0	0.05	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γ Pt
195	1.8	1.0	0.05	гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый	γ Pt	1842	150.0	0.5	0.07	сульфатно-гидрокарбонатный натриевый	γ Pt
202	15.0	3.0	0.13	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γ Pt	1859	100.0	1.0	0.06	гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый	γ Pt
269	2.5	7.0	0.04	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γ Pt	1896	2.0	2.0	0.07	гидрокарбонатный кальциево-магниевый	γ Pt
277	7.0	2.0	0.09	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γ Pt	1913	1.0	1.0	0.06	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pt
594	1.2	0.0	0.29	гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый	γ Pt	1914	2.5	н.с.	0.07	гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый	γ Pt
680	1.5	1.2	0.20	гидрокарбонатный кальциевый	γ Pt	1917	4.0	2.0	0.09	сульфатно-нитратно-гидрокарбонатный натриево-кальциево-магниевый	γ Pt
801	0.1	2.5	0.35	гидрокарбонатно-сульфатный магниевый-кальциевый	γ Pz ₁ vt	1919	6.5	2.5	0.04	гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый	γ Pt
861	0.1	8.0	0.08	гидрокарбонатный кальциевый	γ Pz ₁ vt	1941	1.2	2.0	0.04	гидрокарбонатный кальциевый	γ Pt
878	2.0	4.5	0.12	гидрокарбонатный кальциевый	γ Pt	1943	0.8	1.0	0.07	сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pt
1040	1.5	2.0	0.14	гидрокарбонатный кальциевый	γ Pt	1947	1.5	н.с.	0.08	сульфатный кальциево-натриевый	γ Pt

продолжение таблицы 3.4.1

1051	15.0	2.0	0.06	гидрокарбонатно-сульфатный магниевый-кальциевый	γPz_1vt	1966	60.0	н.с.	0.15	гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый	γPt
[Замана и др., 1966]											
4	0.8	6.8	0.14	гидрокарбонатный натриевый	γPt	644	1.0	2.5	0.08	гидрокарбонатный натриевый	γPt
33	1.6	2.0	0.09	гидрокарбонатный натриевый	γPt	663	10.0	1.2	0.09	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt
40	1.4	5.7	0.16	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt	665	7.0	6.0	0.06	гидрокарбонатно-сульфатный натриевый	γPz_1vt
43	8	3.5	0.09	гидрокарбонатный натриевый	γPz_1vt	764	2.0	2.5	0.07	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt
144	1.7	2.6	0.12	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt	771	5.0	4.3	0.14	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPt
184	5.0	5.4	0.13	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt	793	0.8	5.5	0.2	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPz_1vt
188	3.5	5.5	0.13	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt	843	60.0	3.0	0.1	гидрокарбонатный натриевый	γPt
200	1.2	8.4	0.16	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPt	933	6.0	13.8	0.13	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt
206	60.0	3.6	0.11	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPt	1010	30.0	2.8	0.06	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt
212	0.9	5.8	0.15	гидрокарбонатный кальциево-магниевый	γPt	1210	5.0	5.0	0.06	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPt
225	15.0	3.5	0.07	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPz_1vt	1607	3.0	3.1	0.05	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPz_1vt
226	1.5	3.2	0.06	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPz_1vt	1629	5.0	1.2	0.04	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γPt
244	30.0	2.2	0.03	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γPz_1vt	1650	100.0	3.0	0.05	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый	γPt

продолжение таблицы 3.4.1

577	4.0	4.1	0.12	гидрокарбонатный натриевый	γ Pt	1663	3.5	3.5	0.04	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γ Pz ₁ vt
354	2.0	2.2	0.07	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pz ₁ vt	1761	3.5	2.5	0.05	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γ Pt
397	4.0	3.6	0.11	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pt	1770	3.0	1.0	0.05	гидрокарбонатный (катионный состав – нет сведений)	γ Pt
412	2.5	5.6	0.06	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pt	1782	0.4	5.0	0.03	гидрокарбонатно- сульфатный натриево- кальциевый	γ Pt
439	5.0	6.5	0.28	гидрокарбонатно- хлоридный натриево- кальциевый	γ Pz ₁ vt	1788	4.0	3.0	0.05	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pt
505	27.0	8.5	0.12	гидрокарбонатный натриевый	γ Pt	1793	0.4	2.5	0.04	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pz ₁ vt
532	0.5	8.7	0.17	гидрокарбонатно- сульфатный натриевый	γ Pt	1794	4.0	1.0	0.02	гидрокарбонатно- сульфатный кальциево- натриевый	γ Pz ₁ vt
599	3.0	1.2	0.09	гидрокарбонатный натриевый	γ Pz ₁ vt	1814	0.2	3.0	0.03	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	γ Pz ₁ vt
642	5.0	2.3	0.1	гидрокарбонатный натриевый	γ Pt	1838	1.2	1.0	0.03	сульфатно- гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pt
[Мельничук и др., 1980]											
859	300	1.5	0.08	гидрокарбонатный кальциево-натриевый	fQ ₂	1645	2	0.2	0.03	гидрокарбонатный кальциево-магниевый	γ Pz ₁ vt
1593	5	12.6	0.2	гидрокарбонатный кальциевый	Є	1779	1.2	5.0	0.04	гидрокарбонатный натриево-кальциевый	γ Pz ₁ vt
1597	12	4.0	0.2	гидрокарбонатный кальциево-магниевый	γ Pt						

ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Термальные источники – это гидротермы, вышедшие из глубин Земли на ее поверхность и имеющие температуру выше человеческого тела [Климентов, Богданов, 1977]. Гидротермы – это газовой-жидкие растворы, циркулирующие в недрах гидротермальных систем [Набоко, 1980], представляющих собой «гидродинамические системы, заключенные в рамках отдельных геологических структур и формирующиеся либо при нагревании вод в региональном тепловом поле в результате их глубокой циркуляции, либо при дополнительном поступлении в водоносные горизонты глубинного тепла, приносимого магмой или высокотемпературным парогазовым флюидом» [Кононов, 1983].

В пределах рассматриваемой территории распространены азотные термы (см. прил., рис. 1) с небольшой минерализацией воды (0.3–1.2 г/дм³), повышенными значениями рН (до 9.3) и дебитом – 0.03–100 л/с. Температура воды гидротерм может изменяться от 20 до 83.7 °С в зависимости от глубины и продолжительности нахождения воды в недрах, от степени перемешивания глубинных вод с грунтовыми водами в местах разгрузки и от наличия ММП [Пиннекер и др., 1980]. Химический состав воды – сульфатный натриевый, гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный натриевый с высоким содержанием фтора (до 26 мг/л – Могойский источник) и кремнекислоты (до 186 мг/л – Змеиный источник). В газовом составе термальных источников преобладает азот (90–99 %), также присутствуют метан, кислород и инертные газы. Большую роль в формировании состава гидротерм играют следующие соединения азота: NO₂, NO₃⁻, NH₄⁺ [Летников, 1968]. Также встречается сероводород, содержание которого достигает 26 мг/л (Могойский и Мегдылконский термальные источники). Термальные источники исследуемой территории в зависимости от химического состава принадлежат к следующим типам: горячинскому (Алгинский источник), кульдурскому (Умхейский и Сеюйский источники) и аллинскому (Аллинский источник).

По классификации В.Г. Ткачук [Ткачук и др., 1957] азотные термы относятся к Байкальской области азотных терм и преобладают на данной территории в отличие от метановых терм, которые характеризуются ограниченным распространением и вскрываются только скважинами в пределах кайнозойских впадин, в частности в Баргузинской впадине. Рассмотрим закономерности формирования химического состава азотных термальных источников, обусловленные физико-географической, геолого-структурной и термодинамической обстановками.

4.1. Гидрогеологические модели

Существуют две основные гипотезы формирования азотных терм в пределах БРС.

Первая гипотеза исключает привнос в воду термальных источников элементов из мантии и объясняет поступление химических элементов выщелачиванием вмещающих пород земной коры. На рис. 4.1.1 представлена обобщенная схема формирования азотных терм БРС по С.Л. Шварцеву [Шварцев и др., 2015б].

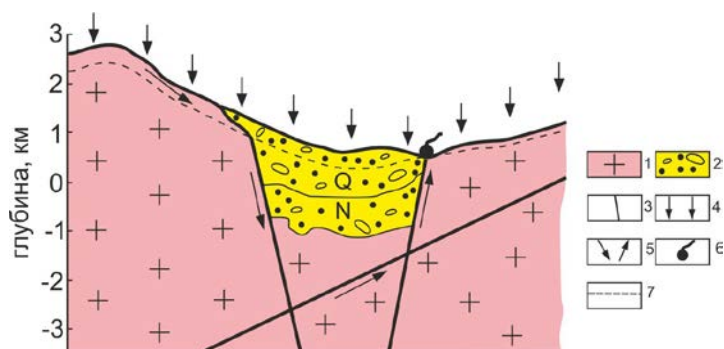


Рис. 4.1.1. Принципиальная схема формирования азотных терм БРС [Шварцев и др., 2015б]:

1 – граниты, гранито-гнейсы; 2 – рыхлые породы, заполняющие тектоническую впадину; 3 – глубинные разломы; 4 – атмосферные осадки; 5 – направления движения азотных терм; 6 – выход терм на поверхность; 7 – уровень подземных вод.

Согласно **второй гипотезе**, атмосферные воды по зонам разломов проникают на глубины 5–6 км, где смешиваются с поступающими снизу флюидами, тем самым формируя химический состав воды современных гидротерм (рис. 4.1.2) [Ломоносов, 1974].

Исходя из существующих схем формирования химического состава современных гидротерм, а также с учетом новых данных [Плюснин и др., 2008], новых знаний о глубинном разрезе [Поспеев, 2012; Турутанов, 2018], данных по глубине очагов землетрясений [по данным БФ ФИЦ ЕГС РАН], за последние сорок лет были рассмотрены физико-химические модели взаимодействия дождевой воды с горной породой, как без участия компонентов базальтового флюида, так и с включением в модель компонентов глубинного базальтового флюида, газовые компоненты которого предположительно могут достигать расчетных глубин современных гидротерм.

Под флюидами следует понимать различные состояния вещества. «В верхних, относительно холодных слоях коры, флюидом являются водные растворы и гетерогенные смеси воды с углеводородными веществами. В отдельных случаях поры могут целиком заполнять углеводороды в газовой или жидкой фазе, образуя соответствующие скопления. Однако основную массу флюидов в этой зоне составляет вода. В более глубоких и разогретых слоях земной оболочки роль флюида в пористой среде могут играть расплавы пород. Нельзя исключить также ситуацию (которая наиболее вероятна в нижней части коры), когда в

зависимости от теплового режима в качестве флюида в пористой структуре волновода попеременно находятся либо расплав, либо летучие флюиды» [Каракин и др., 2003].

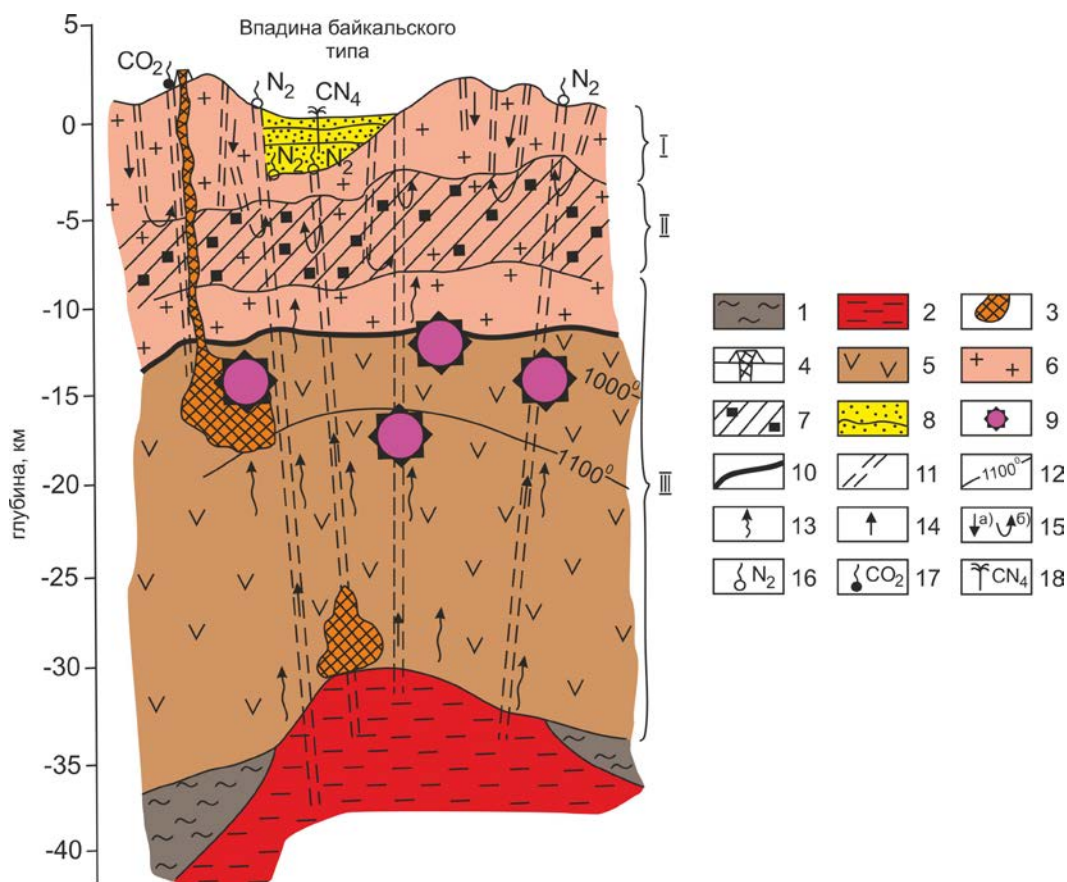


Рис. 4.1.2. Геохимическая модель формирования современных гидротерм БРС [Ломоносов, 1974]:

I – зона развития современных гидротерм; II – зона рудоотложения (геохимический барьер); III – зона выноса ионно-молекулярных растворов (водных флюидов) и мобилизации вещества из вмещающих пород. 1 – кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; 2 – астеносфера (разряжение штриховки соответствует уменьшению плотности); 3 – основные и ультраосновные интрузии; 4 – четвертичный вулкан; 5 – гранулит-базитовый и эклогитовый слой; 6 – гранитогнейсовый слой; 7 – зона рудоотложения (геохимический барьер); 8 – кайнозойские отложения впадин байкальского типа; 9 – гипоцентры крупных землетрясений; 10 – граница Конрада; 11 – глубинные разломы; 12 – изотермы по данным геофизических исследований; 13 – кондуктивный тепловой поток; 14 – направление движения перегретых водных флюидов; 15 – направление движения инфильтрационных подземных вод: а – холодных, б – нагретых; 16 – выход азотных терм; 17 – выход углекислых терм; 18 – скважина, вскрывающая метановые термы.

4.2. Соотношение азотных термальных водопроявлений и плотности активных разломов

Как крупные тектонические структуры, так и связанные с ними множественные локальные молодые разломы (протяженностью до 10–15 км), играют важную роль в расположении и транзите подземных вод, осуществляя гидравлическую связь между отдельными водоносными горизонтами. Такие тектонические нарушения как сбросы и сбросо-сдвиги, преобладающие в областях растяжения БРС, являются хорошими естественными дренами, собирающими воду с водосборных бассейнов [Байкал: природа и люди..., 2008].

В данной работе предпринята попытка установить вероятную статистическую взаимосвязь степени нарушенности земной коры активными разломами с параметрами термальных вод (t , $n_{\text{терм}}$). Степень нарушенности верхней упругой части коры может быть выражена количественным параметром – плотностью активных разломов (n), ответственных за генерацию землетрясений. Под плотностью активных разломов понимается их количество, отнесенное к единице площади, и чтобы не оперировать дробными величинами, количество активных разломов в ячейке палетки на единицу площади не нормировалось [Геология и сейсмичность..., 1984б].

Плотность активных разломов (n) и количество термальных источников ($n_{\text{терм}}$) получены для разных географических масштабов, что позволяет установить наличие связи тектонических нарушений и гидротермальных проявлений на разных уровнях детализации. Для территории БРС плотность активных разломов была рассчитана на основе электронной карты активных разломов [Лунина, 2016]. Для расчётов была использована палетка, размер ячеек которой задавался, исходя из размеров активных разломов и площади района исследования. Значения плотности активных разломов получены с использованием палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$ и с перекрытием (шагом) 0.5° для надежного покрытия основного числа разломов (рис. 4.2.1, А), длина которых не превышает 100 км. Разломы протяженностью более 100 км попадают в несколько ячеек, но использование палетки с размером ячеек более $1 \times 1^\circ$ нежелательно, поскольку в этом случае количество точек для корректной интерполяции является недостаточным.

В центральной части Байкальского рифта – в акватории оз. Байкал, выходы термальных вод не установлены, поэтому сопоставление плотности активных разломов с термальными источниками более достоверно для северо-восточной части Байкальского рифта, в особенности для района Баргузино-Витимского поднятия, где распространены термы. С целью укрупнения масштаба схемы активной тектоники Баргузино-Витимского района плотность активных разломов рассчитана с использованием палетки с меньшим размером ячейки, соизмеримой с протяженностью активных разломов локального ранга: 41×41 км (в градусной мере – $0.37 \times 0.37^\circ$). Выбор параметров ячейки обусловлен также размерами тектонически активных зон, сопоставимых, в свою очередь, с размерами структурных блоков [Соболев, Завьялов, 1980; Уломов, 1993]. Размеры таких блоков не превышают мощности земной коры, составляющей под исследуемой территорией около 40 км [Мац и др., 2001], и соответствуют глубине проникновения активных разломов (врезка 1 рис. 4.2.1, Б). Значение плотности активных разломов относится к центру ячейки палетки. В обеих палетках проводился подсчет количества термальных выходов как показателя активности недр. Для зоны Баргузино-Витимского поднятия в палетке с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$ также

получены значения максимальной (t_{\max}) и средней (t_{cp}) температуры воды термальных источников (во избежание чрезмерного осреднения значений температуры в ячейках) с целью выявления связи между плотностью активных разломов и температурой термальных вод.

Достоинством палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$ является получение достаточного количества термальных источников для построения корреляционных зависимостей, недостатком – большое осреднение плотности активных разломов (рис. 4.2.1, А). Достоинством палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$ является, напротив, получение значений плотности активных разломов удобных для проведения количественного анализа, а недостатком – низкие значения количества термальных источников, от одного до трех (врезка 1 рис. 4.2.1, А).

Максимумы плотности активных разломов наблюдаются в областях Тункинской, Средне-Байкальской (рис. 4.2.1, Б), Северо-Байкальской, Баргузинской впадин и перемычки между Амутской и Баргузинской впадинами (врезка 1 рис. 4.2.1, Б).

Впадины обрамлены крупными глубинными разломами, в значительной степени нарушены локальными разломами и заполнены крупными грубообломочными отложениями (на глубину более 8000 м – в Байкальской впадине и от 1000 до 1500 м – в остальных впадинах). Это создает благоприятные условия для заполнения трещин земной коры подземными и атмосферными водами, которые, при формировании горячих источников, проникают на глубину, смешиваясь с глубинными флюидами [Ясько, 1982; Байкал: природа и люди..., 2008].

Активные разломы БРС характеризуются повышенными значениями теплового потока (q), достигающими 170 мВт/м^2 (рис. 4.2.1, Б), и геотермического градиента (G) [Лысак, 2002]. Интенсивный вынос тепла также наблюдается на горных перемычках между впадинами, которое проникает в локальные разломы с теплопроводящими зонами. Склоны гребней также являются термически активными. В зонах более интенсивного дробления пород конвективный вынос тепла преобладает над кондуктивным, что способствует растеканию термальных вод и формированию аномально повышенного геотермического поля [Лысак, 2002]. Так, для Умхейского, Кучигерского, Аллинского и Сеюйского источников установлено, что доля кондуктивного выноса тепла не превышает 34 % [Лысак, 1988]. В.А. Голубев [Голубев, 2007] приводит значение значимой региональной составляющей кондуктивного теплового потока – 46 мВт/м^2 . По данным [Лысак, 2002] для зоны термоактивного Баргузинского сброса фоновое значение теплового потока – $q = 50 \text{ мВт/м}^2$, максимальное значение – $q = 119 \text{ мВт/м}^2$, то есть аномально высокое значение теплового потока в этой зоне превышает фоновое более чем в два раза. Зоне Баргузинского разлома

также свойственны повышенные значения градиента температур – до 55 °С/км. На рис. 4.2.1, Б показана карта, построенная с использованием указанных выше литературных источников и отражающая повышенный относительно фоновых значений тепловой поток в пределах Баргузинской впадины и на склонах Баргузинского хребта.

Геотермальные аномалии могут быть связаны с возникновением астеносферных диапиров и наличием магматических камер под деформированными впадинами, которые являются источником глубинного тепла, поступающего на поверхность Земли с подземными флюидами вдоль глубинных разломов. Некоторые исследователи [Мац и др., 2001] указывают на существование наиболее возвышенных участков аномальной мантии вдоль контура максимальных высотных отметок хребтов. Граница верхней мантии и коры находится на глубине 35–42 км [Радзиминович, 2010]. Результаты моделирования границы литосферы и астеносферы с использованием гравиметрического метода показывают, что минимальная глубина границы (70 км) характерна для районов вблизи Хамар-Дабана и Витима [Petit, Déverchère, 2006; Добрынина и др., 2016] (врезка 2 рис. 4.2.1, Б). На данном рисунке показано, что большая часть горячих источников приурочена к минимальной глубине аномальной мантийной неоднородности под нижней границей земной коры. На поверхности вблизи этих зон, где термальные источники выходят на поверхность, расположены выходы даек основного состава (см. рис. 4.2.1).

Корреляционные зависимости

Для установления статистической связи между плотностью активных разломов и такими параметрами, как количество и температура термальных источников, были рассчитаны корреляционные зависимости количества разломов от количества, средней и максимальной температуры термальных источников в ячейках палеток различного масштаба ($1 \times 1^\circ$ и $0.37 \times 0.37^\circ$).

Для определения значимости корреляционной связи рассчитывалась тестовая статистика значимости коэффициента корреляции (ξ) по формуле:

$$\xi = \left(0.5 \ln \left(\frac{1+r}{1-r} \right) - \frac{|r|}{2(k-1)} \right) \sqrt{k-3},$$

где k – количество точек в выборке (количество ячеек в палетке), r – коэффициент корреляции. Рассчитанная тестовая статистика ξ сравнивалась с табличным значением коэффициента Стьюдента в интервале доверительной вероятности $0.95 < p < 0.999$. В случае превышения расчетной ξ табличного значения, принимается решение о значимости коэффициента корреляции.

Получена значимая средняя корреляция плотности активных разломов с количеством термальных источников для всей территории БРС (рис. 4.2.2). Коэффициент корреляции $r = 0.44$ ($\xi = 4.3$ при табличном $\xi = 3.7$, выборке $n_{\text{терм}} = 91$ значений и $p = 0.999$).

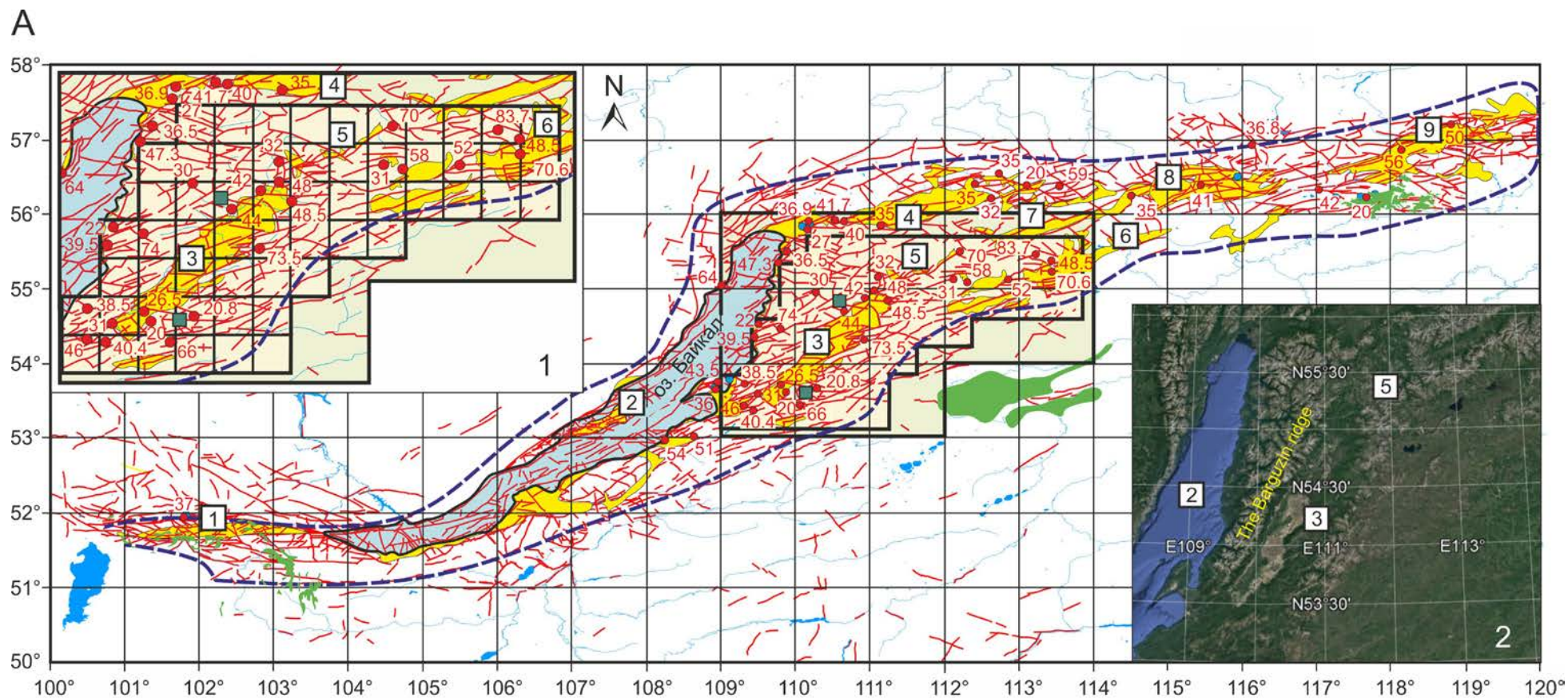
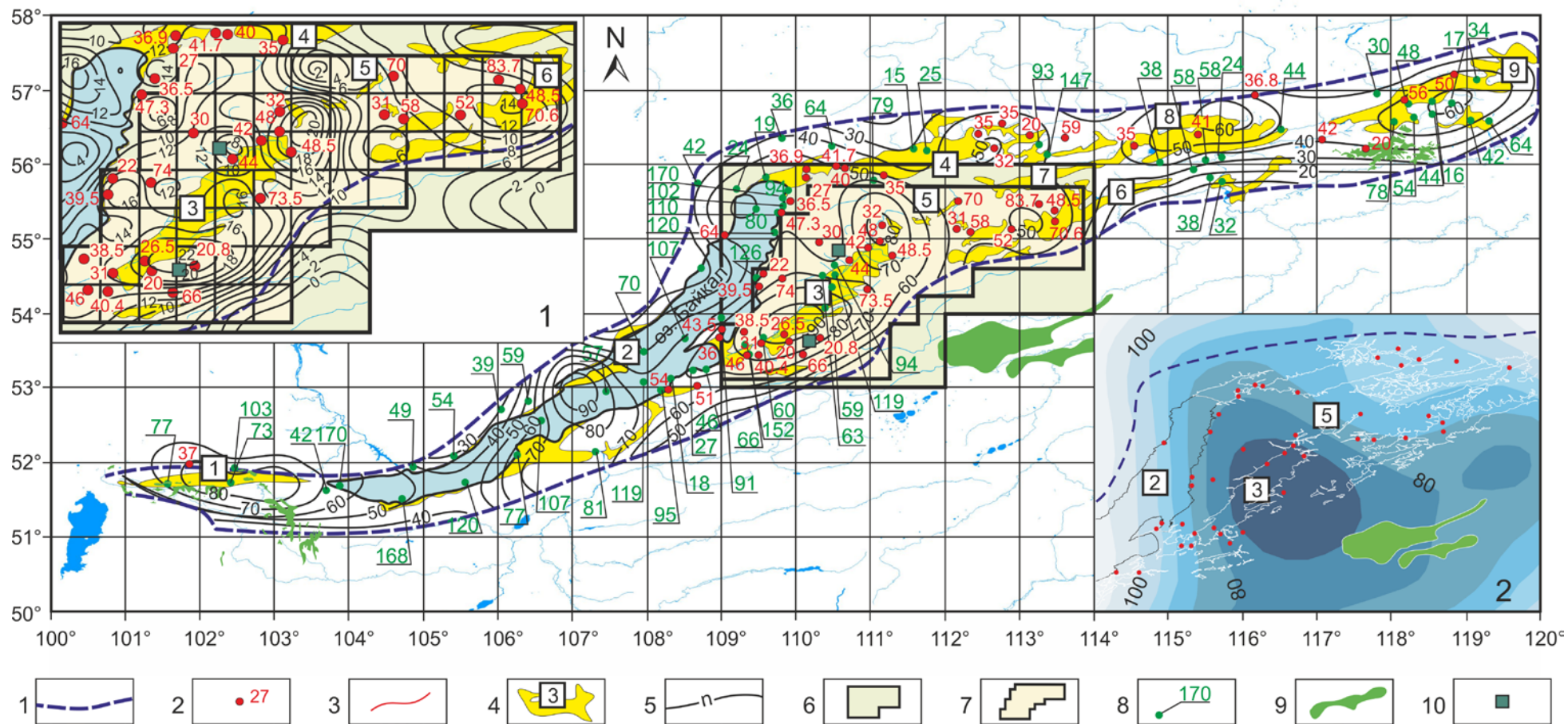


Рис. 4.2.1. А – Карта активных разломов и термальных вод БРС. Б – Карта плотности активных разломов для палетки с размером ячейки 1×1° и термальных вод БРС (по материалам [Голубев, 2007; Лунина, 2016] с добавлениями автора).

Примечание. Условные обозначения к карте смотреть на стр. 80.

Б



Продолжение рис. 4.2.1. А – Карта активных разломов и термальных вод БРС. Б – Карта плотности активных разломов для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$ и термальных вод БРС (по материалам [Голубев, 2007; Лунина, 2016] с добавлениями автора):

1 – контур БРС, 2 – термальный источник (цифра возле знака – температура воды термального источника), 3 – активные разломы, 4 – впадины БРС с их номерами (в квадратах: 1 – Тункинская, 2 – Байкальская, 3 – Баргузинская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Амутская, 6 – Баунтовская, 7 – Муяканская, 8 – Муйская, 9 – Чарская), 5 – изолинии плотности активных разломов (n), 6 – контур Баргузино-Баунтовской ветви впадин для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$, 7 – контур Баргузино-Баунтовской ветви впадин для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$ (увеличенный вариант приведен на врезке 1 рис. А), 8 – пункты определения теплового потока с их значениями ($\text{мВт}/\text{м}^2$) [Голубев, 2007]. Для акватории оз. Байкал приведены некоторые осредненные значения теплового потока [Голубев, 2007, стр. 143], 9 – вулканические поля, 10 – пункты опробования даек основного состава. Врезка 2 рис. А – рельеф Баргузино-Баунтовской ветви впадин. Врезка 1 рис. Б – увеличенный вариант Баргузино-Баунтовской ветви впадин с обозначением изолиний плотности активных разломов (n) для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$. Врезка 2 рис. Б – граница литосферы – астеносферы, км [Petit, Déverchère, 2006].

Значительное влияние на корреляционную картину могли оказать те ячейки палетки, которые покрывают территорию оз. Байкал и где нет данных о термальных источниках, вследствие чего коэффициент корреляции может быть занижен. Средний уровень корреляции плотности активных разломов с количеством термальных источников может также объясняться тем, что не по всем активным разломам вода поднимается на поверхность в связи с разнообразием гидродинамических условий, обусловленных неравномерностью в структуре поля тектонических напряжений. Также, активность разломов может не проявляться на исследуемом этапе тектонической эволюции литосферы [Современная геодинамика..., 2004], поэтому плотность активных разломов целесообразно рассматривать в комплексе с параметром плотности эпицентров землетрясений инструментального периода.

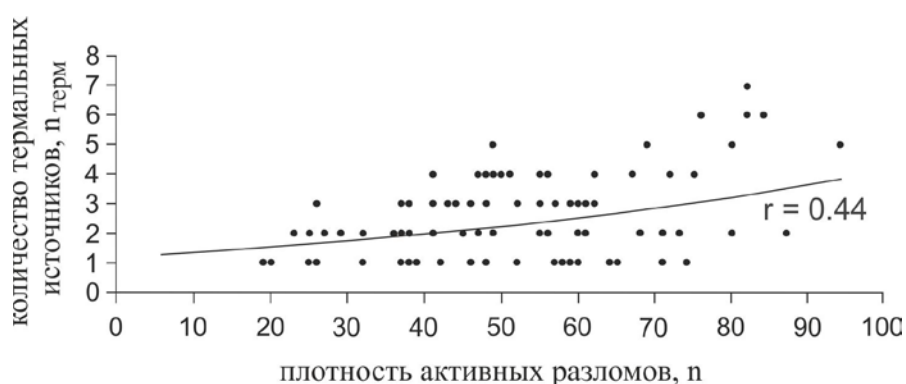


Рис. 4.2.2. Корреляционная зависимость количества термальных источников ($n_{\text{терм}}$) от плотности активных разломов (n) для всей БРС для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$ с наложением 50 %.

Более показательна корреляционная зависимость количества термальных источников от плотности активных разломов для зоны Баргузино-Витимского сводового поднятия ($r = 0.67$, $\xi = 4.4$ при табличном $3.4 < p < 3.5$ и $p = 0.999$), (рис. 4.2.3).

Для Баргузино-Баунтовской ветви впадин, рассматриваемой как зона с наибольшим количеством термальных выходов в пределах БРС, рассчитана корреляционная зависимость между максимальной (t_{max}) и средней (t_{cp}) температурой термальных источников в ячейках палетки размером $0.37 \times 0.37^\circ$ и плотностью активных разломов (рис. 4.2.4).

Средняя температура термальных источников в этой зоне имеет значимую высокую обратную связь с плотностью активных разломов ($r = -0.69$, $\xi = 2.1$ при табличном $\xi = 2.09$ и $p = 0.95$). Наблюдается значимая высокая обратная статистическая связь и между максимальной температурой гидротерм и плотностью активных разломов (см. рис. 4.2.4, А, Б) ($r = -0.75$, $\xi = 2.6$ и $\xi = 2.1$ при табличных $\xi = 2.52$ и $\xi = 2.09$). Такая статистическая зависимость может быть свидетельством интенсивного разбавления термальной воды грунтовыми водами в более трещиноватой среде. В менее же нарушенных зонах больше

сохранность тепла недр, что отражается в максимальной температуре термальных источников на поверхности.

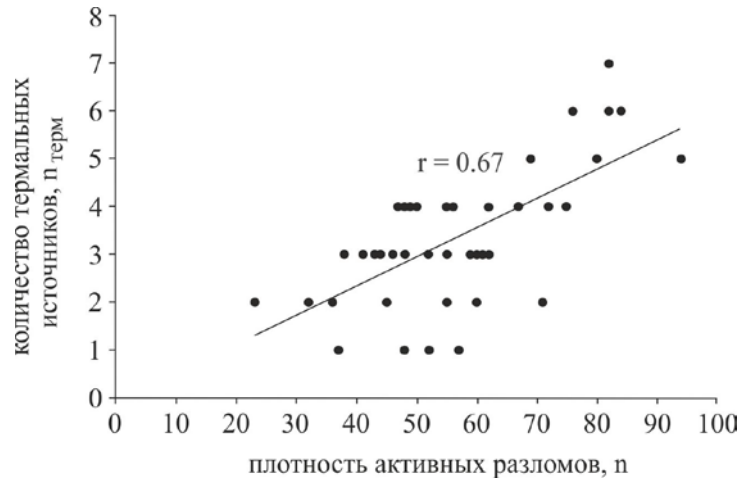


Рис. 4.2.3. Корреляционная зависимость количества термальных источников ($n_{\text{терм}}$) от плотности активных разломов (n) для района Баргузино-Баунтовской ветви впадин для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$ с наложением 50 %.

На рис. 4.2.5 представлены диаграммы распределения источников БРС по плотности активных разломов для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$. Распределение количества ячеек палетки по плотности показано на рис. 4.2.5, А. При данном размере палетки модальное значение плотности разломов 6–7, среднее – 9.8, медианное – 9. Сопоставление диаграмм, рис. 4.2.5, А и рис. 4.2.5, Б, показывает, что на повышенную плотность разломов (плотность выше среднего значения) приходится 90 % термальных источников, а на плотность выше модальной (выше 7, при данном размере палетки) приходится 94 % термальных источников.

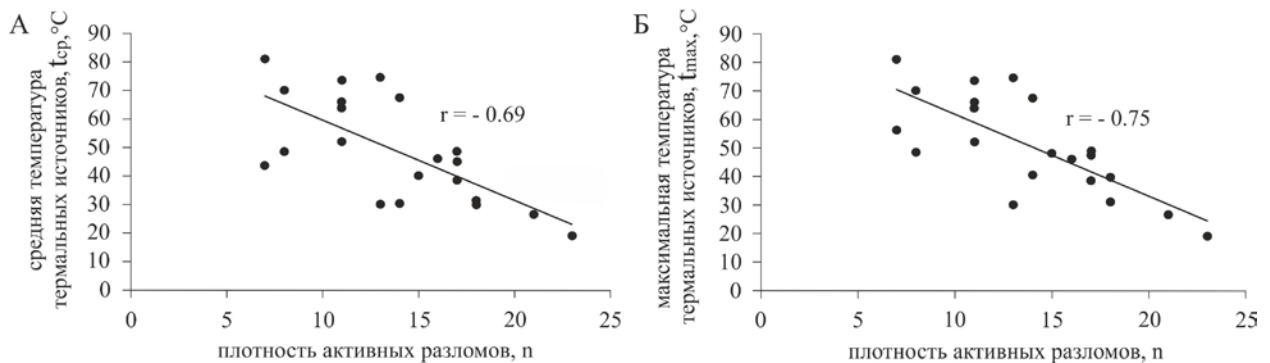


Рис. 4.2.4. Корреляционная зависимость средней ($t_{\text{ср}}$) (А) и максимальной ($t_{\text{макс}}$) (Б) температуры термальных источников от плотности активных разломов (n) для района Баргузино-Баунтовской ветви впадин для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$.

Максимальное количество гидротерм приходится на диапазон плотности 12–13. Для этого диапазона также характерны рои землетрясений, что говорит о пространственной связи

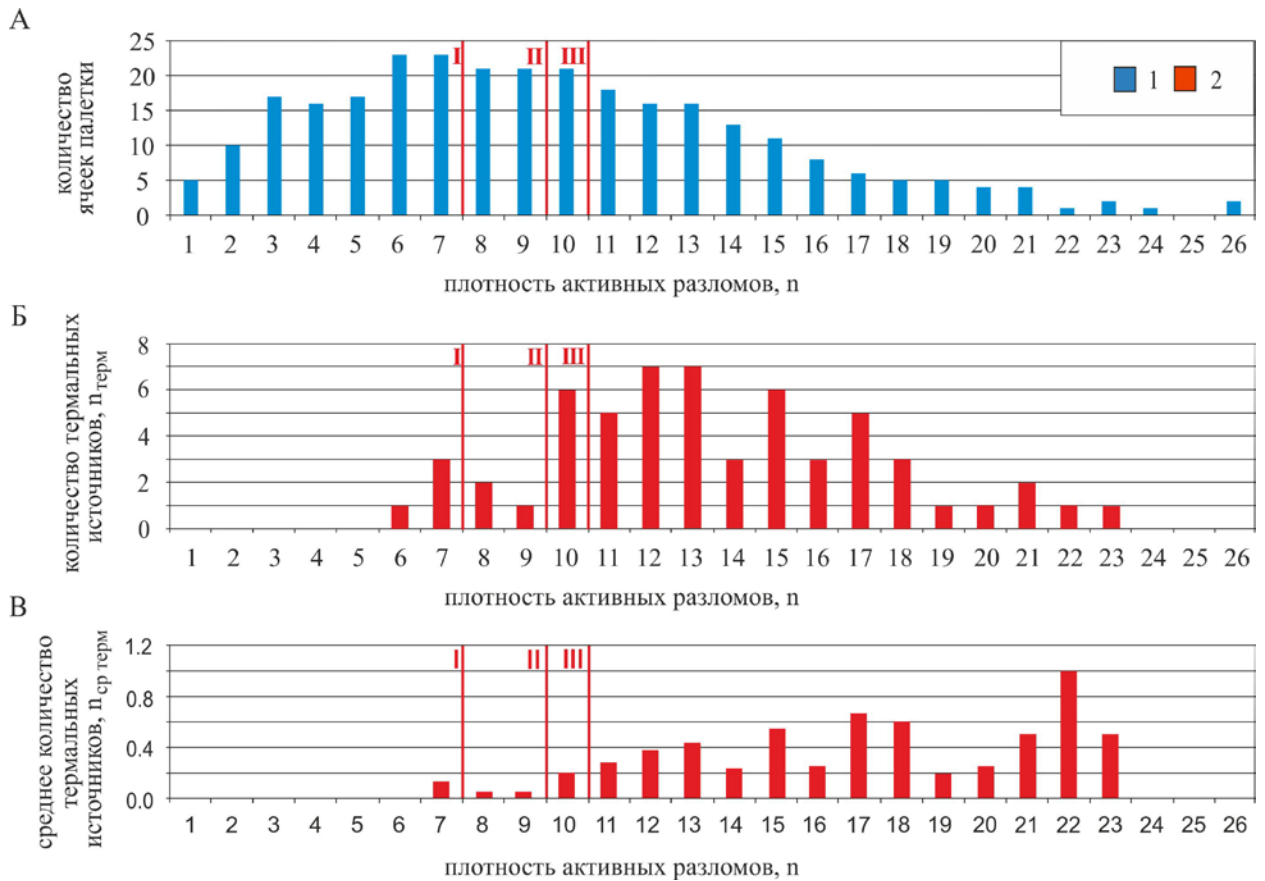


Рис. 4.2.5. Гистограммы распределения: А – количества ячеек палетки $0.37 \times 0.37^\circ$ по плотности активных разломов (n), Б – количества термальных источников ($n_{\text{терм}}$) по плотности активных разломов (n), В – среднего количества термальных источников ($n_{\text{ср терм}}$) на единицу площади по плотности активных разломов (n):

I – модальное значение n , II – медианное значение n , III – среднее значение n ; 1 – количество ячеек каждой плотности активных разломов n , 2 – термальные источники. Территория всей БРС.

термальных источников любой температуры, а также проявлении гидротерм в местах сейсмически активных и с повышенной плотностью разломов. Подробно взаимосвязь сейсмичности и термальных источников рассматривается в главе 4.3.

Разделив общее количество термальных источников, соответствующее каждому диапазону плотности, на общее количество ячеек, было определено среднее количество гидротерм ($n_{\text{ср терм}}$) на единицу площади (рис. 4.2.5, В). Диаграмма показывает, что количество термальных источников сначала резко возрастает при значениях плотности выше средней, достигая максимума в диапазоне 10–13, а затем плавно падает. Распределение по диапазонам плотности количества источников на единицу площади следующее: $n < 9$ – 5 % источников, $10 < n < 13$ – 21 %, $14 < n < 17$ – 29 %, $18 < n < 21$ – 23 %, $22 < n < 26$ – 22 %.

Таким образом, минимальное количество источников на единицу площади имеет максимальную температуру, а максимальное количество – среднюю и высокую температуру.

Выводы по разделу:

Структура сети плотности разломов отражает неоднородность литосферы БРС. Невы-

сокая плотность разломов связана с консолидированными блоками земной коры, а положительные аномалии плотности активных разломов связаны с межблоковым пространством. Это должно оказывать существенное влияние на распределение подземных вод, поскольку степень фрагментации контролирует общую пропускную и водовмещающую способности водоносных горизонтов [Pedretti et al., 2016].

Построение корреляционных зависимостей количества термальных источников от плотности активных разломов на единицу площади показало невысокую статистическую связь для всей БРС. Для территории Баргузино-Баунтовской ветви впадин наблюдается более тесная корреляционная связь данных параметров.

Анализ распределения количества гидротерм по плотности активных разломов показал, что количество термальных источников на единицу площади достигает максимума в диапазоне плотности активных разломов 15, 17, 18, 22 (см. рис. 4.2.5, В). В первом приближении наблюдается тенденция увеличения количества источников на единицу площади с увеличением плотности, что может быть связано с более интенсивным рассеиванием тепла недр в более трещиноватой среде за счет более интенсивного конвективного массопереноса с участием флюидов. Но ряд значений не является равномерным из-за недостатка данных, поэтому данная закономерность не является четкой.

Нарушенность земной коры активными разломами оказывает влияние и на температуру источников. Рассчитанные корреляционные зависимости плотности активных разломов с температурой современных гидротерм показывают обратную статистическую связь трещиноватости земной коры и температуры. Более густая сеть разломов обеспечивает большую проницаемость пород и в этих условиях вода с высокой температурой более интенсивно рассеивает тепло, смешиваясь с артезианскими и грунтовыми водами, поэтому на поверхности, в зонах повышенной трещиноватости, наблюдается большее количество выходов холодных и термальных вод, но температура терм ниже. Самые же горячие термальные источники преобладают в зонах с более низкой плотностью разломов, так как в таких условиях процессы разбавления и рассеивания тепла менее интенсивны и, как следствие, потери тепла существенно ниже [Kuz'mina, Novopashina, 2018].

4.3. Соотношение распределений азотных термальных вод и сейсмичности по плотности активных разломов

Повышенная плотность разломов характеризует пониженную прочность самых верхних слоев литосферы, что влияет на ее реологические свойства [Леви и др., 2002; Шерман, 2014]. Высокая нарушенность земной коры способствует значительному обводнению не только верхних, но и средних частей коры, а это также должно существенно

снижать квазивязкость упругого слоя и оказывать влияние на процесс релаксации напряжений в этих слоях. Это влияние может выражаться в виде увеличения давления поровых или трещинных вод, которое нейтрализует геостатическую нагрузку и приводит к возникновению и расширению трещин. В работах Г.Н. Копыловой [Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2012] сейсмичность рассматривается как геодинамический фактор воздействия на режим подземных вод за счет изменения напряженно-деформированного состояния водонасыщенных горных пород, а в работе [Becken et al., 2011] показана обратная связь, когда причиной, стимулирующей сейсмичность и определяющей вариации ее амплитуды и активности по простиранию, является миграция флюидов из нижней коры и верхней мантии в ослабленную (дробную) зону с наименьшим фильтрационным сопротивлением, так как, чем выше плотность разломов, тем значительней разуплотнение коры [Геология и сейсмичность..., 1984б]. Наличие высокотемпературных подземных вод является дополнительным важным фактором разупрочнения геологической среды [Ребецкий, 2007; Кузьмина, 2008]. Выходы горячих источников указывают на районы с высокой активностью глубинных флюидов, а повышенные температуры вод являются показателем активности конвективного теплопереноса.

Уменьшение прочности земной коры может происходить, по-видимому, из-за изменения порового давления флюидов, приводящего к изменению сил трения на существующих плоскостях разрывов [Псахье и др., 2004], а также из-за эффекта П.А. Ребиндера [Ребиндер, 1979]. Таким образом, если процесс распространения фронта напряжений сопровождается латеральной и вертикальной миграцией флюидов, последние, с одной стороны, могут сопровождать процесс передачи напряжений от нижних пластичных слоев к верхним хрупким слоям земной коры за счет изменения порового давления [Parotidis et al., 2003], а с другой стороны, способствовать релаксации напряжений в виде толчков меньшей силы [Псахье и др., 2004; Saar, Manga, 2003]. Кроме того, выходы высокотемпературных вод свидетельствуют о наличии источников глубинного тепла, поступающего на поверхность Земли с подземными флюидами по глубинным разломам [Лысак, 2002], а это, в свою очередь, должно способствовать увеличению пластических свойств нижней коры, участвующей в процессе передачи напряжений.

Существует мнение, что следствием флюидных воздействий являются рои землетрясений, то есть за движущимся флюидом идёт фронт разрушения, который, возможно, вызывает эти роевые события [Parotidis et al., 2003]. Гипотеза возникновения роёв землетрясений в зонах с высокой степенью нарушенности разломами за счёт релаксации остаточных напряжений с участием флюидов впервые предложена в работе [Солоненко, Солоненко, 1987]. В данной работе на примере БРС рассмотрены роевые события, большое

скопление которых отмечается в северо-восточной части БРС, в совокупности с плотностью активных разломов и выходами подземных вод, включая термальные источники (рис. 4.3.1, рис. 4.3.2).

Рои в сейсмическом процессе выделяются как группа землетрясений, в которой отношение суммарной энергии событий, следующих за главным толчком (или главными толчками) к энергии главного толчка варьируется в пределах от 5 до 50 %, в то время как в обычных афтершоковых последовательностях – в пределах 0.1–10.0 % (по [Солоненко, Солоненко, 1987]). То есть, рои землетрясений – это группа (иногда очень многочисленная) мелкофокусных (неглубоких) толчков, частота и магнитуда которых в течение определенного срока слабо меняются со временем. Самые сильные толчки распределены внутри роя случайным образом.

Разделение роевых событий и афтершоков также производится на основе разницы магнитуд главных толчков и сильнейших афтершоков (по [Арефьев, 2003]). В статистических расчетах были использованы данные о роевых событиях (с 1962 до 1983 гг.) из работы [Солоненко, Солоненко, 1987] и более современные данные о роях (произошедших позднее 1983 г.) из работ [Добрынина, 2006, 2008; Мельникова и др., 2007; Добрынина, Саньков, 2010; Radziminovich et al., 2013].

На рис. 4.3.3, Б и рис. 4.3.4 представлено сопоставление распределения количества попадания роев землетрясений ($n_{\text{роев}}$), термальных источников ($n_{\text{терм}}$) в ячейки палетки $0.37 \times 0.37^\circ$ по плотности активных разломов (n).

Плотность активных разломов имеет не нормальное вероятностное распределение (см. рис. 4.2.5, А), поэтому для удобства восприятия на графиках (см. рис. 4.3.3) показаны значения модальной, медианной и средней плотности.

Максимальное количество термальных источников сосредоточено в диапазоне 12–13 (см. рис. 4.3.3, табл. 4.3.1). Распределение процентного соотношения количества термальных источников по плотности активных разломов показывает, что количество гидротерм сначала резко возрастает при значениях плотности активных разломов выше среднего, достигая максимума в диапазоне 10–13, а затем плавно падает (см. табл. 4.3.1).

Для диапазона плотности 10–13 характерно наибольшее количество роевых событий. Распределение роев землетрясений по плотности активных разломов имеет более узкую локализацию, чем распределение гидротерм. Количество роев землетрясений плавно нарастает до плотности 13, где достигает максимума, затем резко спадает, а количество гидротерм напротив, быстро возрастает до максимума на плотности 13, а затем плавно

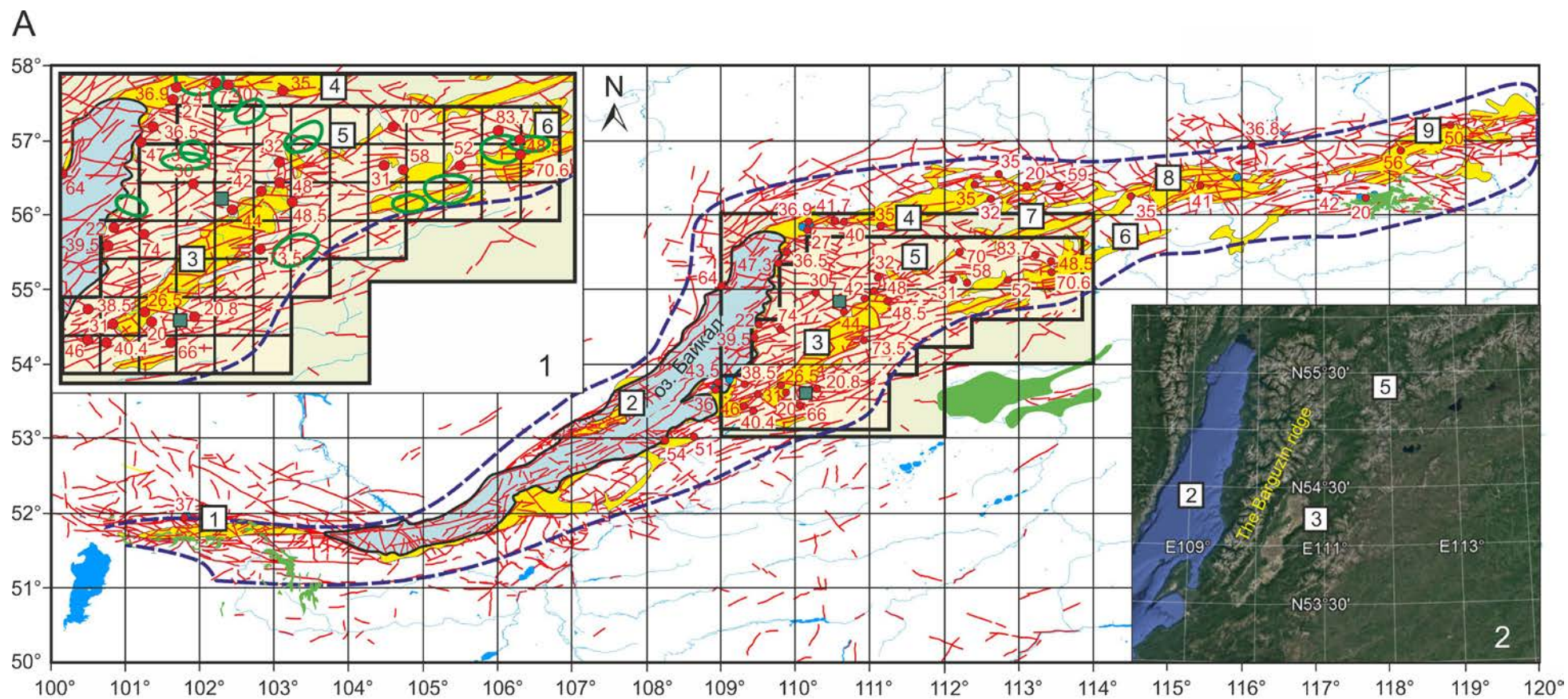
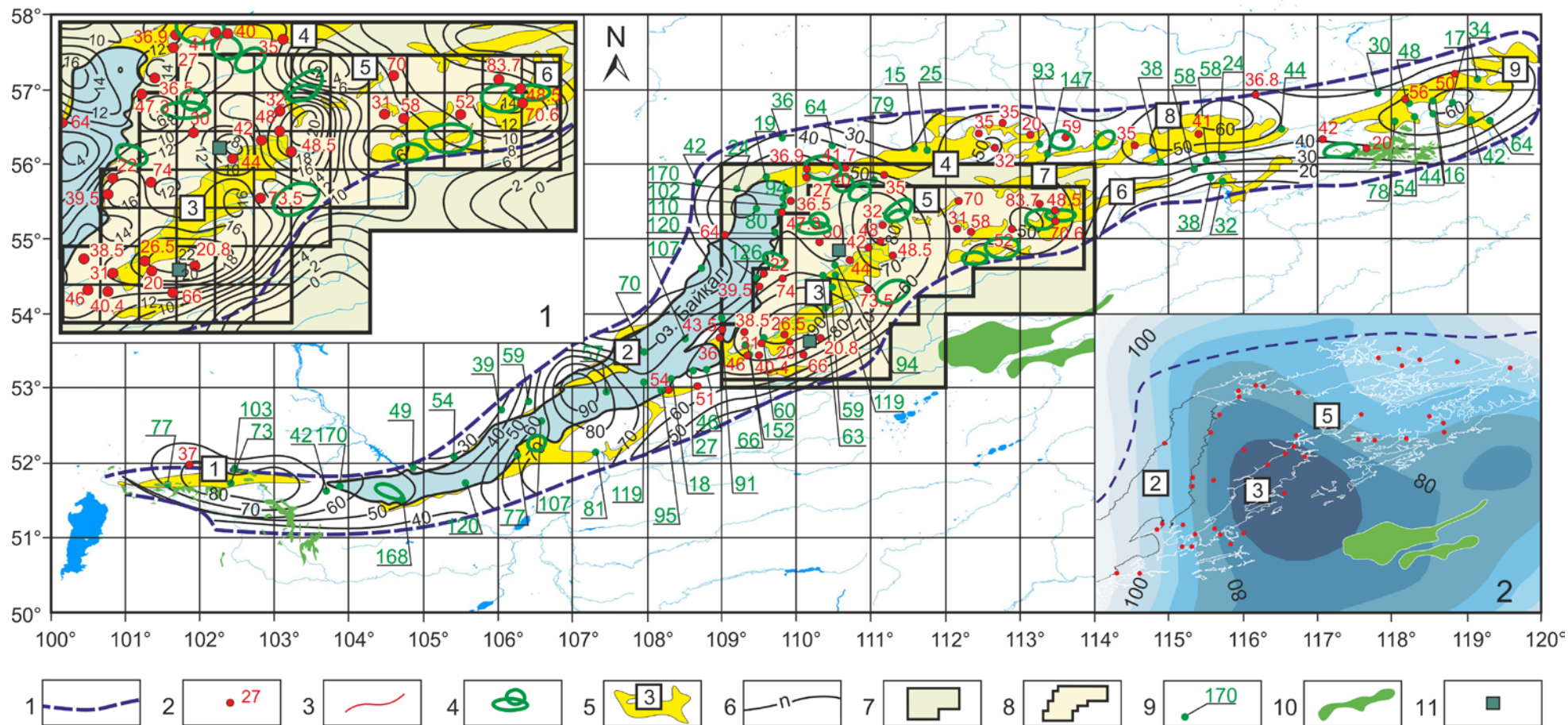


Рис. 4.3.1. А – Карта активных разломов и термальных вод БРС. Б – Карта плотности разломов, роев землетрясений и термальных источников БРС (по материалам [Голубев, 2007; Лунина, 2016] с добавлениями автора).

Примечание. Условные обозначения к карте смотреть на стр. 88.

Б



Продолжение рис. 4.3.1. А – Карта активных разломов и термальных вод БРС. Б – Карта плотности разломов, роев землетрясений и термальных источников БРС (по материалам [Голубев, 2007; Лунина, 2016] с добавлениями автора):

1 – контур БРС, 2 – термальный источник (цифра возле знака – температура воды термального источника), 3 – активные разломы, 4 – рои землетрясений, 5 – впадины БРС с их номерами (в квадратах: 1 – Тункинская, 2 – Байкальская, 3 – Баргузинская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Амутская, 6 – Баунтовская, 7 – Муяжанская, 8 – Муйская, 9 – Чарская), 6 – изолинии плотности разломов (n), 7 – контур Баргузино-Баунтовской ветви впадин для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$, 8 – контур Баргузино-Баунтовской ветви впадин для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$ (увеличенный вариант приведен на врезке 1 рис. А), 9 – пункты определения теплового потока с их значениями ($\text{мВт}/\text{м}^2$) [Голубев, 2007], 10 – вулканические поля, 11 – пункты опробования даек основного состава. Врезка 2 рис. А – рельеф Баргузино-Баунтовской ветви впадин. Врезка 1 рис. Б – увеличенный вариант Баргузино-Баунтовской ветви впадин с обозначением изолиний плотности активных разломов (n) для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$. Врезка 2 рис. Б – граница литосферы-астеносферы, км [Petit, Déverchère, 2006].

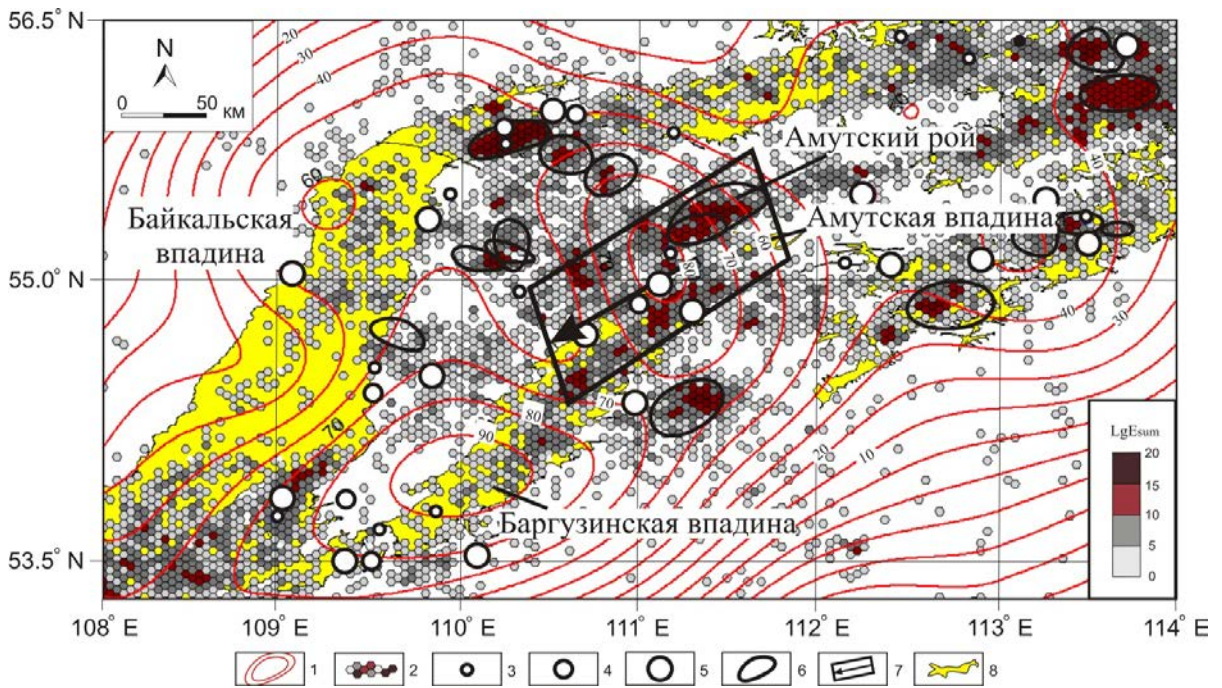


Рис. 4.3.2. Карта плотности активных разломов для палетки с размером ячейки $1 \times 1^\circ$ и логарифма суммарной выделившейся энергии (LgE_{sum}) северо-восточной части БРС с расположением области проецирования сейсмических данных. Период отображения данных о землетрясениях 1974–2016 гг. [Кузьмина, Новопашина, 2017; Новопашина, Кузьмина, 2017]:

1 – изолинии плотности разломов, 2 – шестиугольные ячейки, выделенные цветом в зависимости от логарифма суммарной энергии землетрясений LgE_{sum} (шкала приведена на врезке), 3 – термальные источники с $20^\circ\text{C} \leq t < 37^\circ\text{C}$ (теплые), 4 – термальные источники с $37^\circ\text{C} \leq t < 42^\circ\text{C}$ (горячие), 5 – термальные источники с $42^\circ\text{C} \leq t \leq 100^\circ\text{C}$ (весьма горячие), 6 – рои землетрясений, 7 – область проецирования сейсмических данных с указанием направления миграции суммарной сейсмической энергии (стрелка), 8 – впадины.

снижается. В ячейках с плотностью активных структур ниже среднего значения количество попаданий роев землетрясений – 17 %, выше среднего значения – 83 % (см. табл. 4.3.1). Распределение частоты попаданий роев землетрясений в ячейку палетки по плотности показывает, что роевые события наиболее вероятны в диапазоне плотности 10–13 (см. рис. 4.3.3, Б).

Из рассмотренных сильных и сильнейших событий, только 20 % попадают в ячейки палетки с источниками (см. табл. 4.3.1). В целом, сильные и сильнейшие события распределяются по плотности следующим образом: на плотности ниже модальной не произошло ни одного из рассматриваемых событий; на плотности между модальной и средней – 40 % землетрясений; на плотности выше средней – в диапазоне 12–13 – 30 % землетрясений; на плотности 17–21 – 15 % сейсмических событий; на плотности 22–26 – 15 % событий. При этом сильнейшие события по плотности выше модальной распределены равномерно (см. табл. 4.3.1)

В целом, общее количество эпизодов попаданий роев землетрясений ($n_{роев}$) в ячейку палетки – 57, из них только 25 – в ячейку с гидротермальными выходами ($n_{терм}$ и $n_{роев}$), но на плотности 13 из двенадцати эпизодов попадания роев землетрясений восемь – в ячейку

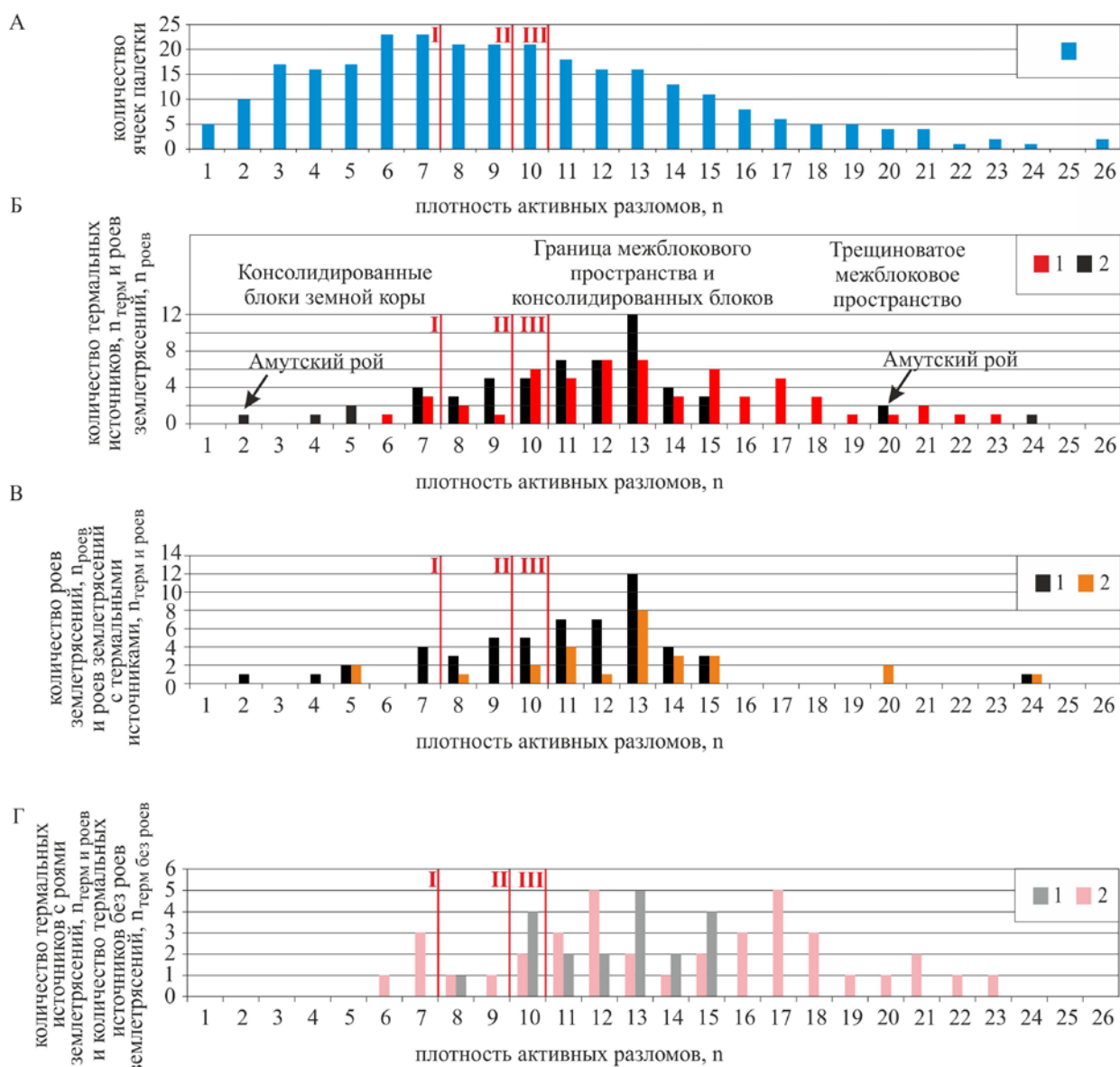


Рис. 4.3.3. Гистограммы распределения роев землетрясений и термальных источников по плотности активных разломов (n) для всей БРС для палетки с размером ячейки $0.37 \times 0.37^\circ$:

А – распределение ячеек палетки размером $0.37 \times 0.37^\circ$ по плотности активных разломов (n);
 Б – соотношение количества попаданий роев землетрясений, $n_{\text{роев}}$, (2) и количества термальных источников, $n_{\text{терм}}$, (1) в ячейку палетки; В – соотношение общего количества попаданий роев землетрясений, $n_{\text{роев}}$, (1) с количеством попаданий роев землетрясений в ячейку с термальными источниками, $n_{\text{терм и роев}}$, (2);
 Г – соотношение количества гидротерм в ячейках с роями землетрясений, $n_{\text{терм и роев}}$, (1) и количества гидротерм в ячейках без роев землетрясений, $n_{\text{терм без роев}}$, (2). I – модальное ($n=7$), II – медианное ($n=9$) и III – среднее ($n=9.8$) значения плотности активных разломов (n).

с термальными источниками, $n_{\text{терм и роев}}$ (рис. 4.3.3, В). Количество термальных источников в ячейках без попаданий роев землетрясений – 38, с роями землетрясений – 20, то есть почти в два раза меньше (рис. 4.3.3, Г). Это соотношение отражает общую качественную характеристику взаиморасположения термальных источников и роев землетрясений при первичном визуальном анализе. Полученные распределения гидротерм по плотности разломов соответствуют результатам В.В. Богацкого [Богацкий и др., 1980], установившего, что месторождения полезных ископаемых приурочены к участкам не максимальной, а

определенной плотности разрывных нарушений, которая зависит, в большей степени, от реологических и вещественных свойств рудоносных флюидов.

Таблица 4.3.1 – Распределение процентного соотношения термальных источников, роев землетрясений и сильных землетрясений по плотности активных разломов

Плотность активных разломов	до 5	6–9	10–13	14–17	18–21	22–25
Термальные источники	0	16	32	29	18	5
Рои землетрясений	7	21	54	12	4	2
Сильные землетрясения	0	44	17	17	17	6

В диапазоне плотности 10–15 соотношение термальных источников иное: количество термальных источников в ячейках с роями землетрясений ($n_{\text{терм и роев}}$) – 19, а без роев землетрясений ($n_{\text{терм без роев}}$) – 15 (см. рис. 4.3.3, Г). Таким образом, выделяется область тектонической активности с определенной плотностью разломов, для которой характерно одновременное проявление гидротермальной и роевой деятельности.

Особое внимание заслуживает область Амутского роя, произошедшего на границе минимума плотности разломов, расположенного к северо-востоку от Амутской впадины и максимума плотности разломов в юго-восточной части Амутской впадины (см. врезку 1 на рис. 4.3.1, 4.3.3, 4.3.4). В районе Баргузино-Баунтовской ветви впадин выделяются два основных максимума плотности разломов. Один из них расположен между Баргузинской и Амутской впадинами и в этой зоне сосредоточены термальные источники: Сеюйский, Кучигерский, Мегдылкон, Аллинский и Умхейский (рис. 4.3.5). В инструментальный период (1974–2012 гг.) в этой области в сейсмическом процессе отмечаются миграции суммарной сейсмической энергии от Амутского роя (1979 г.), в связи с чем, эта зона была рассмотрена на предмет связи активных разломов и сейсмичности с проявлениями современных гидротерм. Эта область характеризуется слабой и умеренной сейсмической активностью. Второй максимум плотности активных разломов находится в южной части Баргузинской впадины и с ним связан Алгинский термальный источник. В этой области в инструментальный период фиксируется слабая сейсмическая активность, поэтому для этой зоны недостаточно сейсмологических данных для пространственно-временного анализа и сопоставления его результатов с разломной тектоникой.

Амутский рой интересен тем, что в области повышенной плотности активных разломов (почти максимальной) в юго-западном направлении от данного роя землетрясений выявлена тенденция медленного (месяцы и годы) распространения суммарной выделившейся энергии

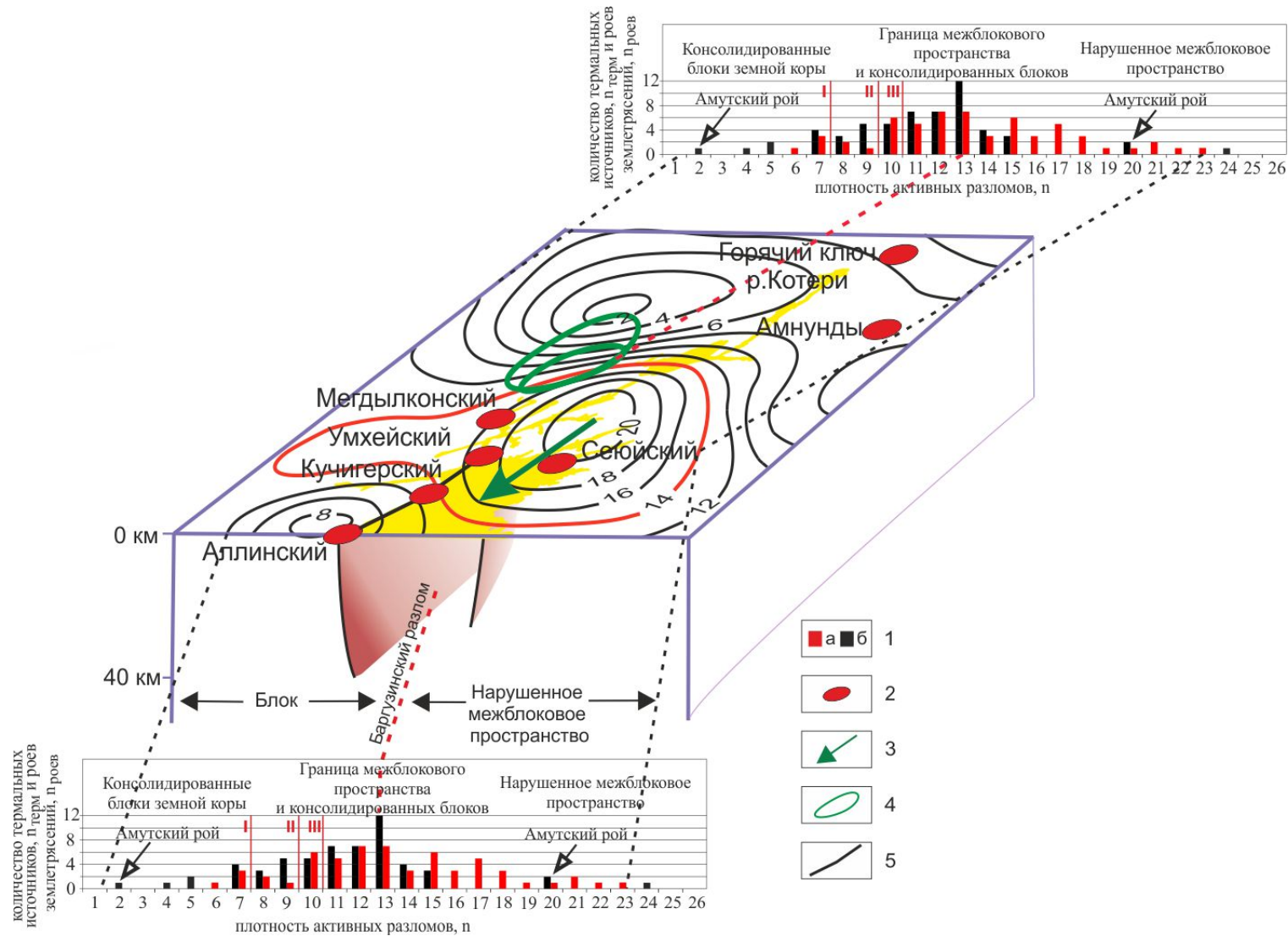


Рис. 4.3.4. Схема соответствия плотности разломов количеству роев землетрясений и количеству термальных источников:
 На графике: 1а – гидротермы, 1б – рои землетрясений. На блок-схеме: 2 – термальный источник, 3 – миграция слабой сейсмической активности, 4 – рой землетрясений, 5 – активный разлом.

более мелких землетрясений, инициированной землетрясениями Амурского роя (рис. 4.3.5 и рис. 4.3.6) [Новопашина, Кузьмина, 2017]. При этом, в северо-восточном направлении от роя землетрясений в области минимальной плотности активных разломов подобной тенденции не наблюдается.

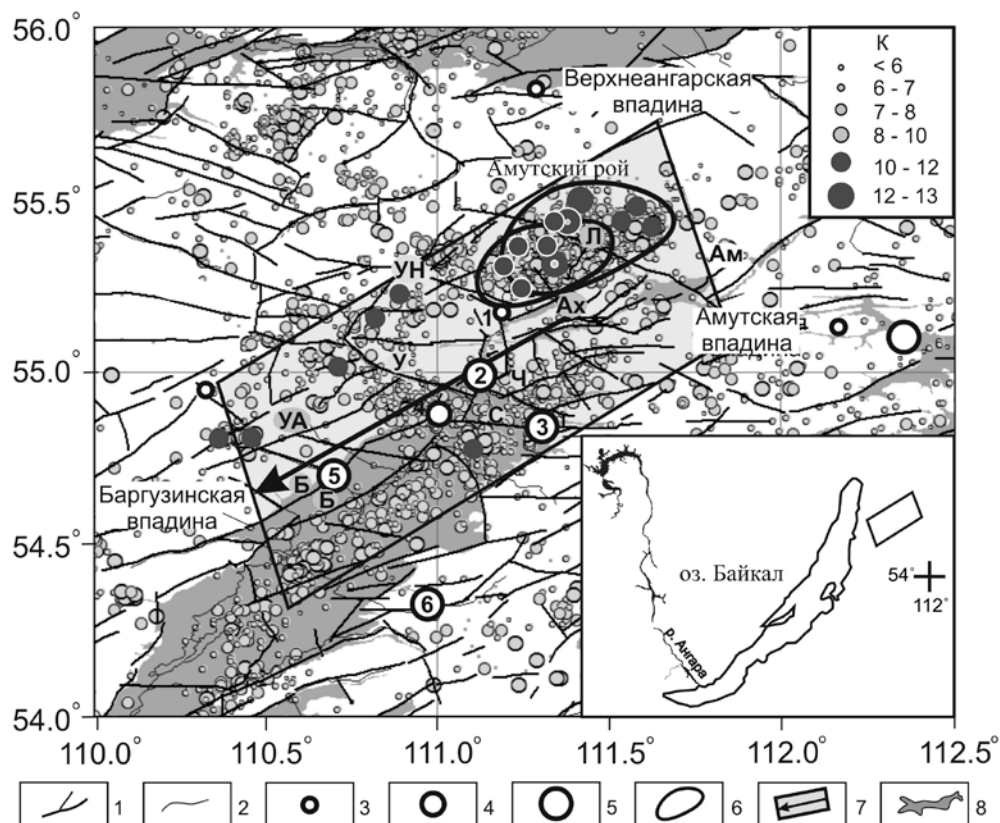


Рис. 4.3.5. Карта эпицентров области Амурского роя за период 1978–1982 гг. (составлена А.В. Новопашиной по данным БФ ФИЦ ЕГС РАН). Землетрясения с $K_p \leq 7$ в расчетах LgE_{sum} не использовались:

Термальные источники, обозначенные на схеме цифрами: 1 – Мегдылкон, 2 – Умхейский, 3 – Сеюйский, 4 – Кучигерский, 5 – Аллинский, 6 – Гаргинский; разломы: Л – Ловоктонский, Ам – Амурский, Ах – Амурханский, Ч – Чельчигирский, УА – Улюгно-Аллинский, Б – Баргузинский, С – Сеюйский, УН – Улюгна-Намамский, У – Улюгинский; 1 – активные разломы; 2 – реки; 3 – термальные источники с $20^\circ\text{C} \leq t < 37^\circ\text{C}$ (теплые); 4 – термальные источники с $37^\circ\text{C} \leq t < 42^\circ\text{C}$ (горячие); 5 – термальные источники с $42^\circ\text{C} \leq t \leq 100^\circ\text{C}$ (весьма горячие); 6 – рой землетрясений; 7 – область проецирования сейсмических данных с указанием направления миграции (стрелка); 8 – впадины.

Миграции в сейсмическом процессе выделяются на основе анализа трехмерных пространственно-временных диаграмм с осями времени, проекции расстояния и десятичного логарифма суммарной выделившейся энергии землетрясений – LgE_{sum} (см. рис. 4.3.6), построенных для областей проецирования сейсмических данных (см. рис. 4.3.2, рис. 4.3.5), ось симметрии (или ось проекции) которых максимально приближена к осям концентраций эпицентров землетрясений, а ширина и длина определены размером областей сгущения очагов. На диаграмме отображены значения LgE_{sum} интерполированные в пределах пространственно-временного окна $3\Delta T \times 3\Delta L$ методом линейной интерполяции.

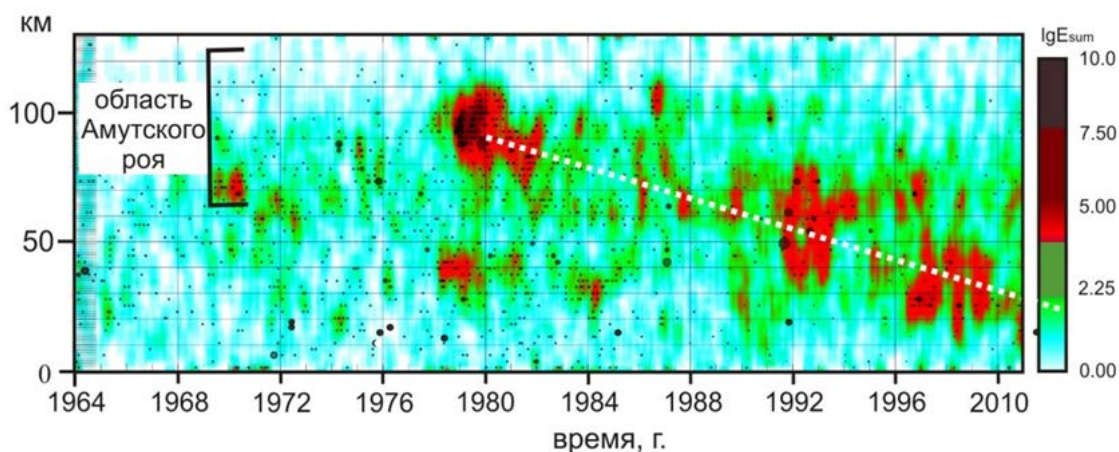


Рис. 4.3.6. Пространственно-временная диаграмма $\lg E_{\text{Sum}}$ для области Амутского роя за период 1964–2010 гг. [Кузьмина, Новопашина, 2017; Новопашина, Кузьмина, 2017; Novorashina, Kuz'mina, 2019]:

Пунктиром показан тренд смещения $\lg E_{\text{Sum}}$; кружками разного диаметра отмечены землетрясения разной силы (с $K \geq 8$).

Для определения скорости миграций сейсмической активности используется отношение проекции расстояния (в км) к проекции времени (в годах). Наиболее близко расположенные максимумы используемого параметра объединяются в цепочку энергетических кластеров, наклон которой на пространственно-временной диаграмме отражает скорость и направление распространения сейсмической активности. Используемая методика позволяет выделить медленные миграции, измеряемые в километрах в год. На диаграмме виден тренд направленного распространения сейсмической энергии от кластера толчков умеренной силы периода 1979–1981 гг. в юго-западном направлении (сонаправленно простиранию Улюгно-Аллинского разлома) на протяжении 22 лет на расстояние около 110 км, что соответствует скорости около 5 км/год. На фоне основного тренда фиксируются более высокоскоростные разнонаправленные цепочки максимумов сейсмической активности: 10–40 км/год, с которыми в период 1978–1979 гг. сливается цепочка слабых событий, распространяющаяся по направлению к области Амутского роя от менее интенсивного энергетического максимума периода 1985–1986 гг. в нижней части диаграммы. Такие разнонаправленные цепочки отражают возвратно-поступательные эпизоды деформаций по более мелким сегментам, чем зона общего смещения.

Таким образом, зона миграции сейсмической активности связана с областью высоких значений плотности разломов, гидротермальных проявлений, аномально высоких значений теплового потока и температурного градиента, что говорит о пониженной вязкости нижних слоев земной коры в этой зоне.

Землетрясения с любой глубиной гипоцентра изменяют напряженное состояние в радиусе своего влияния, который зависит от силы толчка, что увеличивает поровое давление флюидов во всех направлениях в условиях хорошей фильтрации. Распределение роев

землетрясений по глубине индивидуально для каждого из них, а большая часть землетрясений БРС происходит на глубине 10–20 км, значительная (но меньшая) часть – на глубине 20–30 км [Радзиминович, 2010], на глубину более 30 км приходится не менее 8 % от общего количества событий. Согласно расчетам глубин гипоцентров Амурского роя, приведенным в работе [Déverchère et al., 1991], десять событий из выборки, к которым относятся события 12–13 классов, локализованы на глубине более 30 км – пять в нижней коре и пять в верхней мантии, при установленной толщине земной коры в исследуемой зоне 41 км [Мац и др., 2001]. Соответственно, более сильные и глубокофокусные землетрясения Амурского роя могли оказать на напряженно-деформированное состояние нижней коры и верхней мантии более значительное влияние, чем слабые и мелкофокусные толчки.

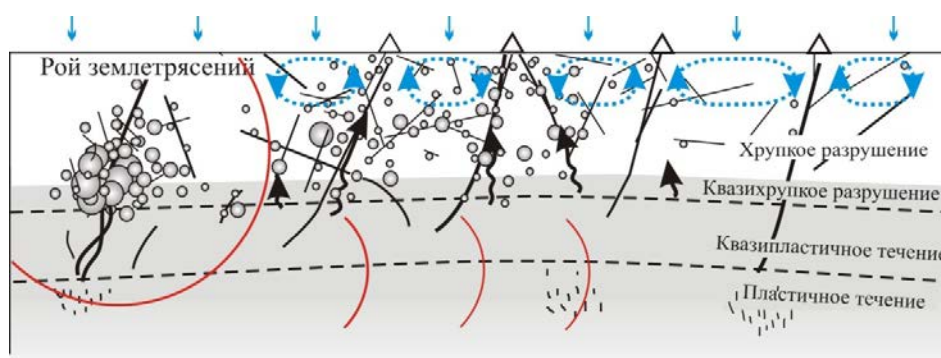


Рис. 4.3.7. Гипотетическая модель распространения сейсмической активности в разрезе на основе модели зоны современной деструкции литосферы [Шерман, 2005] с добавлением автора. Добавлены землетрясения разной силы (кружки разного диаметра):

Сплошные линии – разломы разного ранга; пунктирные линии – условные реологические границы; маленькие вертикальные стрелки, направленные вниз – атмосферные осадки; пунктирные синие стрелки – конвективные ячейки подземных вод; дуги – фронт передачи напряжений; изогнутые толстые черные стрелки – потоки водных флюидов; треугольники без заливки – выходы термальных вод на поверхность.

На рис. 4.3.7 представлена гипотетическая схема миграции сейсмической активности в разрезе, описывающая процесс распространения сейсмичности во времени за счет упруго-вязкой передачи напряжений в слоях литосферы, отличающихся между собой реологическими свойствами. Схема показывает, что источником начального изменения напряженного состояния является рой событий, который способствовал сбросу части напряжений в области проявления сейсмических событий и передаче части напряжений в более пластичные слои литосферы – нижнюю кору и верхнюю мантию, по которым оно передается медленней, чем в верхней коре, в силу реологических свойств. Флюиды переходят из области большего давления в область меньшего [Ребецкий, 2007]. Поэтому дальнейшее продвижение фронта напряжений служит причиной вертикальной миграции флюидов за счет эффекта сейсмического нагнетания [Киссин, 2009] по зонам повышенной проницаемости, которыми являются глубинные разломы, проникающие до глубин нижней

коры и верхней мантии. В районах растяжения, таких как БРС, преобладают близвертикальные тектонические нарушения, проницаемость которых на один-два порядка выше проницаемости горизонтальных зон транзита подземных вод [Голубев, 2007]. Флюиды, мигрируя наверх по пути наименьшего сопротивления – по системам вертикальных трещин, способствуют сбросу напряжений в трещиноватой зоне основного сейсмоактивного слоя, вызывая срывы в местах критической тектонической нагрузки в хрупких и квазихрупких слоях земной коры, одновременно облегчая взаимные подвижки слоев [Артюшков, 1993]. Существует гипотеза, что генезис таких флюидов может быть обусловлен выделением воды в результате восстановительной реакции водорода, поступающего из недр Земли, с трехвалентным оксидом железа, присутствующим в литосфере [Летников, 2006]. Исходная глубина, с которой берет начало миграция флюидов, соответствует границе верхней мантии и нижней коры. В главе 4.4 представлены результаты физико-химического моделирования состава термальных источников Баргузинской впадины – Алгинского, Сеюйского, Аллинского и Умхейского, свидетельствующие в пользу того, что установленное содержание химических элементов в термальной воде – хлора, серы и фтора, скорее всего, обеспечивается эндогенным источником [Kuz'mina et al., 2015].

Если учесть, что сейсмичность является фактором, активизирующим водообмен [Основы гидрогеологии..., 1982a], то данная модель подразумевает, что сейсмическое событие увеличивает поровое давление пород пока тектоническое напряжение не будет сброшено или распространение воды в межблоковом пространстве (трещиноватой зоне) не встретит препятствия в виде экрана – консолидированного блока земной коры. Примером такого блока в данном случае может служить область минимальной плотности разломов, расположенная к северо-востоку от Амутского роя. Экраном для дальнейшего продвижения воды могут служить также крылья секущих разломов, когда более плотная порода при достаточной амплитуде смещения блокирует водообмен.

Таким образом, часть напряжения, переданная от основных событий Амутского роя в нижнюю кору и верхнюю мантию, могла распространяться фронтом, последовательно оказывая непосредственное воздействие на гидродинамический режим слоев нижней, а затем средней и верхней коры, соответствующих основному сейсмоактивному слою, что сопровождалось распространением сейсмической активности в области повышенной (почти максимальной) плотности разломов. Этот процесс взаимовлияния затухает во времени по мере релаксации напряжений.

Выводы по разделу:

В исследуемом регионе присутствуют два участка с повышенным количеством активных разломов – в зоне перемычки между Амутской впадиной и северо-восточной

частью Баргузинской впадины (первая зона), а также в юго-западной части Баргузинской впадины (вторая зона). Эти зоны схожи между собой по степени нарушенности земной коры, но приурочены к геодинамическим зонам разных эволюционных этапов развития, что отражается в различной сейсмической активности. Первая зона плотности разломов охватывает область Амутской впадины, являющейся эмбриональной и характеризующейся повышенной сейсмической активностью. Для этой зоны был проведен пространственно-временной анализ сейсмического процесса и выделены миграции сейсмической активности. Вторая зона приурочена к зрелой Баргузинской впадине, для которой характерна более слабая потенциальная сейсмичность [Ясько, 1982], поэтому анализ сейсмической активности для этой зоны не проводился.

Большинство как сильных землетрясений, так и роев землетрясений связано с областью повышенной плотности разломов (выше среднего значения, но не максимальной), для которой характерны максимумы количества термальных источников. Это зоны глубинных термоактивных разломов, обрамляющих литосферные блоки. Таким образом, выделяется область повышенных значений плотности разломов, для которой характерна высокая активность недр, выражающаяся в совместном проявлении более сильных сейсмических событий с горячими термальными источниками. Плотность активных разломов – 12–14 является оптимальной для наиболее вероятного проявления роевой деятельности по причине совпадения условий: 1) высокая тектоническая активность недр, 2) достаточный размер консолидированных блоков для сейсмических событий силой K не менее 13.0–15.3, 3) сохранность температуры глубинного тепла. В районах более высокой и более низкой плотности разломов происходят единичные роевые события и сильные землетрясения, но, как правило, расположенные на границе повышенной и пониженной плотности.

Более высокая плотность активных разломов обеспечивает лучшую проницаемость земной коры для флюидов, вероятно присутствующих в сейсмоактивном слое средней и нижней коры и сопровождающих процесс перераспределения напряжений от сильного землетрясения или группы умеренных сейсмических событий в наиболее ослабленные трещиноватостью зоны земной коры. Этот процесс маркируется миграцией сейсмической активности умеренных и слабых землетрясений в трещиноватом межблоковом пространстве, где на глубине флюидонасыщенного слоя создаются условия для релаксации напряжений, происходящей в виде множества упорядоченных во времени и пространстве событий силой $K < 13$. Дополнительным показателем присутствия флюида на глубине сейсмоактивного слоя может являться наличие компонентов глубинного флюида в воде термальных источников, которые могут быть выявлены по результатам физико-химического моделирования.

4.4. Физико-химическое моделирование

С помощью физико-химического моделирования (ФХМ) исследованы процессы взаимодействия термальных вод с горными породами, с целью установления источника ряда химических элементов, присутствующих в термальных водах, так как существуют разные гипотезы об их происхождении (см. гл. 4.1). Моделирование гидрогеохимических процессов стало практическим методом исследования после фундаментальных работ Гаррелса [Garrels, 1960; Гаррелс, Крайст, 1968; Наумов и др., 1971] и создания компьютерных программ [Helgeson, 1968; Карпов и др., 1971; Шваров, 1976]. В настоящее время существуют отечественные программы, основанные на минимизации энергии Гиббса: GIBBS (HCh) [Шваров, 1976, 1999], Selector [Казьмин и др., 1975; Казьмин, 1979; Карпов, 1981]), и базирующиеся на методе констант равновесия: MIF [Соломин, 1988], SOXXXX [Озябкин, Озябкин, 1996], HydroGeo [Букаты, 1997]. Известно большое количество программ, использующих методы равновесной термодинамики для моделирования гидрогеохимических процессов [Крайнов, 1993]. Чаще других применяются программы: PHREEQE, PHRQPITZ, SOLMINEQ, MINTEQA2, MINTEQ4.00, MINEQ4, EQ3/6, WATERQ4F, Geochemists Workbench и др. [Алексеев и др., 2005]).

Физико-географические особенности районов выходов термальных источников.

Алгинский термальный источник входит в состав Алгинского гидроминерального комплекса (АГМК), включающего Алгинские озёра, окружающие их болота, заболоченные земли. Общая площадь этого гидроминерального комплекса составляет около 15 км². Алгинский термальный источник (прил., рис. 2) расположен в пределах Баргузинской впадины, в 150 м от ее коренного борта, на слабозаболоченной и слабонаклонной поверхности Алгинской палеодолины [Сащенко, 2013]. Площадная разгрузка источника питает окружающие его болота и солёное Алгинское озеро, расположенное ниже [Шабынин и др., 2002]. Холмистая гряда высотой 15 м отделяет на северо-востоке АГМК от Сувинских карбонатных озёр. На юго-западе границей АГМК является Алгинский отрог, на юге – Икатский хребет. Болота питаются подземным стоком. Климат района полуаридный резко континентальный. Величина испарения превышает суммы годовых осадков, что приводит к высыханию солёных озёр и развеиванию солей по территории АГМК. Этот фактор оказывает влияние на ионно-солевой состав термального выхода. Алгинский термальный источник (рис. 4.4.1) представляет собой родниковую воронку диаметром 1 м и глубиной 0.7 м. Температура воды термального источника – 20 °С. Минерализация воды – 0.6 г/дм³, рН – 8.07. Дно воронки сложено песком, илом. Коренные породы – граниты протерозоя.

Аллинский термальный источник (рис. 4.4.2) расположен в 8 км к западу от села Алла, у северо-западного борта Баргузинской впадины, на выходе одноименной реки из



Рис. 4.4.1. Алгинский термальный источник (фото автора, сентябрь, 2010 год).

Баргузинского хребта во впадину. На дне узкого ущелья насчитывается более 50 выходов горячей воды как из трещин в гранитах, так и из-под рыхлых отложений. Суммарный дебит источников ориентировочно оценивается в 15–20 л/с. Проба воды отобрана из одного из термальных выходов с температурой воды – 44 °С и рН – 9. Химический состав воды –



Рис. 4.4.2. Аллинский термальный источник (фото автора, сентябрь, 2010 год).

гидрокарбонатно-сульфатный натриевый с минерализацией воды – 0.5 г/дм³ [Замана и др., 1973]. Аллинский термальный источник расположен в пределах интенсивно дренированного участка берега на расстоянии первых метров от реки Алла (прил., рис. 3) [Замана, 1988]. Река Алла относится к правобережным притокам реки Баргузин, которые характеризуются повышенной водностью из-за большого количества осадков (600–800 мм/год).

Атмосферная вода, питающая приток реки Баргузин – реку Аллу, спускающуюся с горного обрамления Баргузинской впадины, частично просачивается в зону Баггузинского сброса с углом падения 70–90° и примыкающего к нему активного Аллинского разлома с углом падения 75°. Далее вниз по склону, в сторону Баргузинской впадины, поверхностный сток теряется в искусственных канавах, а также проходит через крупнообломочные породы с высокой фильтрационной способностью мощностью от первых до 100 метров, не доходя реки Баргузин. Таким образом, происходит пополнение грунтовых вод и питание болот впадины, которые круглогодично питают реку Баргузин. Инфильтрация речного стока происходит по всему периметру Баргузинской впадины, но наиболее высокие фильтрационные свойства характерны для пород, слагающих подгорный шлейф Баргузинского хребта. По этой причине интенсивность водообмена в районе Аллинского источника высокая, что обуславливает его невысокую минерализацию.

Умхейский термальный источник (рис. 4.4.3) находится на самом севере Баргузинской котловины, в 100 км от районного центра и в 17 км от села Улюнхан. Термальный источник



Рис. 4.4.3. Умхейский термальный источник (фото автора, сентябрь, 2010 год).

выходит на острове площадью около 8 га, образованном рекой Баргузин на стыке Баргузинского и Икатского горных массивов. Пробы воды были отобраны из каптированного выхода на территории курорта «Умхей». Температура термальной воды – 48 °С. Минерализация воды – 0.4 г/дм³, рН – 8.5. Выход Умхейского термального источника приурочен к пересечению разломов СВ-ЮЗ и ЮВ-СЗ простираний, секущих граниты и

известняки протерозоя, перекрытых четвертичными отложениями. Источник связан с Улюнхан-Онгоконским разломом с углом падения 60° [Лунина, 2016]. Один из выходов термальной воды, для которого отбирались пробы на проведение ФХМ, расположен на острове в русле реки Баргузин.

Сеюйский термальный источник (рис. 4.4.4) находится у северо-восточного замыкания Баргузинской впадины, на правом берегу реки Сеи, в 4 км от ее устья. Выход терм расположен у подножья террасы высотой 10–12 м, сложенной мелкозернистым песком. Температура выхода подземной воды – 48.5°C . Минерализация воды – 0.4 г/дм^3 , рН – 9.35. Дно водоема, образованного термальным источником, колонизировано микробными обрастаниями, которые, по мнению некоторых ученых, могут быть источником некоторых химических элементов, таких, как сера [Жамбалова, 2018]. Сеюйский источник приурочен к одноименному разлому с углом падения 70° [Лунина, 2016].



Рис. 4.4.4. Сеюйский термальный источник (фото автора, сентябрь, 2008 год).

Основной задачей настоящего исследования была реконструкция химического состава Алгинского, Аллинского, Умхейского, Сеюйского термальных источников с целью установления природы поступления фтора, хлора, серы в термальную воду. В данной работе применялся программный комплекс «Selector» [Чудненко, Карпов, 2003; Авченко и др., 2009].

ФХМ геолого-геохимических процессов осуществляется в три этапа:

1) Строится геологическая модель – логическая схема процесса, в которой задаются параметры существования системы: температура, давление, валовые массы взаимодействующих

веществ, содержание компонентов в породах и реальные концентрации ионов в водных растворах;

2) Формируется физико-химическая модель – подбирается список независимых компонентов (химических элементов) и вероятных компонентов (минералы, соединения водного раствора, газов), согласуются термодинамические свойства веществ, включенных в модель из баз термодинамических данных, создается модель, действующая согласно схеме взаимодействия подвижных фаз (газов и растворов) с породами;

3) Методом минимизации энергии Гиббса выполняется расчет равновесного состава моделируемой гетерогенной многокомпонентной и многофазной системы.

ФХМ имитирует условия, в которых протекают те или иные процессы, происходящие в естественных условиях, в частности, дает количественную оценку гидрогеохимических процессов, в которых формируются термальные воды.

Таким образом, сформированы модели взаимодействия метеогенных вод и восходящего водно-газового (или базитового) флюида с изверженными (граниты, базиты) породами, а в случае Алгинского термального источника также рассмотрен водно-газовый флюид, проходящий через осадочные отложения.

Концептуальная схема модели. Обводненность глубинных зон земной коры хорошо просматривается в геоэлектрическом разрезе земной коры. В разрезе БРС, включая ее северо-восточную часть на основе данных глубинного магнитотеллурического зондирования [Поспеев, 2012], отражающих геотермическое состояние и флюидонасыщенность, выделяются следующие слои (рис. 4.4.5). На глубине 70–80 км обнаруживается кровля проводящего астеносферного слоя, которая также выделяется по скорости затухания сейсмических волн (слой I, см. рис. 4.4.5) [Добрынина и др., 2016]. Наиболее вероятный состав астеносферы – пиролитовый: $\frac{3}{4}$ части базальта и $\frac{1}{4}$ части оливина [Рингвуд, 1981]. Базальтовый флюид, вероятно существующий в этой зоне в количестве 3–5 % при температуре от 1100 °С и выше, может являться причиной низкого электрического сопротивления данного слоя и быть источником таких химических элементов, как: водород, фтор, хлор и сера, играющих большую роль в геодинамических процессах.

Над астеносферным слоем располагается непроводящий слой верхней мантии с кровлей на глубине до 35–42 км (слой II, см. рис. 4.4.5). Диэлектрические свойства этого слоя говорят о «сухом» состоянии вещества на этой глубине, но, тем не менее, он находится в более пластичном состоянии, чем верхние хрупкие слои из-за температуры и давления. В этом слое почти не фиксируются упругие деформации, за исключением самого верхнего яруса. Предположительно, этот слой также имеет пиролитовый состав. В верхних горизонтах этого слоя проходит граница Мохоровичича на глубине 40–50 км по

данным ГСЗ [Соловьев и др., 2017]. Газовые компоненты (H_2 , Cl_2 , S_2 , S_2F_2 , H_2S , S_2Cl_2) [Летников, 2006], поступившие из астеносферного базальтового флюида, диффундируют через слой II к вышележащему проводящему слою III (см. рис. 4.4.5), ограничивающимся сверху подошвой Ангаро-Витимского батолита на глубине 10–20 км.

Проводимость слоя III, скорее всего, связана с присутствием воды в этом слое, которая выделяется в результате процессов восстановления оксидов железа водородом, поступающим с нижних слоев при достижении геоизотермы 800–900 °C. В результате этого более глубокие этажи этого слоя более насыщены водородом, а верхние – водой. Этот слой характеризуется меньшим по сравнению с верхним упругим слоем (слоем IV) количеством землетрясений в силу релаксирующих свойств обводненной среды. На кровле этого слоя (слой III), при достижении температуры 350 °C (примерно на границе Конрада) в зоне амфиболизации, когда образовавшаяся в проводящем слое вода забирается метаморфическими породами (амфиболами и слюдами), образуется экран, слабопроницаемый для воды и препятствующий дальнейшей миграции водного флюида вверх. В связи с этим, слой в диапазоне от 10–20 км (гранитный батолит) до осадочного чехла (слой IV, см. рис. 4.4.5) не флюидонасыщен и имеет высокое электрическое сопротивление. В этой зоне сосредоточено большинство очагов землетрясений, так как его хрупкие свойства повышены, а релаксирующие – понижены. Проницаемость этого слоя (слой IV) для водного флюида обеспечивается в основном активными, проводящими водный флюид разломами, как дренирующей системой, которая позволяет проникать флюидам нижней части земной коры к поверхности. Трещины позволяют восстановленным флюидам транспортироваться вверх по разрезу земной коры. Разломы видны в геоэлектрическом разрезе как узкие вертикальные зоны низкого сопротивления [Семинский, Тугарина, 2011; Поспеев, 2012]. При этом скорость циркуляции воды в слое IV повышена относительно нижних слоев из-за меньшего давления и преобладания трещинного типа коллектора над поровым. В случае обводнения осадочных пород слой V имеет низкое сопротивление, а в сухом состоянии высокое (см. рис. 4.4.5).

Таким образом, глубокие разломы служат основными дренами между верхней корой и мантией, а разломные структуры более низких порядков обеспечивают циркуляцию и транзит водного флюида в хрупкой части разреза, в слое 5–10 – 10–20 км. Однако, в случае проникновения летучих компонентов базальтового флюида с астеносферы в земную кору, не существует точного определения времени их попадания. Газовые компоненты могут диффундировать с астеносферы в литосферные слои как на современном этапе рифтогенеза, так и на более ранних этапах, на которых из компонентов, поступающих с астеносферного слоя, в разломах могли сформироваться минералы – потенциальные источники некоторых химических элементов в термальной воде.

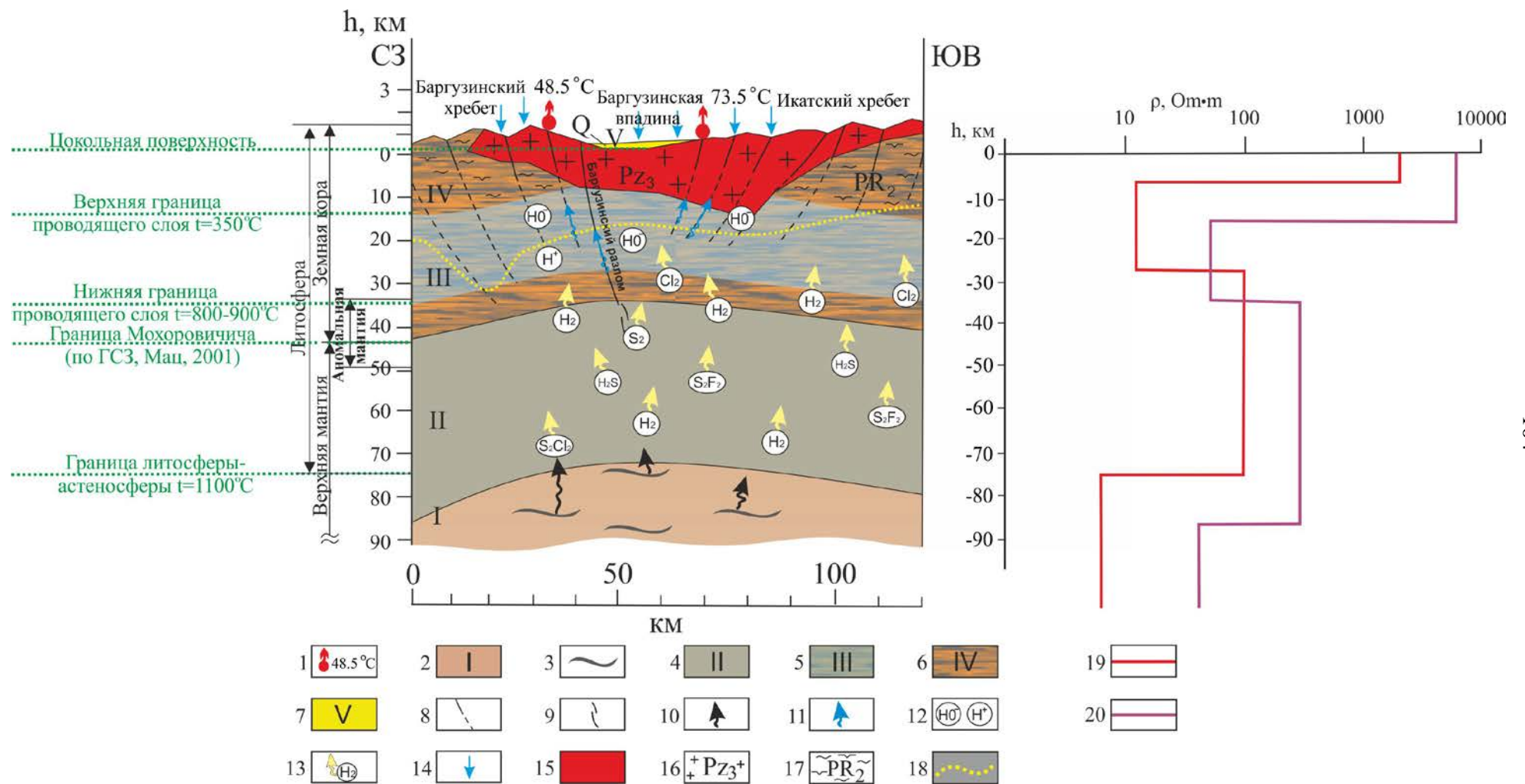


Рис. 4.4.5. Условная физико-геологическая модель возможного поступления газовых компонентов в воду азотных гидротерм:

1 – азотный термальный источник (цифра возле знака – его температура); 2 – астеносфера (глубина кровли астеносферы по [Petit, Déverchère, 2006]), слой I; 3 – базальтовый флюид; 4 – непроводящий слой верхней мантии, слой II (граница Мохо проведена по [Турутанов, 2018]); 5 – проводящий флюидонасыщенный слой, слой III [Поспеев, 2012]; 6 – непроводящий слой земной коры, слой IV (гранитный батолит); 7 – осадочные отложения Баргузинской впадины, слой V; 8 – разломы; 9 – корни глубинных разломов; 10 – базальтовый флюид; 11 – газовой-водный флюид; 12 – ионы; 13 – газовая фаза мантийных компонентов; 14 – дождь; 15 – Ангаро-Витимский батолит; 16 – гранитоиды верхнего палеозоя (Pz_3); 17 – гнейсы, кристаллические сланцы верхнепротерозойского возраста (PR_2) [Турутанов, 2018]; 18 – глубина очагов землетрясений, 19 – график электрического сопротивления для впадин [Поспеев, 2012]; 20 – график электрического сопротивления для поднятий [Поспеев, 2012].

Название слоя	Состав	Сопротивление	Электро-проводимость	Реологическое состояние	Флюид	Миграция компонентов Cl и S	Границы слоев
осадочный слой V	терригенные отложения	низкое	высокая	хрупкий		по разломам, трещинам и порам	Цокольная поверхность.....
непроводящий слой IV	“сухой” гранитный (батолит)	высокое	низкая	хрупкий	газово-водный (только в разломах)	по разломам	Верхняя граница проводящего слоя t=350°C
проводящий слой III	базальтовый (флюидонасыщенный)	низкое	высокая	квази-хрупкий	водно-ионный электролит, вода образуется в результате реакции $Fe_2O_3 + 3H_2 = 2Fe + 3H_2O$	по корням глубинных разломов и зонам милонитизации	Нижняя граница проводящего слоя t=800-900°C
непроводящий слой II	пиролитовый: 3/4 пиролита, 1/4 базальта	высокое	низкая	квази-пластичное течение	отсутствует	миграция газовой фазы вверх вдоль поверхности сланцеватых пород зоны тектонитов из-за высокого градиента давления	Граница Мохоровичича (по ГСЗ, Мац, 2001)
астеносфера - слой I	пиролитовый	низкое	высокая	пластичное течение	3-5% базальтового флюида как результата плавления	дегазация H, Cl, S и др.	Граница литосферы-астеносферы t=1100°C

Продолжение рис. 4.4.5. Условная физико-геологическая модель возможного поступления газовых компонентов в воду азотных гидротерм.

Примечание. Условные обозначения к рисунку смотреть на стр. 104.

Фазовый состав модели. В независимые компоненты включены: С – Са – F – Fe – К – Mg – Cl – N – Na – P – S – Si – Mn – Li – Al – H – O – e (где e – электрон). Список фаз, существование которых возможно в равновесном состоянии, включает 119 зависимых компонентов водного раствора, включая H₂O как растворитель, 14 газов, 185 твердых фаз. Общее число зависимых компонентов системы – 318 (прил., табл. 1). В расчетах были использованы, встроенные в «Селектор», термодинамические базы данных химических соединений [Карпов и др., 1976а^б], дополненные базами по твердым соединениям [Berman, Brown, 1985; Shock et al., 1997; Sverjensky et al., 1997; Holland, Powell, 1998; Yokokawa et al., 2002] и базами для водного раствора [Johnson et al., 1992; Shock, Koretsky, 1993; Карпов и др., 1995; Pokrovskii, Helgeson, 1995; Tagirov, Zotov, 1995; Shock et al., 1997; Sverjensky et al., 1997; Wolery, 2007]. Термодинамические характеристики газов взяты из [Reid et al., 1977].

В модель включены породообразующие минералы и минералы коры выветривания (см. прил., табл. 1) и наиболее вероятные растворённые формы элементов (свободные ионы, недиссоциированные молекулы и хлоридные, гидрокарбонатные, сульфатные и другие комплексы), образование которых можно ожидать в воде, взаимодействующей с гранитами в широком интервале температур и давлений. Свободные ионы преобладают в подземных водах и определяют их химический тип. Недиссоциированные комплексы присутствуют в незначительных количествах и характеризуют специфику формирования состава термальных вод. Список компонентов подобран так, чтобы приблизить расчётный состав к реальному составу воды (см. прил., табл. 1).

Методика полевых исследований. Опробование термальных источников Баргузинской впадины, проведенное в 2008 и 2010 гг., включало отбор проб воды на макро- и микрокомпоненты, а также измерение температуры воды ртутным термометром и определение кислотности раствора с помощью рН-метра на месте отбора проб.

Для анализа на макроэлементы воду отбирали в пластиковые бутылки объемом 1 л. Перед набором проб воды бутылки три раза промывались исследуемой водой. Для анализа на микроэлементы шприцом забирали 10 мл воды в пробирку, пропуская ее через мембранные фильтры с диаметром пор 0.2 мкм для отделения взвеси микрочастиц. Подкисленные 1–2 каплями сверхчистой азотной кислотой пробирки с объемом воды 10 мл консервировались пластиковой крышкой. Далее в лабораторных условиях содержание макроэлементов определяли классическими химическими методами, а концентрации микроэлементов – методом ICP MS в институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск).

Химический состав модели. За вещественную основу модели был принят химический состав пород, представленный осадочными отложениями [данные автора], гранитами и базитами [Носков, 2011] (табл. 4.4.2).

Таблица 4.4.2 – Химический состав пород, используемый в моделировании

Химические элементы	Базиты (без кларковых значений по F, Cl, S)	Базиты (кларковые значения по F, Cl, S)	Граниты (кларковые значения по Cl, S)	Граниты (без кларковых значений по Cl, S)	Граниты (без F, Cl, S)	Осадочные отложения (без кларковых значений по Cl)	Осадочные отложения (кларковые значения по Cl)	Осадочные отложения (без F, Cl, S)
моль/100 гр								
Si	7.99×10^{-1}	7.99×10^{-1}	1.18	1.18	1.18	1.13	1.13	1.15
Fe	1.45×10^{-1}	1.45×10^{-1}	3.18×10^{-2}	3.18×10^{-2}	3.18×10^{-2}	4.81×10^{-2}	4.81×10^{-2}	4.88×10^{-2}
Mg	1.66×10^{-1}	1.66×10^{-1}	1.32×10^{-2}	1.32×10^{-2}	1.32×10^{-2}	2.62×10^{-2}	2.61×10^{-2}	2.65×10^{-2}
Ca	1.95×10^{-1}	1.95×10^{-1}	3.66×10^{-2}	3.66×10^{-2}	3.67×10^{-2}	9.33×10^{-2}	9.32×10^{-2}	9.45×10^{-2}
Na	7.62×10^{-2}	7.61×10^{-2}	1.35×10^{-1}	1.35×10^{-1}	1.35×10^{-1}	9.81×10^{-2}	9.80×10^{-2}	9.94×10^{-2}
K	2.89×10^{-2}	2.89×10^{-2}	8.87×10^{-2}	8.87×10^{-2}	8.88×10^{-2}	6.40×10^{-2}	6.39×10^{-2}	6.48×10^{-2}
O	2.78	2.78	3.03	3.04	3.04	2.96	2.96	3.00
Mn	2.03×10^{-3}	2.03×10^{-3}	6.22×10^{-4}	6.23×10^{-4}	6.23×10^{-4}	1.35×10^{-3}	1.35×10^{-3}	1.37×10^{-3}
P	5.04×10^{-3}	5.04×10^{-3}	1.77×10^{-3}	1.77×10^{-3}	1.77×10^{-3}	4.24×10^{-3}	4.24×10^{-3}	4.30×10^{-3}
S		9.47×10^{-4}	9.39×10^{-4}			3.72×10^{-2}	3.71×10^{-2}	
C			1.82×10^{-3}	1.82×10^{-3}	1.83×10^{-3}	1.43×10^{-2}	1.43×10^{-2}	1.45×10^{-2}
F		2.13×10^{-3}	5.28×10^{-3}	5.28×10^{-3}		4.32×10^{-3}	4.32×10^{-3}	
H			3.68×10^{-2}	3.68×10^{-2}	3.68×10^{-2}			
Cl		1.71×10^{-4}	5.38×10^{-4}				2.28×10^{-3}	
Al	3.40×10^{-1}	3.39×10^{-1}	2.96×10^{-1}	2.96×10^{-1}	2.96×10^{-1}	2.61×10^{-1}	2.61×10^{-1}	2.65×10^{-1}
Li			3.61×10^{-4}	3.62×10^{-4}	3.62×10^{-4}	4.40×10^{-4}	4.40×10^{-4}	4.46×10^{-4}

Примечание. Кларки по хлору, сере, фтору взяты из работы А.А. Беус, С.В. Григоряна [1975].

В таблице 4.4.3 представлено сравнение исследуемых содержаний химических элементов с их средними значениями в породах.

Химический состав вод исследуемых термальных источников определен гидрохимическим методом по стандартным методикам в аналитической группе ИГХ СО РАН (аналитики: Чернигова С.Е., Арсенюк М.И., Судакова Н.Д., Долгих П.Т.), а также с помощью ICP-MS метода и представлен в прил., табл. 2 для контроля результатов моделирования.

Таблица 4.4.3 – Среднее содержание химических элементов в породах земной коры по оценкам разных авторов

Граниты							
Элементы, %	1	2	3	4	5	6	7
Si	32.3	34	32.3	33.96	33.83	31.4/34.7	32.88
Fe	2.7	1.83	2.7	1.37	1.83	2.96/1.42	0.88
Mg	0.56	0.33	0.16	0.24	0.33	0.94/0.16	0.32
Ca	1.58	1.12	1.58	0.99	1.11	2.53/0.51	1.46
Na	2.7	2.66	2.77	2.46	2.69	2.84/2.58	1.55
K	3.34	3.5	3.34	4.51	3.58	2.52/4.2	1.73
O	48.7	48.7	-	48.5	48.46	-	-

продолжение таблицы 4.4.3

Mn	0.06	0.04	0.04	0.023	0.042	0.054/0.039	0.03
P	0.07	0.06	0.07	0.039	0.06	0.092/0.16	0.03
C	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	-	0.02
N	0.002	0.0027	0.002	0.0008	0.0022	0.002/0.002	-
H	-	0.06	-	0.04	0.058	-	0.02
Al	7.7	7.4	7.7	7.43	7.36	8.2/7.2	5.41
Li	0.004	0.0038	0.003	0.0024	0.0034	0.0024/0.004	0.0025
F	0.08	0.083	0.085	0.07	0.082	0.052/0.085	0.1
S	0.04	0.04	0.027	0.0175	0.03	0.03/0.03	-
Cl	0.024	0.02	0.02	0.005	0.019	0.013/0.02	-
Основные породы							
Элементы,%	8	9	10	11	12	13	14
Si	24	23	24	24.61	23.54	23	22
Fe	8.56	8.4	8.56	7.76	8.25	8.65	4
Mg	4.5	4.5	4.5	3.99	4.3	4.6	4
Ca	6.72	7.3	6.72	7.83	6.29	7.6	7.7
Na	1.94	1.9	1.94	1.54	1.93	1.8	0.86
K	0.83	0.7	0.83	0.53	0.69	0.83	0.56
O	43	44.5	-	44.9	44.39	-	-
Mn	0.2	0.12	0.15	0.132	0.14	0.15	0.1
P	0.14	0.15	0.14	0.065	0.089	0.11	0.08
C	0.01	0.02	0.01	0.01	0.033	-	-
N	0.0018	0.0035	0.002	0.0014	0.0019	0.002	-
H	-	0.12	-	0.06	0.16	-	-
Al	8.76	8.5	8.76	7.86	7.94	7.8	6.15
Li	0.0015	0.0015	0.001	0.0012	0.0015	0.0017	-
F	0.037	0.04	0.04	0.025	0.04	0.04	-
S	0.03	0.03	0.025	0.0135	0.1	0.03	-
Cl	0.005	0.006	0.06	-	0.02	0.006	-
Осадочные породы							
Элементы,%	15	16	17	18	19	20	21
Si	23.8	34.7	31.42	36.8	36.8	36.1	23.19
Fe	3.33	2.8	3.21	0.98	0.98	1.59	1.88
Mg	1.34	0.73	1.12	0.7	0.7	0.7	0.46
Ca	2.53	2.67	2.83	3.91	3.91	3.5	2.73
Na	0.66	0.92	1.39	0.33	0.33	0.53	0.82
K	2.28	1.32	1.76	1.07	1.07	1.15	0.91
O	52.8	51.5	49.8	-	-	51.5	
Mn	0.067	0.04	0.059	-	-	0.04	0.054
P	0.077	0.04	0.062	0.017	0.017	0.025	0.048
C	1	1.3	0.93	-		1.3	0.13
N	0.06	0.0135	0.012	-	-	0.0061	-
H	-	0.25	0.28	-	-	0.25	-
Al	10.45	2.9	5.99	2.5	2.5	2.63	3.5
Li	0.006	0.0015	0.0029	0.0015	0.0015	0.002	0.0011
F	0.05	0.027	0.033	0.027	0.027	0.024	0.06
S	0.3	0.02	0.19	0.024	0.024	0.023	0.87
Cl	0.016	0.001	0.059	0.001	0.001	0.001	-

Примечание. 1 – граниты [Виноградов, 1962], 2 – граниты [Беус, Григорян, 1975], 3 – граниты [Taylor, 1964], 4 – граниты [Мейсон, 1971], 5 – граниты [Григорьев, 2009], 6 – граниты с высоким и низким содержанием кальция [Turekian, Wedepohl, 1961], 7 – граниты [Носков, 2011], 8 – базальты [Виноградов, 1962], 9 – основные породы [Беус, Григорян, 1975], 10 – базальты [Taylor, 1964], 11 – диабазы [Мейсон, 1971], 12 – базиты [Григорьев, 2009], 13 – базальты [Turekian, Wedepohl, 1961], 14 – базиты [Носков, 2011], 15 – осадочные породы [Виноградов, 1962], 16 – песчаники [Беус, Григорян, 1975], 17 – пески и песчаники [Григорьев, 2009], 18 – песчаники [Мейсон, 1971], 19 – песчаники [Turekian, Wedepohl, 1961], 20 – песчаники [Скляров и др., 2001], 21 – донные отложения [данные автора].

В таблице 4.4.5 представлен химический состав воды, пересчитанный в моль/дм³. Погрешности химических анализов определены согласно указанным в таблице методикам (прил., табл. 3).

Таблица 4.4.5 – Химический состав воды термальных источников

Параметры состояния и состав	Алгинский термальный источник	Аллинский термальный источник	Сеюйский термальный источник	Умхейский термальный источник
pH	8.07	9	9.35	8.5
M, мг/дм ³	593	507	402.84	350.3
моль / 1 кг H ₂ O				
Al	3.93×10^{-7}	1.33×10^{-6}	7.41×10^{-7}	1.43×10^{-6}
C	8.49×10^{-4}	2.65×10^{-3}	1.75×10^{-3}	2.11×10^{-3}
Ca	1.08×10^{-3}	5.33×10^{-5}	3.23×10^{-5}	4.03×10^{-5}
Fe	3.04×10^{-8}	3.82×10^{-6}	3.86×10^{-6}	6.79×10^{-8}
K	1.50×10^{-4}	1.01×10^{-4}	3.42×10^{-5}	4.63×10^{-5}
Mg	1.31×10^{-4}	3.73×10^{-5}	4.84×10^{-5}	7.98×10^{-6}
Mn	5.99×10^{-9}	1.55×10^{-8}	1.55×10^{-9}	2.38×10^{-9}
N	2.03×10^{-6}	1.48×10^{-5}	1.49×10^{-5}	1.25×10^{-5}
Na	5.73×10^{-3}	4.54×10^{-3}	4.28×10^{-3}	4.70×10^{-3}
F	1.46×10^{-4}	6.07×10^{-4}	9.54×10^{-4}	7.54×10^{-4}
Cl	4.55×10^{-4}	7.58×10^{-4}	3.78×10^{-4}	1.02×10^{-3}
S	3.16×10^{-3}	5.76×10^{-4}	6.29×10^{-4}	8.98×10^{-4}
Si	6.91×10^{-4}	1.81×10^{-3}	1.39×10^{-3}	1.29×10^{-3}
P	1.06×10^{-7}	2.34×10^{-7}	1.69×10^{-7}	1.13×10^{-7}
H	1.39×10^{-3}	1.02×10^{-2}	7.16×10^{-3}	2.98×10^{-3}
O	1.71×10^{-2}	1.75×10^{-2}	1.33×10^{-2}	1.25×10^{-2}
Li	1.82×10^{-5}	1.69×10^{-5}	2.10×10^{-5}	1.54×10^{-5}

Управляющие параметры модели. Предполагается, что скорость фильтрации метеорных вод больше у земной поверхности, чем на глубине. Масса породы в модели процесса её взаимодействия с водой изменялась от 100×10^{-7} до 100 грамм на 1 кг раствора. При выборе давления исходили из табличных значений по геобаротерме из работы [Бычинский и др., 2004, стр. 12, табл. 1.1] (табл. 4.4.7). Температура источников (t_h) – Алгинского, Аллинского, Умхейского, Сеюйского (см. табл. 4.4.7), рассчитана согласно

кремниевому (SiO_2) геотермометру по формуле [Лысак, 1988], полученной по материалам работы [Fournier, Rowe, 1966]:

$$t_{\text{SiO}_2} = \frac{1051.1}{4.655 - \lg \text{SiO}_2} - 273.15.$$

Глубина формирования термальных источников (h) (см. табл. 4.4.7) рассчитана по формуле:

$$h = \frac{t_h}{\gamma},$$

где γ – средний геотермический градиент в термовыводящей зоне, мК/м (принимался равным 25 мК/м [Лысак, 1988]), t_h – температура термального источника на глубине его формирования.

Таблица 4.4.7 – РТ - параметры воды на глубине

Название термального источника	Расчетная глубина формирования термального источника по кремниевому геотермометру (h , км)	Температура гидротерм на глубине (t_h , °C)	Давление на глубине (p , бар)
Алгинский	2.88	72	270
Аллинский	4.96	124	595
Сеюйский	4.26	107	460
Умхейский	4.12	103	450

Реализация модели. В данной главе рассматривается вопрос об источниках поступления фтора, хлора, серы в воду современных гидротерм обрамления Баргузинской впадины.

Исследуются два сценария процесса взаимодействия: 1) гранитов / базитов + дождя и 2) гранитов + дополнительного источника, в зависимости от состава пород, дождевых вод, базальтового флюида, а также степени протекания реакции. На первом этапе был проведен тестовый расчёт для оценки адекватности модели, базирующейся на химическом составе воды Алгинского, Аллинского, Умхейского и Сеюйского термальных источников. Химический состав воды каждого из вышеперечисленных источников задавался по независимым компонентам и рассчитывался соответственно при температурах – 20, 44, 48, 48.5 °C как в равновесии с атмосферой, так и без неё. Проверялись данные ИСП и гидрохимического методов. Результаты сравнения модельного раствора термальных источников с их реальным химическим составом по макро- и микрокомпонентам приведены в прил., табл. 2. Получено точное совпадение по основным элементам, кроме Fe и Al, так как их растворимость очень низкая. Показано, что гидрохимический анализ имеет хорошую сходимость с результатами термодинамического моделирования по сравнению с ИСП-MS методом (см. прил., табл. 2).

1) Модели «граниты/базиты + дождь»

Роль атмосферных осадков при формировании химического состава подземных вод

существенна. Ещё В.И. Вернадский подчёркивал, что формирование как поверхностной, так и подземной гидросферы начинается ещё в атмосфере. Некоторые исследователи считают, что химический состав подземных вод зависит от процесса выщелачивания растворимых солей из вмещающей воду горной породы, либо от дополнительного источника [см. Глава 1]. В связи с этим, были рассмотрены модели взаимодействия дождевой воды, просочившейся через трещины и разломы в земной коре до глубин 2.88–4.96 км, с породами гранитного и базитового составов с целью проверки предположения о том, что только дождевая вода и вмещающие породы могут быть источником поступления химических элементов в воду термальных источников (рис. 4.4.6). Мы предполагаем, что дождевая вода, проникая до глубины формирования источника, реагирует как с гранитами Ангаро-Витимского батолита, так и с породами постбатолитовых базитовых даек, прорывающих батолит по омоложенным разломам на глубине формирования термального источника. Выходы пород основного состава можно наблюдать в виде локализованных базитовых тел вблизи термальных источников.

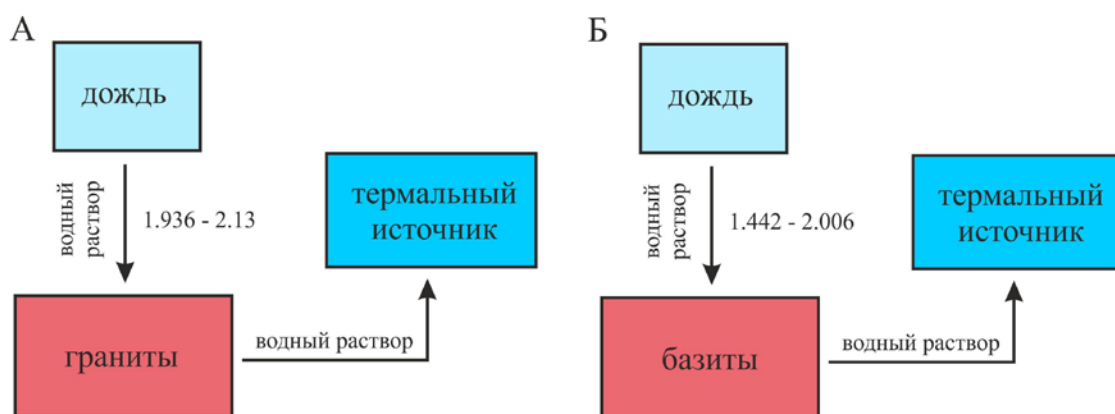


Рис. 4.4.6. А – блок-схема модели «граниты + дождь»; Б – блок-схема модели «базиты + дождь»:

Цифра возле стрелки – степень числа, определяющего пошаговое изменение степени протекания реакции (KSI).

Исходными данными модели являются: химический состав дождевых вод (табл. 4.4.8), химический состав горных пород – базитов, гранитов, осадочных отложений (см. табл. 4.4.2), температура (72, 103, 107, 124 °С) и давление (270, 450, 460, 595 бар) на глубинах формирования термальных источников – 2.88, 4.12, 4.26, 4.96 км.

В результате были определены значения pH и минерализация воды (табл. 4.4.9–4.4.10) в зависимости от степени протекания реакции (NU), учитывающей количество горной породы, вступившей во взаимодействие с термальной водой, и степени числа, определяющего пошаговое изменение степени протекания реакции (KSI).

В моделях «граниты + дождь» (см. табл. 4.4.9) и «базиты + дождь» (см. табл. 4.4.10) наилучшее соответствие рН, М и компонентного состава раствора наблюдается при высоких степенях числа, определяющих пошаговое изменение степени протекания реакции (1.442–2.213), что означает продолжительное взаимодействие воды с породой.

Таблица 4.4.8 – Атмосферные газы, растворенные в воде (20 °С, 1 бар)

Физико-химические параметры	Атмосферные газы, растворенные в воде
Eh, В	0.89
рН	5.65
М, мг/дм ³	0.13
Элементы, мг/дм ³	
С	0.1623
N	16.63
H	0.004442
O	9.407

Результаты моделирования по системе «граниты + дождь» представлены на рис. 4.4.7. Для Алгинского, Аллинского, Сеюйского, Умхейского термальных источников содержания хлора и серы в реальном растворе превышает содержание в модельном растворе примерно на 2 порядка. Для Алгинского источника разница в содержаниях фтора в реальном и модельном растворе находится в пределах одного порядка. Для Аллинского, Сеюйского, Умхейского термальных источников содержания фтора в реальном растворе превышает содержание в модельном растворе на 1–1.5 порядка (см. рис. 4.4.7).

Таблица 4.4.9 – Минерализация и рН воды по результатам моделирования в системе «граниты + дождь»

Параметры состояния	Реальный раствор Алгинского термального источника	Модельный раствор Алгинского термального источника	Реальный раствор Аллинского термального источника	Модельный раствор Аллинского термального источника	Реальный раствор Сеюйского термального источника	Модельный раствор Сеюйского термального источника	Реальный раствор Умхейского термального источника	Модельный раствор Умхейского термального источника
система «граниты (с кларком по Cl, S) + дождь»								
рН	8.07	8.69	9.00	8.10	9.35	8.29	8.50	8.25
М, мг/дм ³	593	592.41	507	507.08	402.8	403.18	350.3	350.31
KSI		2.051		2.058		2.138		2.213
система «граниты (без кларка по Cl, S) + дождь»								
рН	8.07	8.72	9.00	8.15	9.35	8.24	8.50	8.20
М, мг/дм ³	593	593.52	507	506.62	402.8	403.21	350.3	350.37
KSI		1.936		2.039		2.157		2.212

Результаты моделирования по системе «базиты + дождь» представлены на рис. 4.4.8. Для Алгинского, Аллинского, Сеюйского, Умхейского термальных источников содержания хлора и серы в реальном растворе превышает содержание в модельном растворе на 1–2 порядка. Для Алгинского, Аллинского термальных источников содержания фтора в реальном растворе превышает содержание в модельном растворе примерно на порядок, а для Сеюйского и Умхейского – на 1.5 порядка (см. рис. 4.4.8).

Таблица 4.4.10 – Минерализация и pH по результатам моделирования в системе «базиты + дождь»

Параметры состояния	Реальный раствор Алгинского термального источника	Модельный раствор Алгинского термального источника	Реальный раствор Аллинского термального источника	Модельный раствор Аллинского термального источника	Реальный раствор Сеюйского термального источника	Модельный раствор Сеюйского термального источника	Реальный раствор Умхейского термального источника	Модельный раствор Умхейского термального источника
система «базиты (с кларком по F, Cl, S) + дождь»								
pH	8.07	9.87	9.00	9.66	9.35	9.12	8.50	9.48
M, мг/дм ³	593	592.76	507	506.75	402.8	403.38	350.25	350.28
KSI		1.797		1.442		1.974		1.812
система «базиты (без кларка по F, Cl, S) + дождь»								
pH	8.07	10.51	9.00	8.70	9.35	9.58	8.50	9.53
M, мг/дм ³	593	593.21	507	507.57	402.8	403.04	350.3	350.19
KSI		1.71		2.006		1.743		1.874

Анализ результатов показывает, что присутствие в термальной воде Алгинского, Аллинского, Сеюйского, Умхейского источников в значительных количествах хлора и серы не может быть обусловлено взаимодействием дождевых осадков как с гранитами (рис. 4.4.7), так и с базитами (рис. 4.4.8). Содержание фтора в воде Алгинского термального источника также не может быть результатом взаимодействия дождевой воды с гранитными породами.

Наиболее представительными являются результаты моделирования с включением в модель кларковых содержаний хлора и серы (см. табл. 4.4.3). Кларковые содержания хлора и серы в гранитах и базитах могут обеспечить только 1 % этих элементов в воде исследуемых гидротерм (см. рис. 4.4.7), кларковые содержания серы и хлора также обеспечивают первые проценты растворимости этих элементов. Кларковое содержание фтора в базите обеспечивает менее 10 % содержания этого элемента в воде Сеюйского, Аллинского, Умхейского источников (см. рис. 4.4.8).

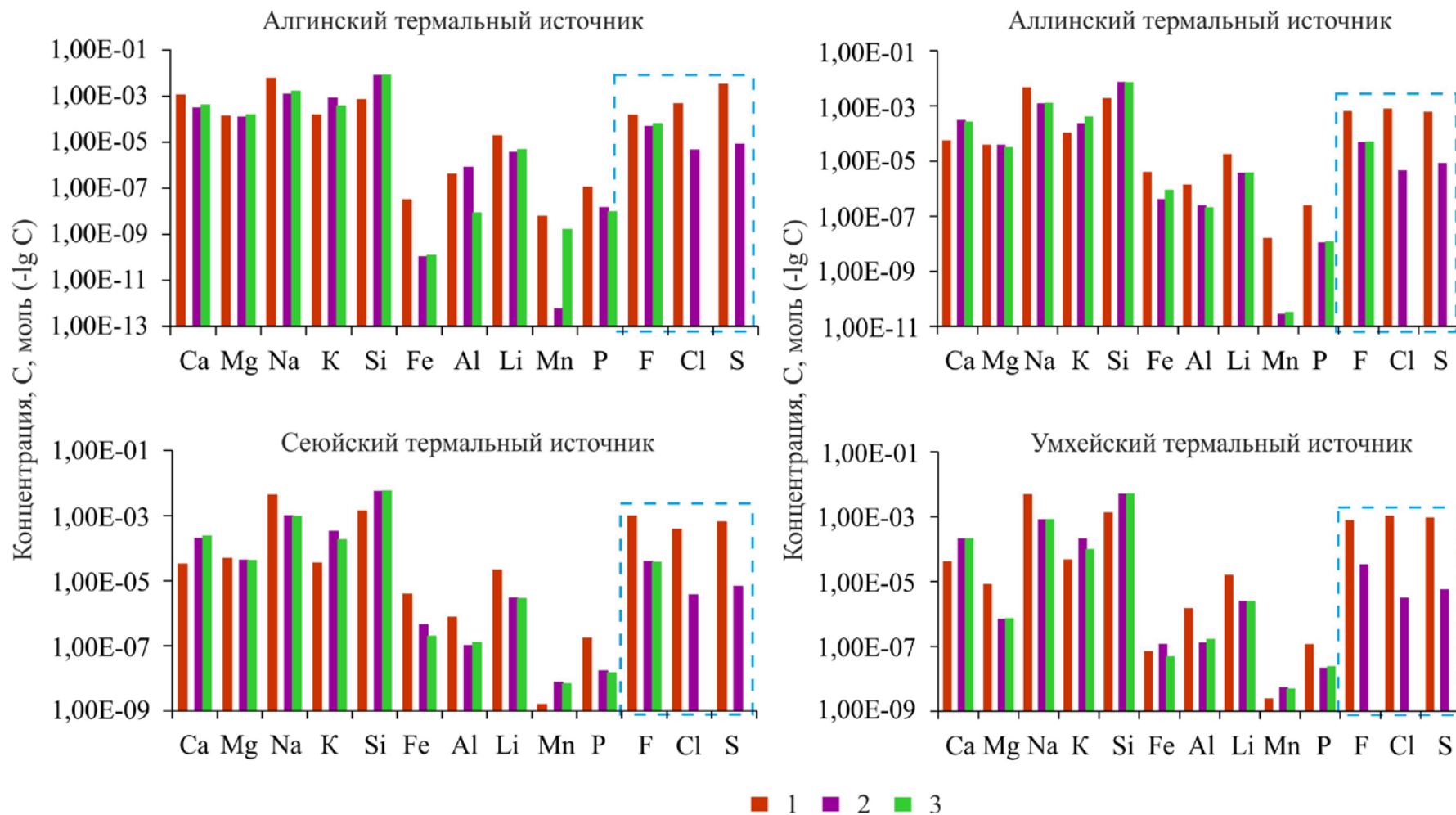


Рис. 4.4.7. Результаты моделирования в системе «граниты (с кларком и без кларка по Cl и S) + дождь»:
 1 – реальный раствор; модельный раствор: 2 – «граниты (кларк по Cl, S) + дождь», 3 – «граниты (без кларка по Cl, S) + дождь».

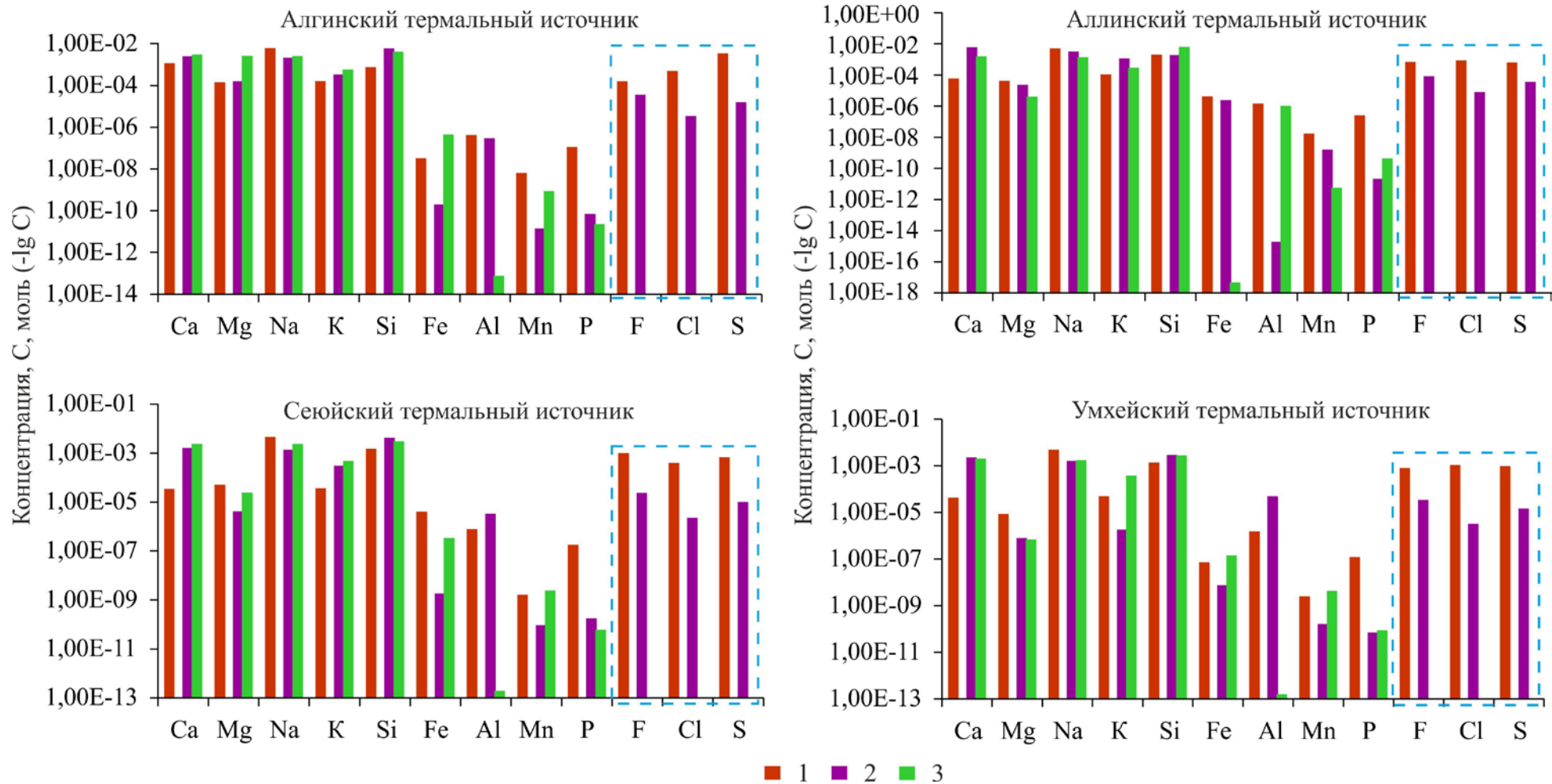


Рис. 4.4.8. Результаты моделирования в системе «базиты (с кларком и без кларка по F, Cl и S) + дождь»:
 1 – реальный раствор; модельный раствор: 2 – «базиты (кларк по F, Cl, S) + дождь», 3 – «базиты (без кларка по F, Cl, S) + дождь».

2) Модель «граниты/осадочные породы + дополнительный источник»

Рассмотрены процессы взаимодействия атмосферной воды с гранитами (в случае с Алгинским термальным выходом – ещё и с осадочными породами) при условии поступления хлора, серы, фтора из дополнительного источника в термальную воду на глубине ее формирования. Предполагаемым дополнительным источником данных элементов могут выступать газоподобные компоненты астеносферного расплава (рис. 4.4.9).

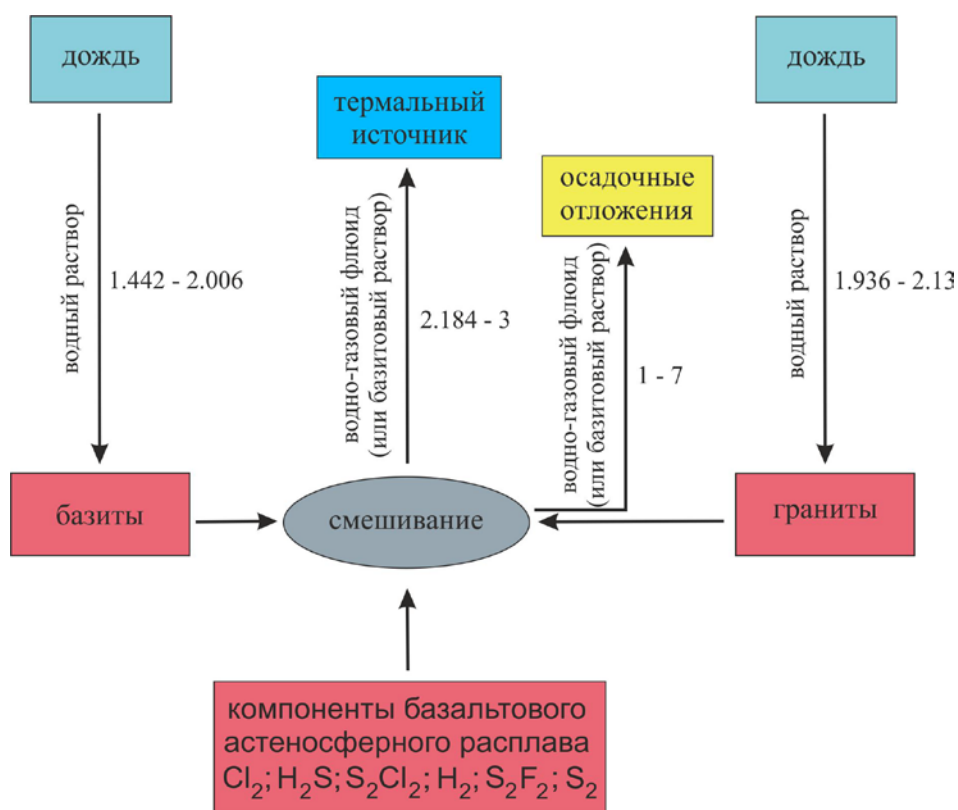


Рис. 4.4.9. Блок-схема модели «гранит + дополнительный источник», где газоподобные компоненты астеносферного расплава выступают как предполагаемый дополнительный источник хлора, серы, фтора:

Цифра возле стрелки – степень числа, определяющего пошаговое изменение степени протекания реакции (KSI).

Базальтовый флюид как источник эманулирующих газов [Летников, 1999], частично присутствующий в астеносферном слое, возможно, обусловлен присутствием под исследуемой территорией на глубине 150–200 км активного в кайнозойскую эпоху плюма, стволы которого еще не остыли и не потеряли своих аномальных свойств [Zorin et al., 2003]. Сера, хлор, фтор могут являться газовыми компонентами базальтового расплава, сформированного на глубине 70–150 км из материала астеносферной мантии, которые в условиях большого градиента давления могут мигрировать вверх по разрезу сквозь «сухой» слой верхней мантии, находящейся в квазипластичном состоянии (см. рис. 4.4.5) [Novopashina, Kuz'mina, 2019]. Можно предположить, что перемещение компонентов,

диффундирующих с астеносферного расплава в этом слое, происходит либо вдоль поверхностей сланцеватых пород зоны миланитизации [Летников, 2006, 2019], либо по корням разломов при достижении ими глубин верхней мантии. Пройдя границу Мохо, газовые компоненты водно-газового флюида, сформировавшегося в проводящем слое земной коры (слой III) и расположенного на глубинах примерно 15–30 км под впадинами и 20–35 км [Поспеев, 2012] под поднятиями (см. рис. 4.4.5), могут поступать в верхние слои земной коры (в слои IV и V), поднимаясь по глубинным разломам сквозь хрупкий «сухой» гранитный слой верхней коры вплоть до предполагаемых глубин формирования термальных источников (см. табл. 4.4.7) и дополнять химический состав гидротерм.

Хлор, сера, фтор как летучие компоненты глубинного базальтового флюида, достигающие глубины формирования современных гидротерм, могут попадать в водный раствор, который образуется на глубине формирования термальных вод при контакте инфильтрационных вод, как с кислыми породами гранитного батолита, так и с породами базитовых даек. Дайки основного состава с большой вероятностью прорывают гранитный батолит на глубине формирования гидротерм. Признаками присутствия базитовых даек на глубине формирования служат множественные выходы габброидов на поверхность в районе Аллинского и Гаргинского термальных источников по данным [Носков, 2011], а также множественные более крупные выходы базитов в районе Кучигерского и Умхейского термальных источников по данным геологической карты (см. прил., рис. 1). В районе Сеюйского термального источника крупные выходы не закартированы, а данных по наличию базитовых даек нет. Поэтому в модели наличие пород основного состава на глубине формирования термального источника гипотетическое.

За основу равновесного состава водно-газового флюида приняты независимые компоненты модели «базиты + дождь», в которую дополнительно введены Cl, F, S, N, C, в содержаниях соответствующих количеству химических элементов термальных источников. Для решения задачи подбора раствора, получившегося при реакции инфильтрационных вод с породами основного состава, были подобраны оптимальные соотношения вода – порода основного состава (см. табл. 4.4.2). Подбиралась минимальная разница минерализации, pH и химического состава реального и модельного растворов (табл. 4.4.11). Использованы данные по составу базитов [Носков, 2011] и газовый состав термальных источников.

В данной модели исследовалось взаимодействие полученного равновесного флюида (см. табл. 4.4.11) с породами гранитного батолита. В случае Алгинского термального источника также задавалась реакция с осадочными породами (табл. 4.4.12), присутствующими в геологическом разрезе (см. прил., рис. 2).

Таблица 4.4.11 – Расчетный модельный состав водно-газового флюида

	Алгинский термальный источник		Аллинский термальный источник		Сеюйский термальный источник		Умхейский термальный источник	
	реальный раствор	флюид	реальный раствор	флюид	реальный раствор	флюид	реальный раствор	флюид
pH	8.07	9.96	9.00	7.10	9.35	7.05	8.50	7.30
M, мг/дм ³	593	593.42	507	455.46	402.84	210.67	350.25	283.56
KSI		1.692		1.93		2.12		2.10
МОЛЬ								
Al	3.93×10^{-7}	1.69×10^{-7}	1.33×10^{-6}	1.29×10^{-7}	7.41×10^{-7}	5.21×10^{-7}	1.43×10^{-6}	1.50×10^{-7}
C	8.49×10^{-4}	2.04×10^{-5}	2.65×10^{-3}	1.39×10^{-3}	1.75×10^{-3}	1.19×10^{-3}	2.11×10^{-3}	1.32×10^{-3}
Ca	1.08×10^{-3}	1.92×10^{-3}	5.33×10^{-5}	6.06×10^{-4}	3.23×10^{-5}	8.74×10^{-4}	4.03×10^{-5}	5.72×10^{-4}
F	1.46×10^{-4}	1.00×10^{-4}	6.07×10^{-4}	6.10×10^{-4}	9.54×10^{-4}	9.50×10^{-4}	7.54×10^{-4}	8.00×10^{-4}
Fe	3.04×10^{-8}	3.99×10^{-8}	3.82×10^{-6}	2.00×10^{-7}	3.86×10^{-6}	3.11×10^{-7}	6.79×10^{-8}	8.52×10^{-8}
K	1.50×10^{-4}	7.30×10^{-4}	1.01×10^{-4}	1.11×10^{-5}	3.42×10^{-5}	8.41×10^{-6}	4.63×10^{-5}	9.71×10^{-6}
Mg	1.31×10^{-4}	1.99×10^{-3}	3.73×10^{-5}	1.26×10^{-5}	4.84×10^{-5}	4.05×10^{-5}	7.98×10^{-6}	8.20×10^{-4}
Cl	4.55×10^{-4}	5.00×10^{-4}	7.58×10^{-4}	7.60×10^{-4}	3.78×10^{-4}	4.00×10^{-4}	1.02×10^{-3}	1.00×10^{-3}
Mn	5.99×10^{-9}	1.60×10^{-12}	1.55×10^{-8}	1.24×10^{-9}	1.55×10^{-9}	3.07×10^{-9}	2.38×10^{-9}	1.51×10^{-9}
N	2.03×10^{-6}	1.20×10^{-3}	1.48×10^{-5}	1.21×10^{-3}	1.49×10^{-5}	1.21×10^{-3}	1.25×10^{-5}	1.21×10^{-3}
Na	5.73×10^{-3}	1.56×10^{-3}	4.54×10^{-3}	1.46×10^{-3}	4.28×10^{-3}	8.45×10^{-4}	4.70×10^{-3}	9.01×10^{-4}
P	1.06×10^{-7}	1.08×10^{-10}	2.34×10^{-7}	7.96×10^{-5}	1.69×10^{-7}	5.05×10^{-5}	1.13×10^{-7}	5.38×10^{-5}
S	3.16×10^{-3}	3.20×10^{-3}	5.76×10^{-4}	5.80×10^{-4}	6.29×10^{-4}	6.00×10^{-4}	8.98×10^{-4}	9.00×10^{-4}
Si	6.91×10^{-4}	2.57×10^{-3}	1.81×10^{-3}	4.10×10^{-3}	1.39×10^{-3}	4.21×10^{-4}	1.29×10^{-3}	8.05×10^{-4}
H	1.39×10^{-3}	7.94×10^{-3}	1.02×10^{-2}	6.47×10^{-3}	7.16×10^{-3}	3.64×10^{-3}	2.98×10^{-3}	4.32×10^{-3}
O	1.71×10^{-2}	1.47×10^{-2}	1.75×10^{-2}	1.21×10^{-2}	1.33×10^{-2}	4.48×10^{-3}	1.25×10^{-2}	5.76×10^{-3}

При включении в состав флюида хлора, серы и фтора наблюдается высокая степень соответствия реального раствора модельному для всех рассматриваемых термальных источников: Алгинского, Аллинского, Сеюйского и Умхейского (см. рис. 4.4.11). При этом отмечается отсутствие зависимости от включения в модель кларкового содержания хлора, серы и фтора в граниты и базиты, что говорит о незначительном влиянии вмещающих пород на содержание рассматриваемых элементов в воде исследуемых гидротерм и большом влиянии дополнительного источника. Результаты моделирования, представлены в таблице 4.4.13 и на рисунке 4.4.11. Наблюдается незначительное превышение фтора в реальном растворе над модельным содержанием этого элемента в пределах одного порядка (Алгинский термальный источник). Результаты моделирования в системе «флюид + осадочные породы» показывают, что как при включении фтора в базитовый раствор (при высокой степени протекания реакции, KSI = 2) (рис. 4.4.10, в, е), так и без включения его в состав базитового раствора (при высокой степени протекания реакции, KSI = 1.5) (рис. 4.4.10, и, м) наблюдается хорошее соответствие модельного фтора с реальным. Хорошее соответствие реального и модельного содержаний хлора и серы наблюдается только при включении этих элементов в базитовый раствор (рис. 4.4.10, в, е).

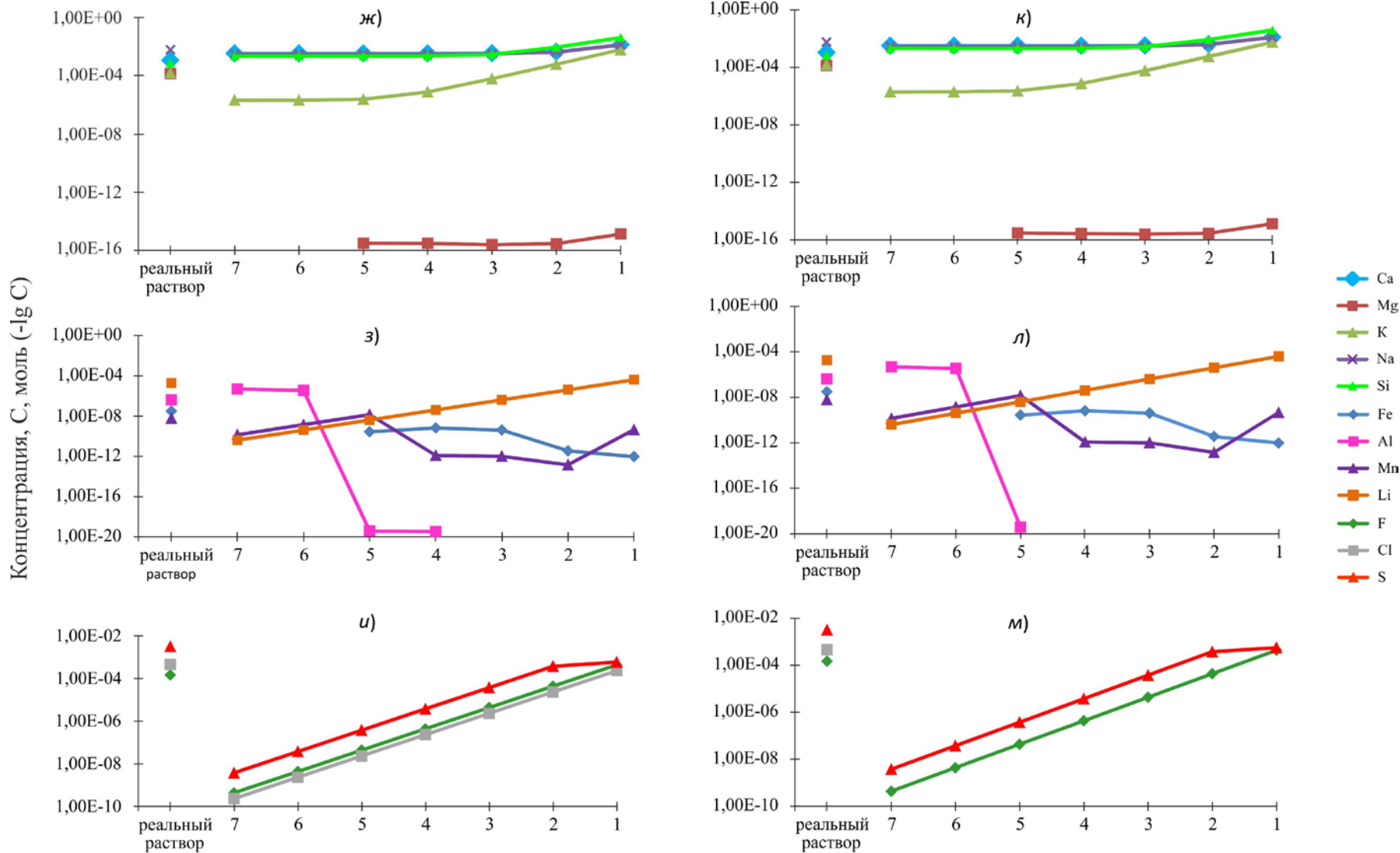
Таблица 4.4.12 – Минерализация и pH воды по результатам моделирования в системе «флюид + осадочные породы» для Алгинского термального источника

система «флюид (с F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и кларком хлора)»								
рН	8.07	11.2933	11.3095	11.2975	11.2894	11.1898	10.1346	10.7682
М, мг/дм ³	593	596	596	596	602	658	1150	4090
вариант	реальный раствор Алгинского источника	1	2	3	4	5	6	7
KSI		7	6	5	4	3	2	1
система «флюид (с F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и без кларка хлора)»								
рН	8.07	11.2933	11.3094	11.2974	11.2896	11.1907	10.1363	10.7728
М, мг/дм ³	593	596	596	596	602	658	1150	4110
вариант	реальный раствор Алгинского источника	1	2	3	4	5	6	7
KSI		7	6	5	4	3	2	1
система «флюид (без F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и кларком хлора)»								
рН	8.07	11.8799	11.8801	11.8807	11.8783	11.8616	11.4958	10.796
М, мг/дм ³	593	425	425	424	430	483	1010	4160
вариант	реальный раствор Алгинского источника	1	2	3	4	5	6	7
KSI		7	6	5	4	3	2	1
система «флюид (без F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и без кларка хлора)»								
рН	8.07	11.8799	11.8801	11.8807	11.8859	11.8618	11.5003	10.7997
М, мг/дм ³	593	425	425	424	430	483	1010	4170
вариант	реальный раствор Алгинского источника	1	2	3	4	5	6	7
KSI		7	6	5	4	3	2	1

Таблица 4.4.13 – Минерализация и рН воды по результатам моделирования в системе «флюид + граниты»

Параметры состояния и состав	Реальный раствор Алгинского термального источника	Модельный раствор Алгинского термального источника				
		флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (без F, S, Cl)
рН	8.07	9.90	9.90	9.91	9.91	9.90
М, мг/дм ³	593	593.61	592.70	592.61	593.08	593.50
KSI		3	3	3	3	3
Параметры состояния и состав	Реальный раствор Аллинского термального источника	Модельный раствор Аллинского термального источника				
		флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (без F, S, Cl)
рН	9	7.20	8.22	7.18	8.23	7.20
М, мг/дм ³	507	506.91	507.19	506.71	507.26	507.32
KSI		2.853	2.637	2.91	2.648	2.85
Параметры состояния и состав	Реальный раствор Сеюйского термального источника	Модельный раствор Сеюйского термального источника				
		флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (без F, S, Cl)
рН	9.35	7.35	8.42	7.63	8.38	7.48
М, мг/дм ³	402.84	403.11	403.12	403.18	403.26	403.20
KSI		2.338	2.184	2.234	2.238	2.277
Параметры состояния и состав	Реальный раствор Умхейского термального источника	Модельный раствор Умхейского термального источника				
		флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; без кларка по S, Cl)	флюид (с F, Cl, S) + граниты (без F, S, Cl)
рН	8.5	6.50	8.43	6.52	8.43	6.77
М, мг/дм ³	350.3	350.68	350.14	350.24	350.32	350.03
KSI		2.43	2.309	2.451	2.314	2.401

Таким образом, модельные расчеты показывают, что рассчитанный равновесный состав термальных вод соответствует аналитическому составу только в том случае, когда существует дополнительный источник хлора, серы, фтора.



Степень числа, определяющего пошаговое изменение степени протекания реакции (KSI)

Продолжение рис. 4.4.10. Результаты моделирования в системе «флюид + осадочные породы» (район Алгинского термального источника):
 а), б), в) – система «флюид (с F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и кларком Cl)»; г), д), е) – система «флюид (с F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и без кларка Cl)»; ж), з), и) – система «флюид (без F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и кларком Cl)»; к), л), м) – система «флюид (без F, Cl, S) + осадочные породы (с F, S и без кларка Cl)».

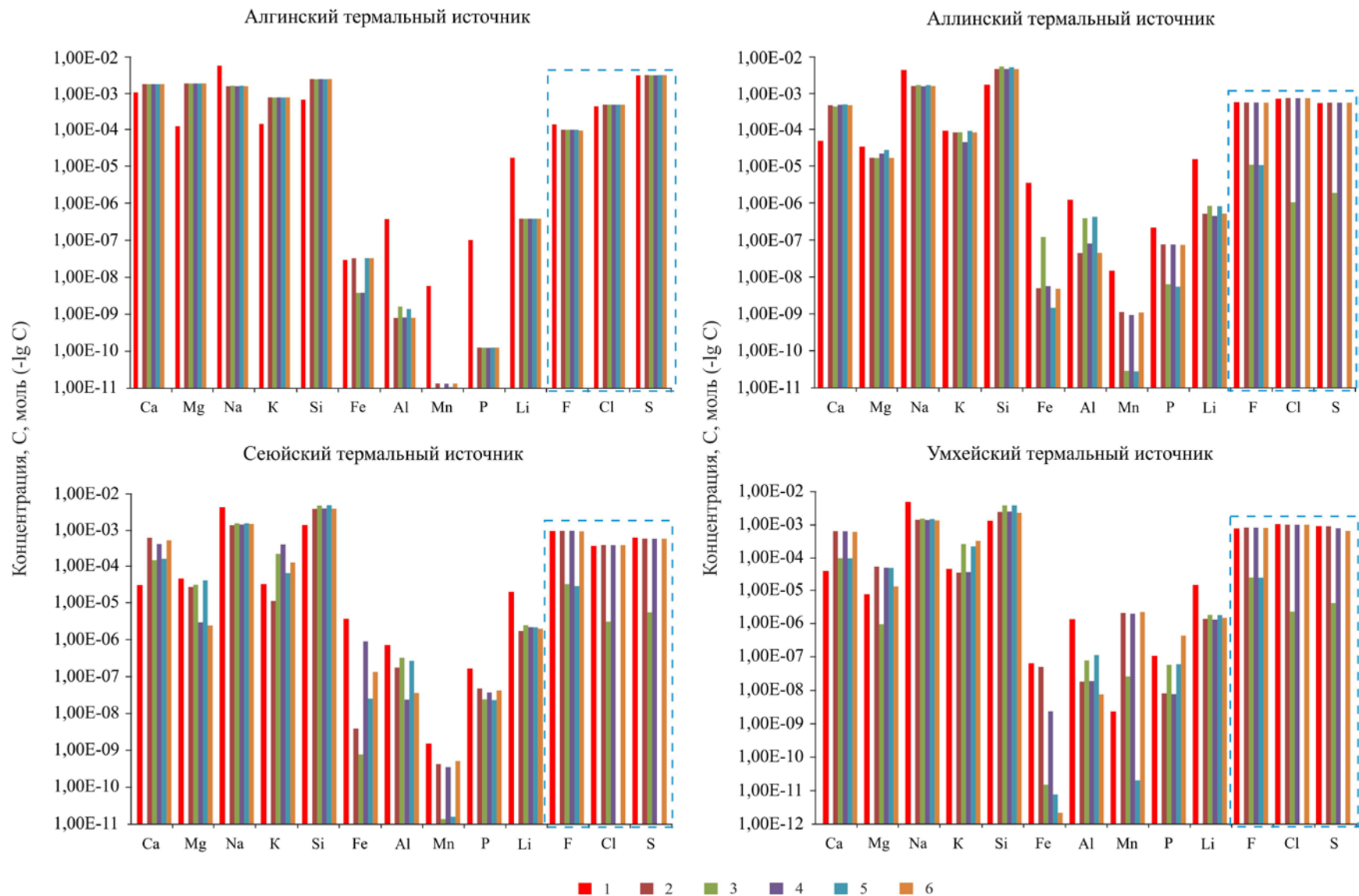


Рис. 4.4.11. Результаты моделирования в системе «флюид + граниты»:

1 – реальный раствор; модельный раствор: 2 – флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl), 3 – флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; кларком по S, Cl), 4 – флюид (с F, Cl, S) + граниты (с F; нет кларка по S, Cl), 5 – флюид (без F, Cl, S) + граниты (с F; нет кларка по S, Cl), 6 – флюид (с F, Cl, S) + граниты (без F, S, Cl).

4.5. Условия формирования состава азотных термальных вод

Условия формирования термальных источников рассматриваемой территории определяются ее геолого-структурными особенностями, природными факторами (количеством осадков, рельефом местности, характером водовмещающих пород и покровных отложений, взаимодействием с поверхностными водами и т.д.) и процессами (растворения, выщелачивания, ионный обмен и т.д.).

Азотные термальные источники сформированы в обстановке кайнозойского рифтогенеза – тектонического растяжения [Мельникова, 2001] в зонах термоактивных сейсмогенерирующих разломов [Лысак, Зорин, 1976]. Рассматриваемые группы термальных источников контролируются сбросовыми структурами.

Факторы. Химический состав воды гидротерм обусловлен совокупным воздействием таких факторов как: *климатом, криолитозоной, кондуктивным тепловым потоком, степенью активности неотектонической деятельности, составом вмещающих пород, проницаемостью земной коры, глубиной проникновения разломов, температурой и давлением, интенсивностью водообмена. Повышенная плотность разломной сети влияет на минерализацию термальных источников.*

Климат (резко континентальный) со сложным распределением осадков по территории (на выветрелых склонах – 800–1000 мм, во впадине – 200–300 мм) оказывает существенное влияние на формирование химического состава воды рек [Ресурсы..., 1973, стр. 202]. Несмотря на то, что аридный климат Баргузинской впадины, обусловленный экранирующим действием Баргузинского хребта, способствует повышенной минерализации воды в источниках, фиксируется интенсивное взаимодействие подземных и поверхностных вод за счет высокого подземного стока с хребтов. Взаимодействие подземных и поверхностных вод проявляется в изменении гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава рек Нестериха, Ина, Улюкчикан на сульфатно-натриевый. Это свидетельствует о весьма интенсивной скрытой разгрузке в прибортовых частях впадины азотных терм в русла этих рек [Ресурсы..., 1973, стр. 206]. Основной источник пополнения подземных вод верхней части гидрогеологического разреза – значительные потери речного стока горного обрамления в прибортовых частях впадины [Замана, 1988, стр. 54]. В северной части впадины р. Баргузин дренирует подземные воды верхней части рыхлых отложений, а в южной части впадины река подпитывает грунтовые воды за счет поверхностных вод. По соотношению питания и разгрузки подземных вод область подгорного шлейфа, куйтунов и верхняя часть алювиально-пролювиальной равнины относится к внешней части зоны питания и транзита подземных вод, питающей внутреннюю зону. Интенсивность водообмена в хорошо дренированной питающей внешней зоне выше, чем в слабо дренированной внутренней,

являющейся областью разгрузки и накопления. Реки рассматриваемой территории не перемерзают, о чем свидетельствует повышенный зимний сток. В районе Алгинского термального источника болота имеют интенсивное водное питание за счет повышенного подземного стока [Замана, 1988, стр. 123]. Повышенная водность рек в меженные периоды (летне-осенняя и зимняя межень) обусловлена более значительным накоплением запасов подземных вод [Ресурсы..., 1973, стр. 49]. Высокая интенсивность водообмена определяет слабую минерализацию воды в реках, питающих подземные воды, которые в свою очередь участвуют в формировании воды термальных источников, выходящих по тектоническим нарушениям.

На формирование химического состава термальной воды также может оказывать влияние *мерзлота*, уменьшающая интенсивность водообмена водоносных горизонтов. Хотя многолетняя мерзлота и затрудняет питание рек подземными водами, однако их взаимодействие не прекращается и свидетельством этому служит значительная величина подземного питания рек [Ресурсы..., 1973, стр. 38]. Глубинные разломы, секущие водоносные горизонты надмерзлотных толщ, где воды более минерализованы и подмерзлотных толщ, где развиты пресные воды, способствуют разбавлению гидротерм на глубине подмерзлотных толщ, поднимающихся с глубины формирования по разломам и смешиванию с надмерзлотными минерализованными водами в приповерхностной части. Мерзлота не оказывает влияния на формирование химического состава Алгинского и Умхейского термальных источников, вследствие того, что эти районы характеризуются отсутствием ММП. Мерзлота может оказывать частичное влияние на минерализацию Алгинского и Сеюйского термальных источников, так как в районе Алгинского термального источника отмечается островная криолитозона мощностью до 50 м, а в районе Сеюйского термального источника присутствует только таликовая криолитозона до 100 метров. В пределах Баунтовской впадины отмечается сплошное развитие ММП, затрудняющие взаимодействие поверхностных, подземных и термальных вод территории.

Кондуктивный тепловой поток. Нисходящие потоки холодных вод нагреваются под воздействием тепла глубоких горизонтов Земли. В зонах, где наблюдается повышенный тепловой поток, обнаруживается и более интенсивный водообмен [Байкал: природа и люди..., 2008], возрастает минерализация, происходит трансформация состава: гидрокарбонатный кальциевый → сульфатно-гидрокарбонатный натриевый → сульфатный натриевый. Для северной части Баргузинской впадины характерен максимальный тепловой поток обусловленный утонением литосферы, под воздействием которого происходит трансформация состава подземных вод (до сульфатно-гидрокарбонатных натриевых или сульфатных натриевых), так как в результате нагревания воды увеличивается минерализация

воды за счет ионов сульфата и натрия [Чернявский и др., 2016].

Кайнозойская активизация Байкальской гидроминеральной области предопределила проявившуюся в пространстве и времени интенсивную гидротермальную деятельность в этом регионе. Главным фактором, определяющим условия формирования азотных вод, является *степень активности неотектонической деятельности, связанной с глубинными сейсмоактивными омоложенными разломами*, и вулканическими процессами. Например, при больших давлениях и температурах на глубине (активная стадия вулканизма), в воде падает растворимость углекислоты, что создает условие для формирования азотного состава терм и их низкой минерализации [Ломоносов и др., 1977б].

На состав воды гидротерм существенного влияния не оказывают *породы горного обрамления впадины*, так как атмосферная вода не успевает прореагировать с вмещающими породами хребтов. Основное влияние на химический состав воды оказывают *породы на глубине формирования современных гидротерм*, где инфильтрационная вода вступает во взаимодействие с породами. Результаты проведенного ФХМ показали, что состав воды современных гидротерм, вероятно, обусловлен взаимодействием воды с породами как кислого состава (гранитов) в районе Алгинского термального источника, так и привнесением некоторых элементов (хлора, серы, фтора) из дополнительного источника. Осадочные породы (илы, глины), присутствующие в разрезе Алгинского термального источника и в воронках Умхейского и Сеюйского термальных источников, не могут являться источником фтора в этих термах по причине небольшой мощности осадков и времени взаимодействия воды с породой.

Проницаемость. Только «открытые» и, соответственно, более водопроницаемые тектонические разломы создают предпосылки для быстрого подъема с больших глубин и выхода на поверхность высокотемпературных вод. Открытыми проницаемыми разломами являются активные новейшие глубокие разломы, либо разломы, активизированные в кайнозое, по которым происходит интенсивный вынос тепла с глубин 2000–3000 м и более. Выносу тепла способствует также сочетание сложной сети тектонической трещиноватости, пронизывающей массивы кристаллических пород, со скрытыми разломами фундамента впадин, обеспечивающих глубокую инфильтрацию воды и разгрузку на поверхность термальных вод. В.М. Степанов [Степанов, 1988] выделяет структуры молодых открытых тектонических разломов, причленяющихся под разными углами к глубинным (региональным) разломам древнего заложения, и являющихся проводящими каналами для движущихся вверх по разрезу термальных вод БРС. Таким образом, гидрогеологическая роль разломов сводится к перераспределению подземного стока по направлению наименьшего сопротивления. Гидротермы лишь частично смешиваются при этом с трещинными водами

верхней зоны массивов кристаллических пород или с пластовыми водами осадочных образований, перекрывающих кристаллические породы [Ткачук и др., 1957].

Во многих гидрогеологических бассейнах осадочная толща сложена слабопроницаемыми породами. На контакте осадочных отложений с кристаллическими породами обрамления впадин протягиваются мощные зоны разломов, которые создают наиболее проницаемые участки для разгрузки термальной воды [Лысак, 1988]. В гидрогеологических бассейнах при наличии слоев проницаемых осадочных пород термальные воды формируют горизонты и комплексы с водами порово-пластового и трещинно-пластового типов.

Термальные источники могут изливаться на земную поверхность либо непосредственно из трещин кристаллических пород (Аллинский, Уринский, Гаргинский и другие) и в этом случае иметь повышенную температуру воды, либо, прежде чем выйти на поверхность, проходить, еще и через осадочные породы (Котельниковский, Хакусский, Гусихинский, Змеиный, Болотный, Алгинский), либо затапливаться водами рек (Толстихинский, Быстринский). В результате рН становится нейтральной или слабокислой. Во втором и в третьем случае температура воды источников имеет пониженные значения.

Важнейшим параметром разломов и как фактор, оказывающий влияние на формирование различного химического состава гидротерм является *глубина проникновения разломов*. Возрастание температуры термальных вод с глубиной приводит к изменению химического состава воды и к увеличению скорости химических реакций [Лысак, 1968]. На глубинах 2000–3000 м преобладают восстановительные химические реакции, в результате которых азотные термы приобретают щелочной состав и низкие значения окислительно-восстановительного потенциала Eh. Чем глубже разлом, тем меньше охлаждающее влияние подземных вод верхней гидродинамической зоны, а также ММП [Степанов, 1980]. Именно структуры глубоких, а не поверхностных разломов формируют азотные термы [Степанов, 1980]. Глубина формирования разломов способствует более глубокому проникновению атмосферной воды.

С увеличением глубины вода попадает в условия еще одних факторов – более *высоких температур и давлений*, где кислотно-щелочной показатель смещается в сторону щелочной среды, а окислительно-восстановительный потенциал – в сторону увеличения водорода и уменьшения кислорода. В целом щелочная обстановка и высокие температуры на глубине способствуют уменьшению минерализации, так как по мнению С.Л. Шварцева [Shvartsev et al., 2018] ускоряются процессы вторичного минералообразования. Давление, оказывает влияние на газовую составляющую гидротерм [Пиннекер, 1977].

При повышении температуры воды увеличивается растворимость большинства солей.

Исключение составляют соли – CaCO_3 и MgCO_3 , растворимость которых вначале с ростом температуры немного увеличивается, а затем начинает падать. Эти соли выпадают в осадок с разложением HCO_3^- и потерей CO_2 [Степанов, 1980]:



Натриевый состав гидротермы приобретают, когда в условиях высокой температуры, при взаимодействии алюмосиликатов с водой, натрий быстрее, чем кальций, переходит в воду, а растворимость таких солей как – NaHCO_3 и Na_2SO_4 растет на фоне уменьшения растворимости $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и CaSO_4 [Крайнов и др., 2004]. Пропорционально росту температуры увеличивается растворимость кремнекислоты, происходит обогащение кремнекислотой термальных источников, а при снижении температуры в охлаждающихся термальных источниках образуется кремнезем. Температура влияет и на вязкость воды, что сказывается на подвижности подземных вод в горных породах и пропускной способности самих пород [Основы гидрогеологии..., 1982б]. Химический состав термальных вод в структурах разломов может эволюционировать и за счет *падения парциального давления углекислоты при движении воды к зонам разгрузки*. Этот процесс происходит вблизи земной поверхности, при потере подземными водами углекислоты и осаждением на стенках водопрводящих каналов труднорастворимых карбонатов кальция и магния или образованием травертинов на земной поверхности [Степанов, 1980]. Известно, что углекислый газ вырабатывается как в результате окисления органического вещества, так и термальным метаморфизмом горных пород.

Нагретые в разломных структурах горные породы влияют на протекание физико-химических процессов. Метеогенные воды, проникая в зоны разломов, нагреваются и более интенсивно протекают гидрогеохимические процессы в системе вода–порода. При движении вниз по зоне глубокого разлома в воде возрастает содержание гидрокарбоната, кальция, магния, а затем происходит распад гидрокарбоната, потеря углекислого газа, выпадение карбоната кальция из раствора и доминирование натрия из всех катионов, а при движении вверх – смещение карбонатного равновесия, что приводит к потере гидрокарбоната, углекислого газа, оседанию карбонатов кальция, магния на стенках водопрводящих каналов. Растворимость $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и CaSO_4 с ростом температуры уменьшается, а растворимость NaHCO_3 и Na_2SO_4 увеличивается. Давление косвенно влияет на растворимость солей в воде – через дегазацию подземных вод, которая изменяет их геохимическую среду [Крайнов и др., 2004].

Важным фактором, влияющим на формирование химического состава гидротерм, также является *интенсивность водообмена*, которая определяется степенью трещиноватости земной коры. Повышенный градиент температуры наряду с высокой нарушенностью земной

коры, увеличивает интенсивность водообмена. На интенсивность водообмена влияет характер залегания разломов. Если в местах аномального теплового потока разрывные нарушения имеют пологое залегание, то время взаимодействия воды с вмещающими породами и минерализация термальных вод будут больше, чем, где отмечается более крутое залегание разломов [Плюснин, Чернявский, 2006]. Чем слабее водообмен, тем вода будет более насыщена солями [Посохов, 1966]. В пределах северо-западной части Баргузинской впадины распространены разломы с крутым залеганием, в отличие от юго-восточной части впадины и Икатского хребта, где выделяются пологонаклонные разрывные нарушения. Этот факт сказывается на химическом составе воды. В первом случае формируются менее, а во втором – более минерализованные воды.

К вышеперечисленным факторам в главе 1, влияющим на минерализацию термальных вод, относится *повышенная плотность разломной сети*, способствующая уменьшению минерализации воды термальных источников, так как увеличивается интенсивность водообмена, при которой уменьшается время взаимодействия воды с породой. Высокая раздробленность вмещающих пород также способствует интенсивному разбавлению термальной воды атмосферными водами и водами верхней гидродинамической зоны. Проведенный пространственный анализ плотности активных разломов (глава 4.3) для палеток различного масштаба показал, что все рассматриваемые термальные источники: Аллинский, Сеюйский, Умхейский, Алгинский, приурочены к локальным максимумам плотности разломов. Установленная закономерность позволяет сделать вывод о том, что в зонах формирования термальных источников возрастает роль фактора повышенной трещиноватости, который снижает минерализацию и температуру гидротерм.

Процессы. Процессы, происходящие при высокой температуре и оказывающие влияние на ионно-солевой состав азотных терм: 1) процессы растворения – гидролиз силикатов (Na , K , Ca – силикат + $\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ каолинит + H_3SiO_4 + OH^- + Na^+ , K^+ , Ca^+), растворение и выщелачивание пород, растворение CO_2 и образование HCO_3^- ($\text{OH}^- + \text{CO}_2 = \text{HCO}_3^-$); 2) процессы, выводящие растворенные вещества из раствора – дегазация терм, кристаллизация солей, образование сульфидов металлов; 3) процессы, сочетающие воспроизводство и поглощение растворенного вещества – ионный обмен (Na^+ породы \rightarrow H^+ , Ca^{2+} воды), восстановление сульфатов; 4) процессы переноса вещества, осуществляемые по механизму фильтрационного массопереноса – смешение с водами верхней гидродинамической зоны [Крайнов и др., 2004].

Выводы по разделу:

С помощью ФХМ предпринята попытка установления вероятных источников поступления химических элементов в воду современных гидротерм Баргузинской впадины.

Особое внимание уделялось фтору, хлору, сере, так как их содержания могут рассматриваться как показатели глубинности [Вопросы гидрогеологии..., 1974].

Результаты моделирования взаимодействия атмосферных вод с породами кислого и основного составов для Аллинского, Алгинского, Умхейского и Сеюйского термальных источников (модели «граниты + дождь» и «базиты + дождь») показали, что содержание в них хлора, серы и фтора не может быть обеспечено средними содержаниями указанных элементов в гранитах и базитах.

Результаты моделирования взаимодействия магматических пород с атмосферными водами и пропусканием полученного базитового раствора через осадочные породы (в случае Алгинского термального источника) показали, что высокое содержание фтора, вероятно, могло быть обеспечено иловыми отложениями, где его накопление в термальной воде протекало бы за счет выщелачивания водовмещающих осадочных отложений, что соотносится с результатами расчетов [Замана, 2000б; Плюснин и др., 2013], в соответствии с которыми алюмосиликатные источники фтора являются основной причиной его высоких содержаний в термальном источнике. Однако, небольшая мощность осадочных отложений и недостаточное время взаимодействия воды с породой, возможно, не способствуют накоплению этого элемента в термальной воде из осадочных пород. Повышенное содержание фтора в Алгинском термальном источнике, вероятно, объясняется его поступлением, в качестве летучего компонента, в термальную воду на глубине ее формирования из водно-газового флюида. Модельные расчеты для Умхейского и Сеюйского термальных источников с участием иловых отложений не были проведены, где один источник (Умхейский) выбивается в гранитном массиве по левому берегу реки Баргузин (см. прил., рис. 3), перекрытом аллювиальными и болотными отложениями, а второй (Сеюйский) – выходит в воронкообразные углубления, заполненные илом. Природа фтора для Умхейского и Сеюйского термальных источников, возможно, также связана с восходящими мантийными потоками, откуда этот элемент поступает в термальные источники на глубине их формирования.

Результаты моделирования «граниты + дополнительный источник», где рассматривается взаимодействие дождевой воды с основными и кислыми магматическими вмещающими породами с привнесением хлора, серы, фтора из дополнительного источника, позволяют сделать следующие выводы, что при таком сочетании условий формирования воды термальных источников наблюдается наилучшее соответствие реальных и модельных данных. Таким образом, высокие содержания хлора, серы, фтора можно объяснить наличием глубинного астеносферного дополнительного источника (см. рис. 4.4.11; см. табл. 4.4.13). Предположение о поступлении серы и хлора из сульфатных и хлоридных минералов,

отложившихся в разломах на более раннем этапе рифтообразования [Плюснин и др., 2008], не имеет фактических и расчетных доказательств. Гипотеза о поступлении серы с глубины соответствует изотопному составу сульфатов, которые характеризуются преобладанием тяжелого изотопа серы $\delta^{34}\text{S}$ [Плюснин и др., 2020]. Результаты моделирования, наряду с изотопными данными, позволяют получить дополнительную информацию для выделения вероятных источников поступления серы и хлора.

4.6. Взаимосвязи разломной тектоники и формирования азотных термальных вод в условиях рифтогенеза

Анализируя комбинацию условий в зонах формирования рассматриваемых гидротерм, можно сделать вывод, что такие факторы как климат, повышенный тепловой поток, высокая проницаемость вмещающих пород и их инертность по отношению к агентам выщелачивания, а также устанавливающееся динамическое равновесие между входящими и выходящими химическими элементами в водном растворе [Шварцев и др., 2015б; Shvartsev et al., 2018] в целом способствуют уменьшению минерализации воды гидротерм. Это обуславливает среднюю минерализацию Аллинского, Умхейского, Сеюйского термальных источников, составляющую соответственно 0.5, 0.35 и 0.4 г/дм³. Алгинский термальный источник, находящийся в условиях аридного климата, имеет более высокую минерализацию – 0.6 г/дм³. ФХМ показывает, что, несмотря на различие поверхностных условий выходов термальных источников и строения верхней гидродинамической зоны, общие свойства термальных вод схожи. Это позволяет предположить, что состав современных гидротерм определяется в большей степени условиями, существующими на глубине их формирования. Ниже рассматривается формирование состава воды термальных источников Баргузинской и Баунтовской впадин.

В пределах рассматриваемой территории термальные источники выводятся на дневную поверхность в основном по бортам Баргузинской и Баунтовской впадин, по зонам активных разломов (рис. 4.6), нарушающих сплошность кристаллических пород кислого состава (гранитов), которыми сложены горные массивы. Зоны разломов выступают в качестве коллекторов и проводящих каналов в кристаллических породах для проникающей в горные породы воды. Атмосферные осадки, выпадая на дневную поверхность, инфильтруются либо сквозь слой кайнозойских отложений в зоны разломов, либо непосредственно в зону повышенной трещиноватости. Речные воды вблизи термальных выходов также могут проникать на глубину по разломной сети. В случае с Алгинским термальным источником (см. прил., рис. 2), в результате поглощения рыхлыми отложениями предгорной равнины стока горной реки Алги, формируется подземный сток. Подземные воды инфильтруются в разлом

источника является выход габброида на поверхность в 80–100 м от Алгинского термального источника, а также мелкие тела основных пород, относящиеся к Икатскому интрузивному комплексу и являющиеся ксенолитами в гранитоидах [Геологическая карта СССР..., 1961]. Кроме того, вблизи выхода Аллинского источника наблюдается выход даек габбро. Наличие пород основного состава на глубине формирования может объясняться повсеместным присутствием ксенолитов этих пород в Баргузинском и Икатском интрузивных комплексах [Геологическая карта СССР..., 1961].

На глубине формирования гидротерм водно-газовый флюид, поднявшийся из слоя III (см. рис. 4.4.5), смешивается с атмосферной водой, попавшей в зону разлома при ее контакте, как с кислыми породами гранитного батолита, так и с породами базитовых даек. В результате формируется гидротермальный раствор, который затем поднимается по разлому к земной поверхности. Ввиду больших углов падения разломов ($60\text{--}88^\circ$) [Лунина, 2016], скорость подъема термальной воды по ним высокая, что сказывается на длительности взаимодействия воды с породой, уменьшающейся с увеличением скорости движения. На пути подъема гидротермальный раствор проходит зону интенсивного водообмена, действие которой заключается в уменьшении минерализации, изменения состава гидротерм за счет смешения с холодными водами вышележащих водоносных горизонтов и поверхностными водами. В результате смешения термальных источников с вышележащими холодными водами, гидротермы с двумя и более грифонами могут иметь выходы воды с разной температурой: в одних грифонах, где разбавление, видимо, слабо проявляется, отмечается высокая температура воды, приобретенная на глубине формирования термального источника; в других – низкая температура воды. Такие колебания температуры воды проявляются на таких термальных источниках, как: Уринском (49 и 66 °С), Аллинском (44 и 76.7 °С), Точинском (38 и 56.1 °С), Шуриндинском (57 и 70.6 °С), Бусанском (32.2 и 55.2 °С), Могойском (37.8 и 83.7 °С). Термальный источник, поднимаясь с глубины формирования, примерно на глубине 100 м встречает осадочный слой, проходя который, термальный раствор насыщается химическими элементами, в том числе фтором, серой, хлором. Там, где разлом не пересекает осадочные толщи, поднимающийся вверх по разрезу гидротермальный раствор, может разбавляться подземными водами, проникающими в раствор только по субгоризонтальным транзитным трещинам, подходящим к разлому.

Моделирование показывает, что при взаимодействии флюида с осадочными породами, в термальный источник из породы может поступить такое содержание фтора, которое наблюдается в реальном растворе термального источника. Однако, существующие гидродинамическая и геологическая обстановки показывают, что мощность осадочной толщи (первая сотня метров) недостаточная, чтобы накопилось такое повышенное

содержание фтора в термальной воде и, что не вся толща горных пород (от земной поверхности до глубины 4–6 км) участвует в процессе накопления фтора в водном растворе. Кроме того, если угол залегания разломов был бы положе, то увеличилось бы время взаимодействия осадочной породы с термальной водой, в результате чего возросла бы минерализация термального раствора (она стала бы выше значений 0.3–0.6 г/л). Исходя из этого, причиной повышенных содержаний фтора в гидротермах может служить водно-газовый флюид, содержащий в своем составе этот элемент. Поступая в термальный источник на его глубине формирования, водно-газовый флюид переносит фтор в гидротермальный раствор, который, в свою очередь, поднимаясь по разлому, возможно, в результате изменения давления и температуры при подъеме к земной поверхности, откладывает фтор в виде фторидных минеральных образований в зоне разлома. Как пример, флюоритообразующая деятельность Ципинского термального источника в Баунтовской впадине, отлагающего в месте своего выхода фтористо-кремнистые образования [Ломоносов, 1974].

При сопоставлении содержаний фтора в термах Баргузинской и Баунтовской впадин отмечается, что ни кларковые значения по фтору в породе (см. табл. 4.4.3), ни дополнительный источник (табл. 4.6.1) не обеспечивают такого содержания этого элемента в термах Баргузинской впадины (1.6–16.8 мг/л), которое наблюдается в термах Баунтовской впадины (16.5–27.0 мг/л) (см. табл. 4.6.1). В таблице 4.6.1 представлены модельные растворы, полученные в результате взаимодействия воды и породы (гранитов/базитов), с кларковыми значениями, как по фтору, так и по хлору и сере для базитов/гранитов и данные по термальным источникам, отобранные как самим автором данной работы, так и заимствованные из литературных источников. Повышенные содержания фтора в Баунтовской группе терм обусловлено разными условиями его поступления, но главным в работе является водно-газовый флюид. Этому способствуют как гидрогеологическая, так и сейсмогеологическая обстановки формирования терм, последняя из которых связана с интенсивным развитием Баунтовской впадины. Об этом свидетельствует интенсивное опускание Баунтовской впадины с амплитудой погружения, возрастающей к центру впадины [Гидрогеология СССР..., 1970]. Разрастание БРС происходит от района современной дельты р. Селенги (начальной точки возникновения рифта) к флангам рифта [Логачев, 1999] и, чем моложе впадина, тем интенсивнее она развивается. Баунтовская впадина моложе Баргузинской, о чем свидетельствует ее северо-восточный фланг и размер впадины – она менее крупная (длиной – 100–200 км, шириной – 10–20 км) с мощностью осадочной толщи в первые сотни метров [Очерки..., 1977]. Также об интенсивности развития Баунтовской впадины говорит достаточно высокая сейсмическая

продолжение таблицы 4.6.1

T, °C	M, мг/л	SiO ₂	SO ₄	Cl
72	350.3	222.18	0.51	0.11
124	592.4	325	0.74	0.16
72	350.3	23.89	0.74	0.08
124	592.4	65.8	2.22	0.26
31	735.47	79.78	380	32.94
20	552.28	41.06	300	15.98
49	258.29	72.29	90	10.8
66	292.45	77.85	100	10.8
20.8	970	45	520	26
22.2	673.4	43	249.2	64.49
76.0	1065	58.7	490.9	56.1
44	506.35	101.63	51.85	25.17
76.7	402	95.8	45.5	25.1
42	488.04	93.99	118.1	17.73
39	499.37	94.7	98.76	15.95
48	350.25	72.08	80	33.48
32	580	-	307.89	42.09
48.5	402.52	77.16	55.96	12.41
56.1	402	80	26	18.6
38	384	67.8	23	15.6
31	500	-	106.16	-
52	396	69.6	25.0	22.1
46.2	428	96.7	21.0	20.9
70.6	639	61.8	175.0	42
67.0	634	62.9	171.0	39.6
57.0	561	61.4	136.0	38.1
55.2	542	60.4	20.0	32.3
32.2	484	57.3	19.0	30.4
83.7	510	98.8	32.8	23.9
76.6	489	106.1	30.0	15.5
65.3	498	96.3	40.4	14.6
46.4	512	100	57.5	14.0
37.8	498	92.6	81.5	12.5

Примечание. Данные по термальным источникам взяты из работ: Толстихинский, Алгинский, Уринский, Аллинский (44°C), Кучигерский, Умхейский, Сеюйский [данные автора]; Инский [Трошин, Ломоносов, 2005]; Быстринский, Гаргинский [Ломоносов, 1974]; Аллинский (76.7°C), Точинский, Баунтовский, Шуринда, Бусанский, Могойский [Плюснин и др., 2013]; Мегдылконский, Амнунды [Геология и сейсмичность..., 1984а].

активность всей ее территории (как было показано в главе 2), соизмеримая с сейсмической активностью только на севере Баргузинской впадины (остальная часть Баргузинской впадины либо слабо активная, либо не активна в сейсмическом плане). Активность земных недр в Баунтовской впадине подтверждается корреляцией между интенсивностью теплового потока и сейсмической активностью. При повышении концентраций эпицентров землетрясений ($M = 4-5$) возрастают значения теплового потока до $40-50 \text{ мВт/м}^2$ (среднее значение теплового потока для рифтовой зоны 56 мВт/м^2) [Очерки..., 1977]. Следует отметить, что к местам повышенной сейсмичности приурочиваются только термы, в составе которых присутствует с высокими содержаниями фтор и среди них, кроме гидротерм Баунтовской группы, отмечаются Кучигерский, Умхейский, Сеюйский термальные источники в северной части Баргузинской впадины. На территории Баунтовской впадины распространены многолетнемерзлые породы мощностью 50 м [Гидрогеология СССР..., 1970]. Многолетняя мерзлота отрицательно влияет на гидрогеологические условия – она затрудняет процессы, связанные с питанием, движением, накоплением подземных вод, а также их водообменом. Поэтому фтор выносится в больших концентрациях с глубины на земную поверхность в гидротермальных растворах Баунтовской впадины, из-за возможного не сильного разбавления этих растворов водами вышележащих водоносных горизонтов и поверхностными водами. Кроме того, возможно, термы Баунтовской впадины при подъеме к земной поверхности, видимо, не сбрасывают часть рудного груза при изменении термодинамических условий на определенной глубине [Ломоносов, 1974], в отличие от Баргузинских терм, а выносят весь фтор к поверхности.

В работе [Плюснин и др., 2008] не приводятся фактических и расчетных подтверждений о происхождении серы и хлора из сульфатных и хлоридных минералов, отложившихся на более раннем этапе рифтообразования. Поэтому автор диссертационной работы придерживается мантийной точки зрения о происхождении этих элементов, предложенной Ф.А. Летниковым [Летников, 2006, 2019] и обоснованной рядом химических расчетов и физико-химическим моделированием, объясняющим диффузию мантийного вещества вдоль поверхности расланцевания пород. Результаты ФХМ, приведенные в данной работе, не противоречат этому взгляду. В более поздней работе Плюснина [Плюснин и др., 2020] в пользу мантийного происхождения серы приводится ее изотопный состав, свидетельствующий о глубинных источниках поступления этого элемента. Хлор имеет с серой схожий генезис и также может поступать в форме газовых эманаций из слоев мантии.

Выводы по разделу:

Исследуемые азотные термальные источники различаются по климатическим условиям – количеству осадков и интенсивности испарения. Наряду с климатом, влияющие на

интенсивность водообмена, в верхней гидродинамической зоне отмечаются также различия по гидрогеологическим условиям: мощности и коэффициенту фильтрации рыхлых отложений, гидравлической связи с речными и грунтовыми водами, присутствию криолитозоны и распространению активных микроорганизмов. Общими для всех источников являются такие факторы, как: высокий тепловой поток, глубинность и высокие значения углов падения разломов, связанных с источниками, а также повышенные значения плотности активных разломов. Эти общие условия для всех рассматриваемых термальных источников определяют интенсивность водообмена в конвективной ячейке, проникновение воды на глубину формирования термального источника, время реагирования воды с породой, разбавление в процессе движения воды к области разгрузки термального источника. Обобщая результаты ФХМ для всех рассмотренных источников, можно сделать вывод о глубинном источнике поступления серы, хлора и фтора в воду гидротерм вне зависимости от приповерхностных условий формирования термальной воды. Данные результаты по сере согласуются с ее изотопным составом, полученным А.М. Плюсниным с соавторами [Плюснин и др., 2020], которые связывают поступление серы с глубинными источниками ее поступления из нижних слоев литосферы и верхних слоев мантии в форме газовых эманаций. Также в подтверждение этому по данным И.С. Ломоносова [Ломоносов, 1974] в воде термальных источников фиксируются изотопы некоторых глубинных газов, которые могут подниматься по зонам активных глубинных разломов. Повышенные концентрации фтора в термах Баунтовской впадины по сравнению с термальными источниками в Баргузинской впадине могут быть связаны с активным развитием впадины, характеризующейся высокой сейсмической активностью и высокими значениями теплового потока, а также со слабым разбавлением термальной воды в зоне интенсивного водообмена.

Глубинность разломов подтверждается различными данными: результатами ГСЗ (зона БАМ), а также глубиной сейсмических очагов, связанных с данными разломами и располагающихся не только в земной коре, но и верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структура сети плотности разломов отражает гетерогенность земной коры БРС. Минимальная плотность разломов связана с консолидированными блоками земной коры. Здесь происходят сильные сейсмические события и небольшое количество роев землетрясений. Статистические расчеты, проведенные для территории БРС и Баргузино-Баунтовской ветви впадин, позволили установить закономерное увеличение количества термальных источников при повышении степени трещиноватости земной коры и снижение их температуры вследствие разбавления термальной воды в более нарушенной среде водами близповерхностных водоносных горизонтов.

Области, характеризующиеся от средних до высоких значений плотности разломов, разделяют трещиноватое межблочное пространство и консолидированные блоки. С этими значениями плотности разломов связаны глубинные разломы, основное количество роев землетрясений, повышенные значения теплового потока, более редкие термальные источники преимущественно с высокой и средней температурой. В этих зонах моды распределений термальных источников и роев землетрясений по плотности разломов совпадают.

Зоны с высокой плотностью разломов являются межблочным пространством и характеризуются меньшим количеством роев землетрясений, рассеянным тепловым полем и концентрациями множественных термальных источников со средней температурой. Миграционные последовательности слабых и умеренных сейсмических событий распространяются в этих зонах.

Глубинные разломы, достигающие границы Мохоровичича и, возможно, больших глубин, могут служить транзитными зонами поступления некоторых химических элементов, в том числе хлора, серы, фтора, в верхнюю часть разреза, что может быть причиной повышенного содержания в термальной воде этих элементов.

ФХМ позволило реконструировать процесс формирования химического состава термальной воды при участии осадочных, магматических пород (гранитов, базитов) и дополнительного источника поступления серы, хлора, фтора. Кларковые значения серы и хлора в магматических породах (гранитах и базитах) не достигают величин, обеспечивающих измеренные содержания этих элементов в водных растворах Аллинского, Алгинского, Умхейского и Сеюйского термальных источников. Введение в модель серы, хлора, фтора как газовых компонентов эндогенного флюида показало соответствие модельного раствора реальному, что наряду с данными по изотопному составу серы, говорит о ее глубинном происхождении. Хлор, имеющий с серой схожий генезис, также может поступать в термы в форме газовых эманаций из слоев мантии. На определяющую роль

разломов в формировании гидротерм указывают результаты А.М. Плюснина с коллегами [Плюснин и др., 2008], которые выдвигают гипотезу о поступлении серы и хлора из минералов, отложившихся в разломах на раннем этапе рифтогенеза. Однако, авторами этой гипотезы не было проведено моделирование процесса поступления серы и хлора, результаты которого доказывали бы привнос серы и хлора из сульфатных и хлоридных минералов. Таким образом, результаты ФХМ согласуются с данными других исследователей формирования химического состава азотных терм Баргузинской впадины и дополняют аргументы в пользу глубинного источника поступления некоторых химических элементов.

Хотя результаты моделирования показали хорошее соответствие реального и модельного содержания фтора в осадочных породах, присутствующих в разрезе Алгинского термального источника, эти отложения не могут являться источником фтора в воде этого источника, возможно, из-за небольшой мощности осадочной толщи (примерно 100 м) и недостаточного времени взаимодействия воды с породой. Поступление фтора, по-видимому, связано непосредственно с самим гидротермальным раствором, который насыщается данным элементом на глубине своего формирования при взаимодействии с газовыми компонентами восходящих мантийных потоков.

Интенсивное развитие Баунтовской впадины, проявляющееся в повышенной сейсмической активности впадины и высоких значениях теплового потока, а также, вероятно, слабое разбавление гидротермального раствора подземными водами вышележащих водоносных горизонтов и поверхностными водами, могут быть причинами высоких концентраций фтора в Баунтовской группе терм. Высокие содержания фтора в термах Баунтовской впадины, возможно, объясняются еще и тем, что при подъеме к дневной поверхности термальные растворы не осаждают фтор на определенной глубине при изменении термодинамических условий, в отличие от Баргузинских терм, а выносят его в тех концентрациях, которые он приобрел на глубине формирования термального источника.

Рассмотренные термальные источники формируются в разных климатических условиях и характеризуются различными гидрогеологическими особенностями верхней гидродинамической зоны, что обуславливает наблюдаемую разницу в минерализации термальной воды. Результаты ФХМ показывают наличие дополнительного источника привноса серы, хлора, фтора для всех рассматриваемых современных гидротерм, что свидетельствует о схожести условий формирования химического состава термальных источников на глубине их образования. Такими общими факторами для всех источников являются тектоническое строение и перенос тепла в пределах разрывных нарушений. Глубинность и высокий угол падения активных разломов в сочетании с высокими значениями теплового потока определяют высокую скорость водообмена в конвективных

ячейках, соответствующую непродолжительному времени взаимодействия воды с вмещающими породами. Повышенная плотность разломов способствует интенсивному разбавлению водами верхней гидродинамической зоны гидротермальных растворов Баргузинской впадины, образованных на глубине формирования. Таким образом, разломная тектоника является одним из основных факторов формирования химического состава гидротерм Баргузино-Баунтовской ветви впадин и ее горного обрамления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В. Основы физико-химического моделирования минеральных систем / О.В. Авченко, К.В. Чудненко, И.А. Александров. – М.: Наука, 2009. – 229 с.
2. Адамович А.Н. Математическое моделирование напряженного состояния разогревающейся литосферы Байкальской рифтовой зоны на начальной стадии ее развития / А.Н. Адамович, С.И. Шерман, С.В. Иванова // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 4. – С. 286–296.
3. Адушинов А.А. Гидрогеологические и гидрологические условия Баргузинской впадины в связи с мелиорацией земель / А.А. Адушинов, Л.В. Замана // Гидрогеологические проблемы мелиорации земель Бурятии. Труды Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР. Вып. 6 (14). – Улан-Удэ, 1976. – С. 36–59.
4. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, С.И. Шермана. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 297 с.
5. Албагачиева В.А. К генетической классификации азотных вод / В.А. Албагачиева // Советская геология. – 1958. – № 11. – С. 156–160.
6. Алексеев В.А. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода: в 5 томах. Т. 1. Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование / В.А. Алексеев, Б.Н. Рыженко, С.Л. Шварцев, В.П. Зверев, М.Б. Букаты, М.В. Мироненко, М.В. Чарыкова, О.В. Чудаев. – Новосибирск: Изд-во Сиб. отд-ния, 2005. – 244 с.
7. Алексеев А.А. Фтор в кратотермах / А.А. Алексеев // Геохимия. – 1956. – № 4. – С. 58–61.
8. Ананьин Л.В. Сейсмическая анизотропия и S-скоростная структура земной коры и верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне / Л.В. Ананьин, Д.С. Трынкова, М.М. Кобелев, В.В. Мордвинова // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. – Т. 1. – С. 73–76.
9. Аненхонов О.А. Лесная растительность Западного Забайкалья и вероятные направления ее климатогенной динамики: дис. ... д-ра геол.-мин. наук: 03.02.01 / Аненхонов Олег Арнольдович. – Улан-Удэ: ИОЭБ СО РАН, 2015. – 475 с.
10. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования / С.С. Арефьев. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 375 с.
11. Артюшков Е.В. Физическая тектоника / Е.В. Артюшков. – М.: Наука, 1976. – 243 с.
12. Артюшков Е.В. Физическая тектоника / Е.В. Артюшков. – М.: Наука, 1993. – 456 с.
13. Арцыбышев С.А. Радиоактивность лечебных вод и грязей Сибирских курортов / С.А. Арцыбышев // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. № 3. – Иркутск, 1930. – С. 51–53.

14. Астраханцев В.И. Третье совещание по подземным водам и инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока (г. Красноярск, 17–21 октября 1961 г.). / В.И. Астраханцев, Е.В. Пиннекер // Советская геология. – 1962. – № 4. – С. 143–146.
15. Афанасьев А.Н. Второе совещание по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири / А.Н. Афанасьев // Метеорология и гидрология. – 1958. – № 11. – С. 68–69.
16. Афанасьев А.Н. Совещание по подземным водам Восточной Сибири / А.Н. Афанасьев // Метеорология и гидрология. – 1956. – № 4. – С. 69.
17. Багдасарьян Г.П. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород байкальской рифтовой зоны / Г.П. Багдасарьян, В.И. Герасимовский, А.И. Поляков, Р.Х. Гукасян // Геохимия. – 1981. – № 3. – С. 342–350.
18. Байкал: природа и люди. Энциклопедический справочник / Под ред. А.К. Тулохонова. – Улан-Удэ: Издательский дом «Экос», 2008. – 600 с.
19. Барабанов Л.Н. Азотные термы СССР / Л.Н. Барабанов, В.Н. Дислер. – М.: Изд-во ЦНИИКиФ, 1968. – 120 с.
20. Басков Е.А. Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья / Е.А. Басков, Г.И. Климов // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 101. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1963. – С. 50–85.
21. Белоусов В.В. Очерки геохимии природных газов / В.В. Белоусов // Ленинград: ОНТИ. Химтеорет, 1937. – 144 с.
22. Беус А.А. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых / А.А. Беус, С.В. Григорян. – М.: Недра, 1975. – 280 с.
23. Бехтерева Н.В. О содержании некоторых микроэлементов в природных водах Восточной Сибири / Н.В. Бехтерева, П.Ф. Бочкарёв // Известия научно-исследовательского института нефте- и углехимического синтеза Иркутского государственного университета. Т. 12. – Иркутск: ИГУ, 1970. – С. 163–166.
24. Блох А.М. Структура воды и геологические процессы / А.М. Блох. – М.: Недра, 1969. – 216 с.
25. Богацкий В.В., Витязь В.И., Ероменко В.Я. / В.В. Богацкий, В.И. Витязь, В.Я. Ероменко // О размещении промышленноперспективных районов в поле плотности дизъюнктивов Сибири / Тектоника Сибири. Т.8. – М.: Наука, 1980. – С. 54–66.
26. Богданова Л.Л. Закономерности распространения и особенности формирования подземных вод в межгорных артезианских бассейнах южной части Восточной Сибири и Дальнего Востока / Л.Л. Богданова, Н.С. Богомолов, М.А. Бурлакова, К.П. Караванов, Е.Ф. Кириллова, В.Н. Кладовщиков, Р.Я. Колдышева, И.В. Кoryтова, Н.А. Маринов, Л.М. Орлова, И.Б. Райхлин, В.М. Степанов // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока / Под ред. И.С. Ломоносова. – М.: Наука, 1971. – С. 48–58.

27. Болдина С.В. Эффекты Жупановского землетрясения 30 января 2016 г., $M_w=7.2$, в изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка / С.В. Болдина, Г.Н. Копылова // Геодинамика и тектонофизика, 2017. – Т. 8. – № 4. – Р. 863–880. – doi: 10.5800/GT-2017-8-4-0321.
28. Болт Б.А. Геологические стихии / Б.А. Болт, У.Л. Хорн, Д.А. Макдональд, Р.Ф. Скотт. – М.: Мир, 1978. – 438 с.
29. Борисенко И.М. Минеральные воды Бурятской АССР / И.М. Борисенко, Л.В. Замана. – Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1978. – 162 с.
30. Брезгунов В.С. Изотопный состав водорода термальных и углекислых вод юга Восточной Сибири / В.С. Брезгунов, И.С. Ломоносов, Е.В. Пиннекер, В.Н. Сойфер // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока / Под ред. И.С. Ломоносова. – М.: Наука, 1971. – С. 89–93.
31. Брезгунов В.С. Изотопный состав термальных и углекислых минеральных вод Восточной Сибири / В.С. Брезгунов, И.С. Ломоносов, Е.В. Пиннекер, В.Н. Сойфер // Материалы пятого Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск–Тюмень, 1967. – С. 124–125.
32. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения в области нефтегазовой гидрогеологии / М.Б. Букаты // Разведка и охрана недр. – 1997. – № 2. – С. 37–39.
33. Булмасов А.П. Некоторые особенности геофизических полей и структуры земной коры Прибайкалья / А.П. Булмасов // Байкальский рифт / Под ред. Н.А. Флоренсова. – М.: Наука, 1968. – С. 113–123.
34. Бурятия: Энциклопедический справочник. Т. 1: Природа. Общество. Экономика. – Улан-Удэ: ЭКОС, 2011. – 328 с.
35. Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса / А.А. Бухаров. – Новосибирск: Наука, 1973. – 139 с.
36. Бычинский В.А. Гидрогеология нефти и газа. Часть 1.: Учебное пособие / В.А. Бычинский, Н. Г. Коновалова. – Иркутск: ИГУ, 2008. – 221 с.
37. Бычинский В.А. Определяющие отличия физико-химических систем «вода-порода» континентальных рифтовых зон и островных дуг / В.А. Бычинский, И.С. Ломоносов, Ю.Н. Диденков // Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири: Труды научной конференции, посвященной 100-летию профессора Томского политехнического университета П.А. Удодова (г. Томск, 25–30 октября 2003 г.). – Томск: Изд-во ТПУ, 2003. – С. 49–52.
38. Бычинский В.А. Физико-химическое моделирование в нефтегазовой геохимии. Часть 2. Модели гетерогенных систем: Учебное пособие / В.А. Бычинский, В.П. Исаев,

А.А. Тупицын. – Иркутск: ИГУ, 2004. – 158 с.

39. Васеева Г.М. Распространение многолетней мерзлоты / Г.М. Васеева, Р.Я. Колдышева, Л.М. Орлова / Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). – М.-Иркутск: ГУГК при Совете Министров СССР, 1967. – С. 73.

40. Васильева Ю.К. Химический состав и содержание некоторых органических компонентов в минеральных водах Прибайкалья / Ю.К. Васильева, Г.М. Гановичева. – Иркутск: Институт нефте- и углехимического синтеза при Иркутском университете, 1976. – 8 с.

41. Васильевский М.М. Материалы по методике составления гидрогеологических карт / М.М. Васильевский, П.И. Бутов. – Л.–М.: ОНТИ, 1937. – 86 с.

42. Васильевский М.М. Методика общего гидрогеологического картирования / М.М. Васильевский, П.П. Желтов, Н.Ф. Погребов. – Труды ЦНИГРИ, 1939а, вып. 130.

43. Васильевский М.М. О гидрогеологическом районировании территории СССР / М.М. Васильевский // Природа. – 1940. – №4. – С. 54–61.

44. Васильевский М.М. Схема основного гидрогеологического районирования азиатской части СССР / М.М. Васильевский, Н.В. Борсук, Н.А. Ревунова, Е.И. Шамарева // Советская геология. – 1939б. – № 7. – С. 7–19.

45. Васильевский М.М. Схема основного гидрогеологического районирования европейской части СССР / М.М. Васильевский // Советская геология. – 1938. – Т. 8. – № 8–9. – С. 9–18.

46. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Ч. 1. Вып. 2. / В.И. Вернадский. – Л.: ОНТИ ХИМТЕОРЕТ, 1934. – 209 с.

47. Вернадский В.И. История природных вод / В.И. Вернадский / Под ред. С.Л. Шварцева, Ф.Т. Яншиной. – М.: Наука, 2003. – 750 с.

48. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–572.

49. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли / А.П. Виноградов. – М.: АН СССР, 1959. – 49 с.

50. Власов Н.А. Содержание микроэлементов в минеральных водах Прибайкалья и Забайкалья / Н.А. Власов, М.М. Рыбакова, А.И. Кириллов, А.И. Кузнецова. – Иркутск: ИГУ, 1981. – 11 с.

51. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Восточной Сибири / Под ред. Г.П. Вологодского. – Иркутск: ИПИ, 1974. – 136 с.

52. Гайский В.Н. Детальные сейсмологические исследования в Баргузинском районе БРЗ. Континентальный рифтогенез / В.Н. Гайский, Л.Г. Данциг, А.А. Дергачев. – М.: Советское Радио, 1977. – С. 65–69.

53. Гаррелс Р.М. Минеральные равновесия / Р.М. Гаррелс. – М.: ИЛ, 1962. – 306 с.
54. Гаррелс Р.М. Растворы, минералы, равновесия / Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст. – М.: Мир, 1968. – 368 с.
55. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XVI. Объяснительная записка / Под ред. П.М. Хренова. – М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1961. – 73 с.
56. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Гидрогеология / Под ред. И.С. Ломоносова. – Новосибирск: Наука, 1984а. – 167 с.
57. Геология и сейсмичность зоны БАМ: (От Байкала до Тынды). Неотектоника / Под ред. Н.А. Логачёва. – Новосибирск: Наука, 1984б. – 207 с.
58. Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал / Под ред. А.С. Моница. – М.: Ин-т океанологии, 1979. – 214 с.
59. Гефер Г. Подземные воды и источники. Артезианские и глубокие грунтовые воды Европейской части СССР: Руководство для высших учебных заведений / Г. Гефер, А.Н. Семихатов. – М.–Л.: Госиздат, 1925. – 304 с.
60. Гидрогеология и инженерная геология месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири / Под ред. В.М. Степанова. – Иркутск: ИПИ, 1973. – 146 с.
61. Гидрогеология СССР. Бурятская АССР. / Под ред. А.И. Ефимова. – Москва: Недра, 1970. – Т. 22. – 432 с.
62. Глебовицкий В.А. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона / В.А. Глебовицкий, Л.П. Никитина, А.К. Салтыкова, Ю.Д. Пушкарев, Н.О. Овчинников, М.С. Бабушкина, И.В. Ащепков // Петрология. – 2007. – Т. 15. – № 1. – С. 61–92.
63. Голенецкий С.И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта / С.И. Голенецкий // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 228–235.
64. Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги / С.И. Голенецкий // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири / Под ред. Г.П. Горшкова. – М.: Наука, 1977. – С. 3–42.
65. Голубев В.А. Геотермические исследования на Байкале с использованием кабельного зонда-термометра / В.А. Голубев // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1978. – № 3. – С. 106–108.
66. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне / В.А. Голубев. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. – 222 с.
67. Голубев В.А. Очаги субаквальной гидротермальной разгрузки и тепловой баланс

Северного Байкала / В.А. Голубев // Доклады РАН. – 1993. – Т. 328. – № 3. – С. 315–318.

68. Голубев В.А. Тепловые и химические характеристики гидротермальных систем Байкальской рифтовой зоны / В.А. Голубев // Советская геология. – 1982. – № 10. – С. 100–108.

69. Гончарова Н.Н. Содержание микроэлементов (тяжелых металлов) в минеральных водах Прибайкалья и Забайкалья / Н.Н. Гончарова, Г.М. Шпейзер, С.А. Шипицын // Гидрохимические материалы. Т. 69. Гидрохимическая характеристика поверхностных и подземных вод. – Л., 1977. – С. 41–50.

70. Грачёв А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии / А.Ф. Грачёв // Физика Земли. – 1996. – № 12. – С. 5–36.

71. Грачёв А.Ф. Рифтовые зоны Земли / А.Ф. Грачёв. – Л.: Недра, 1977. – 247 с.

72. Гребенщикова В.И. Геохимическая специфика пород Ангаро-Витимского гранитоидного батолита (к модели формирования) / В.И. Гребенщикова, П.В. Коваль, Е.Х. Турутанов, Т.М. Мельникова, Д.А. Носков // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 1. – С. 69–73.

73. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры / Н.А. Григорьев. – Екатеринбург: Уральское отделение РАН, 2009. – 383 с.

74. Гуревич М.С. Изотопный состав аргона природных газов и его гидрогеохимическое значение / М.С. Гуревич // Материалы по гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии. – Л.: Недра, 1968а. – С. 107–123.

75. Гуревич М.С. О генезисе природного азотного газа / М.С. Гуревич // Материалы по гидрогеохимии и поисковой гидрогеологии. – Л.: Недра, 1968б. – С. 123–134.

76. Данилова М.А. Структурно-гидрогеологический анализ и физико-химическое моделирование процессов формирования подземных вод района Северо-Муйского тоннеля БАМ: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.07 / Данилова Мария Александровна. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. – 178 с.

77. Дзюба А.А. Минеральные озера Баргузинско-Чивыркуйского перешейка / А.А. Дзюба, Н.В. Кулагина, Т.И. Абидуева, А.Л. Черных // География и природные ресурсы. – 2002. – № 2. – С. 61–67.

78. Дзюба А.А. Палеогеографические аспекты формирования соленых озер Баргузинской котловины / А.А. Дзюба, А.К. Тулохонов, Т.И. Абидуева, Н.В. Кулагина, Л.А. Черных // География и природные ресурсы. – 1999. – № 2. – С. 66–73.

79. Диденков Ю.Н. Водно-углекислая ветвь современной дегазации Земли в Байкальской рифтовой зоне / Ю.Н. Диденков, В.А. Бычинский, И.С. Ломоносов, А.А. Мушаков,

М.А. Алтынникова // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XVIII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006а. – С. 29–32.

80. Диденков Ю.Н. Генетические особенности формирования гидросферы Байкальского рифта / Ю.Н. Диденков, В.А. Бычинский, И.С. Ломоносов, А.А. Тупицын // Вестник ИрГТУ. – 2004а. – № 3 (19). – С. 128–134.

81. 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. – 2006б. – Т. 47. – № 10. – С. 1114–1118.

82. Диденков Ю.Н. Структурная гидрогеология Байкальской рифтовой системы / Ю.Н. Диденков, А.В. Вергун, В.В. Хаустов, З.В. Проскуракова // Известия Юго-Западного государственного университета. Серия техника и технология. – 2013а. – № 3. – С. 118–127.

83. Диденков Ю.Н. Структурно-гидрогеологические аспекты рифтогенеза в Центральной и Восточной Азии / Ю.Н. Диденков, М.А. Мартынова, В.В. Хаустов, З.В. Проскуракова // Комплексные проблемы гидрогеологии: Материалы докладов научной конференции. – Санкт-Петербург, 2013б. – С. 43–46.

84. Диденков Ю.Н. Структурно-гидрогеологические и физико-химические исследования условий формирования гидросферы Байкальского рифта / Ю.Н. Диденков, И.С. Ломоносов, В.А. Бычинский // Подземные воды Востока России: Материалы XVII Российского совещания. – Красноярск, 2003а. – С. 21–23.

85. Диденков Ю.Н. Структурно-гидрогеологические и физико-химические исследования условий формирования гидросферы Байкальского рифта // Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XVII совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока) / Ю.Н. Диденков, И.С. Ломоносов, В.Л. Бычинский, А.В. Коптева. – Иркутск: ИрГТУ, 2003б. – С. 21–23.

86. Диденков Ю.Н. Структурно-гидрогеологические и физико-химические модели формирования гидросферы рифтовых и островодужных систем // Геологийн эрдэм шинжилгээ, сургалт, арга зүйн ээтгуул / Ю.Н. Диденков, В.А. Бычинский, А.В. Коптева. – 2004б. – № 10. – С. 189–192.

87. Диденков Ю.Н. Структурно-гидрогеологические и физико-химические основы формирования пресноводной гидросферы Байкальского рифта / Ю.Н. Диденков, В.А. Бычинский, И.С. Ломоносов // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии: Труды Международной научной конференции (г. Томск, 4–8 октября 2004 г.). – Томск: Изд-во НТЛ, 2004в. – С. 240–247.

88. Диденков Ю.Н. Структурно-гидрогеологическое районирование впадин Байкальского

рифта / Ю.Н. Диденков // Известия вузов Сибири, серия наук о Земле. Вып. 6–7. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. – С. 121–123.

89. Диденков Ю.Н. Формирование гидросферы Байкальского региона в связи с процессами рифтогенеза / Ю.Н. Диденков // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Вып. 22. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1998. – С. 68–77.

90. Диденков Ю.Н. Эндогенный флюид как возможный источник пресных вод в рифтовых геодинамических условиях / Ю.Н. Диденков, К.В. Чудненко, В.А. Бычинский // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых: Тезисы Международной конференции (г. Москва, 30 мая – 1 июня 2006 г.). – М.: ГЕОС, 2006в. – С. 97–100.

91. Добрынина А.А. Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы / А.А. Добрынина, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий // ДАН. – 2016. – Т. 468. – № 1. – С. 88–92. – doi: 10.7868/S0869565216130168.

92. Добрынина А.А. Определение истинной плоскости разрыва в очагах Кичерских землетрясений (район северного Байкала) / А.А. Добрынина // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Сборник избранных трудов научно-технической конференции ФГГГ ИрГТУ / Под ред. В.А. Филонюк. Вып. 6. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ. – 2006. – С. 28–32.

93. Добрынина А.А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах Прибайкальских землетрясений / А.А. Добрынина // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции / Под ред. А.О. Глико, Ю.Г. Леонова. – М.: ИФЗ, 2008. – Т. 2. – С. 249–251.

94. Добрынина А.А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы / А.А. Добрынина, В.А. Саньков // Геофизические исследования. – 2010. – Т. 11. – № 2. – С. 52–61.

95. Дучков А.Д. Геотермические исследования на оз. Байкал / А.Д. Дучков, С.А. Казанцев, В.А. Голубев, С.В. Лысак // Геология и геофизика. – 1977. – № 6. – С. 126–130.

96. Дучков А.Д. Тепловой поток в пределах оз. Байкал / А.Д. Дучков, С.А. Казанцев, В.А. Голубев, С.В. Лысак, Э.С. Хайковский // Геология и геофизика. – 1976. – № 4. – С. 112–121.

97. Дучков А.Д. Тепловой поток оз. Байкал / А.Д. Дучков, С.А. Казанцев, В.В. Велинский // Геология и геофизика. – 1979. – № 9. – С. 137–141.

98. Жамбалова А.Д. Засоленные почвы зон разломов Кучигерских гидротерм и их геохимические особенности: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 03.02.13 / Жамбалова Анна Дашиевна. – Улан-Удэ, 2018. – 227 с.

99. Зайцев И.К. Классификация подземных вод и горных пород – основа гидрогеологического районирования / И.К. Зайцев, Н.И. Толстихин // Проблемы гидрогеологии картирования и районирования. – Л., 1971. – С. 4–16.
100. Зайцев И.К. Методика составления сводных гидрогеологических карт / И.К. Зайцев / Под ред. Г.П. Синягина, Г.В. Богомолова. – М.–Л.: Изд-во и картф-ка Госгеолиздата, 1945. – 87 с.
101. Зайцев И.К. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР / И.К. Зайцев, Н.И. Толстихин // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 101. – Л., 1963. – С. 5–36.
102. Замана Л.В. Изотопы сульфидной и сульфатной серы в азотных термах Баунтовской группы (Байкальская рифтовая зона) / Л.В. Замана, Ш.А. Аскарлов, С.В. Борзенко, О.В. Чудаев, И.В. Брагин // ДАН. – 2010. – Т. 435. – № 3. – С. 369–371.
103. Замана Л.В. Мерзлотно-гидрогеологические и мелиоративные условия Баргузинской впадины / Л.В. Замана. – Новосибирск: Наука, 1988. – 126 с.
104. Замана Л.В. Новые данные по термальным водам района Баунтовского источника (Северное Забайкалье) и динамика его гидрогеохимических показателей / Л.В. Замана // Вестник Бурятского государственного университета. – 2012. – № 3. – С. 60–63.
105. Замана Л.В. О происхождении сульфатного состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны / Л.В. Замана // ДАН. – 2000а. – Т. 372. – № 3. – С. 361–363.
106. Замана Л.В. Перспективы орошения подземными водами в Бурятской АССР / Л.В. Замана, И.М. Борисенко // Гидрогеолого-мелиоративные исследования Восточной Сибири / Под ред. В.В. Ширинкина. – Красноярск: СибНИИиМ, 1979. – С. 31–36.
107. Замана Л.В. Фтор в азотных термах Баунтовской группы (Северное Забайкалье) / Л.В. Замана, Ш.А. Аскарлов // Вестник Бурятского государственного университета. – 2010. – Вып. 3. – С. 8–12.
108. Замана Л.В. Фтор в азотных термах Забайкалья / Л.В. Замана // Геология и геофизика. – 2000б. – Т. 41. – № 11. – С. 1575–1581.
109. Замараев С.М. О связи молодых континентальных рифтов с древними тектоническими структурами / С.М. Замараев, В.В. Ружич, А.М. Мазукабзов, Г.В. Рязанов, Е.П. Васильев // Континентальный рифтогенез. – М.: Советское радио, 1977. – С. 23–30.
110. Замараев С.М. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне / С.М. Замараев, Е.П. Васильев, А.М. Мазукабзов, В.В. Ружич, Г.В. Рязанов. – Новосибирск: Наука, 1979. – 125 с.
111. Зорин Ю.А. Изостазия и гравитационная модель земной коры и верхней мантии / Ю.А. Зорин // Вопросы глубинного строения Байкальского рифта. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 83–98.

112. Зорин Ю.А. К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами / Ю.А. Зорин, С.В. Лепина // Геология и геофизика. – 1984. – № 7. – С. 99–106.
113. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий / Ю.А. Зорин. – М.: Наука, 1971. – 168 с.
114. Зорин Ю.А. Об изостазии и современных тектонических движениях рифтовой зоны / Ю.А. Зорин // Байкальский рифт / Под ред. Н.А. Флоренсова. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 43–49.
115. Зорин Ю.А. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии / Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 10. – С. 1248–1258.
116. Зорин Ю.А. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами / Ю.А. Зорин, Т.В. Балк, М.Р. Новосёлова, Е.Х. Турутанов // Известия АН СССР, серия Физика Земли. – 1988. – № 7. – С. 33–42.
117. Иванов В.В. О происхождении камчатских термальных вод / В.В. Иванов // Вопросы изучения курортных ресурсов СССР / Под ред. В.А. Александрова, В.В. Иванова. – М.: Медгиз, 1955. – 368 с.
118. Иванов В.Д. Проблемы генезиса терм регионов активного вулканизма / В.Д. Иванов, В.И. Кононов // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1977. – № 11. – С. 131–143.
119. Игнатович Н.К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры / Н.К. Игнатович // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. – Сборник 13. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1950. – С. 6–22.
120. Казьмин Л.А. Расчет химических равновесий и уточнение термодинамических констант методом минимизации свободной энергии в системе H_2S-H_2O / Л.А. Казьмин // Физико-химия эндогенных процессов / Под ред. Ф.А. Летникова, Ю.В. Комарова. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 190–209.
121. Казьмин Л.А. Расчет химических равновесий поликомпонентных гетерогенных систем, когда число фаз превышает число независимых компонентов в исходных условиях методом минимизации свободной энергии (Программа «Селектор») / Л.А. Казьмин, О.А. Халиуллина, И.К. Карпов // Алгоритмы и программы. – 1975. – № 3. – С. 18–19.
122. Каменский Г.Н. Гидрогеология СССР / Г.Н. Каменский, М.М. Толстихин, Н.И. Толстихин. – М.: Госгеолиздат, 1959. – 366 с.
123. Каменский Г.Н. Принципы гидрогеологического районирования СССР / Г.Н. Каменский // Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 3–14.
124. Каменский Г.Н. Современные проблемы гидрогеологии / Г.Н. Каменский, В.А. Прик-

лонский // Вестник АН СССР. – 1957. – № 10. – С. 54–59.

125. Караванов К.П. Бассейны подземных вод горно-складчатых областей Восточной Азии (закономерности развития и строения, проблемы типизации и картирования) / К.П. Караванов. – М.: Наука, 1977. – 144 с.

126. Каракин А.В. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки / А.В. Каракин, Ю.А. Курьянов, Н.И. Павленкова. – М.: Государственный научный центр Российской Федерации. ВНИИгеосистем, 2003. – 222 с.

127. Карпов И.К. Минимизация свободной энергии при расчете гетерогенных равновесий / И.К. Карпов, К.В. Чудненко, В.А. Бычинский, Д.А. Кулик, А.Л. Павлов, Г.А. Третьяков, С.А. Кашик // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 4. – С. 3–21.

128. Карпов И.К. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ / И.К. Карпов, А.И. Киселев, Ф.А. Летников. – М.: Недра, 1976а. – 256 с.

129. Карпов И.К. Оптимальное программирование в физико-химическом моделировании обратимых и необратимых процессов минералообразования в геохимии / И.К. Карпов // Ежегодник-1970, СибГЕОХИ. – Иркутск, 1971. – С. 372–383.

130. Карпов И.К. Разработка теоретических основ физико-химическом моделирования природных процессов минералообразования на ЭВМ / И.К. Карпов // Фундаментальные исследования. Наука о Земле. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 91–94.

131. Карпов И.К. Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями / И.К. Карпов, А.И. Киселев, П.И. Дорогокупец. – Новосибирск: Наука, 1976б. – 131 с.

132. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии / И.К. Карпов. – Новосибирск: Наука, 1981. – 247 с.

133. Карпов И.К. Химическая термодинамика в геохимии и петрологии / И.К. Карпов, А.И. Киселев, Ф.А. Летников. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971. – 385 с.

134. Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966-84 гг.) / Под ред. А.Д. Дучкова. – Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. – 82 с.

135. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Под ред. П.М. Хренова. – Л.: ВСЕГЕИ, 1982.

136. Кирюхин В.А. Гидрогеохимия / В.А. Кирюхин, Коротков А.И., Шварцев С.Л. – М.: Недра, 1993. – 384 с.

137. Кирюхин В.А. Общая гидрогеология: Учебник для вузов / В.А. Кирюхин, А.И. Коротков, А.Н. Павлов. – Л.: Недра, 1988. – 359 с.

138. Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов / В.А. Кирюхин, Н.И. Толстихин. – М.: Недра, 1987. – 382 с.

139. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре / И.Г. Киссин. – М.: Изд-во «ГеоНаука», 2009. – 328 с.

140. Климентов П.П. Общая гидрогеология / Климентов П.П., Богданов Г.Я. – М.: Недра, 1977. – 357 с.
141. Ключевский А.В. Кинематика и динамика толчков в Ангараканской и Амутской сериях землетрясений Байкальского региона / А.В. Ключевский // Физика Земли. – 2005. – № 1. – С. 3–18.
142. Козлов А.Л. Проблемы геохимии природных газов / А.Л. Козлов. – М.–Л.: Гостоптехиздат, 1950. – 167 с.
143. Колдышева Р.Я. Артезианские бассейны Байкальской водонапорной системы: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.00 / Колдышева Раиса Яковлевна. – М., 1969. – 19 с.
144. Коломиец В.Л. Палеообстановки седиментогенеза песчаного массива Верхний куйтун (Баргузинская долина) / В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. – Т. 1. – С. 141–142.
145. Коломиец В.Л. Седиментогенез и палеогеография высокого террасового комплекса Баргузинской впадины / В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – Т. 1. – С. 159–162.
146. Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.01 / Коломиец Владимир Леонидович. – Иркутск, 2010. – 18 с.
147. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) / В.И. Кононов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
148. Конторович А.Э. Нефтегазоносность отложений озера Байкал / А.Э. Конторович, В.А. Каширцев, В.И. Москвин, Л.М. Бурштейн, Т.И. Земская, Е.А. Костырева, Г.В. Калмычков, О.М. Хлыстов // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 12. – С. 1346–1356.
149. Копылова Г.Н. Гидрогеосейсмические эффекты в режиме подземных вод / Г.Н. Копылова // Геофизический мониторинг Камчатки: Материалы научно-технической конференции (г. Петропавловск-Камчатск, 17–18 января 2006 г.). Петропавловск-Камчатск, 2006. – С. 140–148.
150. Копылова Г.Н. О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w = 7.8$ / Г.Н. Копылова, С.В. Болдина // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31. – № 5. – С. 104–114.
151. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности / Д.С. Коржинский. – М.: Наука, 1969. – 110 с.

152. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов / Д.С. Коржинский. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 184 с.
153. Кочетков В.М. Детальный анализ сейсмического поля Прибайкалья / В.М. Кочетков, Н.С. Боровик, Л.Р. Леонтьева, Н.А. Гилева // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири / Под ред. Г.П. Горшкова. – М.: Наука, 1977. – С. 62–73.
154. Кочетков В.М. Сейсмическая активность Байкальской рифтовой зоны / В.М. Кочетков // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука. – 1977. – С. 125–129.
155. Крайнов С.Р. Анализ проблемы происхождения хлоридных подземных вод и рассолов в массивах кристаллических пород методом термодинамического моделирования геохимических процессов в системах гранит-вода / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко // Геохимия, 1997. – № 10. – С. 1035–1057.
156. Крайнов С.Р. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, В.М. Швец. – М.: Наука, 2004. – 677 с.
157. Крайнов С.Р. Моделирование геохимических процессов в системе гранит-вода с летучими аниогенными (Cl, S, C) компонентами в связи с дискуссионными вопросами геохимии термальных подземных вод / С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко // Геохимия. – 1996. – № 3. – С. 228–241.
158. Крайнов С.Р. Обзор термодинамических компьютерных программ, используемых в США при геохимическом изучении подземных вод. Система компьютеризации научных лабораторий США / С.Р. Крайнов // Геохимия. – 1993. – № 5. – С. 685–696.
159. Крылов С.В. О положении границы Мохоровичича в зонах современного рифтогенеза / С.В. Крылов // Основные проблемы рифтогенеза. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 39–45.
160. Крылов С.В. О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах / С.В. Крылов // Геология и геофизика. – 1976. – № 4. – С. 3–17.
161. Крылов С.В. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону / С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин, Г.В. Крупская, Г.В. Петрик, Т.А. Янушевич // Геология и геофизика. – 1970. – № 1. – С. 84–91.
162. Крылов С.В. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S- волнах / С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина. – Новосибирск: Наука, 1993. – 199 с.
163. Крылов С.В. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / С.В. Крылов, М.М. Мандельбаум, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, Г.В. Петрик, В.С. Селезнев – Новосибирск: Наука, 1981. – 105 с.
164. Крылов С.В. О глубинах байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах / С.В. Крылов // Геология и геофизика. – 1980. – № 5. – С. 97–112.

165. Крылов С.В. Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне / С.В. Крылов, С.И. Голенецкий, Г.В. Петрик // Геология и геофизика. – 1974. – № 12. – С. 61–65.

166. Кузьмина Е.А. Исследование некоторых сейсмогидрогеологических особенностей Байкальской рифтовой системы / Е.А. Кузьмина // Современные проблемы геофизики. Девятая Уральская молодежная школа по геофизике (г. Екатеринбург, 24–28 марта 2008 г.). – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – С. 86.

167. Кузьмина Е.А. Результаты анализа состава современных гидротерм центральной части Байкальской рифтовой системы / Е.А. Кузьмина, Ю.Н. Диденков // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2011. – № 2 (39). – С. 159–169.

168. Кузьмина Е.А. Трещиноватость земной коры и термальные источники в зоне миграции сейсмической активности области Амурского роя / Е.А. Кузьмина, А.В. Новопашина // Mongolian geoscientist. Special volume dedicated to 20th biannual conference of the Kherlen international geological expedition, May 2017. Ulaanbaatar, 2017. – V. 45. – P. 32–34.

169. Курлов М.Г. Классификация Сибирских целебных минеральных вод / М.Г. Курлов. – Томск: Физиотерапевтический институт в Томске, 1928. – 73 с.

170. Кустов Ю.И. Термальные воды юга Восточной Сибири (распространение, условия формирования, использование) / Ю.И. Кустов, С.В. Лысак // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 6. – С. 880–895.

171. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины / В.В. Ламакин. – М.: Наука, 1968. – 247 с.

172. Леви К.Г. Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне / К.Г. Леви // Проблемы разломной тектоники. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 142–170.

173. Леви К.Г. Современная геодинамика и гелиогеодинамика: Учебное пособие / К.Г. Леви, С.А. Язев, Н.В. Задонина, Н.Е. Бердникова, В.И. Воронин, А.В. Глызин, Ю.С. Куснер. – Иркутск: ИрГТУ, 2002. – 182 с.

174. Леви К.Г. Современное разломообразование и сейсмичность в Байкальской рифтовой зоне / К.Г. Леви, А.И. Мирошниченко, В.В. Ружич, В.А. Саньков, А.М. Алакшин, П.Г. Кириллов, С. Колман, А.В. Лухнев // Физическая мезомеханика. – 1999. – Т.2. – № 1–2. – С. 171–180.

175. Лепокурова О.Е. Механизмы взаимодействия, состояние равновесия и направленность эволюции системы природные воды - основные и ультраосновные породы (на примере регионов Восточной Сибири) / О.Е. Лепокурова, Н.С. Трифонов, С.В. Борзенко, С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева, Е.В. Зиппа, В.В. Дребот // Геологическая эволюция взаимодействия воды с

горными породами материалы четвертой Всероссийской научной конференции с международным участием (г. Улан-Удэ, п. Горячинск, 17–20 августа 2020 г.). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2020. – С. 33–40.

176. Лепокурова О.Е. Содовые подземные воды юго-востока Западной Сибири: геохимия и условия формирования: дис. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.07 / Лепокурова Олеся Евгеньевна. – Томск: ТПУ, 2018. – 217 с.

177. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования / Ф.А. Летников // Вестник ОГГГГН РАН. – 1999. – № 4 (10).

178. Летников Ф.А. Глубинные флюиды земли [Электронный ресурс] / Ф.А. Летников // 2019. Режим доступа: https://www.rfbr.ru/rffi/ru/books/o_16478#1 /. Заглавие с экрана. (Дата обращения 24.09.2019).

179. Летников Ф.А. О специфике формирования гидротермальных систем в зонах глубинных разломов / Ф.А. Летников, Т.В. Кашеева, А.Ш. Минцис // Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии: Материалы Комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Вып. 4. – Иркутск, 1969. – С. 22–28.

180. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза / Ф.А. Летников // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 12. – С. 1296–1307.

181. Летников Ф.А. О роли азота в процессах формирования гидротерм / Ф.А. Летников // Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1. – М.: Наука, 1968. – С. 351–354.

182. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов / Р.М. Лобацкая. – М.: Недра, 1987. – 128 с.

183. Логачёв Н.А. Байкальская система рифтовых долин / Н.А. Логачёв, Н.А. Флоренсов // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли / Под ред. Н.А. Флоренсова. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 19–29.

184. Логачёв Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны / Н.А. Логачёв // Физическая мезомеханика. – 1999. – Т. 2. – № 1–2. – С. 163–170.

185. Логачёв Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта / Н.А. Логачёв // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 5. – С. 391–406.

186. Логачёв Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа / Н.А. Логачёв // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1958. – № 4. – С. 18–20.

187. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны / И.С. Ломоносов. – Новосибирск: Наука, 1974. – 165 с.

188. Ломоносов И.С. Минеральные воды Прибайкалья / И.С. Ломоносов, Ю.И. Кустов, Е.В. Пиннекер. – Иркутск: Восточно-Сибирское книжное изд-во, 1977а. – 224 с.

189. Ломоносов И.С. Особенности микрокомпонентного состава азотных терм Прибайкалья в связи с вопросами их формирования / И.С. Ломоносов, Н.В. Яснитская, Н.М. Копылова //

Материалы пятого Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск–Тюмень, 1967. – С. 145–146.

190. Ломоносов И.С. Роль водовмещающих пород в формировании фтороносных гидротерм Прибайкалья / И.С. Ломоносов, Л.Б. Полетаева, Г.М. Шпейзер // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Восточной Сибири / Под ред. Г.П. Вологодского. – Иркутск: ИПИ, 1974. – 136 с.

191. Ломоносов И.С. Роль неотектоники в формировании гидротерм Монголо-Байкальского орогенического пояса / И.С. Ломоносов, Б.И. Писарский, С.Д. Хилько // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли / Под ред. Н.А. Флоренсова. – Новосибирск: Наука, 1977б. – С. 164–168.

192. Ломоносов И.С. Современная гидротермальная деятельность и минералообразование в Байкальской рифтовой зоне / И.С. Ломоносов, В.И. Флешлер, Г.А. Юргенсон // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности / Под ред. С.И. Набоко, В.М. Сугрובה. – М.: Наука, 1977в. – С. 56–64.

193. Ломоносов И.С. Термальные воды Ципинской впадины и их минералообразующая деятельность / И.С. Ломоносов // Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР. – 1970. – Вып. 51. – С. 67–73.

194. Ломоносов И.С. Формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны / И.С. Ломоносов // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока / Под ред. И.С. Ломоносова. – М.: Наука, 1971. – С. 76–87.

195. Лунина О.В. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири / О.В. Лунина, А.С. Гладков, П.П. Шерстянкин // Доклады РАН. – 2010. – Т. 433. – № 5. – С. 662–667.

196. Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии / О.В. Лунина // Геодинамика и тектонофизика. – 2016. – Т. 7. – № 3. – С. 407–434. – doi: 10.5800/GT-2016-7-3-0215.

197. Лут Б.Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины оз. Байкал / Б.Ф. Лут. – Новосибирск: Наука, 1978. – 211 с.

198. Лухнёва О.Ф. Количественный анализ сетки активных разломов Прибайкалья / О.Ф. Лухнёва // Геология и геодинамика Евразии: Материалы XVIII Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 1999. – С. 53.

199. Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири / С.В. Лысак. – М.: Наука, 1968. – 119 с.

200. Лысак С.В. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны / С.В. Лысак, Ю.А. Зорин. – М.: Наука, 1976. – 91 с.

201. Лысак С.В. Глубинный тепловой поток и сейсмическая активность Прибайкалья / С.В. Лысак, С.И. Шерман // Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья / Под ред. С.В. Лысак. – Новосибирск: Наука, 1978. – С. 56–68.
202. Лысак С.В. Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири / С.В. Лысак // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 8. – С. 791–803.
203. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтов: дис. ... д-ра геол.-мин. наук: 01.04.12 / Лысак Светлана Васильевна. – Новосибирск: Наука, 1988. – 566 с.
204. Любимова Е.А. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов / Е.А. Любимова, А.Л. Александров, А.Д. Дучков. – М.: Наука, 1973. – 176 с.
205. Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР / Б.Ф. Маврицкий. – М.: Наука, 1971. – 243 с.
206. Мазукабзов А.М. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое / А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, И.П. Падерин // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 615–628.
207. Макаренко Ф.А. Тепловой режим верхней части земной коры на территории Сибири и Дальнего Востока (в связи с оценкой геотермальных ресурсов) / Ф.А. Макаренко, Г.Б. Гавлина, Б.Г. Поляк, Я.Б. Смирнов // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока / Под ред. И. С. Ломоносова. – М.: Наука, 1971. – С. 44–48.
208. Маракушев А.А. Термодинамическая модель флюидного режима Земли / А.А. Маракушев, Л.Л. Перчук // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. – М.: Наука, 1974. – С. 102–130.
209. Маринов Н.А. О гидрогеологическом районировании горно-складчатых стран / Н.А. Маринов // Советская геология. – 1962. – № 2. – С. 80–87.
210. Материалы по подземным водам Восточной Сибири / Под ред. В.Г. Ткачук. – Иркутск: Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1957. – 183 с.
211. Материалы по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири / Под ред. В.Г. Ткачук. – Иркутск: Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1958. – 172 с.
212. Материалы пятого Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск–Тюмень, 1967. – 240 с.
213. Мац В.Д. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины / В.Д. Мац, Г.Ф. Уфимцев, М.М. Мандельбаум. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.
214. Мейсон Б. Основы геохимии / Б. Мейсон. – М.: Недра, 1971. – 312 с.
215. Мельникова В.И. Активизация рифтовых процессов в северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г.) / В.И. Мельникова, Н.А. Радзиминович, Н.А. Гилёва, А.В. Чипизубов, А.А. Добрынина // Физика Земли. – 2007. – № 11. – С. 3–20.

216. Мельникова В.И. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья / В.И. Мельникова, Н.А. Гилёва, Р.А. Курушин, О.К. Масальский, Н.С. Шлаевская // Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. – Обнинск: ГС РАН, 2003. – С. 107–117.

217. Мельникова В.И. Напряженно-деформированное состояние Байкальской рифтовой зоны по данным о механизмах очагов землетрясений: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.10 / Мельникова Валентина Ивановна. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. – 16 с.

218. Мельникова В.И. Пространственно-временные закономерности развития крупных сейсмических активизаций (1999–2007 гг.) в Северном Прибайкалье / В.И. Мельникова, А.И. Середкина, Н.А. Гилева // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 1. – С. 119–134.

219. Мельникова В.И. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001–2006 гг.) / В.И. Мельникова, Н.А. Гилева, Н.А. Радзиминович, О.К. Масальский, В.В. Чечельницкий // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2009. – Т. 36. – № 1. – С. 40–55.

220. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии / Под ред. Н.В. Шебалина. – М.: Недра, 1984. – 312 с.

221. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. 1. Гидрогеология минеральных вод и их народнохозяйственное значение / Под ред. В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихина – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. – 346 с.

222. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. 2. Минеральные источники, скважины, вскрывающие минеральные воды и минеральные озера (каталоги) / Под ред. Н.А. Власова, В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихина. – М.–Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1962. – 200 с.

223. Михайлов М.П. Курорты Сибири и Восточносибирского края, их прошлое и настоящее (значение курортов для края, особенности заболеваемости в крае) / М.П. Михайлов, В.Н. Жинкин. – Иркутск, 1932. – С. 57–59.

224. Мишарина Л.А. Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне / Л.А. Мишарина, Н.В. Солоненко // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука. – 1977. – С. 120–124.

225. Мищенко М. В. Термальные воды меловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирского артезианского бассейна: распространение, использование, прогнозы: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.07 / Мищенко Мария Валериевна. – Томск, 2013. – 159 с.

226. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности / С.И. Набоко. – М.: Наука, 1980. – 199 с.

227. Наумов Г.Б. Справочник термодинамических величин (для геологов) / Г.Б. Наумов, Б.Н. Рыженко, И.Л. Ходаковский. – М.: Атомиздат, 1971. – 240 с.

228. Недра Байкала по сейсмическим данным / Под ред. Н.П. Пузырёва. – Новосибирск: Наука, 1981. – 173 с.
229. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения / А.А. Никонов // Геоэкология. – 1995. – № 4. – С. 16–27.
230. Новопашина А.В. Плотность разломов земной коры и термальные источники в зоне миграции сейсмической активности области Амутского роя землетрясений (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой системы) / А.В. Новопашина, Е.А. Кузьмина // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2017. – Т. 20. – С. 81–90.
231. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
232. Ногина Н.А. Почвы Забайкалья / Н.А. Ногина. – М.: Наука, 1964. – 312 с.
233. Носков Д.А. Геохимические особенности и условия образования Ангаро-Витимского гранитоидного батолита (Восточное Прибайкалье): дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.09 / Носков Денис Анатольевич. – Иркутск: ИГХ СО РАН, 2011. – 205 с.
234. Овчинников А.М. Гидрогеохимия / А.М. Овчинников. – М.: Недра, 1970. – 200 с.
235. Овчинников А.М. Закономерности распространения и формирования углекислых гидротерм / А.М. Овчинников // Проблемы геотермии и практического использования тепла. – Изд-во АН СССР, 1961. – Т. 2. – 33–42.
236. Овчинников А.М. Основные принципы гидрогеологического районирования / А.М. Овчинников // Проблемы гидрогеологии. – М.: Наука. – 1960. – С. 106–109.
237. Озябкин В.Н. Программные имитаторы для моделирования геохимической миграции неорганических загрязнений / В.Н. Озябкин, С.В. Озябкин // Геоэкология. – 1996. – № 1. – С. 104–120.
238. Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна / В.Н. Олюнин. – М.: Наука, 1965. – 123 с.
239. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах / Под ред. Е.В. Пиннекера. – Новосибирск: Наука, 1982а. – 237 с.
240. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия / Под ред. Е.В. Шварцева. – Новосибирск: Наука, 1982б. – 286 с.
241. Очерки по гидрогеологии Сибири. Вып. 6. / Под ред. Е.В. Пиннекера. – Новосибирск: Наука, 1973. – 138 с.
242. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта / Под ред. Н.А. Флоренсова. – Новосибирск: Наука, 1977. – 152 с.
243. Павлов С.Х. Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины / С.Х. Павлов, К.В. Чудненко, В.А. Голубев,

А.И. Оргильянов, П.С. Бадминов, И.Г. Крюкова // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9. – № 1. – С. 1–28. – doi: 10.5800/GT-2018-9-1-0346.

244. Павлов С.Х. Формирование азотных терм: моделирование физико-химических взаимодействий в системе «вода-гранит» / С.Х. Павлов, К.В. Чудненко // Геохимия. – 2013. – № 12. – С. 1090–1104.

245. Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области / Е.В. Павловский. – М.: Изд-во АН СССР, 1948. – 176 с.

246. Перельман А.И. Геохимия / А.И. Перельман. – М.: Высшая школа, 1989. – 598 с.

247. Перельман А.И. Геохимия ландшафта / А.И. Перельман, Н.С. Касимов. – М.: Астрель-2000, 1999. – 764 с.

248. Перельман А.И. Геохимия природных вод / А.И. Перельман. – М.: Наука, 1982. – 154 с.

249. Пиннекер Е.В. Генезис термальных вод Прибайкалья и МНР по изотопным данным / Е.В. Пиннекер // Восьмой Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. – М., 1980. – С. 207–208.

250. Пиннекер Е.В. Гидрогеология Прибайкалья / Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский, И.С. Ломоносов, Р.Я. Колдышева, А.А. Диденко, С.И. Шерман. – М.: Наука, 1968. – 170 с.

251. Пиннекер Е.В. Гидроминеральные ресурсы территории БАМа и перспективы их освоения / Е.В. Пиннекер, М.В. Папшев, Ю.И. Кустов. – Иркутск, 1980. – 52 с.

252. Пиннекер Е.В. Значение изотопных определений при изучении месторождений подземных вод (на примере Восточной Сибири) / Е.В. Пиннекер // Месторождения подземных вод Иркутской области / Под ред. Е.В. Пиннекера и П.И. Трофимука. – Л.: Недра, 1974. – С. 14–31.

253. Пиннекер Е.В. Использование изотопных определений и данных по возрасту подземных вод для оценки темпа водообмена в глубоких горизонтах / Е.В. Пиннекер // Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири / Под ред. И.С. Зекцера. – Новосибирск: Наука, 1976. – С. 81–89.

254. Пиннекер Е.В. Основные итоги изучения подземных вод Сибири и Дальнего Востока за 50 лет Советской власти / Е.В. Пиннекер // Материалы пятого Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск–Тюмень, 1967. – С. 5–18.

255. Пиннекер Е.В. Подземные воды Байкало-Амурской магистрали / Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский. – М.: Наука, 1977. – 86 с.

256. Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии (закономерности распространения и формирования подземных вод) / Е.В. Пиннекер. – М.: Наука, 1977. – 196 с.

257. Пиннекер Е.В. Происхождение подземных вод юга Восточной Сибири (по изотопным данным) / Е.В. Пиннекер // Проблемные вопросы геологии и геофизики Восточной Сибири / Под

ред. Ю.В. Комарова, С.И. Шермана. – Иркутск: Восточно-Сибирский филиал СО АН СССР, 1978. – С. 74–79.

258. Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна / Е.В. Пиннекер. – М.: Наука, 1966. – 332 с.

259. Пиннекер Е.В. Результаты изотопных определений как показатель генезиса минеральных вод Восточной Сибири / Е.В. Пиннекер // Труды ВНИИ гидрогеологии и инженерной геологии. Вып. 41. – 1971. – С. 83–91.

260. Писарский Б.И. Особенности формирования подземных вод Байкальского артезианского бассейна / Б.И. Писарский // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока / Под ред. И. С. Ломоносова. – М.: Недра, 1971. – С. 59–69.

261. Плюснин А.М. Влияние температуры на формирование микрокомпонентного состава гидротерм Баргузинского Прибайкалья / А.М. Плюснин, М.К. Чернявский // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XVIII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, посвященное памяти Евгения Викторовича Пиннекера) / Под ред. Б.И. Писарского. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. – С. 104–107.

262. Плюснин А.М. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны / А.М. Плюснин, Л.В. Замана, С.В. Шварцев, О.Г. Токаренко, М.К. Чернявский // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 5. – С. 647–664.

263. Плюснин А.М. Сульфатные минеральные озера Западного Забайкалья: условия образования, химический состав воды и донных отложений / А.М. Плюснин, З.И. Хажеева, С.С. Санжанова, Е.Г. Перязева, Н.А. Ангахаева // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 8. – С. 1055–1073.

264. Плюснин А.М. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава / А.М. Плюснин, М.К. Чернявский, В.Ф. Посохов // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1063–1072.

265. Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) / Б.Г. Поляк // Российский журнал наук о Земле. – 2000. – Т. 2. – № 2. – С. 114–130.

266. Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика / Б.Г. Поляк // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 19–32.

267. Попов А.М. Магнитотеллурические исследования в Прибайкалье, глубинное строение и механизм рифтогенеза / А.М. Попов, А.И. Киселев, С.В. Лепина // Геология и геофизика. – 1991. – № 4. – С. 106–116.

268. Посохов Е.В. К проблеме терм Тянь-Шаня / Е.В. Посохов // Гидрохимические материалы. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – Т. 25. – С. 189–195.
269. Посохов Е.В. По поводу статьи А.А. Алексеева «Фтор в акратотермах» / Е.В. Посохов // Геохимия. – 1957. – № 4. – С. 346–347.
270. Посохов Е.В. Формирование химического состава подземных вод / Е.В. Посохов. – М.: Гидрометеиздат, 1966. – 259 с.
271. Поспеев А.В. Скоростная структура верхней мантии и региональная глубинная термодинамика Байкальской рифтовой зоны / А.В. Поспеев // Геодинамика и тектонофизика. – 2012. – Т. 3. – № 4. – С. 377–383. – doi: 10.5800/GT-2012-3-4-0080.
272. Поспелов Г.Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов / Г.Л. Поспелов // Физико- и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. – С. 3–16.
273. Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем, I / Г.Л. Поспелов // Геология и геофизика. – 1962а. – № 11. – С. 28–40.
274. Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем, II / Г.Л. Поспелов // Геология и геофизика. – 1962б. – № 12. – С. 41–57.
275. Проблемы гидрогеологии / Под ред. Г.В. Богомолова. – Москва: Изд-во Академии наук СССР, 1962. – 96 с.
276. Псахье С.Г. Изучение влияния водонасыщения и вибраций на режим смещений в зонах разломов / С.Г. Псахье, В.В. Ружич, Е.В. Шилько, С.В. Астафуров, О.П. Смекалин // Физическая мезомеханика. – 2004. – Т. 7. – № 1. – С. 23–30.
277. Пузырёв Н.Н. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе / Н.Н. Пузырёв, М.М. Мандельбаум, С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин, Г.В. Петрик, Г.В. Крупская, А.Ф. Колмаков // Байкальский рифт / Под ред. Н.А. Флоренсова. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 22–34.
278. Пузырёв Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований / Н.Н. Пузырёв. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 301 с.
279. Радзиминович Н.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны / Н.А. Радзиминович, С.О. Балышев, В.А. Голубев // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 11. – С. 1216–1225.
280. Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор / Н.А. Радзиминович // Физика Земли. – 2010. – № 3. – С. 37–51.
281. Рассказов С.В. К вопросу о динамике верхней мантии центральной и северо-восточной Азии: соотношения мигрирующего кайнозойского вулканизма с низкоскоростными

аномалиями / С.В. Рассказов, В.М. Кожевников, Т.Б. Яновская // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всероссийского совещания, посвящённого 90-летию академика Н.А.Шило (г. Магадан, 3–6 июня 2003 г.). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. – С. 24–27.

282. Рассказов С.В. Палинологическая характеристика аллювиальных толщ долины реки Баргузин (республика Бурятия) / С.В. Рассказов, Т.Ф. Трегуб, М.А. Волков // Вестник ВГУ. Серия: геология. – 2019. – № 2. – С. 150–152.

283. Рассказов С.В. Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны / С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, М.В. Усольцева, Н.А. Руднева, Д.Ю. Митькин, А.Ю. Федин // География и природные ресурсы. – 2016. – № 5. – С. 117–127. – doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2016-5(117-127).

284. Рассказов С.В. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, Г.П. Черняева, И.В. Лузина, А.Ф. Руднев, И.Н. Резанов. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. – 193 с.

285. Рассказов С.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы / С.В. Рассказов // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 6. – С. 3–15.

286. Рассказов С.В. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы / С.В. Рассказов, И.С. Чувашова. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. – 384 с.

287. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений / Ю.Л. Ребецкий // Физическая мезомеханика. – 2007. – Т. 10. – № 1. – С. 25–37.

288. Ребиндер П.А. Поверхностные явления в дисперсных системах: физико-химическая механика / П.А. Ребиндер. – М.: Наука, 1979. – 381 с.

289. Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири / Под ред. А.А. Дзюба. – Новосибирск: Наука, 1978. – 166 с.

290. Региональная гидрогеология Сибири и Дальнего Востока. Материалы Комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Вып. 2 / Под ред. Н.И. Толстихина. – Иркутск, 1962. – 238 с.

291. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 3. Бассейн оз. Байкал (Забайкалье) / Под ред. М.Г. Васьковского. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 400 с.

292. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли / А.Е. Рингвуд. – М.: Недра, 1981. – 584 с.

293. Рогожина В.А. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом / В.А. Рогожина, В.М. Кожевников. – Новосибирск: Наука, 1979. – 104 с.

294. Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны / В.В. Ружич. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 144 с.
295. Русинек О.Т. Байкальский ход (научная экскурсия по Байкалу) / О.Т. Русинек, Г.Ф. Уфимцев, В.А. Фиалков / Под ред. А.И. Киселева. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. – 187 с.
296. Рыженко Б.Н. Моделирование на ЭВМ формирования химического состава природных растворов при взаимодействии в системе вода-порода / Б.Н. Рыженко, Г.Л. Мельникова, Ю.В. Шваров // Геохимия. – 1981. – № 4. – С. 481–495.
297. Рыженко Б.Н. Модель «порода–вода» как основа прогноза химического состава природных вод земной коры / Б.Н. Рыженко, С.Р. Крайнов // Геохимия. – 2003. – № 9. – С. 1002–1024.
298. Савченко В.П. К вопросу о геохимии гелия / В.П. Савченко // Природные газы. – 1935. – № 9. – С. 53–109.
299. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области / Л.И. Салоп. – М.: Недра, 1967. Т. 2. – 515 с.
300. Санчаа А.М. Геоэлектрическое строение Тункинской, Баргузинской впадин Байкальской рифтовой зоны с учетом их тектонических особенностей: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.10 / Санчаа Айдиса Михайловна. – Новосибирск, 2008. – 17 с.
301. Саньков В.А. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области / В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, А.В. Лухнев, А.И. Мирошниченко, С.В. Ашурков // Геотектоника. – 2011. – № 5. – С. 52–70.
302. Сауков А.А. Геохимия / А.А. Сауков. – М.: Наука, 1966. – 487 с.
303. Сащенко А.В. Информационный геологический отчет о результатах работ, выполненных за I квартал 2013 г по договору № 61–12 «Изучение литолого-фациального строения отложений, эпигенетических изменений и вещественного состава руд в Баргузинской впадине» / А.В. Сащенко. – М.: Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, 2013. – 56 с.
304. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Под ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1981. – 169 с.
305. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1977. – 302 с.
306. Семинский К.Ж. Результаты комплексных исследований подземной гидросферы западного плеча Байкальского рифта (на примере участка п. Баяндай – м. Крестовский) / К.Ж. Семинский, М.А. Тугарина // Геодинамика и тектонофизика. – 2011. – Т. 2. – № 2. – С. 126–144.

307. Складов Е.В. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / Е.В. Складов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова, А.Г. Миронов, И.Г. Бараш, В.А. Буланов, А.И. Сизых // Под ред. Е.В. Складова. – М: Интернет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
308. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов / Г.А. Соболев, А.Д. Завьялов // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 252. – № 1. – С. 69–71.
309. Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 1 / Под ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. – 203 с.
310. Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 5 / Под ред. К.Г. Леви, Ю.Б. Тржцинского. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – 176 с.
311. Сойфер В.Н. Развитие изотопных методов в гидрогеологии на территории Сибири и Дальнего Востока / В.Н. Сойфер // Материалы пятого Совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск–Тюмень, 1967. – 31 с.
312. Соловьев В.М. Глубинные сейсмические исследования на Байкало-Патомском фрагменте Восточного участка опорного профиля 1-СБ / В.М. Соловьев, А.С. Сальников, В.С. Селезнев, С.А. И.Е. Романенко, Н.А. Галёва // ИНТЕРЭКСПО ГЕО-СИБИРЬ. – 2017. – Т. 2. – № 4. – С. 106–112.
313. Соломин Г.А. Расчеты равновесий на основе констант устойчивости комплексных соединений, методы вычисления коэффициентов активности ионов / Г.А. Соломин // Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / Под ред. С.Р. Крайнова. – М.: Недра, 1988. – С. 86–109.
314. Солоненко А.В. О симметрии поля напряжений в земной коре Байкальского рифта / А.В. Солоненко // ДАН. – 1993. – № 6. – Т. 328. – С. 674–677.
315. Солоненко В.П. Новый гидроминеральный район в Становом нагорье / В.П. Солоненко // Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока / Под ред. И.С. Ломоносова. – М.: Наука, 1967. – С. 153–159.
316. Солоненко В.П. Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / В.П. Солоненко, А.А. Тресков, В.М. Жилкин, Ю.А. Зорин, П.В. Коростин, Р.А. Курушин, О.В. Павлов, К.В. Пшенников, Е.В. Фомина, С.Д. Хилько, В.С. Хромовских, А.П. Шмотов. – М.: Наука, 1968. – 220 с.
317. Солоненко Н.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне / Н.В. Солоненко, А.В. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1987. – 89 с.
318. Справочник гидрогеолога / Под ред. М. Е. Альтовского. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 616 с.
319. Степанов В.М. Введение в структурную гидрогеологию / В.М. Степанов. – М.: Недра, 1989. – 229 с.

320. Степанов В.М. Гидрогеологические структуры Забайкалья / В.М. Степанов. – М.: Недра, 1980. – 176 с.
321. Степанов В.М. О влиянии коры выветривания горных пород на формирование подземных вод / В.М. Степанов // Гидрогеология и инженерная геология месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. – 1973. – С. 19–29.
322. Степанов В.М. Обводненные разломы: учебное пособие / В.М. Степанов. – Иркутск: ИПИ, 1988. – 82 с.
323. Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон / Под ред. Н.А. Логачёва. – М.: Наука, 1978. – 95 с.
324. Ткачук В.Г. Минеральные воды Бурят-Монгольской АССР / В.Г. Ткачук, Н.В. Яснитская, Г.А. Анкудинова. – Иркутск, 1957. – 152 с.
325. Ткачук В.Г. О типах терм Саяно-Байкальской горной страны / В.Г. Ткачук // ДАН СССР. – 1958. – Т. 118. – № 6. – С. 1176–1179.
326. Ткачук В.Г. Подземные воды Бурятской АССР / В.Г. Ткачук, В.М. Степанов, М.А. Волкова // Материалы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Сиб. отд-ния АН СССР, Вып. 2, 1962. – С. 154–163.
327. Токаренко О.Г. Анализ минеральных равновесий термальных вод Байкальской рифтовой зоны с использованием программных пакетов Hydrogeo и PHREEQC / О.Г. Токаренко, А.Н. Никитенков, Е.Ю. Пасечник // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (г. Томск, 23–27 ноября 2015 г.). – Томск: Изд-во ТПУ, 2015. – С. 458–462.
328. Токаренко О.Г. Равновесие азотных термальных вод Байкальской рифтовой зоны с карбонатными минералами водовмещающих пород / О.Г. Токаренко // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней: Материалы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летию Обручева В.А., 130-летию Усова М.А. и 120-летию Урванцева Н.Н. (г. Томск, 24–27 сентября 2013 г.). – Томск: Изд-во ТПУ, 2013. – С. 569–573.
329. Токаренко О.Г. Равновесие щелочных гидротерм Байкальской рифтовой зоны к карбонатным минералам по результатам моделирования / О.Г. Токаренко, Е.В. Зиппа // Роговские чтения: проблемы инженерной геологии, гидрогеологии и геоэкологии урбанизированных территорий: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (г. Томск, 7–9 апреля 2015 г.). – Томск: Изд-во ТГАСУ, 2015. – С. 44–48.
330. Толстихин Н.И. Аршаны Бурят-Монгольской АССР / Н.И. Толстихин // Проблемы Бурят-Монгольской АССР. Труды первой конференции по изучению производительных сил

Бурят-Монгольской АССР. Т. 1. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1935а. – С. 254–275.

331. Толстихин Н.И. Минеральные источники Забайкалья / Н.И. Толстихин // Водные богатства недр страны на службу социалистическому строительству. Сб. 5. – Ленинград–Москва–Новосибирск: ОНТИ, 1934. – С. 23–57.

332. Толстихин Н.И. Подземные воды Бурят-Монгольской АССР / Н.И. Толстихин // Проблемы Бурят-Монгольской АССР. Труды первой конференции по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Т. 1. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1935б. – С. 224–250.

333. Трегуб Т.Ф. Эволюция палинокомплексов отложений аллювиальной формации Байкальской рифтовой зоны в неогене / Т.Ф. Трегуб, М.А. Волков, А.И. Хассан, А.Х. Аднан // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2020. – № 1. – С. 39–50. – doi: 10.17308/geology.2020.1/2512.

334. Трошин Ю.И. Химический состав и условия формирования современных гидротерм центральной части Байкальской рифтовой зоны / Ю.И. Трошин, И.С. Ломоносов // География и природные ресурсы. – 2005. – № 2. – С. 39–46.

335. Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. 4. / Под ред. В.Г. Ткачук. – Иркутск: Иркутское кн. изд-во, 1961. – 164 с.

336. Турутанов Е.Х. Аномалии силы тяжести, глубинная структура и геодинамика Монголо-Сибирского региона / Е.Х. Турутанов. – Иркутск: Изд-во ИРННТУ, 2018. – 180 с.

337. Тюлина Л.Н. Влажный прибайкальский тип поясности растительности / Л.Н. Тюлина. – Новосибирск: Наука, 1976. – 319 с.

338. Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений / В.И. Уломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – Выпуск 1. – М.: ИФЗ РАН. – 1993. – С. 24–44.

339. Ульзетуева И.Д. Гидрохимическая характеристика минеральных источников юго-западного Забайкалья / И.Д. Ульзетуева, В.В. Хахинов // Водные ресурсы. – 2011. – Т. 38. – № 5. – С. 585–592.

340. Уфимцев Г.Ф. Баргузинская впадина, её соотношения с Байкальским рифтом и особенности кайнозойского рифтогенеза на юге Восточной Сибири / Г.Ф. Уфимцев, А.А. Щетников, И.А. Филинов // Отечественная геология. – 2010. – № 1. – С. 32–37.

341. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии / Г.Ф. Уфимцев. – Иркутск: ИГУ, 2002. – 493 с.

342. Уфимцев Г.Ф. О структуре Байкальской рифтовой зоны / Г.Ф. Уфимцев // Геотектоника. – 1987. – № 1. – С. 93–106.

343. Флоренский К.П. О соотношении инертных газов и азота в природных газах / К.П. Флоренский // Геохимия. – 1956. – № 3. – С. 33–42.

344. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н.А. Флоренсов. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. – 250 с.
345. Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1967. – 258 с.
346. Форш Б.Н. К вопросу о химическом составе вод горячих Аршанов и гуджирных озер / Б.Н. Форш // Проблемы Бурят-Монгольской АССР. Труды первой конференции по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Т. 1. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1935а. – С. 291–294.
347. Форш Б.Н. К вопросу о химическом составе воды горячих аршанов и гуджирных озер / Б.Н. Форш // Проблемы Бурят-Монгольской АССР. Труды Первой конференции по изучению производительных сил БМАССР. Т. 1. – М.–Л., 1935б. – С. 291–294.
348. Форш Б.Н. Метаморфизация термальных вод на дневной поверхности на примере Гаргинского аршана / Б.Н. Форш // Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР. Город: Изд-во, 1937. Т. 7. – С. 255–367.
349. Франк-Каменецкий А.Г. К гидрохимии горячих источников Восточно-Сибирского края / А.Г. Франк-Каменецкий // Труды Восточно-Сибирского государственного университета. № 2. – Иркутск, 1934. – С. 9–33.
350. Хаустов В.В. К проблеме состава и происхождения ювенильных вод / В.В. Хаустов, М.А. Мартынова, Ю.Н. Диденков // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2010. – № 2 (37). – С. 99–109.
351. Хельгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах / Г. Хельгесон. – М.: Мир, 1967. – 184 с.
352. Цыганков А.А. Геохронологические свидетельства синхронно-пульсационного внедрения магм при формировании Ангаро-Витимского гранитоидного ареал-плутона / А.А. Цыганков, Д.И. Матуков, Н.Г. Бережная, В.Ф. Посохов, Б.Ц. Цыренов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2004. – Т. 2. – С. 145–148.
353. Черных А.Л. Природные туристические ресурсы Байкальского региона: Учебное пособие / А.Л. Черных, Э.А. Ржепка. – Иркутск: Изд-во БГУЭП, 2015. – 190 с.
354. Чернявский М.К. Геоэкологические и гидрогеохимические особенности Умхэйских термальных источников / М.К. Чернявский, С.Г. Дорошкевич, А.М. Плюснин // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: География. Геоэкология. – 2016. – № 2. – С. 61–64.
355. Чипизубов А.В. Новые данные о палеосейсмодислокациях в зоне Баргузинского

разлома (Байкальская рифтовая система) / А.В. Чипизубов, Р.М. Семёнов, С.Г. Аржанников, О.П. Смекалин // ДАН. – 2000. – Т. 372. – № 3. – С. 393–396.

356. Чудненко К.В. Селектор – Windows – программное средство расчета химических равновесий минимизаций термодинамических потенциалов. Краткая инструкция / К.В. Чудненко, И.К. Карпов. – Иркутск, 2003. – 90 с.

357. Шабынин Л.Л. Генезис и уникальность Алгинских озер (Забайкалье) / Л.Л. Шабынин, Б.И. Писарский, Ю.И. Сизых, А.И. Оргильянов // География и природные ресурсы. – 2002. – № 1. – С. 116–121.

358. Шарапов В.Н. Динамика фазовых границ в магматогенном флюиде при формировании золото-серебряных месторождений южной Камчатки / В.Н. Шарапов, А.С. Лапухов, Б.В. Гузман, В.К. Черепанова // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 9. – С. 1095–1115.

359. Шваров Ю.В. Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов / Ю.В. Шваров // Геохимия. – 1999. – № 6. – С. 646–652.

360. Шваров Ю.В. Расчет равновесного состояния в многокомпонентной гетерогенной системе / Ю.В. Шваров // ДАН СССР. – 1976. – Т. 229. – № 5. – С. 1224–1226.

361. Шварцев С.Л. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т. 2. Система вода-порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев, Б.Н. Рыженко, В.А. Алексеев, Е.М. Дутова, И.А. Кондратьева, Ю.Г. Копылова, О.Е. Лепокурова. – Новосибирск: Изд-во Сиб. отд-ния, 2007. – 389 с.

362. Шварцев С.Л. Геохимия фтора в азотных термальных водах Забайкалья и провинции Цзянси (Китай) / С.Л. Шварцев, О.Г. Токаренко, Е.В. Зиппа, Чж. Сунь // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (г. Томск, 23–27 ноября 2015 г.). – Томск: Изд-во ТПУ, 2015а. – С. 478–482.

363. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев. – М.: Недра, 1978. – 287 с.

364. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев. – М.: Недра, 1998. – 367 с.

365. Шварцев С.Л. О некоторых вопросах эволюции объема и состава подземных инфильтрационных вод в алюмосиликатных породах / С.Л. Шварцев // Геохимия. – 1975. – № 6. – С. 905–916.

366. Шварцев С.Л. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия / С.Л. Шварцев, Е.В. Пиннекер, А.И. Перельман. – Новосибирск: Наука, 1982. – 287 с.

367. Шварцев С.Л. Равновесие азотных терм Байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования / С.Л. Шварцев, Л.В. Замана, А.М. Плюснин, О.Г. Токаренко // Геохимия. – 2015б. – № 8. – С. 720–733.

368. Шевко Е.П. Физико-химическая модель формирования активных газогидротерм Камчатки и Курильских островов: дис. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.09 / Шевко Елизавета Павловна. – Томск: ТПУ, 2018. – 209 с.

369. Шерман С.И. Вариации плотности сейсмоактивных разломов Байкальской рифтовой системы в реальном времени и сильные землетрясения / С.И. Шерман, О.Г. Злогодухова, В.М. Демьянович // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы Всероссийского совещания с международным участием, (г. Иркутск, 18–24 сент., 2007). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007а. – Т. 2. – С. 204–209.

370. Шерман С.И. Плотность разломов, ее влияние на сейсмический процесс и флюидную проницаемость литосферы / С.И. Шерман, О.Г. Злогодухова, В.М. Демьянович // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2007б. – Т. 31. – № 5. – С. 67–76.

371. Шерман С.И. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков, А.Н. Адамович, Р.М. Лобацкая, С.В. Лысак, К.Г. Леви. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. – 228 с.

372. Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция / С.И. Шерман. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. – 359 с.

373. Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблема среднесрочного прогноза землетрясений / С.И. Шерман // Геофизический журнал. – 2005. – Т. 2. – № 1. – С. 20–38.

374. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры / С.И. Шерман. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.

375. Шпейзер Г.М. Окислительно-восстановительное состояние минеральных вод Забайкалья, Прибайкалья и Монгольской Народной Республики / Г.М. Шпейзер // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья (Монгольская Народная Республика). Труды Советско-Монгольской комплексной Хубсугульской экспедиции. № 5. – Иркутск–Улан-Батор, 1977. – С. 102–115.

376. Шпейзер Г.М. Фтор в некоторых питьевых и минеральных водах Забайкалья и Прибайкалья / Г.М. Шпейзер, Г.Р. Филиппова, Н.А. Власов, И.С. Ломоносов, Л.А. Чарчиди, Н.В. Бехтерева, А.Я. Гольдапель, Л.Б. Полетаева, Н.В. Демина // Вопросы медицинской географии и курортологии: Материалы II Забайкальской научной конференции по медицинской географии и курортологии. Вып. 2. – Чита, 1969. – С. 42–45.

377. Эпов М.И. Геоэлектрическая модель Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны / М.И. Эпов, Н.Н. Неведрова, А.М. Санчаа // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 7. – С. 811–829.

378. Яновская Т.Б. Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Рэлея и Лява / Т.Б. Яновская, В.М. Кожевников // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 5. – С. 622–629.
379. Ярмолюк В.В. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, В.Г. Иванов // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 41–67.
380. Ярмолюк В.В. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса / В.В. Ярмолюк, М.И. Кузьмин, А.А. Воронцов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 12. – С. 1831–1850.
381. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский рифтогенез и проблемы батолитообразования в Центральной Азии / В.В. Ярмолюк // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – Т. 2. – С. 158–159.
382. Ярмолюк В.В. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала / В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, В.М. Саватенков, В.П. Ковач, И.К. Козаков, А.Б. Котов, В.И. Лебедев, Г. Ээнжин // Петрология. – 2016. – Т. 24. – № 5. – С. 468–498.
383. Ясько В.Г. Гидрогеологическое районирование Забайкалья / В.Г. Ясько // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Восточной Сибири. – Иркутск, 1974. – С. 43–52.
384. Ясько В.Г. Подземные воды межгорных впадин Забайкалья / В.Г. Ясько. – Новосибирск: Наука, 1982. – 168 с.
385. Acosta M. Dynamic weakening during earthquakes controlled by fluid thermodynamics / M. Acosta, F.X. Passelègue, A. Schubnel, M. Violay // Nature Communications. – 2018. – V. 9. – No. 1. – P. 3074. – doi: 10.1038/s41467-018-05603-9.
386. Becken M. Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault / M. Becken, O. Ritter, P.A. Bedrosian, U. Weckmann // Nature. – 2011. – V. 480. – P. 87–90. – doi: 10.1038/nature10609.
387. Berman R.G. Heat capacity of minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$: representation, estimation, and high temperature extrapolation / R.G. Berman, T.H. Brown // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1985. – V. 89. – No. 2–3. – P. 168–183. – doi: 10.1007/BF00379451.
388. Crane K. Heat flow and hydrothermal vents in Lake Baikal, USSR / K. Crane, B. Hecker, V. Golubev // EOS, Transactions American Geophysical Union. – 1991a. – V. 72. – No. 52. – P. 585–589. – doi: 10.1029/90EO00409.

389. Crane K. Hydrothermal vents in Lake Baikal / K. Crane, B. Hecker, V. Golubev // *Nature*. – 1991b. – V. 350. – No. 6316. – P. 281–281. – doi: 10.1038/350281a0.
390. Das Sh. On the tectonic of Asia / Sh. Das, J.R. Filson // *Earth and Planetary Science Letters* – 1975. – V. 28. – No. 2 – P. 241–253. – doi: 10.1016/0012-821X(75)90234-4.
391. Déverchère J. Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift / J. Déverchère, F. Houdry, M. Diament, N. Solonenko, A. Solonenko // *Geophysical Research Letters* – 1991. – V. 18. – No. 6. – P. 1099–1102. – doi: 10.1029/91GL00851.
392. Didenkov Y.N. Structural-hydrogeological analysis and physicochemical modeling for the processes of the Baikal Rift System natural water formation / Y.N. Didenkov, E.A. Kuzmina, Z.V. Chernyshova, S.V. Veshcheva // *The XVIII Kerulien International Conference on Geology (KICG 2013). Geological Engineering and Mining Exploration in Central Asia (Shijiazhuang, China, 20–23 September 2013)*. – Shijiazhuang, China, 2013. – P. 477–481.
393. Fournier R.O. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells / R.O. Fournier, J.J. Rowe // *American Journal of Science*. – 1966. – V. 264. – No. 9. – P. 685–697. – doi: 10.2475/ajs.264.9.685.
394. Gao S. Assymetric upward of the astenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia / S. Gao, P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, Y.A. Zorin, N.A. Logatchev, M. Kogan, P.D. Burkholder, R.P. Meyer // *Journal of Geophysical Research*. – 1994a. – V. 99. – No. B8. – P. 15319–15330.
395. Gao S. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone / S. Gao, P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, Yu.A. Zorin, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhavnikov, R.P. Meyer // *Nature*. – 1994b. – No. 371. – P. 149–151. – doi: 10.1038/371149a0.
396. Garrels R.M. *Mineral Equilibrium. At low temperature and pressure* / R.M. Garrels. – New York: Harper, 1960. – 306 p.
397. Garrels R.M. *Solutions, minerals and equilibria* / R.M. Garrels, C.L. Christ // Evanston: Harpenter and Row, 1965. – 450 p.
398. Golubev V.A. Conductive and convective heat flow in the bottom of Lake Baikal and in the surrounding mountains / V.A. Golubev // *Bulletin du Centre de recherches Elf exploration production*. – 2000. – V. 22. – No. 2. – P. 323 – 340.
399. Gupta H. *Geothermal energy: an alternative resource for the 21st century* / H. Gupta, S. Roy. – Amsterdam: Elsevier, 2007. – 279 p.
400. Hassan A. First study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in Barguzin Valley, Baikal Rift Zone / A. Hassan, M. Usoltseva, S. Rasskazov, I. Chuvashova, L. Titova // *Quaternary International*. – 2019. – V. 524. – P. 24–30. – doi: 10.1016/j.quaint.2019.03.024.
401. He J. Poroelastic triggering in the 9–22 January 2008 Nima-Gaize (Tibet) earthquake

sequence / J. He, G. Peltzer // *Geology*. – 2010. – V. 38. – No. 10. – P. 907–910. – doi: 10.1130/g31104.1.

402. Heinicke J. Hydrothermal alteration as a trigger mechanism for earthquake swarms: the Vogtland/NW Bohemia region as a case study / J. Heinicke, T. Fisher, R. Gaupp, J. Götze, U. Hoch, H. Konietzky, K.-P. Stanel // *Geophysical Journal International*. – 2009. – V. 178. – No. 1. – P. 1–13. – doi: 10.1111/j.1365-246x.2009.04138.x.

403. Helgeson H.C. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. 1. Thermodynamic relations / H.C. Helgeson // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1968. – V. 32. – No. 8. – P. 853–877. – doi: 10.1016/0016-7037(68)90100-2.

404. Holland T.J.B. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest / T.J.B. Holland, R. Powell // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1998. – V. 16. – No. 3. – P. 309–344. – doi: 10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x.

405. Ingebritsen S.E. Crustal permeability / S.E. Ingebritsen, T. Gleeson // *Hydrogeology Journal*. – 2017. – V. 25. – No. 8. – P. 2221–2224. – doi: 10.1007/s10040-017-1663-4.

406. Ingebritsen S.E. Hydrothermal response to a volcano-tectonic earthquake swarm, Lassen, California / S.E. Ingebritsen, D.R. Shelly, P.A. Hsieh, L.E. Clor, P.H. Seward, W.C. Evans // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – V. 42. – No. 21. – P. 9223–9230. – doi: 10.1002/2015GL065826.

407. International Seismological Centre. ISC-GEM Earthquake Catalogue. – 2020. – doi: 10.31905/d808b825.

408. Johnson J.W. SUPCRT92: a software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of mineral, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 °C / J.W. Johnson, E.H. Oelkers, H.C. Helgeson // *Computers and Geosciences*. – 1992. – V. 18. – P. 899–947. – doi: 10.1016/0098-3004(92)90029-Q.

409. Jónsson S. Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake, estimated from satellite radar and GPS measurements / S. Jónsson, H. Zebker, P. Segall, F. Amelung // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2002. – V. 92. – No. 4. – P. 1377–1389. – doi: 10.1785/0120000922.

410. Kariche J. The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: Stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region / J. Kariche, Y. Timoulali, M. Meghraoui, E. Cetin // *Geophysical Journal International*. – 2018. – V. 212. – No. 1. – P. 42–53. – doi: 10.1093/gji/ggx385.

411. Khudoley A.K. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia / A.K. Khudoley, R.H. Rainbird, R.A. Stern, A.P. Kropachev, L.M. Heaman, A.M. Zanin, V.N. Podkovyrov, V.N. Belova, V.I. Sukhorukov // *Precambrian Research*. – 2001. – V. 111. – No. 1–4. – P. 129–163. – doi: 10.1016/S0301-9268(01)00159-0.

412. Kong X. Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults / X. Kong, P. Bird // *The tectonic Evolution of Asia*. – Cambridge: Cambridge University Press, 1994. – P. 19–34.
413. Kuz'mina E.A. Groundwater outflows and fault density spatial relation in the Baikal rift system (Russia) / E.A. Kuz'mina, A.V. Novopashina // *Italian Journal of Groundwater (Acque Sotterranee)*. – 2018. – V. 7. – No. 1. – AS24-317. – P. 19–27. – doi: 10.7343/as-2018-317.
414. Kuz'mina E.A. Physico-chemical model as a tool to explain the composition of thermal waters in tectonically active regions / E.A. Kuz'mina, S.V. Veshcheva, O.V. Zarubina, N.V. Brianskii // *Italian Journal of Groundwater (Acque Sotterranee)*. – 2015. – V. 4. – No. 2. – AS13061. – P. 7–17. – doi: 10.7343/as-109-15-0136.
415. Logatchev N.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift / N.A. Logatchev, Y.A. Zorin // *Tectonophysics*. – 1987. – V. 143. – No. 1–3. – P. 225–234. – doi: 10.1016/0040-1951(87)90092-8.
416. Molnar P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision / P. Molnar, P. Tapponnier // *Science*. – 1975. – V. 189. – No. 4201. – P. 419–426. – doi: 10.1126/science.189.4201.419.
417. Novopashina A.V. Influence of crustal fracturing on the thermal springs and earthquake swarms distribution in the north-east part of the Baikal rift system (Russia) / A.V. Novopashina, E.A. Kuz'mina // *Italian Journal of Groundwater (Acque Sotterranee)*. – 2019. – V. 8. – No. 2. – AS29–360. – P. 23–36. – doi: 10.7343/as-2019-360.
418. Novopashina A.V., Likhneva O.F. Methodical approach to isolation of seismic activity migration episodes of the northeastern Baikal rift system (Russia) / A.V. Novopashina, O.F. Likhneva // *Episodes*. – 2020. – V. 43. – No. 4. – P. 947–959. – doi: 10.18814/epiugs/2020/020058.
419. Novopashina A.V., Likhneva O.F. The propagation velocity of seismic activity migrating along the directions of the geodynamic forces prevailing in the northeastern Baikal rift system, Russia / A.V. Novopashina, O.F. Likhneva // *Annals of geophysics*. – 2021. – V. 64. – No. 4. – SE436. – doi: org/10.4401/ag-8654.
420. Parotidis M. Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland, NW-Bohemia, central Europe / M. Parotidis, E. Rothert, S.A. Shapiro // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – V. 30. – No. 20. – 2075. – doi: 10.1029/2003GL018110.
421. Pedretti D. Scale dependence of the hydraulic properties of a fractured aquifer estimated using transfer functions / D. Pedretti, A. Russian, X. Sanchez-Vila, M. Dentz // *Water resources research*. – 2016. – V. 52. – No. 7. – P. 5008–5024. – doi: 10.1002/2016WR018660.
422. Petit C. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis / C. Petit, J. Déverchère // *Geochemistry Geochemistry Geosystems*. – 2006. – V. 7. – No. 11. – Q11016. – doi: 10.1029/2006GC001265.

423. Pokrovskii V.A. Thermodynamic properties of aqueous species and the solubilities of minerals at high pressures and temperatures: the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ / V.A. Pokrovskii, H.C. Helgeson // *American Journal of Science*. – 1995. – V. 295. – No. 10. – P. 1255–1342. – doi: 10.2475/ajs.295.10.1255.

424. Radziminovich N.A. Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations / N.A. Radziminovich, N.A. Gileva, V.I. Melnikova, M.G. Ochkovskaya // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2013. – V. 62. – P. 146–161. – doi: 10.1016/j.jseaes.2012.10.029.

425. Reid R. The properties of gases and liquids / R. Reid, J. Prausnitz, T. Sherwood. – New York: McGrawHill Book Company, 1977. – 592 p.

426. Saar M.O. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon / M.O. Saar, M. Manga // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 214. – P. 605–618. – doi: 10.1016/S0012-821X(03)00418-7.

427. Shimazu Y. Thermodynamical aspects of formation processes of the terrestrial planets and meteorites / Y. Shimazu // *Icarus*, 1967a. – V. 6. – № 1–3. – P. 143–174. – doi: 10.1016/00191035(67)90015-2.

428. Shimazu Y. Thermodynamics of the Upper Mantle / Y. Shimazu // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1967b. – V. 14. – № 1–4. – P. 429–431. – doi: 10.1111/j.1365-246x.1967.tb06258.x.

429. Shock E.L. Inorganic species in geologic fluids: Correlation among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes / E.L. Shock, D.C. Sassani, M. Willis, D.A. Sverjensky // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – V. 61. – No. 5. – P. 907–950. – doi: 10.1016/S0016-7037(96)00339-0.

430. Shock E.L. Metal-organic complexes in geochemical processes: Calculation of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous acetate complexes at high pressure and temperatures / E.L. Shock, C.M. Koretsky // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – V. 57. – P. 4899–4922. – doi: 10.1016/0016-7037(93)90128-J.

431. Shvartsev S.L. Geochemistry of the thermal waters in Jiangxi Province, China / S.L. Shvartsev, Z. Sun, S.V. Borzenko, B. Gao, O.G. Tokarenko, E.V. Zippa // *Applied Geochemistry*. – 2018. – V. 96. – P. 113–130. – doi: 10.1016/j.apgeochem.2018.06.010.

432. Sverjensky D.A. Prediction of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000 °C and 5 kb / D.A. Sverjensky, E.L. Shock, H.C. Helgeson // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – V. 61. – No. 7. – P. 1359–1412. – doi: 10.1016/S0016-7037(97)00009-4.

433. Tagirov B.R. An experimental study of hydrochloric acid ionization at 400–500 °C and 500–2500 bars: Thermodynamic properties of HCl (aq) at temperatures of 25–700 °C and pressures to 4 kbars / B.R. Tagirov, A.V. Zotov // *Water–rock interaction: proceedings of the 8th International*

Symposium on Water-Rock Interaction, WRI-8 (Vladivostok, Russia, 15–19 August 1995). – Rotterdam: Balkema, 1995. – P. 837–840.

434. Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table / S.R. Taylor // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1964. – V. 28. – No. 8. – P. 1273–1285. – doi: 10.1016/0016-7037(64)90129-2.

435. Tung S. Delayed poroelastic triggering of the 2016 October Visso earthquake by the August Amatrice earthquake, Italy / S. Tung, T. Masterlark // *Geophysical Research Letters*. – 2018. – V. 45. – No. 5. – P. 2221–2229. – doi: 10.1002/2017gl076453.

436. Tung S. Transient poroelastic stress coupling between the 2015 M7.8 Gorkha, Nepal earthquake and its M7.3 aftershock / S. Tung, T. Masterlark, T. Dovovan // *Tectonophysics*. – 2018. – V. 733. – P. 119–131. – doi: 10.1016/j.tecto.2018.02.003.

437. Turekian K.K. Distribution of the Elements in some major units of the Earth's crust / K.K. Turekian, K.H. Wedepohl // *Geological Society of America Bulletin*. – 1961. – V. 72. – No. 2. – P. 175–192. – doi: 10.1130/0016-7606(1961)72[175:DOTEIS]2.0.CO;2.

438. White D.E. Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat Springs, Nevada / D.E. White // *American Journal of Science*. – 1967. – V. 265. – No. 8. – P. 641–684. – doi: 10.2475/ajs.265.8.641.

439. Wolery T.J. Qualification of thermodynamic data for geochemical modeling of mineral-water interactions in dilute systems / T.J. Wolery // ANL-WIS-GS-000003 REV 01, Sandia National Laboratories, Las Vegas, Nevada, 2007 [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.nrc.gov/docs/ML0907/ML090770163.pdf> /. Заглавие с экрана. (Дата обращения 24.09.2019).

440. Yanovskaya T.B. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data / T.B. Yanovskaya, V.M. Kozhevnikov // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2003. – V. 138. – P. 263–278. – doi: 10.1016/S0031-9201(03)00154-7.

441. Yokokawa H. Thermodynamic Database MALT for Windows with gem and CJ3D / H. Yokokawa, S. Yamauchi, T. Matsumoto // *CALPHAD*. – 2002. – V. 26. – № 2. – P. 155–166.

442. Zorin Y.A. Geothermal aspects of development of asthenospheric upwellings beneath continental rift zones / Y.A. Zorin, S.V. Lepina // *Journal of Geodynamics*. – 1985. – V. 3. – No. 1–2. – P. 1–22. – doi: 10.1016/0264-3707(85)90019-5.

443. Zorin Y.A. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure / Y.A. Zorin, E.K. Turutanov, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhevnikov, T.B. Yanovskaya, A.V. Treussov // *Tectonophysics*. – 2003. – V. 371. – No. 1–4. – P. 153–173. – doi: 10.1016/S0040-1951(03)00214-2.

Фондовая литература

1. Дунаева Л.И. Режим подземных вод и экзогенных геологических процессов на Бурятском участке трассы БАМ. Отчет Комплексной партии (Режимный участок) по изучению режима подземных вод и ЭГП в зоне БАМ за 1983-87 гг. / Л.И. Дунаева, В.Д. Казанцев, Е.Р. Черепанова, С. Попова. – Улан-Удэ, 1987. – Т. 1. – 217 с.

2. Замана Л.В. Гидрогеологические условия бассейна среднего течения р. Баргузин. Итоговый отчет Курумканской ГГСП за 1969–1971 гг. Лист №49–XV. / Л.В. Замана, В.Н. Степаненко, Ю.М. Трубин. – Улан-Удэ, 1973. – Т. 1. – 243 с.

3. Замана Л.В. Отчет Баргузинской партии по гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 за 1964–65 гг. Лист №49–XX / Л.В. Замана, Р.Е. Антропова, В.Н. Степаненко. – Улан-Удэ, 1966. – Т. 1. – 233 с.

4. Лысак С.В. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов. Отчет. / С.В. Лысак, Ю.А. Зорин, С.И. Шерман, И.С. Ломоносов, М.М. Ивашков, В.А. Голубев, В.Ю. Левицкий, Р.П. Дорофеева // Т. 2. Каталог термальных источников и скважин, вскрывающих термальные воды территории Байкальской рифтовой зоны и сопредельных районов. – Иркутск, 1972. – 643 с.

5. Мельничук Н.Л. Мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геологические условия Кичерской и Верхне-Ангарской впадин (Бурятский участок трассы БАМ). Итоги комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки (в пределах листов №О–49–XXXII–XXXVI, №49–II–IV). Отчет Кичерской ГГСП за 1976-79 гг. / Н.Л. Мельничук, В.П. Новиков, Ю.И. Карпенко, В.В. Хороших, Е.В. Марковский, Т.И. Хороших, Л.Г. Марковская, И.Н. Резанов, А.Л. Азанов. – Улан-Удэ, 1980. – Т. 1. – 355 с.

6. Тугаринов Г.И. Инженерно-геологические и гидрогеолого-мелиоративные условия Баргузинской впадины. Итоги комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштабов 1:200 000 и 1:50 000 для целей мелиорации (в пределах листов №49–XV, №49–XX и XXI). Отчет Баргузинской ГГСП за 1977–80 гг. / Г.И. Тугаринов, Т.Н. Витковская, В.А. Иванов, Л.Б. Аюшеева, Г.А. Макарецва. – Улан-Удэ, 1980. – Т. 1. – 181 с.

Список опубликованных работ

1. Кузьмина Е.А. Геодинамический режим, плотность разломов и локализация современных гидротерм Прибайкалья / Е.А. Кузьмина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 19–24 апреля 2011 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. – С. 30.

2. Кузьмина Е.А. Гидротермы Баргузинской впадины и ее окружения как показатель современной геодинамической активности / Е.А. Кузьмина // Современная геодинамика

Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. – Т. 1. – С. 45–47.

3. Кузьмина Е.А. Закономерности формирования состава современных гидротерм в геодинамических условиях Баргузинской впадины / Е.А. Кузьмина, А.В. Новопашина, О.Ф. Лухнева // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 18. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. – С. 200–201.

4. Кузьмина Е.А. Исследование некоторых сейсмогидрогеологических особенностей Байкальской рифтовой системы / Е.А. Кузьмина // Современные проблемы геофизики. Девятая Уральская молодежная школа по геофизике (г. Екатеринбург, 24–28 марта 2008 г.). – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – С. 86.

5. Кузьмина Е.А. Исследование процессов формирования термальных вод в рифтовых геодинамических условиях (Баргузинская впадина Байкальской рифтовой зоны) / Е.А. Кузьмина // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. – С. 169–171.

6. Кузьмина Е.А. К выявлению парагенетических связей роев землетрясений и геотермальных выходов / Е.А. Кузьмина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 24–29 апреля 2007 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – С. 39–40.

7. Кузьмина Е.А. Моделирование физико-химических процессов в системе «вода-порода» (на примере Алгинского термального источника Байкальской рифтовой системы и термальной воды скважины Вржидло в Карловых Варах) / Е.А. Кузьмина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 20–25 апреля 2015 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. – С. 102–104.

8. Кузьмина Е.А. О возможном механизме формирования роев землетрясений в Байкальской рифтовой зоне / Е.А. Кузьмина // Тезисы докладов Третьей Сибирской Международной конференции молодых учёных по наукам о Земле (г. Новосибирск, 27–29 ноября 2006 г.). – Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 2006. – С. 136–137.

9. Кузьмина Е.А. Обоснование генезиса микрокомпонентов в подземных водах Баргузинской впадины на основе физико-химического моделирования / Е.А. Кузьмина // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXV Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 23–28 апреля 2013 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. – С. 100–101.

10. Кузьмина Е.А. Особенности формирования сульфатно-натриевых вод в Баргузинской впадине на примере Алгинского термального выхода (по данным физико-химического моделирования) / Е.А. Кузьмина // Математическое моделирование, геоинформационные системы и базы данных в гидрогеологии: Материалы всероссийской научно-практической конференции (г. Москва, 25–27 сентября, 2013) / Под ред. В.Г. Румынина. – М: АНО УКЦ «Изыскатель», 2013. – С. 49.

11. Кузьмина Е.А. Пространственное соотношение сейсмичности с термальными выходами в Прибайкалье / Е.А. Кузьмина, А.В. Новопашина // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры (IV чтения памяти С.Н. Иванова): Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100-летию С.Н. Иванова (г. Екатеринбург, 24–26 мая 2011 г.). – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2011. – С. 143.

12. Кузьмина Е.А. Результаты анализа состава современных гидротерм центральной части Байкальской рифтовой системы / Е.А. Кузьмина, Ю.Н. Диденков // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2011. – № 2 (39). – С. 159–169.

13. Кузьмина Е.А. Реконструкция состава термальных вод в геодинамически активных областях на примере Байкальского рифта и Эгер грабена / Е.А. Кузьмина // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (г. Якутск, 22–28 июня, 2015 г.). – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. – С. 290–293.

14. Кузьмина Е.А. Сопоставительная оценка термальных вод Байкальской рифтовой системы (БРС) и Хангайского сводового поднятия / Е.А. Кузьмина, А.В. Вергун // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: Материалы Всероссийской научно-технической конференции «Геонауки», посвященной 110-летию со дня рождения профессора С.А. Вахромеева и 75-летию со дня рождения профессора Г.С. Вахромеева. Вып. 9. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009. – С. 164–168.

15. Кузьмина Е.А. Трещиноватость земной коры и термальные источники в зоне миграции сейсмической активности области Амутского роя / Е.А. Кузьмина, А.В. Новопашина // Mongolian geoscientist. Special volume dedicated to 20th biannual conference of the Kherlen international geological expedition, May 2017. Ulaanbaatar, 2017. – V. 45. – P. 32–34.

16. Новопашина А.В. Плотность разломов земной коры и термальные источники в зоне миграции сейсмической активности области Амутского роя землетрясений (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой системы) / А.В. Новопашина, Е.А. Кузьмина // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2017. – Т. 20. – С. 81–90.

17. Новопашина А.В. Пространственное соотношение роев землетрясений и выходов подземных вод в Байкальской рифтовой системе / А.В. Новопашина, Е.А. Кузьмина // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика (к 100-летию ИГУ): Тезисы докладов XII Российско-Монгольской Международной конференции. – Иркутск: ИГУ, 2018. – С. 67.

18. Didenkov Y.N. Structural-hydrogeological analysis and physicochemical modeling for the processes of the Baikal Rift System natural water formation / Y.N. Didenkov, E.A. Kuzmina, Z.V. Chernyshova, S.V. Veshcheva // The XVIII Kerulien International Conference on Geology (KICG 2013). Geological Engineering and Mining Exploration in Central Asia (Shijiazhuang, China, 20–23 September 2013). – Shijiazhuang, China, 2013. – P. 477–481.

19. Kuz'mina E.A. A physico-chemical model as a way of reconstruction of deep source thermal waters / E.A. Kuz'mina, Yu.N. Didenkov, S.V. Veshcheva // Flowpath 2014. National Meeting on Hydrogeology (Viterbo, June 18–20, 2014). Abstract volume. Viterbo, Italy: Universita degli Studi della Tuscia, 2014. – P. 104–105.

20. Kuz'mina E.A. Genesis of thermal waters in the Baikal Rift System (based on physical and chemical simulation) / E.A. Kuz'mina, Y.N. Didenkov, S.V. Veshcheva // Geothermal Applications and Specialities in Groundwater Flow and Resources: Proceedings of the IAH Central European Groundwater (Mórahalom, Hungary, May 8–10, 2013). – Szeged, Hungary: University of Szeged, 2013. – P. 28–30.

21. Kuz'mina E.A. Groundwater outflows and fault density spatial relation in the Baikal rift system (Russia) / E.A. Kuz'mina, A.V. Novopashina // Italian Journal of Groundwater (Acque Sotterranee). – 2018. – V. 7. – No. 1. – AS24-317. – P. 19–27. – doi: 10.7343/as-2018-317.

22. Kuz'mina E.A. Physico-chemical model as a tool to explain the composition of thermal waters in tectonically active regions / E.A. Kuz'mina, S.V. Veshcheva, O.V. Zarubina, N.V. Brianskii // Italian Journal of Groundwater (Acque Sotterranee). – 2015. – V. 4. – No. 2. – AS13061. – P. 7–17. – doi: 10.7343/as-109-15-0136.

23. Novopashina A.V. Influence of crustal fracturing on the thermal springs and earthquake swarms distribution in the north-east part of the Baikal rift system (Russia) / A.V. Novopashina, E.A. Kuz'mina // Italian Journal of Groundwater (Acque Sotterranee). – 2019. – V. 8. – No. 2. – AS29– 360. – P. 23–36. – doi: 10.7343/as-2019-360.

24. Kuzmina E.A. List of thermal waters of the northeast of the Baikal rift system (53°–56° N, 109°–114° E) and their main characteristics / E.A. Kuzmina // ESDB repository, GC RAS, Moscow, 2022 [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://doi.org/10.2205/ESDB-RJES-data-824> /. Заглавие с экрана. (Дата обращения 9.12.2022).

ПРИЛОЖЕНИЯ

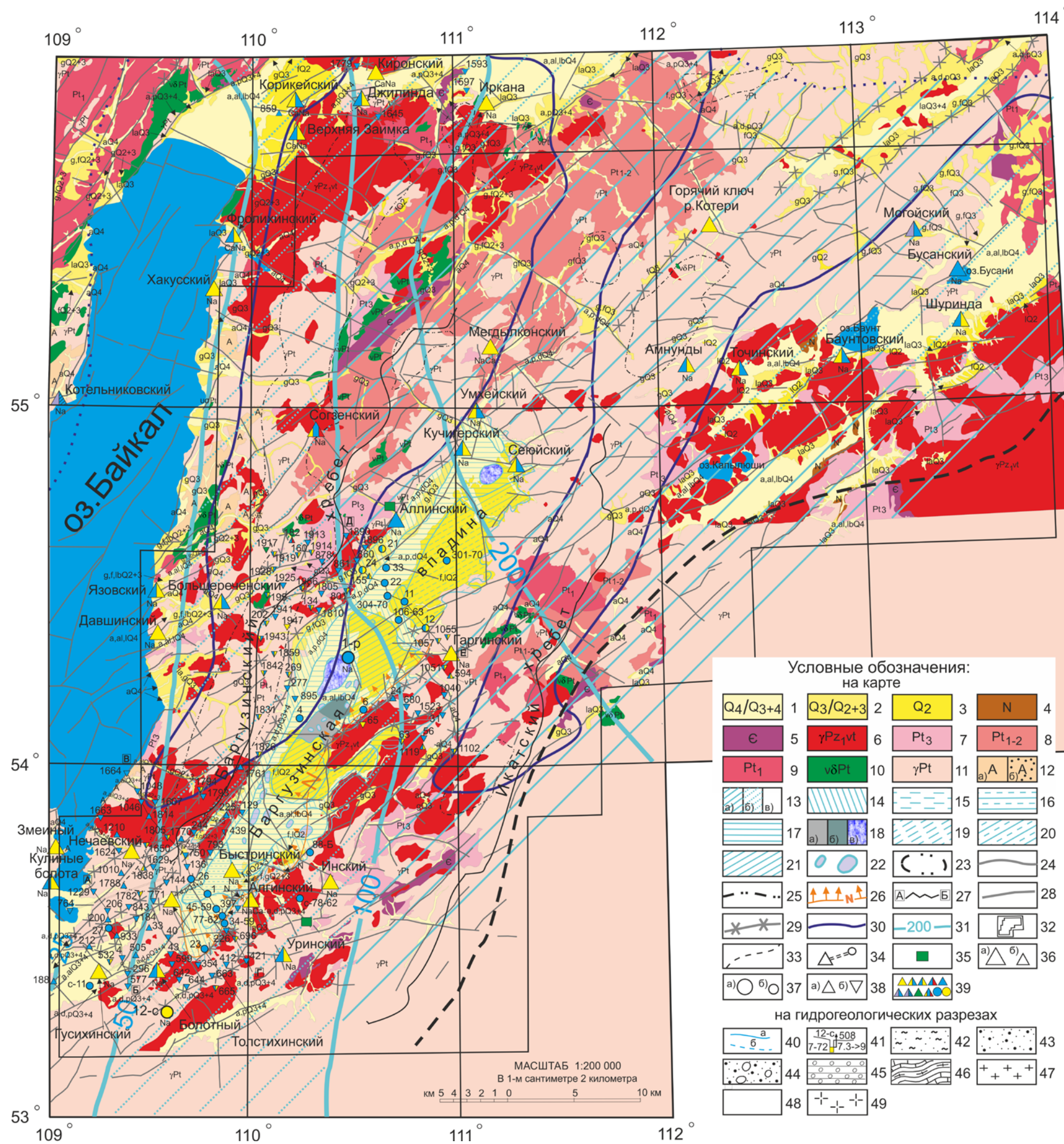
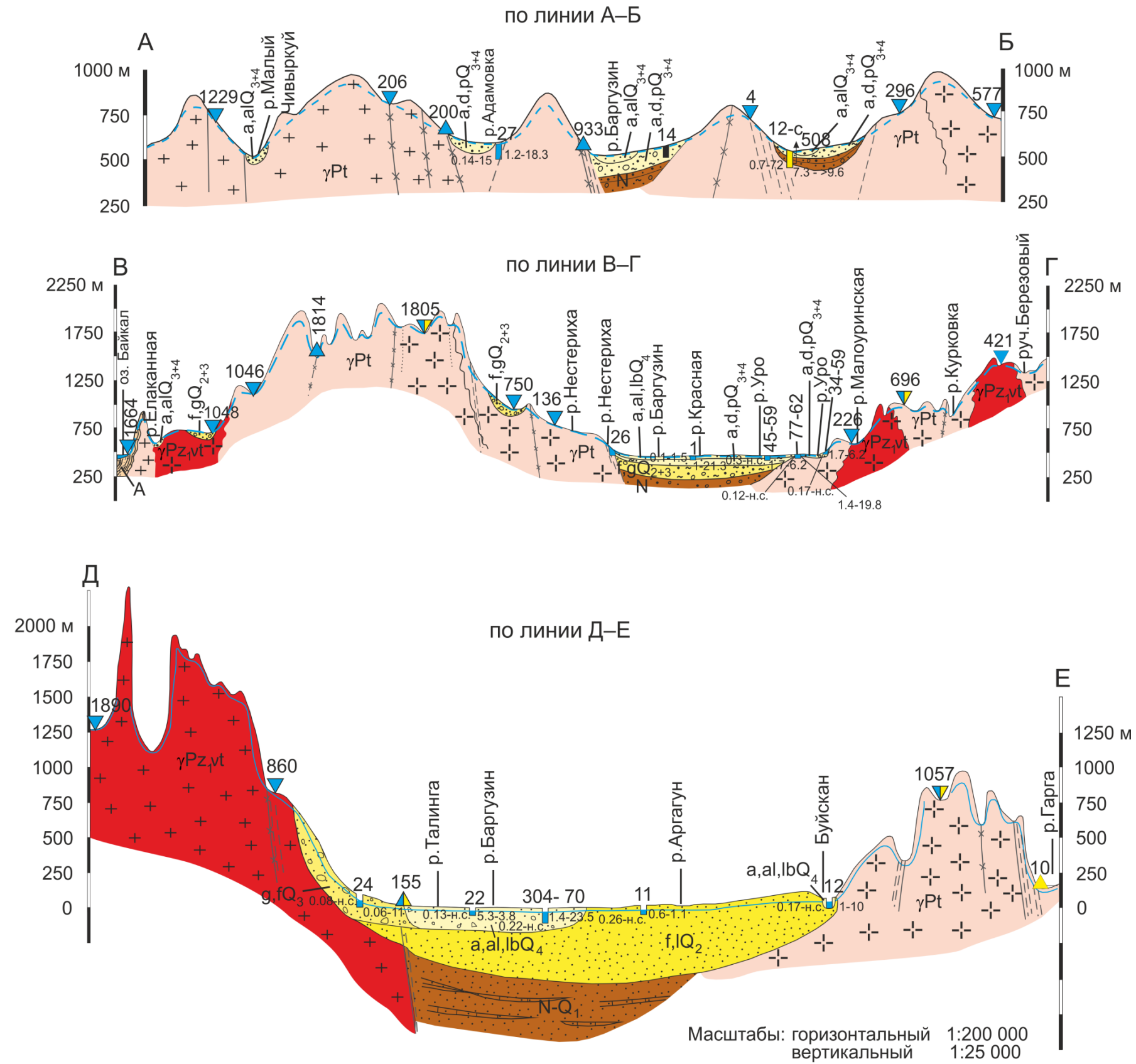


Рис. 1. Гидрогеологическая карта Баргузино-Баунтовской ветви впадин БРС (по материалам [геологических карт М 1:200000, 1958–1977; Замана и др., 1966; Замана и др., 1973; Мельничук и др., 1980] с дополнениями автора).

Примечание. Текст к условным обозначениям на карте и гидрогеологических разрезах смотреть на стр. 185.

Гидрогеологические разрезы



Продолжение рис. 1. Гидрогеологическая карта Баргузино-Баунтовской ветви впадин БРС (по материалам [геологических карт М 1:200000, 1958–1977; Замана и др., 1966; Замана и др., 1973; Мельничук и др., 1980] с дополнениями автора).

Примечание. Условные обозначения к гидрогеологическим разрезам смотреть на стр. 183, а текст к условным обозначениям – на стр. 185.

Рис. 1. Гидрогеологическая карта Баргузино-Баунтовской ветви впадин БРС (по материалам [геологических карт М 1:200000, 1958–1977; Замана и др., 1966; Замана и др., 1973; Мельничук и др., 1980] с дополнениями автора):

Водоносные комплексы и водоносные трещиноватые зоны (первые от поверхности земли): 1 – аллювиальных, аллювиальных, аллювиально-озерных, озерно-болотных; смешанных аллювиальных, пролювиальных, делювиальных (Q_4) / аллювиально-пролювиальных; аллювиальных, делювиальных, пролювиальных; аллювиальных, озерно-аллювиальных отложений (Q_{3+4}), 2 – озерно-аллювиальных; ледниковых, водно-ледниковых (Q_3) / различного генезиса; ледниковых, водно-ледниковых отложений (Q_{2+3}), 3 – водно-ледниковых и озерных отложений (Q_2), 4 – неогеновых отложений (N), 5 – кембрийских отложений (Є), 6 – интрузивных пород витимканского комплекса нижнепалеозойского возраста (γPz_{1ut}), 7 – метаморфических пород котерской и витимканской серий верхнепротерозойского возраста (Pt_3), 8 – метаморфических пород среднего и нижнего протерозоя (Pt_{1+2}), 9 – метаморфических и интрузивных пород нижнепротерозойского возраста (Pt_1), 10 – основных и ультраосновных интрузий протерозоя ($udPt$), 11 – кислых интрузий протерозоя (γPt), 12 – метаморфических пород архея (A): а) некарстующиеся алюмосиликатные породы, б) закарстованные карбонатные породы; 13 – типы распространения многолетнемерзлых пород:

а – сплошного (с мощностью до 200 м в долинах и температурой пород от -4 до -3 °С), б – переходного, от островного до сплошного (с мощностью 50–100 м и температурой пород от -3 до -1 °С), в – островного (с мощностью 25–50 м и температурой пород – от -1 до 0 °С) (по материалам Р.Я. Колдышевой из работы [Гидрогеология СССР..., 1970]); 14 – площади с отсутствием многолетнемерзлых пород [Замана, 1988]; близповерхностная криолитозона [Замана, 1988]: 15 – спорадическая (мощность до 25 м, температура до -0.5 °С), 16 – островная (мощность до 50 м, температура до -1 °С), 17 – таликовая (мощность до 100 м температура до -2 °С), 18 – сплошная мощностью до 100 м (а), до 200 м (б), до 300 м (в), температурой до -2, -3, -5 °С); глубокозалегающая криолитозона [Замана, 1988]: 19 – спорадическая, 20 – островная, 21 – сплошная, 22 – термокарст [Замана, 1988]; 23 – водоносные трещиноватые зоны высокогорных плато и горных хребтов с глубоко расположенными от поверхности земли свободными уровнями подземных вод, с выходами на поверхность земли в виде источников по зонам тектонических нарушений и эрозионными понижениями; 24 – границы распространения первых от поверхности водоносных комплексов и водоносных трещиноватых зон; 25 – границы распространения водоносных трещиноватых зон с глубоко распространенными от поверхности земли свободными уровнями подземных вод; 26 – контур распространения водоносного комплекса неогеновых отложений (залегающий ниже первых от поверхности земли подземных комплексов); 27 – гидрогеологический профиль; 28 – активные разломы, не изученные в гидрогеологическом отношении; 29 – линии разгрузки подземных вод по зонам активных разломов (по материалам [Замана и др., 1966; Замана и др., 1977; Мельничук и др., 1980; Дунаева и др., 1987; Гидрогеология СССР..., 1970]); 30 – границы распространения средне- и верхнечетвертичных ледников по В.Н. Олюнину [Олюнин, 1965]; 31 – изолинии максимальной мощности многолетнемерзлых пород в грациях до 50, 100 и 200 м; 32 – контур Баргузино-Баунтовской ветви впадин для палеток $1 \times 1^\circ$ и $0.37 \times 0.37^\circ$; 33 – контур Байкальской рифтовой системы; 34 – вынос знака водопункта; 35 – пункты опробования даек основного состава [Носков, 2011]; 36 – источник: а) термальный, б) с температурой воды до 20 °С; 37 – скважина: а) с термальной водой, б) с температурой воды до 20 °С; 38 – источник: а) восходящий, б) нисходящий; 39 – анионный состав воды в водопунктах показан цветом: сульфатная, сульфатно-гидрокарбонатная, гидрокарбонатно-сульфатная, гидрокарбонатно-хлоридная, гидрокарбонатная, фторидно-гидрокарбонатная, фторидно-карбонатная, сульфатно-нитратно-гидрокарбонатная, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридная, а катионный состав воды для термальных источников и скважин с термальной водой показан внизу индексом, для всех других водопунктов данные приведены в таблицах (см. прил., табл. 4 и табл. 5). На гидрогеологических разрезах: 40 – уровни подземных вод со свободной поверхностью: а) достоверный, б) предполагаемый (примечание: при слиянии уровня подземных вод с земной поверхностью первый не показан); 41 – скважина: над знаком – номер скважины по каталогу, слева – минерализация воды ($г/дм^3$) и температура воды (°С), справа – дебит ($л/с$) и понижение (м), стрелкой указан напор подземных вод, цифра у стрелки показывает абсолютную отметку уровня воды (м), закраска внутри знака скважины соответствует химическому составу воды (по преобладающим анионам) в опробованном интервале; литологический состав пород: 42 – песчано-глинистые отложения, 43 – песчано-галечные отложения, 44 – валуны, галька, песок, 45 – конглобрекции, 46 – известняки, сланцы, гнейсы; граниты: 47 – мелкозернистые, 48 – неравномернозернистые, 49 – крупно-порфировидные и порфировидные.

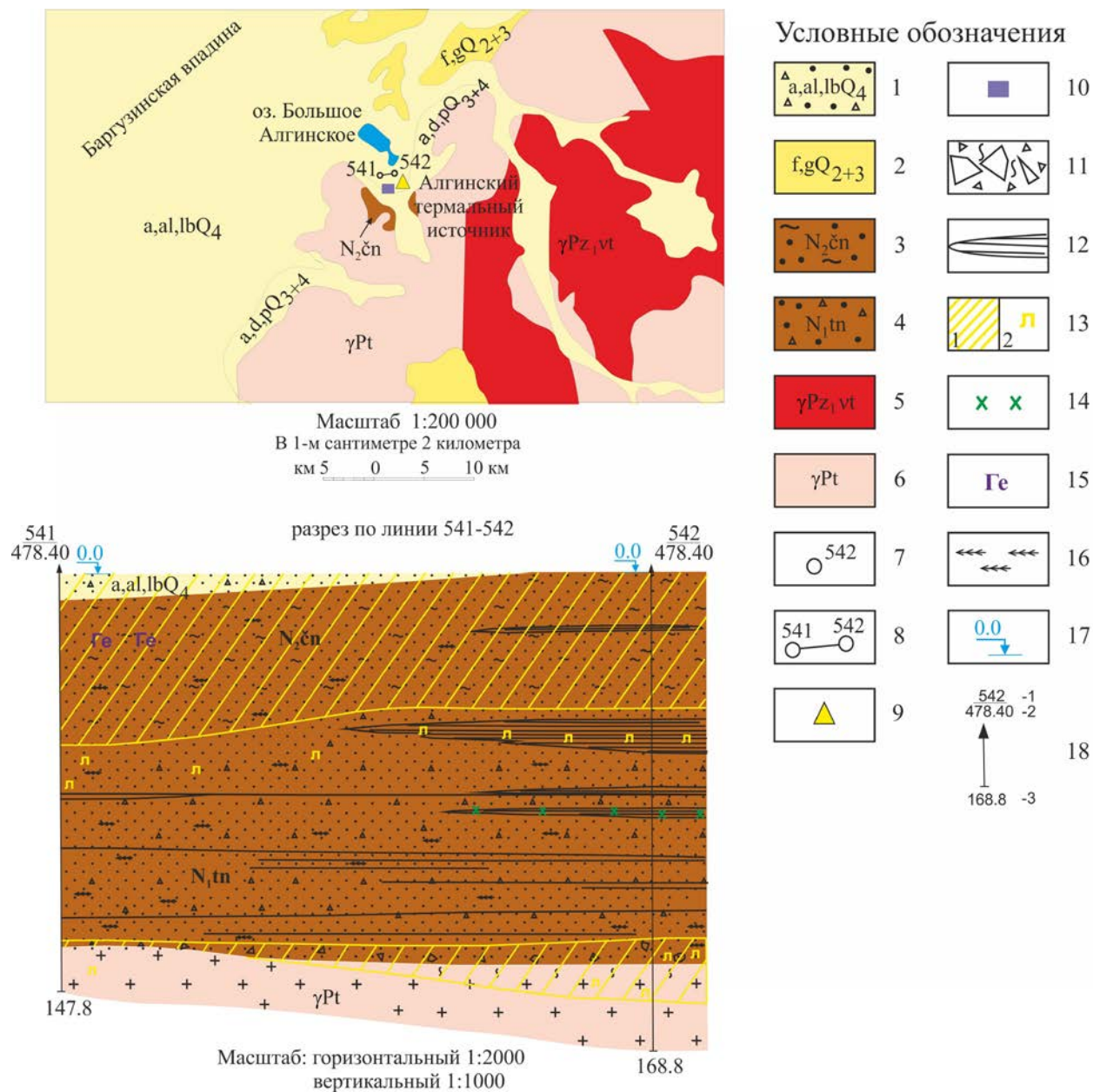


Рис. 2. Схема выхода Алгинского термального источника (по материалам [геологических карт М 1:200000, 1958–1977; Сащенко, 2013] с дополнениями автора):

1 – четвертичная система, разнозернистые полимиктовые пески с примесью гравийно-дресвяного материала; 2 – четвертичная система, средне- и верхнечетвертичные ледниковые, водно-ледниковые отложения; 3 – неогеновая система, Чининская свита, озерно-аллювиальные пески, алевриты, глины; 4 – неогеновая система, Танхойская свита, склоновые хлидолиты - перемещенная кора выветривания, образовавшаяся в результате резкого погружения местного базиса эрозии, интенсивного осыпания со склонов курумов, валунов и другого обломочного материала и последующей его интенсивной дезинтеграции, порода представляет из себя чешуйчатую «мусорную глину» с большой долей примеси песчано-дресвяного материала; 5 – Витимканский интрузивный комплекс нижнепалеозойского возраста, граниты; 6 – Баргузинский интрузивный комплекс протерозойского возраста, граниты; 7 – скважина и ее номер по каталогу [Сащенко, 2013]; 8 – геологический профиль; 9 – термальный источник; 10 – выход габброида на поверхность. На геологическом разрезе: 11 – дресвяно-щепнистая кора физического выветривания; 12 – прослои алевритов в неогеновых отложениях; зоны эпигенетически измененных пород: 13 –окисленные желтоцветные породы (1) и гнездово-вкрапленная лимонитизация (2), 14 – окисленные зеленоцветные породы (1) и гнездово-вкрапленная лимонитизация (2), 15 – гнездово-вкрапленная гидрогеоматизация; примеси и включения в породах: 16 – фрагменты растительных остатков-детрит и крупные обломки древесины; 17 – уровень подземных вод, м; 18 – проекция скважины на вертикальную плоскость разреза: 1 - номер скважины, 2 - абсолютная отметка устья скважины, 3 - глубина скважины, м.

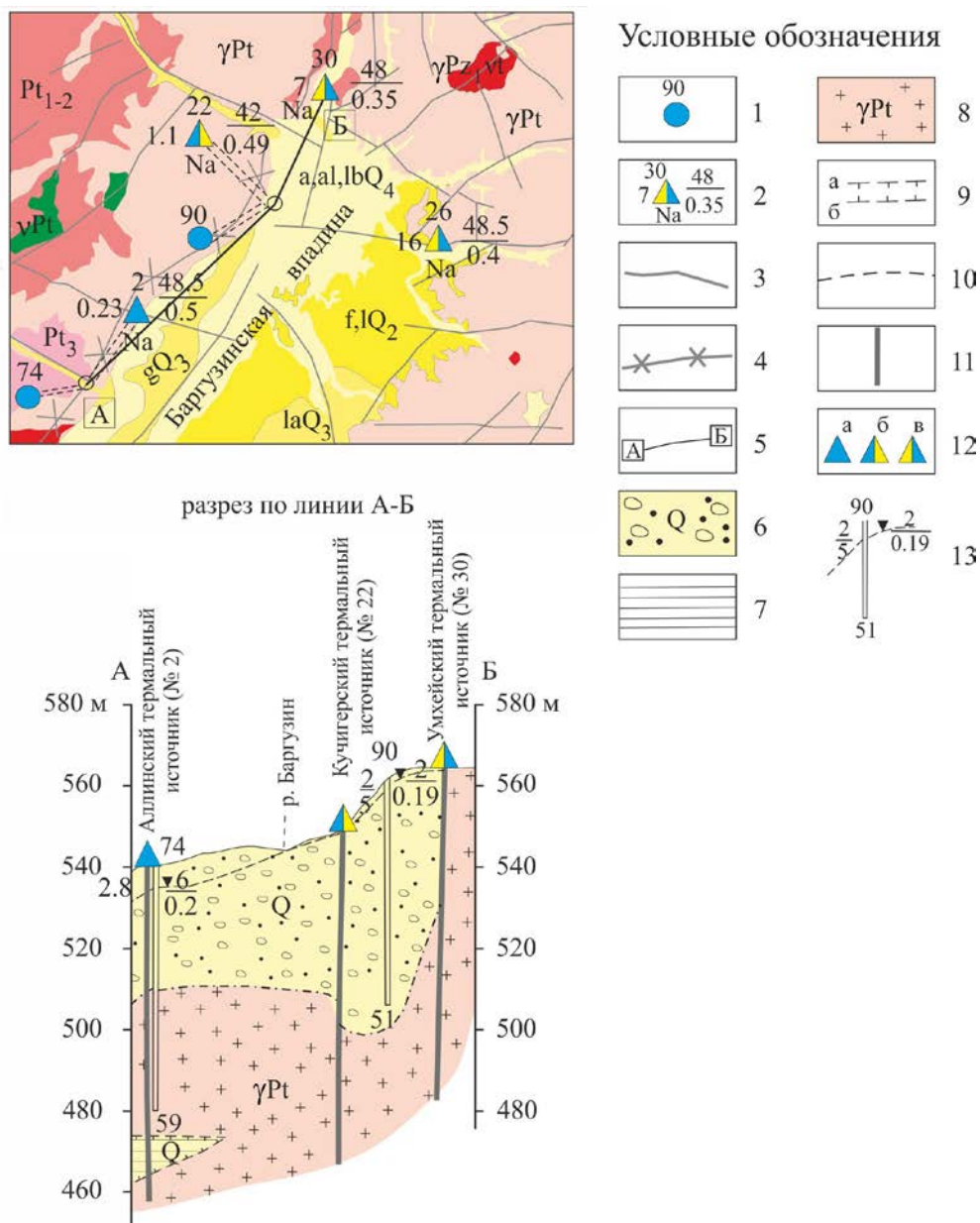


Рис. 3. Схема выходов Аллинского и Умхейского термальных источников (по материалам [геологических карт М 1:200000, 1958–1977; Пиннекер и др., 1968] с дополнениями автора):

1 – скважина и ее номер [Пиннекер и др., 1968]; 2 – термальный источник. Над знаком – номер источника (см. прил., табл. 4), слева – дебит источника (л/с), справа в числителе – температура источника (°С), справа в знаменателе – минерализация воды (г/дм³), внизу – катионный состав воды, анионный состав воды показан цветом; 3 – активные разломы, не изученные в гидрогеологическом отношении; 4 – линии разгрузки подземных вод по зонам активных разломов (по материалам [Замана и др., 1966; Замана и др., 1977; Мельничук и др., 1980; Дунаева и др., 1987; Гидрогеология СССР..., 1970]); 5 – гидрогеологический профиль. На гидрогеологическом разрезе: 6 – водоносный комплекс четвертичных песчаных и гравийно-галечных отложений, 7 – четвертичные водоупорные отложения различного литолого-петрографического состава, сквантные многолетней мерзлотой, 8 – водоносный комплекс кислых интрузий протерозоя, 9 – границы многолетней мерзлоты: а) верхняя, б) нижняя, 10 – уровень грунтовых вод, 11 – разломы, выводящие термальные воды, установленные по гидрогеологическим показателям, 12 – термальный источник, вверху над знаком, на разрезе – название термального источника и его номер по каталогу (см. прил., табл. 4), Анионный состав воды показан цветом: а) гидрокарбонатный, б) гидрокарбонатно-сульфатный, в) сульфатно-гидрокарбонатный. Примечание: описание водоносных комплексов и водоносных трещиноватых зон смотреть в прил., рис. 1.

Таблица 1 – Зависимые компоненты модели

твердая фаза					
название	формула	база данных	название	формула	база данных
ferrous-oxide	FeO	c_spr98.tdb	tremolite	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	c_spr98.tdb
hematite	Fe ₂ O ₃	c_spr98.tdb	bariscit	H ₄ AlPO ₆	c_dump.tdb
magnetite	Fe ₃ O ₄	c_spr98.tdb	vivianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ (H ₂ O) ₈	c_dump.tdb
amorphous silica	SiO ₂	s_sprons98.DB	taranakite	K ₃ Al ₅ (PO ₄) ₈ H ₆ (H ₂ O) ₁₈	c_dump.tdb
manganosite	MnO	c_spr98.tdb	bobierite	Mg ₃ (PO ₄) ₂ (H ₂ O) ₈	c_dump.tdb
pirolusit	MnO ₂	c_dump.tdb	feringtonit	Mg ₃ (PO ₄) ₂	c_bersid.tdb
gausmanit	Mn ₃ O ₄	c_dump.tdb	fluorite	CaF ₂	c_spr98.tdb
partridgit	Mn ₂ O ₃	c_dump.tdb	villiomit	NaF	c_fc4.tdb
boehmite	AlO(OH)	c_spr98.tdb	kriolit	Na ₃ AlF ₆	c_bersid.tdb
gibbsite	Al(OH) ₃	c_spr98.tdb	albite,low	NaAlSi ₃ O ₈	c_spr98.tdb
portlandite	Ca(OH) ₂	c_srh.tdb	anorthite	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	c_spr98.tdb
goethite	FeO(OH)	c_dump.tdb	sanidine,high	KAlSi ₃ O ₈	c_spr98.tdb
amakinit	Fe(OH) ₂	c_dump.tdb	almandin	Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	c_berman.tdb
gidrookis_fe	Fe(OH) ₃	c_dump.tdb	kaolinite	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	c_spr98.tdb
brucite	Mg(OH) ₂	c_spr98.tdb	pyrophyllite	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
manganit	HmnO ₂	c_dump.tdb	talc	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
pirohroit	H ₂ MnO ₂	c_dump.tdb	fe-talc	Fe ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_hol98.tdb
oldgamit	CaS	c_fc2.tdb	amfibol	Fe ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	c_hol98.tdb
pyrite	FeS ₂	c_spr98.tdb	anthophyllite	Mg ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	c_spr98.tdb
pyrrhotite	FeS	c_spr98.tdb	analcime	NaAlSi ₂ O ₆ H ₂ O	c_spr98.tdb
pyrrhotite	Fe.90S	c_srh.tdb	biotite	KMg ₂ Al ₃ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂	c_hol98.tdb
	Fe.875S	c_srh.tdb		NaMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	c_hol98.tdb
magnisulfid	MgS	c_fc4.tdb		NaFe ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	c_dump.tdb
alabandite	MnS	c_spr98.tdb	muscovite	KmgAlSi ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_hol98.tdb
gaerit	MnS ₂	c_dump.tdb		KfeAlSi ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_hol98.tdb
anhydrite	CaSO ₄	c_spr98.tdb	chloritoid	FeAl ₂ Si ₅ O ₅ (OH) ₂	c_hol98.tdb
gypsum	CaSO ₄ (H ₂ O) ₂	c_srh.tdb		MgAl ₂ Si ₅ O ₅ (OH) ₂	c_hol98.tdb

ferric_sulfate	Fe ₂ (SO ₄) ₃	c_srh.tdb	illite	MnAl ₂ SiO ₅ (OH) ₂	c_hol98.tdb
ssomolnokit	FeSO ₄ (H ₂ O)	c_bersid.tdb		Mg _{2.75} Al _{1.5} Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
melanterite	FeSO ₄ (H ₂ O) ₇	c_bersid.tdb		K ₃ Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
alumine_k	KAl(SO ₄) ₂ (H ₂ O) ₁₂	c_bersid.tdb		Na ₃ Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
KAl(SO ₄) ₂ (H ₂ O) ₃	KAl(SO ₄) ₂ (H ₂ O) ₃	c_bersid.tdb		Ca _{1.5} Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
alunite	KAl ₃ (OH) ₆ (SO ₄) ₂	c_spr98.tdb		Mg _{1.5} Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
larozit	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	c_bersid.tdb		Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_berman.tdb
singenit	K ₂ Ca(SO ₄) ₂ H ₂ O	c_dump.tdb		Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_berman.tdb
langbeinite	K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃	c_srh.tdb		K ₈ Al _{2.4} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
poligalit	K ₂ MgCa ₂ (SO ₄) ₄ (H ₂ O) ₂	c_dump.tdb		Fe ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
leonit	K ₂ Mg(SO ₄) ₂ (H ₂ O) ₄	c_bersid.tdb		Fe ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb
shenit	K ₂ Mg(SO ₄) ₂ (H ₂ O) ₆	c_bersid.tdb		K _{0.8} Fe _{0.41} Fe _{0.15} Al _{2.07} Si _{3.43} O ₁₀ (OH) ₂	s_Yokokawa.DB
arkanit	K ₂ SO ₄	c_bersid.tdb		K _{0.5} Al _{2.0} Al _{0.5} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂	s_Yokokawa.DB
merkalit	KHSO ₄	c_fc3.tdb		K _{0.5} AlFeAl _{0.5} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂	s_Yokokawa.DB
gidrosulfat_k	K ₃ H(SO ₄) ₂	c_dump.tdb		K _{0.6} Mg _{0.25} Al _{2.3} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂	s_Yokokawa.DB
MgSO ₄	MgSO ₄	c_bersid.tdb		K _{0.64} Na _{0.03} Al _{1.83} Fe _{0.03} Fe _{0.03} Mg _{0.09} Al _{4.9} Si _{3.51} O ₁₀ (OH) ₂	s_dump.DB
kizerit	MgSO ₄ (H ₂ O)	c_bersid.tdb		K _{0.56} Na _{0.04} Al _{1.9} Mg _{0.24} Al _{1.78} Si _{3.22} O ₁₀ (OH) ₂	s_dump.DB
geksagidrid	MgSO ₄ (H ₂ O) ₆	c_fc4.tdb		K _{0.67} Al ₂ Al _{1.67} Si _{3.33} O ₁₀ (OH) ₂	s_dump.DB
epsomit	MgSO ₄ (H ₂ O) ₇	c_fc4.tdb		K _{0.72} Na _{0.06} Ca _{0.01} Al _{1.84} Fe _{0.09} Mg _{0.08} Al _{1.75} Si _{3.25} O ₁₀ (OH) ₂	s_dump.DB
tenordit	Na ₂ SO ₄	c_bersid.tdb		K _{0.755} Na _{0.006} Ca _{0.025} Al _{1.925} Fe _{0.033} Fe _{0.005} Mg _{0.027} Al _{1.747} Si _{3.253} O ₁₀ (OH) ₂	s_dump.DB

mirabilit	Na ₂ SO ₄ (H ₂ O) ₁₀	c_bersid.tdb		K.831Na.016Ca.013Al1.813 Fe.107Fe.017Mg.066Al.761 Si3.239O10(OH)2	s_dump.DB	
aftitalit	NaK ₃ (SO ₄) ₂	c_dump.tdb		K.861Na.035Ca.004 Al1.751Fe.156 Mg.089Al.765 Si3.235O10(OH)2	s_dump.DB	
glauderit	Na ₂ Ca(SO ₄) ₂	c_dump.tdb		K.8Al1.94Al.62 Si3.38O10(OH)2	s_dump.DB	
bledit	Na ₂ Mg(SO ₄) ₂ (H ₂ O) ₄	c_dump.tdb		Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	c_spr98.tdb	
gydrosulfat_na	Na ₃ H(SO ₄) ₂	c_dump.tdb		K.63Na.017Ca.145Al1.321 Fe.294Fe.046Mg.349Al.579 Si3.421O10(OH)2	s_dump.DB	
burkeit	Na ₆ CO ₃ (SO ₄) ₂	c_dump.tdb	smectites	CaAl ₂ Al ₂ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb	
MnSO ₄	MnSO ₄	c_bersid.tdb		KAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb	
smikit	MnSO ₄ (H ₂ O)	c_bersid.tdb		NaAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb	
carbonates	CaCO ₃	c_spr98.tdb		Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb	
	FeCO ₃	c_spr98.tdb		Fe ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_dump.tdb	
	MgCO ₃	c_spr98.tdb		Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_spr98.tdb	
	MnCO ₃	c_spr98.tdb		Fe ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	c_hol98.tdb	
ankerite	CaFe(CO ₃) ₂	c_hol98.tdb		KMg ₂ Al ₃ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂	c_hol98.tdb	
dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	c_berman.tdb		chlorites	Mg ₅ Al(AlSi ₃)O ₁₀ (OH) ₈	c_spr98.tdb
huntite	CaMg ₃ (CO ₃) ₄	c_spr98.tdb			Fe ₅ Al(AlSi ₃)O ₁₀ (OH) ₈	c_spr98.tdb
geilusit	CaNa ₂ (CO ₃) ₂ (H ₂ O) ₅	c_dump.tdb	Fe ₄ Al ₄ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₈		c_dump.tdb	
kalicinit	KHCO ₃	c_dump.tdb	Mg ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈		c_hol98.tdb	
carbonat_k_na	KNaCO ₃ (H ₂ O) ₆	c_dump.tdb	chlorites	Mg ₄ Al ₄ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₈	c_hol98.tdb	
kalievaia_trona	K ₂ NaH(CO ₃) ₂ (H ₂ O) ₂	c_dump.tdb		Fe ₂ Al ₄ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	c_hol98.tdb	
nesquehonite	MgCO ₃ (H ₂ O) ₃	c_spr98.tdb		Mg ₂ Al ₄ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	c_hol98.tdb	
artinite	Mg ₂ (OH) ₂ CO ₃ (H ₂ O) ₃	c_spr98.tdb		Mn ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	c_hol98.tdb	

hydro-mgs	$Mg_5(OH)_2(CO_3)_4(H_2O)_4$	c_spr98.tdb	chrysotile	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	c_spr98.tdb
carbonat	Na_2CO_3	c_berman.tdb	grn	$Fe_3Si_2O_5(OH)_4$	c_spr98.tdb
termonatrit	$Na_2CO_3(H_2O)$	c_berman.tdb	ortosilicat	Na_4SiO_4	c_berman.tdb
geptagidrat_Na2CO3	$Na_2CO_3(H_2O)_7$	c_dump.tdb	5-vodnii	$Na_2SiO_3(H_2O)_5$	c_berman.tdb
natron	$Na_2CO_3(H_2O)_{10}$	c_berman.tdb	graphite	C	c_spr98.tdb
trona	$NaHCO_3Na_2CO_3(H_2O)_2$	c_berman.tdb	montmorilonite	$Ca_{0.165}Mg_{3.33}Al_{10.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2$	s_Wolery_clays.DB
pirsonit	$Na_2Ca(CO_3)_2(H_2O)_2$	c_dump.tdb		$Ca_{0.165}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2$	s_Wolery_clays.DB
tetragidrid_ca	$CaCl_2(H_2O)_4$	c_dump.tdb		$Ca_{0.165}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2$	s_Yokokawa.DB
sylvite	KCl	c_spr98.tdb		$Ca_{0.165}Fe_{2.33}Al_{10.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2$	s_Wolery_clays.DB
KMgCl3(H2O)2	$KMgCl_3(H_2O)_2$	c_bersid.tdb		$Ca_{1.87}Na_{0.0205}K_{0.0205}Al_{11.52}Fe_{1.41}Mg_{3.36}Al_{1.07}Si_{3.93}O_{10}(OH)_2$	s_dump.DB
carnalite	$KMgCl_3(H_2O)_6$	c_bersid.tdb		$Ca_{0.15}Al_{1.9}Si_4O_{10}(OH)_2$	s_dump.DB
MgCl2(H2O)	$MgCl_2(H_2O)$	c_bersid.tdb		$NaAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$	s_sprons07.DB
MgCl2(H2O)2	$MgCl_2(H_2O)_2$	c_bersid.tdb		$Na_{0.27}Ca_{1.02}Al_{1.52}Fe_{0.19}Mg_{2.22}Al_{1.06}Si_{3.94}O_{10}(OH)_2$	s_dump.DB
MgCl2(H2O)4	$MgCl_2(H_2O)_4$	c_bersid.tdb		$Na_{0.3}Al_{1.9}Si_4O_{10}(OH)_2$	s_dump.DB
bishofit	$MgCl_2(H_2O)_6$	c_bersid.tdb		$Na_{0.33}Al_{2.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2$	s_Yokokawa.DB
MnCl2(H2O)	$MnCl_2(H_2O)$	c_bersid.tdb		$Na_{0.33}Fe_{2.33}Al_{10.33}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2$	s_Wolery_clays.DB
MnCl2(H2O)2	$MnCl_2(H_2O)_2$	c_bersid.tdb		$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	s_dump.DB
MnCl2(H2O)4	$MnCl_2(H_2O)_4$	c_bersid.tdb		$Na_{0.36}Al_{1.79}Fe_{0.50}Mg_{0.04}Si_{3.67}O_{10}(OH)_2$	s_dump.DB
halite	NaCl	c_spr98.tdb		$Na_{0.4}K_{0.1}Ca_{0.1}Mg_{0.3}Al_{1.6}Fe_{0.1}Si_{3.9}O_{10}(OH)_2$	s_Wolery_clays2.DB

продолжение таблицы 1

augelite	$\text{Al}_2\text{PO}_4(\text{OH})_3$	c_dump.tdb			$\text{Na}_{0.318}\text{K}_{0.09}\text{Ca}_{0.047}\text{Mg}_{0.16}\text{Al}_{1.5}\text{Fe}_{0.14}\text{Si}_{3.78}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	s_Wolery_clays2.DB	
wavellite	$\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3(\text{H}_2\text{O})_5$	c_dump.tdb			$\text{Na}_{0.3}\text{Ca}_{0.1}\text{Mg}_{0.4}\text{Al}_{1.7}\text{Si}_{3.9}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	s_Wolery_clays2.DB	
whitlockite	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	c_srh.tdb			$\text{Na}_{0.268}\text{Ca}_{0.06}\text{Mg}_{0.22}\text{Al}_{1.75}\text{Si}_{3.97}\text{O}_{10}(\text{OH})_{2.02}$	s_Wolery_clays2.DB	
fluorapatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$	c_srh.tdb			$\text{Na}_{0.268}\text{Ca}_{0.06}\text{Mg}_{0.227}\text{Al}_{1.75}\text{Si}_{3.97}\text{O}_{10}(\text{OH})_{2.02}$	s_Wolery_clays2.DB	
hydroxylapatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$	c_srh.tdb			$\text{Na}_{0.3}\text{Ca}_{0.1}\text{Mg}_{0.4}\text{Al}_{1.7}\text{Si}_{3.9}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	s_Wolery_clays2.DB	
apatit	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$	c_bersid.tdb					
водная фаза							
формула	база данных	формула	база данных	формула	база данных	формула	база данных
Al^{+3}	w_shock.tdb	KAlO_2	w_sprne1.tdb	OCN^-	w_shock.tdb	SO_3^{2-}	w_shock.tdb
AlOH^{+2}	w_shock.tdb	KOH	w_shock.tdb	SCN^-	w_shock.tdb	HSO_5^-	w_shock.tdb
$\text{Al}(\text{OH})_2^{+}$	w_sprons.tdb	KCl	w_shock.tdb	HCO_3^-	w_shock.tdb	HS_2O_3^-	w_shock.tdb
AlO^{+1}	w_shock.tdb	KHSO_4	w_shock.tdb	CO_3^{2-}	w_shock.tdb	$\text{H}_2\text{S}_2\text{O}_3$	w_shock.tdb
HAlO_2	w_shock.tdb	KSO_4^-	w_shock.tdb	HS^-	w_shock.tdb	$\text{S}_2\text{O}_4^{2-}$	w_shock.tdb
AlO_2^-	w_shock.tdb	Mg^{+2}	w_shock	HSO_3^-	w_shock.tdb	HS_2O_4^-	w_shock.tdb
Ca^{+2}	w_shock.tdb	MgHCO_3^+	w_spr96	SO_4^{2-}	w_shock.tdb	$\text{H}_2\text{S}_2\text{O}_4$	w_shock.tdb
CaOH^+	w_shock.tdb	MgOH^+	w_shock.tdb	HSO_4^-	w_shock.tdb	Cl^-	w_shock.tdb
CaHCO_3^+	w_spr96.tdb	MgCl^+	w_shock.tdb	$\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$	w_shock.tdb	ClO^-	w_shock.tdb
CaHSiO_3^+	w_shock.tdb	MgF^+	w_shock.tdb	HF	w_spr98.tdb	ClO_3^-	w_shock.tdb
CaF^+	w_shock.tdb	MgHSiO_3^+	w_shock.tdb	F^-	w_shock.tdb	HClO	w_shock.tdb
CaCl^+	w_shock.tdb	MgCO_3	w_shock.tdb	HNO_3	a_sprons98.DB	HCl	w_spr96.tdb
CaSO_4	w_shock.tdb	Mn^{+3}	w_shock.tdb	NO_3^-	a_sprons98.DB	Ar	w_spr96.tdb
CaCO_3	w_shock.tdb	Mn^{+2}	w_shock.tdb	NO_2^-	w_shock.tdb	CH_4	w_spr96.tdb
CaCl_2	w_shock.tdb	MnOH^+	w_shock.tdb	NH_4^+	w_shock.tdb	CO	w_spr98.tdb

продолжение таблицы 1

Fe+3	w_shock.tdb	MnCl+	w_shock.tdb	HNO2	w_shock.tdb	CO2	w_spr98.tdb
Fe+2	w_shock.tdb	MnF+	w_shock.tdb	N2O2-2	w_shock.tdb	H2	w_spr98.tdb
FeOH+2	w_shock.tdb	MnSO4	w_shock.tdb	P2O7-4	w_shock.tdb	N2	w_spr98.tdb
FeOH+	w_shock.tdb	MnO	w_shock.tdb	H3PO2	w_shock.tdb	NH3	w_spr98.tdb
FeO+	w_shock.tdb	MnO4-	w_shock.tdb	H3PO3	w_shock.tdb	Ne	w_spr212.tdb
FeCl+	w_shock.tdb	MnO4-2	w_shock.tdb	PO4-3	w_shock.tdb	He	w_spr212.tdb
FeCl+2	w_shock.tdb	HMnO2-	w_shock.tdb	H4P2O7	w_shock.tdb	O2	w_spr98.tdb
FeF+	w_shock.tdb	MnO2-2	w_shock.tdb	HP2O7-3	w_shock.tdb	H2S	w_shock.tdb
FeF+2	w_shock.tdb	Na+	w_shock.tdb	HPO3-2	w_shock.tdb	SO2	w_spr98.tdb
FeCl2	w_shock.tdb	NaAlO2	w_sprons.tdb	HPO4-2	w_shock.tdb	HSiO3-	w_shock.tdb
HFeO2	w_shock.tdb	NaOH	w_shock.tdb	H2P2O7-2	w_shock.tdb	SiO2	w_spr98.tdb
FeO	w_shock.tdb	NaCl	w_shock.tdb	H2PO4-	w_shock.tdb	OH-	w_shock.tdb
HFeO2-	w_shock.tdb	NaF	w_shock.tdb	H2PO3-	w_shock.tdb	H+	w_shock.tdb
FeO2-	w_shock.tdb	NaHSiO3	w_shock.tdb	H2PO2-	w_shock.tdb	H2O	w_dump.tdb
K+	w_shock.tdb	CN-	w_shock.tdb	H3P2O7-	w_shock.tdb		
газовая фаза							
формула	база данных	формула	база данных	формула	база данных	формула	база данных
Cl2	g_reids.tdb	H2S	g_reids.tdb	N2	g_reids.tdb	CO	g_reids.tdb
F2	g_reids.tdb	H3N	g_reids.tdb	N2O	g_reids.tdb	CO2	g_reids.tdb
H2	g_reids.tdb	NO	g_reids.tdb	O2	g_reids.tdb		
H2O	g_reids.tdb	NO2	g_reids.tdb	O2S	g_reids.tdb		

Таблица 2 – Тестовый расчёт для оценки адекватности модели, мг/ дм³

		гидрохимический анализ				ICP-MS анализ			
		параметры состояния и состава	исходный состав воды	модельный состав воды, не насыщенный атмосферой	модельный состав воды, насыщенный атмосферой	параметры состояния и состава	исходный состав воды	модельный состав воды, не насыщенный атмосферой	модельный состав воды, насыщенный атмосферой
Алгинский термальный источник									
раствор	T, °C	20				T, °C	20		
	P, бар	1				P, бар	1		
	pH	8.03	8.4	8.35		pH	8.03	7.85	7.62
	M, мг/ дм ³	593	620	621		M, мг/ дм ³	386	389	389
	Na ⁺	130	130.4	130.4		Na ⁺	130	130.4	130.4
	K ⁺	5.79	5.775	5.775		K ⁺	5.79	5.789	5.790
	F ⁻	2.74	2.74	2.74		F ⁻	2.74	2.74	2.74
	Cl ⁻	16	15.98	15.98		Cl ⁻	16	15.98	15.98
	Ca ²⁺	42.8	42.8	42.8		Ca ²⁺	42.8	49.99	49.98
	Mg ²⁺	3.16	3.15	3.15		Mg ²⁺	3.16	1.27	1.27
	SO ₄ ²⁻	300	299.9	299.9		SO ₄ ²⁻	300	119.5	119.5
	SiO ₂	41.1	40.97	40.97		SiO ₂	41.1	9.028	9.029
	PO ₄ ³⁻	0.01	0.009999	0.009971		PO ₄ ³⁻	0.01	0.003694	0.003695
	NH ₄ ⁺	0.001				NH ₄ ⁺	0.001		
HCO ₃ ⁻	51.2	78.37	79.4		HCO ₃ ⁻	51.2	24.5	24.9	
NO ₂ ⁻	0.001	0.002067	0.0021		NO ₂ ⁻	0.001	0.000592	0.000403	

продолжение таблицы 2

	NO ₃ ⁻	0.12	0.1537	0.173	NO ₃ ⁻	0.12	4.4×10 ⁻²	3.33×10 ⁻²
	Li ⁺	0.126	0.1258	0.1258	Li ⁺	0.126	0.1258	0.1258
	Al ³⁺	0,0106	0,00000004065	0.00000004066	Al ³⁺	0.0106	0.000001584	0.000001584
	Fe	0.0017	0.0000000001596	0.0000000001596	Fe	0.0017	0.0000000001693	0.0000000001693
	Mn	0.000329	0.0003288	0.0003288	Mn	0.000329	0.0003288	0.0003288
	C		16.1	16.25	C		5.049	5.206
	N		17.06	16.04	N		17.05	16.02
	H		13.89	1.399	H		0.4436	0.4464
	O		296.4	299	O		278.5	281.1
минеральная фаза	Mu							
	KMgAlSi4O10(OH)2		96.08					
	ILLITE							
	K.3Al1.9Si4O10(OH)2						0.01	
	Ca.15Al1.9Si4O10(OH)						27.1	
	Mg.15Al1.9Si4O10(OH)						23	
	Al2Si4O10(OH)2						30.2	
	K.8Al2.4Si3.5O10(OH)						11.6	
	Fe2Si4O10(OH)2		2.59				8.12	
	Smectites							
Fe2Si4O10(OH)2		1.33						
Аллинский термальный источник								

продолжение таблицы 2

раствор	T, °C	44			T, °C	44		
	P, бар	1			P, бар	1		
	pH	9	8.7	8.6	pH	9	8.8	8.8
	M, мг/ дм ³	507	427.8	435.11	M, мг/ дм ³	357.2	462	463
	Na ⁺	97.9	104	105	Na ⁺	97.9	104	104
	K ⁺	3.7	3.9	3.95	K ⁺	3.3	3.27	3.30
	F ⁻	10.8	11.5	11.5	F ⁻	10.8	11.5	11.5
	Cl ⁻	25.2	26.9	26.9	Cl ⁻	14	14	14
	Ca ²⁺	2	2.13	2.14	Ca ²⁺	2	2	2
	Mg ²⁺	0.85	0.17	0.826	Mg ²⁺	0.022	0.0018	0.022
	SO ₄ ²⁻	51.9	55.1	55.1	S	11	11	11
	H ₄ SiO ₄	163			Si	66	65.8	66
	SiO ₂	102	85.1	88.3	P	0.06	0.06	0.06
	HPO ₄ ²⁻	0.021	0.0218	0.0218	NH ₄ ⁺	0.1		
	NH ₄ ⁺	0.1			HCO ₃ ⁻	151	137	137
	HCO ₃ ⁻	151	108	111	NO ₂ ⁻	0.01	0.0124	0.01405
	NO ₂ ⁻	0.01	0.00942	0.0107	NO ₃ ⁻	0.5	0.322	0.4117
	NO ₃ ⁻	0.5	0.244	0.313	Li ⁺	0.076	0.076	0.076
	Li ⁺	0.11	0.117	0.117	Fe	0.1	0.00000000163	0.1
Fe ²⁺	0.1	0.00000000276	0.149	Al ³⁺	0.036	0.00001	0.00504	
Fe ³⁺	0.1			Mn	0.00085	0.0000031	0.00085	

продолжение таблицы 2

	Al ³⁺	0.036	0.00000033	0.0000108	Ti	0.012		
	Mn	0.00085	0.00000235	0.00085	C		28.3	28.5
	Ti	0.012			N		8.79	8.17
	C		22.2	22.8	H		2.84	2.84
	N		8.77	8.16	O		226	229
	H		2.14	2.19				
	O		194	200				
минеральная фаза	Manganit							
	HMnO2		0.02				0.17	
	Ath							
	Mg7Si8O22(OH)2		56.1					
	Mu							
	KMgAlSi4O10(OH)2		9.18				40.9	
	ILLITE							
	Mg2.75Al1.5Si3O10(OH)		0.00				0.00	
	K.3Al1.9Si4O10(OH)2		0.00				0.00	
	Ca.15Al1.9Si4O10(OH)		0.00				5.50	
	Mg.15Al1.9Si4O10(OH)		0.00				2.98	
	Al2Si4O10(OH)2		0.00				2.52	
	K.8Al2.4Si3.5O10(OH)		0.00				0.96	
Fe2Si4O10(OH)2		21				47		

Smectites								
	KAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂		0.00					
	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂		0.00					
	Fe ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂		13.7					
Сеюйский термальный источник								
раствор	T, °C	48.5			T, °C	48.5		
	P, бар	1			P, бар	1		
	pH	9.35	8.63	8.62	pH	9.35	8.76	8.74
	M, мг/ дм ³	402.52	368.28		M, мг/ дм ³	273	377.5	378.59
	K ⁺	1.24	1.31	1.34	F ⁻	16.8	18.1	18.1
	Na ⁺	91.2	98.4	98.4	NH ₄ ⁺	0.1		
	Ca ²⁺	1.2	1.29	1.3	HCO ₃ ⁻	87.9	117	118
	Mg ²⁺	1.09	0.186	1.18	CO ₃ ⁻	10.8	5.61	5.44
	SO ₄ ²⁻	56	60.2	60.2	NO ₂ ⁻	0.01	0.0141	0.0158
	HCO ₃ ⁻	87.9	88.2	92	NO ₃ ⁻	0.5	0.307	0.39
	CO ₃ ⁻	10.8	2.91	3.03	Na ⁺	91.2	98.4	98.4
	NH ₄ ⁺	0.1			K ⁺	1.2	1.2	1.2
	NO ₂ ⁻	0.01	0.0101	0.0116	Cl ⁻	12	12	12
	NO ₃ ⁻	0.5	0.22	0.287	Ca ²⁺	1.7	1.7	1.7
	Fe ²⁺	0.1	0.00000000972	0.174	Mg ²⁺	0.0098	0.00923	0.0098
Fe ³⁺	0.1			S	9.6	9.6	9.6	
H ₄ SiO ₄	123			Si	41	40.9	41	

продолжение таблицы 2

SiO ₂	77.2	64.2	67.6	P	0.06	0.06	0.06
HPO ₄ ²⁻	0.015	0.0157	0.0157	Li	0.087	0.087	0.087
F ⁻	16.8	18.1	18.1	Al	0.02	0.0000577	0.0102
Cl ⁻	12.4	13.4	13.4	Fe	0.1	0.00000000856	0.1
Li ⁺	0.135	0.146	0.146	Mn	0.000085	0.0000849	0.000085
Al ³⁺	0.02	0.00000529	0.02	Ti	0.0088		
Ti	0.0088			C		24.3	24.5
Mn	0.000085	0.00000343	0.000085	N		7.96	7.39
C		18.1	18.9	H		2.33	2.34
N		7.94	7.37	O		176	178
H		1.73	1.81				
O		165	173				
Manganit							
HMnO ₂		0.00					
Ath							
Mg ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂		65.9					
Mu							
KMgAlSi ₄ O ₁₀ (OH) ₂		4.15				0.52	
ILLITE							
Mg _{2.75} Al _{1.5} Si ₃ O ₁₀ (OH)		0.00				0.00	
K ₃ Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂		0.00				0.01	

продолжение таблицы 2

	Ca.15Al1.9Si4O10(OH)		0.03				11	
	Mg.15Al1.9Si4O10(OH)		0.04				7.91	
	Al2Si4O10(OH)2		0.01				5.33	
	K.8Al2.4Si3.5O10(OH)		0.00				2.25	
	Fe2Si4O10(OH)2		19.1				73	
	Smectites							
	KAl2AlSi3O10(OH)2		0.00					
	NaAl2AlSi3O10(OH)2		0.00					
	Al2Si4O10(OH)2		0.00					
	Fe2Si4O10(OH)2		10.7					
	KMg2Al3Si2O10(OH)2		0.00					
	Prl							
	Al2Si4O10(OH)2							100
	Умхейский термальный источник							
раствор	T, °C	48			T, °C	48		
	P, бар	1			P, бар	1		
	pH	8.5	8.44	8.41	pH	8.5	2.96	2.96
	M, мг/ дм ³	350.25	394.22	395.48	M, мг/ дм ³	364	408.57	408.55
	K ⁺	1.68	1.75	1.81	F ⁻	13.3	14.3	14.3
	Na ⁺	100	108	108	NH ₄ ⁺	0.194		
	Ca ²⁺	1.50	1.62	1.62	HCO ₃ ⁻	120	0.000235	0.00066

продолжение таблицы 2

Mg ²⁺	0.18	0.159	0.194	NO ₂ ⁻	0.002	0.0000000224	0.000000026
SO ₄ ²⁻	80	85.9	85.9	NO ₃ ⁻	0.05	0.000000495	0.000000656
HCO ₃ ⁻	120	63.8	64.7	Na ⁺	100	100	100
NH ₄ ⁺	0.194			K ⁺	1.68	1.68	1.68
NO ₂ ⁻	0.002	0.00664	0.0072	Cl ⁻	33.5	33.5	33.5
NO ₃ ⁻	0.05	0.147	0.181	Ca ²⁺	1.78	1.78	1.78
SiO ₂	72.1	66.9	67.9	Mg ²⁺	0.0125	0.0125	0.0125
PO ₄ ³⁻	0.01	0.0000286	0.00000266	S	78.1	78.2	78.1
F ⁻	13.3	14.3	14.3	Si	15.1	15.1	15.1
Cl ⁻	33.5	36.1	36.1	P	0.000722	0.000722	0.000722
Fe	0.00379	0.00000000742	0.00379	Li ⁺	0.107	0.107	0.107
Li ⁺	0.107	0.107	0.107	Al ³⁺	0.0385	0.0385	0.0385
Al ³⁺	0.0385	0.00000993	0.0383	Fe	0.00379	0.000464	0.00379
Ti	0.000725			Mn	0.000131	0.000131	0.000131
Mn	0.000131	0.000131	0.000131	Ti	0.000725		
C		130	13.1	C		0.0841	0.236
N		8	7.42	N		7.97	7.36
H		1.24	1.25	H		2.07	2.07
O		160	162	O		180	182

минеральная фаза	Mu							
	KMgAlSi ₄ O ₁₀ (OH) ₂	97.5						
	ILLITE							
	Mg _{2.75} Al _{1.5} Si ₃ O ₁₀ (OH)	0.00						
	K ₃ Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	0.00					0.00	
	Ca ₁₅ Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH)	0.02					0.02	
	Mg ₁₅ Al _{1.9} Si ₄ O ₁₀ (OH)	0.03					0.01	
	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	0.01					0.52	
	K ₈ Al _{2.4} Si _{3.5} O ₁₀ (OH)	0.00					0.00	
	Fe ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	1.59					99.5	
	Smectites							
	KAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	0.00						
	NaAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	0.00						
	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	0.00						
	Fe ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	0.86						
	KMg ₂ Al ₃ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₂	0.00						

Таблица 3 – Погрешность химических анализов

химический состав воды, мг/дм ³	анализ, мг/дм ³		точность гидрохим. анализа			точность ICP анализа		диапазон		метод анализа
	гидрохимия	ICP	±Δ, мг/дм ³	±δ, %	±δ	±δ, %	±δ	минус	плюс	
Алгинский термальный источник										
HCO ₃ ⁻	51.2			11	5.64			45.6	56.9	титриметрический
NO ₃ ⁻	0.12		0.0348					0.0852	0.155	фотометрический
NO ₂ ⁻	0.001									
Ca ²⁺	42.8			11	4.71			38.1	47.5	титриметрический
F ⁻	2.74			11	0.301			2.44	3.04	потенциометрический
Fe		0.0017				20	0.00034	0.00136	0.00204	ICP MS
K ⁺	5.79			9	0.521			5.27	6.31	метод фотометрии пламени
Mg ²⁺	3.16									
Na ⁺	130			10	13			117	143	ионометрический
SO ₄ ²⁻ /S	300	120		15	45			255	345	турбидиметрический
SiO ₂ / Si	41.1	9.05								
NH ₄ ⁺	0.001									
Cl ⁻	16			10	1.6			14.4	17.6	осаждение Cl-иона азотнокислым серебром
Аллинский термальный источник										
HCO ₃ ⁻	151			11	16.6			135	168	титриметрический
NO ₃ ⁻	0.5		0.126					0.374	0.626	фотометрический
NO ₂ ⁻	0.01									
Ca ²⁺	2			25	0.5			1.50	2.5	титриметрический
F ⁻	10.8			11	1.19			9.61	12	потенциометрический
Fe ²⁺	0.1									

продолжение таблицы 3

Fe ³⁺	0.1									
Fe		0.1				20	0.02	0.08	0.12	ICP MS
K ⁺	3.7			9	0.333			3.37	4.03	метод фотометрии пламени
Mg ²⁺	0.85									
Na ⁺	97.9			10	9.79			88.1	108	ионометрический
SO ₄ ²⁻ / S	51.9	11		15	7.78			44.1	59.6	турбидиметрический
H ₄ SiO ₄ / Si	163	66								
NH ₄ ⁺	0.1									
Cl ⁻	25.2	14		10	2.52			22.7	27.7	осаждение Cl-иона азотнокислым серебром
Сеюйский термальный источник										
HCO ₃ ⁻	87.9			11	9.67			78.2	97.5	титриметрический
NO ₃ ⁻	0.5		0.126					0.374	0.626	фотометрический
NO ₂ ⁻	0.01									
Ca ²⁺	1.2			25	0.3			0.9	1.5	титриметрический
F ⁻	16.8			11	1.85			15	18.6	потенциометрический
Fe ²⁺	0.1									
Fe ³⁺	0.1									
Fe	0.1	0.1				20	0.02	0.08	0.12	ICP MS
K ⁺	1.24			9	0.112			1.13	1.35	метод фотометрии пламени
Mg ²⁺	1.09									
Na ⁺	91.2			10	9.12			82.1	100	ионометрический
SO ₄ ²⁻ / S	56	9.6		15	8.39			47.6	64.4	турбидиметрический
H ₄ SiO ₄ / Si	123	41								
NH ₄ ⁺	0.1									
Cl ⁻	12.4	12		10	1.24			11.2	13.7	осаждение Cl-иона азотнокислым серебром

продолжение таблицы 3

Умхейский термальный источник										
HCO ₃ ⁻	120			11	13.2			106	133	титриметрический
NO ₃ ⁻	0.05		0.018					0.032	0.068	фотометрический
NO ₂ ⁻	0.002									
Ca ²⁺	1.5			25	0.375			1.13	1.88	титриметрический
F ⁻	13.3			11	1.46			11.8	14.8	потенциометрический
Fe ²⁺										
Fe ³⁺										
Fe		0.00379				40	0.00152	0.00227	0.00531	ICP MS
K ⁺	1.68			9	0.151			1.53	1.83	метод фотометрии пламени
Mg ²⁺	0.18									
Na ⁺	100			10	10			90.3	110	ионометрический
SO ₄ ²⁻ / S	80	78.1		15	12			68	92	турбидиметрический
SiO ₂ / Si	72.1	15.1								
NH ₄ ⁺	0.194									
Cl ⁻	33.5	33.5		10	3.35			30.1	36.8	осаждение Cl-иона азотнокислым серебром

Таблица 4 – Перечень подземных вод Баргузино-Баунтовской ветви впадин и их основные характеристики

№ источника (на карте)	Название источника и его координаты	Абс. отм. выхода (м)	Местоположение источника	Характеристика условий выхода, геология района	Дата обследования, [источник сведений], «*» – данные автора и других исследователей, используемые в диссертационной работе	Тип воды	Минерализация (М, мг/дм ³)	Температура (Т, °С)	Дебит (Q, л/с)	pH	Химический состав воды по формуле Курлова; газовый состав (в объёмных процентах)
1	Алгинский 109°58' 53°36'	480	Баргузинский район, на левом берегу р. Баргузин, в 35 км на восток от с. Баргузин, на северо-восточной окраине дер. Алги, на берегу одноимённого озера	выходит на берегу озера, непосредственно из озерных отложений, коренные породы – граниты протерозоя	07.1954 [Минеральные воды..., 1962]	тёплая, сульфатная кальциево-натриевая		20.6	1.16		$M_{0.6} \frac{SO_4 77 HCO_3 15 Cl 8}{(Na + K) 65 Ca 28}$
					28.08.1954 [Ткачук и др., 1957]*	субтермальная сульфатная натриевая	560	20.5	1.16*		
					1962; 20.07.1963 [Ломоносов, 1974]		594	20.8	1.2	7.2	
					1963 [Пиннекер и др., 1968]		547.6	20.8	1.2	7.2	$\frac{SO_4 83 HCO_3 9 Cl 7}{(Na + K) 70 Ca 28}$
					1963; 1965 [Лысак и др., 1972]		654.97	20.05	1.3	7.1	$M_{0.65} \frac{SO_4 75 HCO_3 16 Cl 9}{(Na + K) 73 Ca 25}$
					[Трошин, Ломоносов, 2005]		649	33.5		8.1	
					20.07.2010 [Плюснин и др., 2013]	сульфатная натриевая	425	20.8		8.3	
20.07.2010 [данные автора]*	сульфатная кальциево-натриевая	552.28	20		6.2	$M_{0.6} \frac{SO_4 81.34 HCO_3 10.93}{Na 68.98 Ca 26.03} SiO_2 0.041$					
2	Аллинский 110°42.36' 54°42.08'	701	Баргузинский район, долина р. Аллы, правого притока р. Баргузина, в верхнем течении, в 8 км на запад от д. Аллы	приурочены, очевидно, к зоне сброса, так как в месте выходов источников развиты брекчированные кристаллические породы – граниты протерозоя, в днище долины частично	11.07.1954 [Ткачук и др., 1957]		515	72	от неб. до 0.23–0.93		
					07.1954 [Минеральные воды..., 1962]*	исключительно горячая, азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		72	0.23*		$M_{0.5} \frac{SO_4 55 HCO_3 28 Cl 17}{(Na + K) 85 Ca 13}$
					1963 [Пиннекер и др., 1968]		374.98	74	10	7.8	$\frac{SO_4 43 HCO_3 33 F 12 Cl 8}{(Na + K) 88 Ca 9}$
					13.04.1966; 1970 [Ломоносов, 1974]		450.1	74	10	7.8	

продолжение таблицы 4

			перекрытые ледниковыми и аллювиальными отложениями; всего здесь наблюдается 46 грифонов горячей воды	1963 [Лысак, 1968]			74	10		$M_{0.34} \frac{SO_4 49 HCO_3 42}{(Na + K) 87 Ca 10}$	
				[Маврицкий, 1971]		335	74	Σ10	7.8		
				[Лысак и др., 1972]	1971		482.06			8.1	$M_{0.48} \frac{SO_4 43 HCO_3 35 F 13 Cl 10}{Na 90 Ca 7}$
					1953; 1970; 1971		457	74	Σ10	8.9	$M_{0.46} \frac{SO_4 41 HCO_3 36 F 14 Cl 9}{(K + Na) 85 Ca 7 NH_4 6}$
							449.62	50		8.8	$M_{0.45} \frac{HCO_3 63 SO_4 24 Cl 13}{(K + Na) 96}$
				1989 [Кустов, Лысак, 2000]		520	72	10	9.8	$\frac{SO_4 45 HCO_3 37 F 9 Cl 9}{Na 93 Ca 6}$	
				[Трошин, Ломоносов, 2005]		500	47.6		9.1		
				2010 [Плюснин и др., 2013]	гидрокарбонатная натриевая	402	76.7		9.7		
					гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	397	42		9.6		
				17.09.2008 [данные автора]*	гидрокарбонатная натриевая	506.35	44			$M_{0.5} \frac{HCO_3 51.56 SO_4 22.45 Cl 14.76 F 11.23}{Na 94} H_4SiO_4 163$	
							36				
							48.5				
							40				

3	Амнунды 112°9.2' 55°6.7'	Баунтовский район, в верхнем течении реки Амнунды (правый приток р. Точа)	выходит мелкими струйками на левом берегу р. Амнунды (в устье ручья Якши) правого притока р. Точи из аллювиальных русловых отложений; наблюдается только в малую воду; граниты протерозоя	07. 1940 [Минеральные воды..., 1962; Лысак, 1968]	теплая, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		31	значительный		$M_{0.47} \frac{SO_4 47 HCO_3 42}{(Na + K) 93}$	
				1940 [Ломоносов, 1974]		379.9	34	значительный	6.1	$M_{0.38} \frac{SO_4 58 HCO_3 42 Cl 11}{(Na + K) 94}$	
				[Лысак и др., 1972]	1940		379.9	34	значительный	6.1	$M_{0.38} \frac{SO_4 58 HCO_3 42 Cl 11}{(Na + K) 94}$
					1965		470	31		6.1	$M_{0.47} \frac{SO_4 48 HCO_3 42}{(Na + K) 96}$

					1965 [Лысак и др., 1972]*		470	31		6.1	$M_{0.47} \frac{SO_4 48 HCO_3 42}{(Na + K) 96}$	
					08.1955 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		500	31	значи- тельный	61	$\frac{SO_4 48 HCO_3 42}{(Na + K) 96}$	
4	Баунтов- ский (или Кинтовский, Баргузин- ский 2-й) 112°54'46.13" 55°07'38.43"	1050	Баунтовский район, на р. Верх. Ципа у пос. Баунт и одноимённого озера (в 1.5 км от него), у подножья горы Б. Хонтон	здесь у подножья горы Большой Хаптон, на территории с. Баунт, на сравнительно ограниченной площади минеральная вода выходит тремя грифонами; в районе выхода источников наблюдается контакт между четвертичными отложениями, которыми сложена долина Верхней Ципы, и кислыми интрузиями, вероятно, палеозойского возраста слагающими в виде мелкозернистых гранитов гору Большой Хонтон; граниты протерозоя	[Лысак и др., 1972]	1965; 1957	480	54	10–12		$M_{0.48} \frac{HCO_3 43 SO_4 40 Cl 17}{(Na + K) 69 Ca 28}$	
						1958	352	54	14	> 8.4	$M_{0.35} \frac{HCO_3 49 SO_4 33 Cl 18}{(Na + K) 92 Ca 5}$	
						1969; 1970	475.3	53	8–10	8.5	$M_{0.48} \frac{HCO_3 46 F 18 SO_4 15 Cl 10}{(Na + K) 93}$	
						1971	393.95			8.4	$M_{0.39} \frac{HCO_3 37 SO_4 29 F 22 Cl 12}{(Na + K) 100}$	
						1954 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная хлоридно-суль- фатно-гидро- карбонатная натриевая	480	54	∑13.89		
						08.1958 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, сульфатно- гидрокарбонатная натриевая		54	∑ 19.68– 15.05	>8.4	$H_2SO_4 0.015 M_{0.35} \frac{HCO_3 49 SO_4 33 Cl 18}{(Na + K) 92 Ca 5} H_2SiO_3 0.065$
						1963 [Лысак, 1968]			54	14		$M_{0.35} \frac{HCO_3 49 SO_4 33 Cl 18}{(Na + K) 92}$
						15.07.1969 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		464	54	8–10		
						15.07.1969 [Ломоносов, 1974]		475.3	53	8–10	8.5	$\frac{HCO_3 32 F 18 SO_4 15 CO_3 14 H_2SiO_3 11}{Na 92 Ca 4}$
						[Маврицкий, 1971]		352	54	14	8.4	
						1991 [Кустов, Лысак, 2000]*		450	52	10	9	$\frac{HCO_3 49 SO_4 28 Cl 14 F 9}{Na 92}$
						[Плюснин и др., 2013]	гидрокарбонатная натриевая	396	52		8.9	
							гидрокарбонатно- фторидная натриевая	428	46.2		8.9	

5	Болотный 109°30.7' 53°24.9'		на правом берегу р. Правой Мал. Гусихи, в 12 км восточнее источника Гусихинского	граниты протерозоя, перекрытые болотными отложениями	1963 [Лысак и др., 1972]*		648.07	40.4	0.45	7.4	$M_{0.65} \frac{SO_4 64 HCO_3 29 Cl 7}{(Na + K) 93}$
6	Большере- ченский 109°51.22' 54°27.88'		Баргузинский район, в долине р. Большой Речки, на расстоянии около 20км от места ее впадения в оз. Байкал	в основании уступа правобережной надпойменной террасы р. Большой Речки; ниже по течению на расстоянии около 1 км имеются еще два источника термальной воды на правом и левом берегу долины; выходы всех этих источников можно связывать с проходящим здесь крупным сбросом; гранито-гнейсы нижнего протерозоя	09.1933 [Минеральные воды..., 1962]	исключительно горячая, хлоридно-сульфатная натриевая		74.5	2.31		$H_2SO_4 0.007 M_{0.36} \frac{SO_4 42 Cl 41 HCO_3 17}{(Na + K) 96} H_2SiO_3 0.086$
					18.09.1953 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатная натриевая	358	74.5	2.31		
					1959 [Лысак и др., 1972]		358	74.5	2.3	$M_{0.36} \frac{SO_4 42 Cl 41 HCO_3 18}{(Na + K) 96}$	
							466.7	74	2.5	$M_{0.47} \frac{HCO_3 47 SO_4 37 F 11}{(Na + K) 90 Ca 4}$	
					1965 [Пиннекер и др., 1968]		466.7	74	2.5	$\frac{HCO_3 47 SO_4 37 F 11}{(Na + K) 90}$	
					1965 [Лысак, 1968]			74.5	2.3	$M_{0.46} \frac{HCO_3 47 SO_4 37 F 11}{(Na + K) 91}$	
					6.09.1971 [Ломоносов, 1974]		389.6	74	1.3	10.2	
					1971 [Кустов, Лысак, 2000]*		470	74.5	2.5	10.2	$\frac{HCO_3 47 SO_4 37 F 12}{Na 90}$
[Плюсин и др., 2013]	сульфатно-гидрокарбонатная натриевая	390	74		10.2						
7	Бусанский (или Бусанийский, Бутанейский Большой) 113°30' 55°22'	1000	Баунтовский район, на северо-западном берегу оз. Бусани, в 3 км на восток от пос. Бусани, у подножья г. Бусанской	минеральная вода имеет несколько выходов на протяжении до 200 м по берегу озера и со дна его; Бусанская котловина сложена дерновыми и озерно-аллювиальными отложениями, под которыми находятся граниты мезозойского возраста	1926 [Ткачук и др., 1957]*	субтермальная гидрокарбонатная натриевая	380	35	∑ до 8.1		
					1958 [Лысак, 1968]			38.5	8.1	$M_{0.34} \frac{HCO_3 72 Cl 15 SO_4 13}{(Na + K) 82 Mg 10}$	
					08.1958 [Минеральные воды..., 1962]	тёплая, метанисто-азотная, гидрокарбонатная натриевая		35	8.1	$H_2SO_4 0.006 M_{0.34} \frac{HCO_3 72 Cl 15 SO_4 13}{(Na + K) 82 Mg 10 Ca 8} H_2SiO_3 0.037$	
					1969 [Кустов, Лысак, 2000]		590	48.5	10	9.1	$\frac{HCO_3 64 F 16 Cl 13 SO_4 7}{Na 93}$

					[Ломоносов, 1974]	5.07.1969		585.1	48.5	10	9.1		
						15.07.1969		590	48.5				$\frac{HCO_3 50 F 15 Cl 12 CO_3 8 H_2SiO_3 9 SO_4 6}{Na 92 Ca 4}$
						5.07.1969 [Геология и сейсмичность..., 1984а]			529	48.5	10	9.1	
					[Лысак и др., 1972]	1965		480	39		7.9	$M_{0.48} \frac{HCO_3 76 SO_4 18 Cl 14}{(Na + K) 94 Ca 14}$	
						1935; 1958		345	38.5	8.1	7.6	$M_{0.34} \frac{HCO_3 72 Cl 15 SO_4 13}{(Na + K) 82 Mg 10 Ca 8}$	
						1969; 1970; 1971		585.1	48.5	>10	9.1	$M_{0.58} \frac{HCO_3 61 F 16 Cl 13 SO_4 7}{(Na + K) 93}$	
							579.97				8.1	$M_{0.58} \frac{HCO_3 63 F 15 Cl 13 SO_4 9}{(Na + K) 99}$	
[Плюсин и др., 2013]		гидрокарбонатная натриевая	542	55.2			8.7						
			484	32.2			8.4						
8	Быстринский (или Баргузинский) 109°52' 53°42'	484	Баргузинский район, на островке между двумя рукавами р. Баргузина, в 20 км на северо-восток от с. Баргузин	в месте выхода термальных вод образовалось небольшое озеро, диаметром 20–25 м с обрывистыми берегами; дно озера покрыто слоем черного вязкого ила, из которого по всему озеру выбиваются пузырьки газа; граниты протерозоя	07.1953 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, сульфатная натриевая			44	замер дебита невозможен		$M_{0.6} \frac{SO_4 62 Cl 20 HCO_3 18}{(Na + K) 94 Ca 5}$	
					30.07.1954 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная хлоридно-сульфатная натриевая	613	44					
					17.05.1966 [Ломоносов, 1974]		673.4	22.2	2.5	7			
					1970 [Лысак и др., 1972]*		673.4	22.2	2.5*	7	$M_{0.67} \frac{SO_4 55 Cl 19 HCO_3 18 F 8}{(Na + K) 92 Ca 6}$		
					4.09.1989 Ю.И. Кустов *		704	26.5		7.15	$M_{0.7} \frac{SO_4 61 Cl 18 HCO_3 16}{Na 95}$		
9	Верхняя Заимка 110°15'40" 55°47'10"		Северо-Байкальский район, на левом берегу р. Верх. Ангара, в 6 км выше дер. Верхняя Заимка	на левом берегу реки; источник приурочен к контакту гранито-гнейсов архея с карбонатными породами протерозоя	08.1952 [Минеральные воды..., 1962]	тёплая, азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		15–27	9.26–10.42		$M_{0.2} \frac{SO_4 69 HCO_3 26}{(Na + K) 75 Ca 21}$		
					[Лысак и др., 1972]	1963		262	27	10	7.2	$M_{0.26} \frac{SO_4 53 HCO_3 39 Cl 7}{(Na + K) 56 Ca 40}$	
						1963		271.1	27	10	7.2	$M_{0.27} \frac{SO_4 50 HCO_3 37 Cl 7}{(Na + K) 58 Ca 38}$	

					1963 [Лысак, 1968]			27	10		$M_{0.26} \frac{SO_4 53 HCO_3 39}{(Na + K) 56 Ca 40}$
					1963 [Пиннекер и др., 1968]		270.59	27	10	7.2	$\frac{SO_4 50 HCO_3 37 Cl 7}{(Na + K) 58 Ca 38}$
					1.09.1963 [Ломоносов, 1974]*		271.1	27	10	7.2	$M_{0.27} \frac{SO_4 50 HCO_3 37}{Na 58 Ca 38}$
					2.08.1975 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		306	21	10	8.3	
10	Гаргинский (или Каргинский) 110°59' 54°19'		Баргузинский район, на правом берегу р. Гарга, в 78 км восточнее с. Курумкан	выходит в небольшой пади на правом берегу р. Гарги (левый приток р. Баргузина) из гранитной скалы (протерозойского возраста), спускающейся к берегу р. Гарги тремя террасами; у выхода источника наблюдаются мощные отложения травертинов	07.1954 [Минеральные воды..., 1962]	исключительно горячая, азотная, радиоактивная, сульфатная натриевая		75	2.31		$M_{1.0} \frac{SO_4 75 HCO_3 13 Cl 12}{(Na + K) 88 Ca 10}$
					22.08.1954 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная сульфатная натриевая	1012	75	2.31		
					1963 [Лысак, 1968]			76	3		$M_{1.02} \frac{SO_4 73 HCO_3 17 Cl 10}{(Na + K) 89 Ca 10}$
					1963 [Пиннекер и др., 1968]		1043.39	76	3	7.6	$\frac{SO_4 70 HCO_3 16 Cl 10}{(Na + K) 90 Ca 9}$
					15.04.1966 [Ломоносов, 1974]		1084.6	76	3	7.6	
					[Лысак и др., 1972]	1966–1970; 1971	1084.6	74.7	7.5	7.6	$M_{1.1} \frac{SO_4 72 HCO_3 13 Cl 11}{(Na + K) 90 Ca 9}$
						1971	983.98				8.2
					1989 [Кустов, Лысак, 2000]*		1140	73.5	3	8.5	$\frac{SO_4 72 HCO_3 14 Cl 12}{Na 89 Ca 9}$

11	Горячий ключ р. Котери 112°15.9' 55°30'		Северо-Муйский хребет, долина р. Котера, 15 км ниже впадения в нее р. Акумакит		[Электронный ресурс]. Режим доступа: https://thermalsprings.ru/%D0%B8%D1%81%D1%82%D0%BE%D1%87%D0%BD%D0%B8%D0%BA-%D0%B3%D0%BE%D1%80%D1%8F%D1%87%D0%B8%D0%B9-%D0%BA%D0%BB%D1%8E%D1%87-%D0%B1%D1%83%D1%80%D1%8F%D1%82%D0%B8%D1%8F-%D1%8270/ . (Дата обращения 24.09.2019).	термальная сульфатная кальциево-натриевая вода	1200	70	0.04-4			
12	Гусихинский 109°25' 53°26'	500	Баргузинский район, на правом берегу р. Малая Гусиха, в 50 км на юго-запад от с. Баргузин, в 8 км к юго-востоку от с. Адамово	два выхода на правом берегу р. Гусихи (бассейн р. Баргузина), в основании надпойменной террасы, из гранитов и разрушенных до дресвы и песка метаморфических пород протерозоя	07.1954 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, сульфатная натриевая		55	0.35		$M_{0.6} \frac{SO_4 67 HCO_3 21 Cl 12}{(Na + K) 81 Ca 10 Mg 9}$	
					9.08.1954 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная сульфатная натриевая	632	55	∑0.35			
					1963 [Лысак, 1968]			55	0.76		$M_{0.42} \frac{SO_4 69 HCO_3 21 Cl 10}{(Na + K) 89}$	
					22.04.1966 [Ломоносов, 1974]*		756.8	55	0.8*	7.2		
					1966 [Пиннекер и др., 1968]		624.49	55	0.76	7.2	$\frac{SO_4 63 HCO_3 18 Cl 10}{(Na + K) 87 Ca 10}$	
					[Лысак и др., 1972]	1965		681.2	52.3	0.45	7.1	$M_{0.68} \frac{SO_4 71 HCO_3 20 Cl 9}{(Na + K) 92}$
						1966; 1970; 1971		764.76	54.5	0.8	7.4	$M_{0.76} \frac{SO_4 67 HCO_3 18 Cl 10 F 5}{(Na + K) 92 Ca 7}$
					[Трошин, Ломоносов, 2005]			779	75.6		8.5	
					[Плюснин и др., 2013]	сульфатная натриевая	679	73		8.6		
17.07.2010 [данные автора]*	сульфатная натриевая	673.21	46		7.4	$M_{0.67} \frac{SO_4 69 HCO_3 17}{Na 88}$						

13	Давшинский 109°31' 54°22'		Баргузинский район, расположен почти на берегу озера Байкал, восточный берег озера, в Давшинской бухте, на территории Давшинского заповедника	термальная вода вытекает на поверхности 8-метровой Байкальской террасы, сложенной песчано-галечными образованиями; с севера терраса ограничивается протерозойскими гранитоидами мыса Немьянда	15.09.1953 [Ткачук и др., 1957]	термальная хлоридно-сульфатная натриевая	599	41.5	1.16			
					09.1953 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, хлоридно-сульфатная натриевая		41.5	1.16		$M_{0.6} \frac{SO_4 51 Cl 36 HCO_3 13}{(Na + K) 91 Ca 7} H_2SiO_3 0.042$	
					1963 [Лысак, 1968]			41.5	1.3		$M_{0.36} \frac{SO_4 57 HCO_3 23 Cl 12 F 8}{(Na + K) 91}$	
					[Лысак и др., 1972]	1965;1959; 1953;1955		640	41.5	1.3		$M_{0.64} \frac{SO_4 51 Cl 36 HCO_3 13}{(Na + K) 91 Ca 7}$
						1965		494.6	45			$M_{0.49} \frac{SO_4 57 HCO_3 14 Cl 12 F 8}{(Na + K) 86 Ca 9}$
						1966		509.7	45	1	7.2	$M_{0.51} \frac{SO_4 58 HCO_3 17 Cl 14 F 10}{(Na + K) 89 Ca 10}$
					14.10.1966 [Ломоносов, 1974]		509.7	45	1	7.2		
					1966 [Пиннекер и др., 1968]		494.6	45	>1	7.2	$\frac{SO_4 57 HCO_3 17 Cl 14 F 10}{(Na + K) 88 Ca 10}$	
1990 [Кустов, Лысак, 2000]*		480	39.5	1	8.7	$\frac{SO_4 67 Cl 14 HCO_3 13 F 6}{Na 91 Ca 7}$						
14	Джилинда (или Верхне-Ангарский) 110°31'27.1" 55°57'59.63"	525	Северо-Байкальский район, в 55 км от д. Верхней Заимки, на правом берегу р. Джилинда, в 3 км от впадения р. Джилинды в р. Верхнюю Ангару	выходит источник несколькими грифонами на контакте гранитов с карбонатными породами протерозоя; разлом	08.1952 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		44.5				$M_{0.2} \frac{SO_4 68 HCO_3 26 Cl 6}{(Na + K) 83 Ca 15}$
					9.08.1952 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная сульфатная натриевая	228	44.5	до Σ 9.26			
					30.08.1963 [Ломоносов, 1974]		273.5	42.5	7	7.4		
					1963 [Пиннекер и др., 1968]							$\frac{SO_4 59 HCO_3 25 F 8}{(Na + K) 83 Ca 15}$
					1963 [Лысак, 1968]			42.6		6.7		$M_{0.27} \frac{SO_4 60 HCO_3 30}{(Na + K) 82 Ca 14}$
					[Лысак и др., 1972]	1963; 1970	273.5	42.5	7	7.4		$M_{0.27} \frac{SO_4 56 HCO_3 28 F 8 Cl 8}{(Na + K) 79 Ca 15}$

продолжение таблицы 4

15	Змеиный (или Кургулинский, Турбуликский) 109°1.4' 53°46.1'	Баргузинский район, на полуострове Святой Нос, на западном побережье Чивыркуйского залива	один выход находится в основании южного склона мыса на поверхности песчаной террасы, которая тянется неширокой полосой у подножия склона; другой выход из трещин светло-серого гранита протерозоя непосредственно на склоне мыса, в 50 м от первого выхода; вода собирается в яме у подножия склона, а оттуда стекает в озеро		1952; 1964		259.9	60	5.6	8.97	$M_{0.26} \frac{HCO_3 47 SO_4 26 F 20}{(Na + K) 90 Ca 6}$
				31.10.1978 [Геология и сейсмичность..., 1984а]*		334	44	50	7.55		
				[Плюснин и др., 2013]	сульфатно-гидрокарбонатная натриевая	305	41.7		9.3		
				05.08.2013 [данные автора]		261.9	41		8.58		
				09.1953 [Минеральные воды..., 1962]	горячая, азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		39.8	0.23		$H_2SO_4 0.005 M_{0.4} \frac{SO_4 52 HCO_3 25 Cl 23}{(Na + K) 94 Ca 6}$	
				13.09.1953 [Ткачук и др., 1957]	термальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	380	39.8				
				[Ломоносов, 1974]	30.09.1963		477.4	45.5	0.3	7.6	
					18.08.1966		400	45.5			$\frac{SO_4 49 HCO_3 30 F 11}{Na 94}$
				1963 [Пиннекер и др., 1968]		404.9	45.5	0.3	7.6	$\frac{SO_4 49 HCO_3 19 F 11 Cl 10 CO_3 10}{Na 93 Ca 3 Mg 2}$	
				[Лысак и др., 1972]	1963		473.9	45.5	0.3	7.6	$M_{0.47} \frac{SO_4 49 HCO_3 29 F 11 Cl 10}{(Na + K) 94}$
					1965		468.3	45	0.2		$M_{0.47} \frac{SO_4 52 HCO_3 39 Cl 10}{(Na + K) 95}$
					1971		518.22			8.7	$M_{0.52} \frac{HCO_3 60 SO_4 25 F 8 Cl 6}{(Na + K) 99}$
				1963 [Лысак, 1968]			45.5	0.3		$M_{0.37} \frac{SO_4 54 HCO_3 34 Cl 12}{(Na + K) 93}$	
1990 [Кустов, Лысак, 2000]*		510	44	0.3*	9.4	$\frac{SO_4 52 HCO_3 28 Cl 13 F 7}{Na 96}$					
[Трошин, Ломоносов, 2005]		512	45.5		9.1						
[Плюснин и др., 2013]		763	43.8		7.9						
16.08.2005 [Кузьмина, Диденков, 2011]*		380	43.5		9.31	$M_{0.38} \frac{SO_4 54 HCO_3 23 Cl 12}{Na 98}$					

16	Инский 110°21' 53°39'	500	Баргузинский район, в 76 км на восток от с. Баргузин, на левом берегу р. Ины, в 21 км к ю-в от д. Баянгол	несколько выходов на левом берегу р. Ины, на надпойменной террасе, в основании склона, сложенного сильно выветрелыми, крупнозернистыми гранитами протерозоя	26.06.1954 [Ткачук и др., 1957]	субтермальная сульфатная натриевая	888	20.5	незначительный		$M_{0.9} \frac{SO_4 78 HCO_3 13 Cl 9}{(Na + K) 74 Ca 22}$	
					07.1954 [Минеральные воды..., 1962]	тёплая, азотная, сульфатная натриевая		20.6			$M_{0.9} \frac{SO_4 78 HCO_3 13 Cl 9}{(Na + K) 74 Ca 22}$	
					1962 [Ломоносов, 1974]*		968	19	0.5	7.1	$M_{0.97} \frac{SO_4 81}{(Na + K) 88 Ca 12}$	
					1963 [Пиннекер и др., 1968]		911	19		7.1	$\frac{SO_4 81 HCO_3 9 Cl 8}{(Na + K) 88 Ca 12}$	
					1963 [Лысак и др., 1972]		967	19		7.1	$M_{0.97} \frac{SO_4 81 HCO_3 9 Cl 8}{(Na + K) 88 Ca 12}$	
					[Трошин, Ломоносов, 2005]		970	20.8		7.1		
17	Иркана (или Верхне-Ангыр) 111°12' 55°51'		Северо-Байкальский район, на берегу оз. Иркана, в 5 км к ЮЗ от с. Иркана, у подножья Шаманской горы	несколько струй воды вытекает из обрыва пёстрых ярко окрашенных песчаных отложений; в районе развиты граниты архей – протерозоя	14.08.1952 [Ткачук и др., 1957]	субтермальная сульфатная натриевая	203	37.7	до Σ 10.42			
					08.1952 [Минеральные воды..., 1962]	горячая, азотная, радиоактивная, сульфатная натриевая					$M_{0.3} \frac{SO_4 75 HCO_3 21}{(Na + K) 79 Ca 20}$	
					[Лысак и др., 1972]	1951; 1952		397	32.5	10	7.8	$M_{0.4} \frac{SO_4 72 Cl 15 HCO_3 14}{(Na + K) 79 Ca 19}$
						1952; 1965; 1971		555.7	34.8	0.28	7.8	$M_{0.56} \frac{SO_4 66 HCO_3 16 Cl 10 F 7}{(Na + K) 80 Ca 18}$
					1965 [Лысак, 1968]			32.5	10		$M_{0.4} \frac{SO_4 72 Cl 15 HCO_3 13}{(Na + K) 79 Ca 19}$	
					12.08.1965 [Ломоносов, 1974]		555.7	34.8	0.28	7.8		
					1965 [Пиннекер и др., 1968]		530.7	34.8	0.28	7.8	$\frac{SO_4 67 HCO_3 16 Cl 10 F 7}{Na 80 Ca 18 Mg 2}$	
					12.08.1965 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		535	34	10	7.1		
					[Маврицкий, 1971]		397	37.7	10.4			
					1989 [Кустов, Лысак, 2000]*		580	35	5	8.5	$\frac{SO_4 77 HCO_3 12 F 6}{Na 79 Ca 19}$	
[Плюснин и др., 2013]	сульфатная натриевая	390	31.7		8.6							
		520	33.3		8.3							

18	Киронский 110°38'44" 55°57'0.18"			разлом	1.11.1978 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		957	40			$M_{0.96} \frac{SO_4 81 Cl 11}{Na 67 Ca 30}$	
19	Корикейский 110°15' 55°53'	490	Северо-Байкальский район, на правом берегу реки Верхней Ангары, в 2 км выше дер. Верх. Заимка	несколько выходов в 2 км от берега р. Верхней Ангары у подножия горы, сложенной кристаллическими породами архея, гранитами протерозоя	08.1952 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		42	$\Sigma 11.57$		$M_{0.3} \frac{SO_4 60 HCO_3 32 Cl 8}{(Na + K) 81 Ca 17}$	
					1952 [Ткачук и др., 1957]	термальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	276	42	$\Sigma 11.57$			
					31.08.1963 [Ломоносов, 1974]		349.8	42.5	7	7.2		
					1963 [Пиннекер и др., 1968]		300	42.5	7	7.2	$\frac{SO_4 58 HCO_3 32}{(Na + K) 85 Ca 13}$	
					1963 [Лысак, 1968]			42.5	7		$M_{0.3} \frac{SO_4 58 HCO_3 32}{(Na + K) 85 Ca 13}$	
					1963 [Лысак и др., 1972]		349.8	42.5	7	7.2	$M_{0.35} \frac{SO_4 58 HCO_3 28 Cl 9 F 6}{(Na + K) 85 Ca 11}$	
					5.08.1975 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		374	41.5	7	8.5		
					1989 [Кустов, Лысак, 2000]*		380	37.7	7	8.5	$\frac{HCO_3 49 SO_4 38 F 10}{Na 69 Ca 27}$	
		[Плюснин и др., 2013]	сульфатно-гидрокарбонатная натриевая	337	36.9		8.4					
20	Котельниковский (или Хала-Угун) 109°04' 55°03'		Северо-Байкальский район, на западном берегу Байкала, в северной части Котельниковского мыса	отдельные суб-аквальные струи горячей воды на берегу; вытекают в тальвеге небольшого овражка, проходящего по низкой террасе Байкала, высотой в 1.5–2.0 м над уровнем озера на расстоянии около 1 км от коренного склона, сложенного	09.1953 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		62			$H_2SO_4 0.002 M_{0.3} \frac{SO_4 35 HCO_3 33 Cl 32}{(Na + K) 92 Ca 8}$	
					24.09.1953 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	343	62				
					[Ломоносов, 1974]	23.07.1965; 1963		435.7	64	1	7.4	
						1971		278.1	48.5		9	

				кристаллическими породами нижнего протерозоя, гранитами архея; в месте выходов дно оврага заболочено, стока нет		13.08.1966		320	52			$\frac{HCO_3 56 F 20 SO_4 16 Cl 8}{Na 93}$	
					[Лысак и др., 1972]	1963		277.3	36		6.57	$M_{0.28} \frac{SO_4 26 HCO_3 61 Cl 10}{(Na + K) 82 Ca 10}$	
						1965		323	50	10	7.4	$M_{0.32} \frac{HCO_3 54 F 20 SO_4 16 Cl 8}{(Na + K) 93 Ca 4}$	
						1963; 1965		435.7	64	1	7.4	$M_{0.44} \frac{HCO_3 57 F 20 SO_4 16 Cl 7}{(Na + K) 93 Ca 4}$	
						1965 [Лысак, 1968]				50	1		$M_{0.32} \frac{CO_3 34 HCO_3 23 F 20 SO_4 16}{Na 91 Ca 4}$
						[Маврицкий, 1971]		201	62	20	7.4		
						4.08.1979 [Геология и сейсмичность..., 1984a]*		391	64	> 10	8.1	$M_{0.39} \frac{CO_3 26 F 26 HCO_3 22 SO_4 18}{Na 91}$	
						1990 [Кустов, Лысак, 2000]		400	78	1.5	9.5	$\frac{HCO_3 52 F 29 SO_4 16}{Na 95}$	
21	Кулиные болота 108°59' 53°40'		Баргузинский район, в северной части перешейка между Чивыркуйским и Баргузинским заливами	здесь на значительной по площади заболоченной территории имеется несколько озер и небольших ям, заполненных водой; со дна этих озер и ям, покрытых илом, выбиваются грифоны термальной воды; минеральные воды Кулиных Болот в значительной степени и притом неравномерно разбавляются грунтовыми водами, что приводит к изменению их химического	[Ткачук и др., 1957]	14.08.1929	субтермальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	486	59				
						14.09.1953	субтермальная сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатная натриевая	332	26				
					[Минеральные воды..., 1962]	1931	очень горячая, метаново-азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		50			$M_{0.5} \frac{SO_4 44 HCO_3 40 Cl 16}{(Na + K) 90 Ca 6}$	
						09.1953	теплая, хлоридно-гидрокарбонатная натриевая		26			$M_{0.3} \frac{HCO_3 51 Cl 34 SO_4 15}{(Na + K) 97}$	
						1961 [Лысак, 1968]			28			$M_{0.45} \frac{SO_4 42 HCO_3 41 Cl 17}{(Na + K) 98}$	
						14.09.1953 [Ломоносов, 1974]		331.7	26				
						1966 [Лысак и др., 1972]		490.51	28-50			$M_{0.49} \frac{SO_4 42 HCO_3 41 Cl 16}{(Na + K) 98}$	

				состава; заболоченные озёрные отложения перекрывают гнейсы архея	1974 [Кустов, Лысак, 2000]*		580	36		8.4	$\frac{SO_4 45 HCO_3 36 Cl 13 F 6}{Na 96}$
					[Трошин, Ломоносов, 2005]		677	33.6		9.4	
					[Плюснин и др., 2013]	гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	489	60		9.5	
					12.08.1954 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	358	49			
					08.1954 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		49			$M_{0.4} \frac{SO_4 53 HCO_3 33 Cl 14}{(Na + K) 92}$
					14.07.1963 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		467	40	10-11	7.8	
					1963 [Лысак, 1968]*			40	1.1*		$M_{0.37} \frac{SO_4 51 HCO_3 37 Cl 12}{(Na + K) 91}$
					12.04.1966 [Ломоносов, 1974]		465.3	47	10	7.6	
					[Лысак и др., 1972]	1953; 1970; 1971	465.3	47	∑ 10.5	9.3	$M_{0.46} \frac{HCO_3 45 SO_4 33 F 12 Cl 10}{(Na + K) 93 Ca 6}$
				1970		508.1				8.8	$M_{0.51} \frac{SO_4 44 HCO_3 38 Cl 18}{(Na + K) 98}$
				1971		448.2				7.7	$M_{0.47} \frac{SO_4 53 HCO_3 23 F 13 Cl 11}{Na 91 Ca 8}$
				1971		549.53				7.2	$M_{0.55} \frac{SO_4 70 HCO_3 11 F 11 Cl 8}{Na 82 Ca 14}$
					1989 [Кустов, Лысак, 2000]		510	44.5	10	10.1	$\frac{SO_4 49 HCO_3 31 F 11 Cl 9}{Na 87 K 10}$
					[Трошин, Ломоносов, 2005]		486	43.6		9.4	
					[Плюснин и др., 2013]	сульфатно-гидрокарбонатная натриевая	394	46.2		9.8	
						сульфатная натриевая	423	38.8		9.9	

22

Кучигерский
111°0.06'
54°52.94';
111°0.07'
54°52.95';
111°0.21'
54°53.01';
111°0.08'
54°53.23';
111°0.63'
54°52.83'

558
567
563
569
564

Баргузинский район, в 175 км на северо-восток от с. Баргузин, в 9 км на северо-восток от с. Ягдыг, в 8 км к с-з от п. Улюнхан

выходы воды расположены на правом берегу р. Баргузина, среди болота; в окрестностях источника развиты протерозойские граниты

					14–17.09.2008 [данные автора]*		488.04	42		8.95	$M_{0.49} \frac{SO_4 48 HCO_3 26 F 13}{Na 95}$
							499.37	39		9.25	$M_{0.5} \frac{SO_4 39 HCO_3 33 F 13}{Na 96}$
23	Мегдылкон (или Мегдыя- конский, Ушкатан- ский) 111°10.6' 55°10.4'		выходы непосредственно в реке у подошвы второй надпойменной террасы; участок в месте выхода – резко выраженная каньонообразная долина; борта сложены кристаллически ми известняками баргузинской свиты; происходит смешивание вод источника с грунтовыми водами; песчано- гравийно- галечные отложения; приурочен к меридиональному у разрывному нарушению; отмечаются выходы гранитов	в верховьях р. Баргузин, на левом берегу, в 800 км ниже устья р. Бурпало	26.11.1980 [Геология и сейсмичность..., 1984a]*	сульфатная кальциево- натриевая	579	32		7.3	$M_{0.58} \frac{SO_4 76 Cl 14 HCO_3 9}{Na 73 Ca 26}$
24	Могойский (или Ципин- ский, Уакит- ские, Ухтун- ские, Фран- цевские) 113°16'42.76" 55°28'30.07"		Баунтовский район, северо- западный борт Ципинской впадины, в 28 км от с. Баунт, на левом берегу р. Могоя (притока р. Ципы), в 2 км	группа источников, около 20, не считая мелких, рассеянных по всей площади – 100 × 120 м, среди которых отмечается три основных выхода;	1939 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная сульфатно- гидрокарбонатная натриевая	410	74.5	∑46.3		
					1958 [Лысак, 1968]			83	46.3		$M_{0.36} \frac{HCO_3 74 SO_4 22}{(Na + K) 91}$
					10.1958 [Минеральные воды..., 1962]	исключительно горячая, азотная, гидрокарбонатная натриевая		до 82	∑ 81.02	$H_2SO_4 0.026 M_{0.36} \frac{HCO_3 74 SO_4 22}{(Na + K) 91 Ca 6} H_2SiO_3 0.112$	

			от русла р. Могой и в 3 км выше устья р. Амнундакон	в районе выхода источников развиты метаморфические сланцы протерозоя и наблюдаются обнажения гранитов протерозоя	[Лысак и др., 1972]	1954; 1958		360	83	46.3		$M_{0.36} \frac{HCO_3 74 SO_4 22}{(Na + K) 91 Ca 6}$
						1963		471.9	83	0.4	8.63	$M_{0.47} \frac{HCO_3 68 SO_4 14 F 8}{(Na + K) 91 NH_4 6}$
						1969; 1970		544.2	81	50–60	9.3	$M_{0.54} \frac{HCO_3 55 F 22 SO_4 14 Cl 6}{(Na + K) 93}$
						1971		546.35			8.2	$M_{0.54} \frac{HCO_3 49 SO_4 26 F 18 Cl 8}{(Na + K) 99}$
					[Ломоносов, 1974]	1969*		544.2	81	0.93–1.16	9.3	
						26.07.1969		540	81			$\frac{HCO_3 37 F 19 H_2SiO_3 16 CO_3 13 SO_4 11}{Na 91 Ca 4}$
					1969 [Кустов, Лысак, 2000]			540	81.3	100	9.3	$\frac{HCO_3 60 F 22 SO_4 14}{Na 92}$
					[Маврицкий, 1971]			360	82.9	70		
					[Плюснин и др., 2013]	гидрокарбонатная натриевая		510	83.7		8.9	
								489	76.6		8.9	
								498	65.3		8.9	
								512	46.4		8.9	
						гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		498	37.8		8.9	
25	Нечаевский 109°22.2' 53°45.6'		восточное побережье озера Байкал, на левом берегу р. Большой Чивыркуй, впадающей в Чивыркуйский залив, в среднем течении р. Большой Чивыркуй	протерозойские граниты, перекрытые песчано-валунными отложениями	1965 [Лысак и др., 1972]			305.72	38.5	1.5	7.1	$M_{0.31} \frac{SO_4 71 HCO_3 19 Cl 10}{(Na + K) 91 Ca 8}$
					28.09.1965 [Ломоносов, 1974]*			302	38.5	3.5	7.1	$M_{0.3} \frac{SO_4 71 HCO_3 19 Cl 10}{(Na + K) 91 Ca 8}$

26	Сеюйский (или Геюгин- ский) 111°18.1' 54°50'	570	Баргузинский район, в пределах западного склона Икатского хребта, на северо-восток от с. Баргузин, на правом берегу р. Сеи (приток р. Джирги), 8 км от её впадения в реку Хахарху, у основания 20-метровой террасы	грифоны источника выбиваются в воронкообразном углублении диаметром до 4 м, глубиной до 1.5 м; к северо-западу от источника на склоне долины обнажаются граниты протерозоя различной зернистости, порфириовидные граниты и пегматоиды	08.1954 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, сульфатно-гидрокарбонатная натриевая		52-55	4.63		$M_{0.3} \frac{HCO_3 46 SO_4 38 Cl 16}{(Na + K) 95}$
					19.08.1954 [Ткачук и др., 1957]		282.15	52-55	до 4.63		
					1964 [Лысак, 1968]			52	16		$M_{0.34} \frac{HCO_3 36 SO_4 29 F 23}{Na 94}$
					20.04.1966 [Ломоносов, 1974]*		409.5	52	16*	7.8	
					20.04.1966 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		400	52	15	7.8	$\frac{HCO_3 36 SO_4 29 F 22 Cl 8}{Na 94}$
					[Лысак и др., 1972]	1970; 1971	409.5	52	∑ 16	9	$M_{0.41} \frac{HCO_3 40 SO_4 29 F 23 Cl 8}{(Na + K) 94}$
						1970	794.3	51		9	$M_{0.79} \frac{SO_4 62 HCO_3 34}{(Na + K) 98}$
						1971	413.63			8.3	$M_{0.41} \frac{HCO_3 44 SO_4 28 F 26}{Na 98}$
					[Маврицкий, 1971]		290	52-55	5.2	7.8	
					1989 [Кустов, Лысак, 2000]		440	47	7	9.8	$\frac{HCO_3 41 SO_4 34 F 14 Cl 11}{Na 94 Ca 5}$
[Плюснин и др., 2013]		340	50.6		9.8						
15.09.2008 [данные автора]*		402.52	48.5		9.35	$M_{0.4} \frac{HCO_3 34 SO_4 28 F 21}{Na 95}$					
27	Согзенский 110°20.2' 54°56.8'		северо-восточное побережье Байкала, среднее течение р. Согзенная, в правом борту среднего течения реки	участок источника сложен монцонитами, метаморфическим и породами	[Борисенко, Замана, 1978]*		25-30			$\frac{Cl 37 HCO_3 32 SO_4 31}{(Na + K) 91 Ca 5}$	

28	Толстихинский (или Баргузинский -1, Шиверский) 109°37' 53°36'	Баргузинский район, на левом берегу р. Баргузин, в 3.5 км от п. Баргузин, в русле р. Баргузина у д. Толстихиной	у места выхода источника возвышается обрывистый коренной берег р. Баргузина, сложенный изверженными породами, в основном гранитами протерозоя; источник появляется только осенью и зимой, в другое время он заливается водами реки	1928 [Минеральные воды..., 1962]	тёплая, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		32			$M_{0.5} \frac{SO_4 55 HCO_3 33 Cl 12}{(Na + K) 96}$		
				7.08.1954 [Ткачук и др., 1957]	субтермальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	510	32					
				1966 [Пиннекер и др., 1968]*		427.7	27	0.3*		$\frac{HCO_3 42 SO_4 39 Cl 10}{Na 91 Mg 9}$		
				18.04.1966 [Ломоносов, 1974]		435.8	27	0.3	8.1			
				[Лысак и др., 1972]	1965	480.89	30.5	15	8.1	$M_{0.48} \frac{SO_4 48 HCO_3 41 Cl 11}{(Na + K) 96}$		
					1965; 1970	435.65	27	0.3	8.1	$M_{0.44} \frac{HCO_3 43 SO_4 37 Cl 11 F 7}{(Na + K) 91 Ca 5}$		
				[Плюснин и др., 2013]	сульфатно-гидрокарбонатная натриевая	338	29.2		9.6	$M_{0.37} \frac{HCO_3 52 SO_4 36 Cl 11}{(Na + K) 97}$		
	20.07.2010 [данные автора]*		735.47	31		7.4	$M_{0.7} \frac{SO_4 74 HCO_3 12}{Na 93}$					
29	Точинский 112°24.5' 55°5.9'	на правом берегу р. Ципы в её верхнем течении, в 6 км выше устья р. Червяк (правого притока р. Верх. Ципы)	выходы приурочены к сухому дну протоки; граниты архей-протерозоя	1940 [Лысак и др., 1972; Ломоносов, 1974]		368.9	58		6	$M_{0.37} \frac{HCO_3 52 SO_4 36 Cl 11}{(Na + K) 97}$		
				на левом берегу р. Ципы в её нижнем течении, в 3.5 км выше устья р. Точи (левый приток р. Нижней Ципы), на её правом берегу	выходы приурочены к русловой и прибрежной части реки и обнаруживаются только в «малую воду»	1940 [Кустов, Лысак, 2000]*		370	56-58	определить трудно	6	$\frac{HCO_3 52 SO_4 36 Cl 12}{Na 97}$
					08.1940 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		420	58			$\frac{HCO_3 52 SO_4 37 Cl 11}{(Na + K) 97}$	
					[Плюснин и др., 2013]	гидрокарбонатная натриевая	402	56.1		8.8		
			384	38		8.7						

30	Умхейский 111°07' 54°59'	620	Баргузинский район, в долине верхнего течения р. Баргузина, на острове и на левом берегу реки в 17 км севернее Улюхана, в 18 км на север от д. Ягдыг	выходы по левому берегу р. Баргузина, два выхода на острове на р. Баргузине; протерозойские граниты, перекрытые аллювиальными и болотными отложениями; разлом	09.1953 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		48	3		$M_{0.3} \frac{SO_4 51 HCO_3 39 Cl 10}{(Na + K) 93}$
					17.07.1954 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	328	48-50	до 0.03		
					1963 [Лысак, 1968]			46	8		$M_{0.39} \frac{HCO_3 49 SO_4 43}{(Na + K) 91}$
					12.05.1966 [Ломоносов, 1974]*		451.4	46	7*	7.6	
					12.05.1966 [Геология и сейсмичность..., 1984a]		448	46	7	9.9	
					[Лысак и др., 1972]	1970; 1971	451.4	46	25	9.2	$M_{0.45} \frac{HCO_3 44 SO_4 36 F 12}{(Na + K) 89 Ca 5}$
						1971	355.08		2	8.2	$M_{0.36} \frac{SO_4 52 HCO_3 21 F 18 Cl 9}{(Na + K) 97}$
						1971	396.53			7.6	$M_{0.4} \frac{SO_4 48 HCO_3 26 F 17 Cl 8}{Na 94 Ca 6}$
					1989 [Кустов, Лысак, 2000]		440	46	30	10.1	$\frac{SO_4 46 HCO_3 33 F 13 Cl 8}{Na 94 Ca 5}$
					[Трошин, Ломоносов, 2005]		449	47.9		9.4	
					[Плюснин и др., 2013]	сульфатно-гидрокарбонатная натриевая	379	48.4		9.9	
		395	43.7		9.9						
20.07.2010 [данные автора]*		350.25	48		8.5	$M_{0.35} \frac{HCO_3 37 SO_4 32 Cl 18 F 13}{Na 97}$					
31	Уринский (или Баргузинский) 110°07' 53°27'	1020	Баргузинский район, долина р. Баргузина, в 25-28 км на юго-восток от д. Большое Уро, на левом берегу ручья Лиственничного, впадающего в р. Уро, в 1,3 км от устья ручья Лиственничного	30 выходов термальных вод, основная масса которых сосредоточена на левом берегу, выходит как непосредственно по берегу, так и в некотором отдалении от него, из-под глыб биотитовых гранитов	08.1954 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая		66	незначительный		$M_{0.4} \frac{SO_4 52 HCO_3 34 Cl 14}{(Na + K) 80 Ca 17}$
					5.08.1954 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	362	66	незначительный		
					1963 [Лысак, 1968]			48	незначительный		$M_{0.44} \frac{SO_4 52 HCO_3 32 Cl 10}{(Na + K) 96}$
					2.07.1965 [Ломоносов, 1974]		525.1	48	0.15		
					1965 [Пиннекер и др., 1968]		421.3	48	0.15		$\frac{SO_4 51 HCO_3 24 F 10 CO_3 6}{Na 89 Ca 6}$
					1965 [Лысак и др., 1972]		525.14	48	0.15	8.4	$M_{0.52} \frac{SO_4 51 HCO_3 31 F 10 Cl 8}{(Na + K) 90 Ca 5 Mg 5}$

					1967 [Кустов, Лысак, 2000]*		490	67	1*	7.5	$\frac{SO_4 52 HCO_3 34 Cl 12}{(Na + K) 97}$	
					18.07.2010 [данные автора]*		258.29	49		7.9	$M_{0.26} \frac{SO_4 52 HCO_3 33}{Na 91}$	
							292.45	66		6.5	$M_{0.29} \frac{SO_4 56 HCO_3 30}{Na 89}$	
32	Фролиха (или Фролихин- ские, Хакуса) 109°57' 55°30'	500- 615	Северо- Байкальский район, западный берег оз. Байкал; левый склон долины р. Фролиха, в 2-4 км выше устья р. Фролихи, впадающей в оз. Байкал в бухте Фролиха	более 10 крупных источников; выходят по северному склону горы из-под глыб серого гранита протерозоя на расстоянии 600–700 м	08.1952 [Минеральные воды..., 1962]	теплая, гидрокарбонатно- сульфатная кальциево- натриевая		32.5	5.79		$M_{0.2} \frac{SO_4 71 HCO_3 25}{(Na + K) 71 Ca 26}$	
					2.08.1952 [Ткачук и др., 1957]	субтермальная сульфатная натриевая	185	32.5	6.94–8.1			
					12.09.1963 [Ломоносов, 1974]		263.8	35.5	4.5	7.6		
					1965 [Лысак, 1968]			35.5	4.5		$M_{0.18} \frac{SO_4 71 HCO_3 22}{(Na + K) 71 Ca 26}$	
					[Лысак и др., 1972]	1952		285	35.5	4.5	7.6	$M_{0.18} \frac{SO_4 71 HCO_3 22}{(Na + K) 71 Ca 26}$
						1963*		263.8	35.5	4.5	7.3	$M_{0.26} \frac{SO_4 54 HCO_3 27 Cl 8 F 6}{(Na + K) 73 Ca 24}$
					09.1974 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		260	36.5	45	7.05	$\frac{SO_4 64 HCO_3 27 Cl 5}{Na 68 Ca 31}$	
33	Хакусы (или Хакус- ский) 109°49'39.53" 55°21'34.59"		Северо- Байкальский район, северо- восточное побережье оз. Байкал, бухта Хакусы, в 250–300 м от берега озера	вытекает у подножья террасовидной возвышенности, сложенной рыхлыми четвертичными образованиями; источник даёт начало небольшому ручью, который местное население называет Горячей Речкой; граниты протерозоя	09.1953 [Минеральные воды..., 1962]	очень горячая, азотная, сульфатная натриевая		46	40.51		$H_2SO_4 M_{0.001} M_{0.3} \frac{SO_4 66 HCO_3 19 Cl 15}{(Na + K) 77 Ca 23}$	
					22.09.1953 [Ткачук и др., 1957]	гипертермальная сульфатная натриевая	347	46	40.51–46.3			
					[Ломоносов, 1974]	13.09.1963		365	46	∑85	7.4	
						15.08.1966		320	46			$\frac{SO_4 64 HCO_3 27 Cl 6}{Na 79 Ca 19}$
					1963 [Лысак, 1968]			46	85		$M_{0.31} \frac{SO_4 65 HCO_3 28}{(Na + K) 79 Ca 19}$	
					[Лысак и др., 1972]	1963		316	46	85	7.4	$M_{0.32} \frac{SO_4 64 HCO_3 27 Cl 6}{(Na + K) 79 Ca 19}$
						1963		343.4	46	20	8.6	$M_{0.34} \frac{SO_4 72 HCO_3 18}{(Na + K) 83 Ca 17}$
1963		365	46	85		7.4	$M_{0.36} \frac{SO_4 70 HCO_3 24}{(Na + K) 71 Ca 22 Mg 7}$					

					1963 [Пиннекер и др., 1968]		315.8	46	>50	7.4	$\frac{SO_4 68 HCO_3 20}{(Na + K) 69 Ca 26}$
					[Маврицкий, 1971]		313	46	40–46	7.4	
					6.10.1980 [Геология и сейсмичность..., 1984а]		324	46	35	8.35	
					1990 [Кустов, Лысак, 2000]*		430	47.3	50	8.3	$\frac{SO_4 81 HCO_3 12}{Na 76 Ca 22}$
34	Шуринда 113°30.7' 55°13.6'	Баунтовский район, р. Нира (приток р. Ципы), в 14 км юго-восточнее о. Бусани	ряд выходов на берегах р. Ниры на протяжении 400–500 м; в районе развиты граниты протерозоя	очень горячая, азотная, гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	08.1958 [Минеральные воды..., 1962]			40–69	19.68		$H_2SO_4 0.11 M_{0.55} \frac{SO_4 47 HCO_3 37 Cl 16}{(Na + K) 90 Ca 6} - H_2SiO_3 0.071$
					1963 [Лысак, 1968]			40–69	19		$M_{0.55} \frac{SO_4 47 HCO_3 37 Cl 16}{(Na + K) 90}$
					8.07.1969 [Ломоносов, 1974]*	633	67.5	20	8.5	$\frac{SO_4 41 HCO_3 32 F 13 H_2SiO_3 11}{Na 90 Ca 7}$	
					8.07.1969 [Геология и сейсмичность..., 1984а]	630	67.5	20	8.5	$\frac{SO_4 46 HCO_3 36 F 14}{Na 90 Ca 7}$	
					1969 [Кустов, Лысак, 2000]	630	67.5	20	8.5	$\frac{SO_4 46 HCO_3 38 F 14}{Na 90 Ca 7}$	
					[Лысак и др., 1972]	1965	650	69	20	7.2	$M_{0.65} \frac{SO_4 49 HCO_3 38 Cl 12}{(Na + K) 93 Ca 7}$
						1958	574	40–69	19		$M_{0.57} \frac{SO_4 47 HCO_3 37 Cl 16}{(Na + K) 90 Mg 5 Ca 5}$
						1969; 1970	633	67.5	20	8.5	$M_{0.63} \frac{SO_4 41 HCO_3 34 F 12}{(Na + K) 91 Ca 7}$
						1971	656.43			8.7	$M_{0.66} \frac{HCO_3 38 SO_4 37 Cl 13 F 12}{(Na + K) 99}$
					[Плюснин и др., 2013]	сульфатно-гидрокарбонатная натриевая	639	70.6		8.9	
634	67		8.9								
561	57		8.6								
35	Язовский 109°31.3' 54°30.3'	на левом берегу р. Язовки, в 3.5 км от впадения её в оз. Байкал	граниты архея	1951; 1965 [Лысак и др., 1972]*		256.5	22	20	8	$M_{0.26} \frac{SO_4 47 HCO_3 33 Cl 11 F 9}{(Na + K) 75 Ca 20}$	
				1965 [Пиннекер и др., 1968]		224.4	22.8	>20	8	$\frac{SO_4 47 HCO_3 33 Cl 11 F 9}{(Na + K) 75 Ca 20 Mg 5}$	
				4.10.1965 [Ломоносов, 1974]		256.5	22	20	8		

продолжение таблицы 4

1928	110°5'40.7" 54°34'13.56"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1973]	сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая	70	2	1.5		$M_{0.07} \frac{HCO_3 66 SO_4 31 Cl 3}{Ca 82 Mg 16 Na 2}$
160	110°14'29.93" 54°37'6.66"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1973]	гидрокарбонатно-сульфатная натриево-кальциевая	20	5	0.3		$M_{0.02} \frac{SO_4 44 HCO_3 31 Cl 25}{Ca 56 Na 37 Mg 7}$
1925	110°6'13.14" 54°32'3.65"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1973]	гидрокарбонатная натриево-магниевая	50	4	2.5	7.4	$M_{0.06} \frac{HCO_3 87 SO_4 7 Cl 6}{Na 64 Mg 22 Ca 14}$
895	110°12'33.8" 54°11'9.2"	Баргузинская впадина		[Замана и др., 1973]	гидрокарбонатная кальциевая	140		0.5	7.5	$M_{0.14} \frac{HCO_3 85 SO_4 9 Cl 3 NO_3 3}{Ca 83 Na 12 Mg 5}$
1890	110°27'2.45" 54°39'47.04"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1973]	гидрокарбонатная кальциевая	40	2	60	6.8	
1624	109°20'4.23" 53°44'35.77"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная натриево-кальциевая	80		0.3	7.1	$M_{0.08} \frac{HCO_3 77 SO_4 13 Cl 8}{Ca 57 (Na + K) 27 Mg 16}$
1664	109°23'14.71" 53°58'19.29"	побережье о. Байкал		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная (катионный состав – нет сведений)	30		0.2	7.1	$M_{0.2} \frac{HCO_3 86 SO_4 11 Cl 3}{Ca 86 Mg 9 (Na + K) 5}$
1048	109°26'8.37" 53°54'42.98"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная натриево-кальциевая	70		7		
1046	109°27'25.72" 53°52'57.95"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная кальциево-натриевая	50		2.5		
1805	109°34'60" 53°46'12.9"	Баргузинский хребет		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатно-сульфатная натриево-кальциевая	30		1		
750	109°40'16.68" 53°42'56.84"	Улонский отрог		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная натриево-кальциевая	120		5	7.1	$M_{0.12} \frac{HCO_3 80 Cl 13 SO_4 7}{(Na + K) 60 Ca 32 Mg 8}$
136	109°40'46.23" 53°40'57.24"	Улонский отрог		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная натриево-кальциевая	100		1		
696	109°55'5.06" 53°27'20.33"	Икатский хребет		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатно-сульфатная натриевая	10		1.5		
421	109°58'18.08" 53°23'15.47"	Икатский хребет		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная натриевая	60		0.8		
296	109°23'29.89" 53°20'21.25"	Усть-Баргузинская впадина		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная натриевая	80		2.5		
1229	109°13'10.57" 53°36'2.11"	Баргузинский хребет	порфириовидные граниты протерозоя	[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная кальциево-натриевая	50	4.5	2		
129	109°56'43.29" 53°50'33.47"	Баргузинская впадина		[Замана и др., 1966]	гидрокарбонатная натриево-кальциевая	150		0.4	7.2	$M_{0.15} \frac{HCO_3 87 Cl 8 SO_4 5}{(Na + K) 46 Ca 40 Mg 14}$

Таблица 5 – Перечень скважин на территории исследуемого региона Баргузино-Баунтовской ветви впадин и их основные характеристики

№ скважины (на карте)	12-с																	
	Гусихинская (сРП) 109°21' 53°25'																	
Название скважины и ее координаты (Возрастной индекс, указывающий принадлежность водопункта к водноносному комплексу)	Глубина скважины, м	Местоположение скважины	Дата обследования, [источник сведений], «*» – данные автора, используемые в диссертационной работе	Геология района	Глубина залегания водоносного горизонта или интервал опробования воды, м	Статический уровень воды от устья скважины, м	Абсолютная отметка уровня воды, м	Понижение, м	Глубина установившегося уровня воды, м	Тип воды	Минерализация (М, мг/дм ³)	Температура воды на изливе (Т, °С)	Температура воды на глубине залегания водоносного горизонта или по данным термопарогажа (Т, °С)	Дебит / Удельный дебит, Q, л/с	Коэффициент фильтрации, K _ф , м/сут	pH	Химический состав воды по формуле Курлова	
84			10.08.1970 [Ломоносов, 1974]	граниты архея							772.2	72.5		3		7.5		
			1989 [Кустов, Лысак, 2000]		72*						830	71		3.4		8.65	$\frac{SO_4 68 HCO_3 18 Cl 10}{Na 89 Ca 8}$	
			[Черных, Ржепка, 2015]			излив					800	71		3.4		8.6		
	На правом берегу р. Малая Гусиха, в 25 м от ист. Гусихинского в основании надпойменной террасы	[Лысак и др., 1972]	1965	граниты протерозоя	фонтан.			9.6			768.78	74		7.3		7.1	$M_{0.77} \frac{SO_4 71 HCO_3 18}{(Na + K) 92 Ca 7}$	
			1970, 1971									772.39	72		3		7.5	$M_{0.77} \frac{SO_4 65 HCO_3 17 Cl 10 F 5}{(Na + K) 93 Ca 6}$
			1971									757.49					7.8	$M_{0.76} \frac{SO_4 66 HCO_3 18 Cl 11 F 6}{(Na + K) 91 Ca 7}$
84.2			[Замана и др., 1966]	под толщей осадочных пород на глубине 55.7 м крупнопорфировидные граниты протерозоя и микродиориты мелового возраста; в прослоях глин зеркала скольжения			508	9.6*	> + 4		708	74		7.3*			$M_{0.7} \frac{SO_4 67 HCO_3 17 Cl 9.8 F 6.5}{(Na + K) 91.6 Ca 7 Mg 1}$	
			20.07.2010*							сульфатная натриевая	693*	72*			7.7*		$\frac{SO_4 70 HCO_3 16}{Na 89}$	

I-р	Баргузинская или Могойтгинская (N) 110°28' 54°18'	1414	В 9 км юго-западнее с. Могойто и в 11 км к северо-востоку от с. Курумкан	1954 [Ломоносов, 1974]	песчано-глинистые сланцы неогена	1192-1414						478.4	> 37		6 (фонт.)	8.4	$M_{0.47} \frac{HCO_3 80 SO_4 10 Cl 10}{(Na + K) 68 Ca 21 Mg 11}$		
				1955 [Лысак и др., 1972]*	глинистые песчаники верхнего плиоцена	889-900			700				229.7		21	0.05			$M_{0.23} \frac{HCO_3 80 SO_4 10 Cl 10}{(Na + K) 68 Ca 21 Mg 11}$
					глинистые песчаники верхнего плиоцена	992-936							325.29		22	0.016			$M_{0.32} \frac{HCO_3 80 Cl 10 SO_4 9}{(Na + K) 74 Ca 16}$
					пески, песчаники и песчанистые глины плиоцена	1192-1414*			(фонт.)*				474.92*	30*	27.7-37.0	6	> 8.4*		$M_{0.47} \frac{HCO_3 83 Cl 11 SO_4 6}{(Na + K) 69 Ca 17 Mg 11}$
				1955 [Гидрогеология СССР..., 1970]	алевролит тонкозернистый рыхлый	889-900	390		700						20	0.05			$M_{0.22} \frac{CO_3 70 HCO_3 10 Cl 10 SO_4 10}{Na 68 Ca 22 Mg 10}$
					песчаник тонкозернистый с прослоями глин	992-936	70		нет свед.						21	8.1			$M_{0.29} \frac{CO_3 62 HCO_3 18 Cl 10 SO_4 10}{Na 76 Ca 16 Mg 8}$
чередование рыхлых песчано-глинистых углистых сланцев, песчанников, песчанистой глины	1192-1414		самоизлив			самоизлив					29-37	6			$M_{0.3} \frac{HCO_3 74 Cl 12 CO_3 10}{Na 72 Ca 18 Mg 10}$				
с-78-62	с-78-62 (N) 109°57'43.92" 53°35'42.87"		Баргузинская впадина, с. Алга	[Замана и др., 1966]	пески, песчаники, алевролиты, гравийно-галечные отложения		5				15.1			1.66 / 0.11	0.22	7.3	$M_{0.08} \frac{HCO_3 78 Cl 16 SO_4 6}{Ca 68 Na 26 Mg 16}$		
с-11	с-11 (N) 109°12'28" 53°18'51.83"		Усть-Баргузинская впадина, в 16 км к ЮВ от с. Усть-Баргузин	[Замана и др., 1966]	пески, песчаники, алевролиты, гравийно-галечные отложения		8.4				20.5			0.033 / 0.001	0.013	6.5	$M_{0.1} \frac{HCO_3 84 Cl 8 SO_4 8}{Na 49 Ca 42 Mg 8 NH_4 1}$		
88-Б	88-Б (N) 110°8'13.2" 53°44'15.72"		Баргузинская впадина	[Тугаринов и др., 1980]	слабосцементированные песчаники с прослоями бурого угля	12.6					5.7			2	2.1	6.7	$M_{0.1} \frac{HCO_3 90 Cl 10}{Ca 49 Mg 33 Na 7 Fe^{3+} 4 Fe^{2+} 3 NH_4 3}$		
4	4 (а.а.1,вQ ₄) 110°12'49.18" 54°7'52.51"	60	Баргузинская впадина, на левом берегу р. Баргузин	[Замана и др., 1973]	песчано-галечные отложения (мощность 40 м), песок (мощность 20 м)		0.2				2.5	0.2		0.9	6.1	7.2	$M_{0.15} \frac{HCO_3 88 SO_4 7 Cl 5}{Ca 60 Na 28 Mg 12}$		

6	6 (a.al,lbQ ₄) 110°31'38.23" 54°8'31.48"	30	Баргузинская впадина, долина р. Аргоды	[Замана и др., 1973]	песок с илом (мощность 3 м), песок (мощность 27 м)		2.9		16.3	2.9	гидрокарбо- натная кальциево- магниева	90				1.2	0.8	$M_{0.09} \frac{HCO_3 84 SO_4 14 Cl 2}{Ca 61 Mg 20 Na 19}$	
106-63	106-63 (a.al,lbQ ₄) 111°42'26.2" 54°25'7.51"		Баргузинская впадина	[Замана и др., 1973]			8			8	гидрокарбо- натная кальциево- натриевая	290				1.5	7.3	$M_{0.29} \frac{HCO_3 86 SO_4 11 Cl 3}{Ca 56 Na 31 Mg 13}$	
11	11 (flQ ₂) 110°42'40.96" 54°27'39.58"		Баргузинская впадина	[Замана и др., 1973]			24.9		1.6	24.9	гидрокарбо- натная кальциево- натриевая	260				0.2	6	8	$M_{0.26} \frac{HCO_3 91 Cl 6 SO_4 3}{Ca 64 Mg 26 Na 10}$
22	22 (a.al,lbQ ₄) 110°37'28.64" 54°31'56.37"	41	Баргузинская впадина, на правом берегу р. Баргузин	[Замана и др., 1973]	песок (мощность 21 м), песок с гравием и дрсвой (мощность 20 м)		0.9		3.8	0.9	гидрокарбо- натная кальциевая	130				5.3	16	7.4	$M_{0.13} \frac{HCO_3 82 SO_4 14 Cl 2 NO_3 2}{Ca 77 Mg 20 Na 3}$
33	33 (a.al,lbQ ₄) 110°38'8.83" 54°34'58.52"		Баргузинская впадина	[Замана и др., 1973]			+0.2		1.2	+0.2	гидрокарбо- натная кальциевая	110				2.5	30.9	7.6	$M_{0.11} \frac{HCO_3 72 SO_4 26 Cl 2}{Ca 67 Na 23 Mg 10}$
24	24 (gfQ ₃) 110°32'57.31" 54°33'55.24"		Баргузинская впадина	[Замана и др., 1973]			56		11	56	гидрокарбо- натно- сульфатный кальциево- натриевый	90				0.06	0.07	7.5	$M_{0.09} \frac{HCO_3 76 SO_4 21 Cl 3}{Ca 56 Na 36 Mg 8}$
21	21 (gfQ ₃) 110°38'22.27" 54°38'25.7"		Баргузинская впадина	[Замана и др., 1973]			39.4		1.2	39.4	гидрокарбо- натно- сульфатная кальциевая	110				2.7	29.8	7.4	$M_{0.11} \frac{HCO_3 77 SO_4 21 Cl 2}{Ca 80 Na 13 Mg 7}$
301-70	301-70 (flQ ₃) 110°47'21.36" 54°36'43.88"		Баргузинская впадина	[Замана и др., 1973]			16		14	16	гидрокарбо- натная кальциево- натриевая	220				4.4	2.36	7.4	$M_{0.22} \frac{HCO_3 93 SO_4 4 Cl 3}{Ca 59 Na 28 Mg 13}$
26	26 (γPt) 109°42'33.45" 53°38'15.4"		Баргузин- ский район, долина р.Нестерихи	[Замана и др., 1966]	граниты порфири- видные		9.5		16.57	9.5	гидрокарбо- натная кальциево- магниева	200				0.33 / 0.014	0.075		

продолжение таблицы 5

1	1 (a,al,lbQ ₄) 109°46'46.72" 53°35'48.02"	Баргузинская впадина, 9.5 км к востоку от с. Баргузин	[Замана и др., 1966]		2.4	21.3	2.4	гидрокарбо- натная кальциево- натриевая	200			1 / 0.04	0.596	6.7	$M_{0.2} \frac{HCO_3 88 Cl 8 SO_4 2}{Ca 44 (Na + K) 34 Mg 16}$
45-59	45-59 (a,al,lbQ ₄) 109°49'42.46" 53°32'41.74"	Баргузинская впадина, с. Телятни- ково	[Замана и др., 1966]		10	6.15	10	гидрокарбо- натная кальциево- натриевая	300			1.66 / 0.27	2.97		
34-59	34-59 (γPt) 109°51'26" 53°30'16.02"	Баргузинская впадина, с. М. Уро	[Замана и др., 1966]		10	6	10	гидрокарбо- натная натриево- кальциевая	470			1.66 / 0.27	3.24		
77-62	77-62 (a,al,lbQ ₄) 109°51'11.9" 53°31'35.96"	Баргузинская впадина, с. Б. Уро	[Замана и др., 1966]	крупнозер- нистые граниты	11	19.8	11	гидрокарбо- натная кальциево- натриевая	120			1.39 / 0.07	0.858		
23	23 (a,d,pQ ₃₊₄) 109°46'23.24" 53°26'35.94"	юго- восточный борт Баргу- зинской впадины	[Замана и др., 1966]	граниты и гранодиориты порфиро- видные	21	42	21	гидрокарбо- натная кальциево- натриево- магниевая	150			0.05 / 0.001	0.005	7.1	$M_{0.15} \frac{HCO_3 92 Cl 4 SO_4 3}{Ca 46 (Na + K) 34 Mg 20}$
27	27 (a,laQ ₃₊₄) 109°17'11.78" 53°29'36.27"	Баргузинский район, долина р. Адамовки	[Замана и др., 1966]	граниты и диориты, трещиноватые	26.4	18.26	26.4	гидрокарбо- натная натриево- кальциевая	140			1.22 / 0.067	0.1		