

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

Федеральное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения
Российской академии наук

На правах рукописи

ШЕВКО Елизавета Павловна

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АКТИВНЫХ
ГАЗОГИДРОТЕРМ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ**

25.00.09 –Геохимия, геохимические методы поиска полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант:
доктор геолого-минералогических наук
профессор **Шварцев Степан Львович**

Томск - 2018 г.

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ.....	12
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ.....	18
Полевое опробование.....	18
Геофизические исследования.....	22
Химико-аналитические методы.....	25
Петрофизический анализ.....	27
Методы численного моделирования.....	28
Гидродинамическая модель.....	32
Термодинамическая модель.....	36
ГЛАВА 3. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	39
Вулкан Мутновский.....	39
Геологическое строение.....	40
Петрография и петрохимия вулканических пород.....	40
Вулкан Эбеко.....	49
Геолого-структурная характеристика в. Эбеко и его термальной системы.....	50
Геологическое строение и тектоническое положение в. Эбеко.....	54
Петрография и петрохимия вулканических пород.....	57
Включения оливиновых базальтов в андезитах.....	59
Кальдера вулкана Головнина.....	69
Состав пород.....	70
Петрофизические свойства пород разной степени изменения.....	72
ГЛАВА 4. ГИДРОГЕОХИМИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ГЕНЕЗИС ЭЛЕМЕНТОВ В ИХ СОСТАВЕ.....	76
Гидротермы вулкана Мутновский.....	76
СЕВЕРО-МУТНОВСКОЕ ФУМАРОЛЬНОЕ ПОЛЕ.....	76
Гидрогеохимия грязевых котлов.....	76
Поровые растворы.....	80
Поведение элементов в процессе метасоматоза.....	83
Грязевые котлы в северной части Донного фумарольного поля.....	89
Физико-химические параметры и основной состав растворов.....	89
Концентрации микроэлементов.....	93
Поровые растворы термальной площадки.....	98
Рыжие водоемы в южной части Донного поля.....	101
Сравнительная подвижность элементов в гидротермальном транспорте вулкана Мутновский.....	105
Гидрохимия кипящих котлов на фумарольных полях вулкана Эбеко.....	110
Северо-Восточное фумарольное поле.....	111
Исток р. Кислая Кузьминка.....	115
Южное фумарольное поле.....	115
Кратерные озера.....	115
Верхне-Юрьевские источники.....	117
Вулкан Головнина (Остров Кунашир).....	120
Озеро Кипящее.....	120
Котлы и термальные источники фумарольных полей на берегах озера.....	120
ГЛАВА 5. ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ПОДВОДЯЩИХ КАНАЛОВ.....	127
Вулкан Мутновский.....	127
Магнитотеллурическое зондирование по профилю вулкан Горелый – вулкан Мутновский.....	127
Строение подводящих каналов Северо-Мутновского фумарольного поля.....	132
Электроразведка площадки на Донном фумарольном поле с водоемами ярко-рыжего цвета.....	136
Электроразведка площадки на Донном поле, сопряженная с грязевыми котлами аномального состава.....	138
Вулкан Эбеко.....	145
Северо-Восточное фумарольное поле.....	145
Июльское фумарольное поле.....	147
ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИЯ НА ФУМАРОЛЬНЫХ ПОЛЯХ ОЗЕРА КИПЯЩЕЕ.....	150

ГЛАВА 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ.....	160
Постановка задачи.....	160
<i>Введение в проблему</i>	<i>160</i>
<i>Особенности учета петрофизических свойств вулканических построек в физико-химических моделях.</i>	<i>162</i>
Выбранная схема моделирования.	162
Структура моделей.	163
<i>Моделирование гидротермальных систем от магматической камеры до дневной поверхности.</i>	<i>163</i>
<i>Параметры моделей для исследования закономерностей изменения петрофизических свойств разреза.</i>	<i>166</i>
<i>Параметры моделей для исследования влияния теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника.</i>	<i>169</i>
Результаты расчетов.....	171
Растворение пород в ультракислом флюиде.....	171
Формирование осадков термальных источников	171
Возможность формирования состава гетерофазных флюидов при взаимодействии с породой.....	172
Распределение вещества от магматической камеры до поверхности в зависимости от структуры разреза.....	174
<i>Первая серия экспериментов.</i>	<i>174</i>
<i>Вторая серия экспериментов</i>	<i>179</i>
<i>Обсуждение результатов численного моделирования.....</i>	<i>184</i>
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	189
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	194

Введение

Состав современных активных вулкано-гидротермальные системы представляет собой своеобразную информационную запись обо всех этапах взаимодействия поднимающегося флюида с вмещающими породами. Прямые замеры и опробование всех частей активной гидротермальной системы позволят сделать выводы об условиях формирования газогидротерм, источниках вещества, формах переноса химических элементов. Состав как термальных, так и холодных вод является отражением многих превращений, произошедших с флюидом от момента формирования на больших глубинах до поступления на поверхность Земли. В работе описаны все этапы формирования термальных вод: отделение от магматической камеры, подъем по разрезу, фазовые переходы (разделение на газ и жидкость), смешение с пластовыми и метеорными водами, взаимодействие с вмещающими породами.

Актуальность исследования определяется тем, что интерпретация процессов в вулкано-гидротермальных системах оставляет множество вопросов, поскольку прямые наблюдения и замеры параметров возможны только в приповерхностной части. Накопленные эмпирические данные свидетельствуют о многопараметрических взаимодействиях в системе «магматический флюид – вмещающая порода», для их объяснения необходимо определение источников вещества, механизмов рассеяния и концентрирования химических элементов. Физико-химическое и термодинамическое моделирование взаимодействий вода-порода является мощным инструментом определения закономерностей и особенностей миграции флюида, химических реакций на пути его движения, генезиса элементов в поверхностных разгрузках.

Работа направлена на решение **фундаментальной проблемы** реконструкции механизмов функционирования и развития газогидротермальных систем активных вулканов Курило-Камчатской островной дуги. Фундаментальной целью является разработка количественных моделей формирования и транспорта магматических флюидов, закономерностей изменения их состава по пути подъёма и взаимодействия с породами, определение источников вещества для контрастных

типов газогидротерм. На основе комплексного подхода к исследованию активных вулканов, включающего методы геохимии, геофизики, петрологии, термодинамические расчёты, решены вопросы генезиса, транспорта, концентрирования широкого круга химических элементов с проекцией на всю флюидо-магматическую систему.

Цель и задачи исследования.

Целью исследования является создание физико-химических динамических моделей, воспроизводящих механизм функционирования флюидо-гидротермальных систем активных вулканов и реконструкция геохимической истории ключевых элементов от момента отделения из магматической камеры до выхода на поверхность с газогидротермальными потоками. Граничные условия представленных моделей определяются их применимостью для объяснения конкретных полученных данных (химический и минеральный составы вещества) и соотнесением с ситуацией *in situ* (газогидротермы Камчатки и Курильских островов).

Для достижения поставленной цели для каждой конкретной вулканогидротермальной системы необходимо было решить следующие задачи:

1. Определить состав и физико-химические параметры термальных источников на фумарольных полях исследованных вулканов. Выявить элементы, с помощью которых будет описан состав термодинамической системы.

В большинстве случаев данные об источнике вод основываются на косвенной информации. Для многих вулканов мира имеются обширные изотопные исследования, есть данные и для ряда вулканов Камчатки и Курильских островов. По мнению автора, они малоинформативны. Однако, для каждого конкретного случая, даже в пределах одного термального поля, соотношения вклада разных типов вод меняется. Даже одного процента магматогенного флюида достаточно для того чтобы радикально изменить состав термальных растворов [Bessonova et al. 2013]. В диссертации приведены результаты опробования контрастных типов растворов, наиболее ярко проявляющихся на изучаемых вулканах.

2. Расчет семейства моделей и выбор оптимальных, которые с наиболее высокой степенью приближения отражают геохимические условия на фумарольных полях. С их помощью описать механизмы взаимодействия флюид-порода и обосновать степень протекания реакций во времени и пространстве, приводящих к наблюдаемой минеральной зональности.

По мнению большинства исследователей [Фролова, Ладынин, 2008; Aiurra et al., 2000, 2005; Bau, 1991; Hinsberg et al., 2010; Komori et al., 2010; и др.], именно взаимодействие флюид/порода является определяющим в составе термальных проявлений. По мнению автора, каждый случай индивидуален. В ряде случаев содержания химических элементов в растворах на несколько порядков превышает равновесное соотношение с вмещающей породой [Bessonova et al., 2012], что указывает на необходимость поиска иного источника вещества (например, на влк. Мутновский сделано предположение о наличии в глубоких частях разреза гипербазитовых тел), либо определение механизмов обогащения растворов в ходе миграции к поверхности Земли. С помощью физико-химического моделирования созданы модели взаимодействия флюид/порода при разных физико-химических условиях, что позволило понять процессы перераспределения элементов в разрезе в зависимости от пути миграции термального раствора.

3. Решить вопрос о путях миграции каждого конкретного элемента в зависимости от его геохимических свойств и физико-химических параметров флюида.

Гетерофазность вулканогенных флюидов предоставляет широкие возможности по формам переноса вещества и их смене в процессе миграции. На пути движения флюида от промежуточной магматической камеры к поверхности земли может быть несколько фазовых переходов, являющихся геохимическими барьерами. В данном исследовании представлены результаты комплексного опробования ряда газогидротерм: термальных растворов, фумарольных газов, конденсатов фумарольных газов, взвеси кипящих котлов. На основе полученных результатов анализов по составу различных фаз построены и верифицированы физико-химические модели.

4. Выявить зоны накопления или рассеивания элементов в зависимости от температуры, давления, степени протекания реакции, состава флюидов и строения флюидопроводников.

Для решения вопроса формирования и работы геохимических барьеров основным методом было физико-химическое моделирование. При создании моделей учитывались все известные физико-химические параметры флюидов, химический и петрофизический состав пород, особенности строения флюидопроводника. Кроме того, методами бесконтактной геофизики определена геоэлектрическая зональность подповерхностного пространства термальных полей и структурные особенности на участках фазовых барьеров на глубинах до 50 м. (методы электротомографии и частотного зондирования (ЧЗ)), а для вулкана Мутновский прослежены сформированные флюидопроводники до глубин в несколько десятков километров (метод магнито-теллурического зондирования (МТЗ)).

Научная новизна результатов исследования.

- Сбор, накопление, систематизация и публикация фактических данных.
- разработанных физико-химические модели функционирования гидротермальных систем для разных сценариев в зависимости от строения флюидопроводников и степени взаимодействия вода-порода;
- идентификация зон фазового разделения флюида на геохимических барьерах в приповерхностных условиях с помощью сочетания геохимических данных с результатами геофизического зондирования;
- фактическое определение дифференциации химических элементов на фазовых барьерах (системы «котёл – фумарола», «паровые воды – свободные воды термальных источников») с количественной оценкой относительной подвижности элементов.

Основные положения диссертации, выносимые на защиту

- 1 Термальные растворы, разгружающиеся в зонах активной вулканической деятельности, имеют контрастный состав. В основном они ультракислые, окисленные и содержат высокие содержаниями Cl^- , SO_4^{2-} , SiO_2 , Al, Fe, в отдельных случаях NO_3 , K, B,

Mn, Zn, Cr, Ni, Sr, Rb, As. Формирование близнейтральных и субщелочных вод на одной термальной площадке с кислыми источниками возможно за счет взаимодействий воды флюидов с горными породами, а также смешения с поверхностными водами.

- 2 Химический состав термальных источников определяется ступенчатой трансформацией поднимающегося флюида на геохимических барьерах: взаимодействием флюид/порода, фазовым разделением, окислительно-восстановительными реакциями, геоструктурными особенностями подводящих каналов. Наиболее эффективным механизмом концентрирования химическим элементов является отделение паро-газовой фазы (конденсата) от солевого остатка (сепарата) при декомпрессионном кипении флюида. Наличие барьеров фазового разделения в близповерхностном пространстве (до 100 м) изучаемых вулканов подтверждено методами малоглубинной электроразведки.
- 3 Разнообразие состава термальных источников, выходящих на поверхность обусловлено разнообразием структур подводящих каналов. Такие факторы как температура, давление, степень и время взаимодействия вода/порода, фазовый состав флюида определяют «профиль» каждого конкретного термального источника. В свою очередь все перечисленные факторы зависят от размера, формы и структуры (пористость и проницаемость) флюидопроводников.

Фактический материал и личный вклад автора. Работа основана на материалах, полученных автором за последние 20 лет. Начиная с 1997 года было проведено 13 полевых сезонов на активных вулканах Камчатки и Курильских островов. Отобрано более 2000 проб растворов, несколько десятков проб конденсатов, лично автором отобрано более 500 проб твердого вещества (донные осадки и т.п.). Все неустойчивые параметры растворов замерялись на месте лично. Под руководством автора разработан новый подход к формированию концепции физико-химических

моделей, в которых учитывается строение флюидопроводников и зависящая от него смена фазового состава системы.

Апробация работы. Автор участвовала в 47 конференциях по теме работы, опубликовано 3 монографии, 15 статей в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России, 3 объекта интеллектуальной собственности и более 80 публикаций в тематических сборниках. Результаты исследования по теме диссертации вошли в несколько десятков отчетов. Результаты исследования по теме диссертации вошли в несколько десятков отчетов. Автор диссертации была руководителем пяти инициативных и двух экспедиционных проектов РФФИ, Президентского молодежного проекта и нескольких проектов областного уровня, успешно завершенных. Разработанные методики физико-химического моделирования включены в курсы ГГФ НГУ.

Теоретическая и практическая значимость работы. Теоретическая значимость работы заключается в разработанных физико-химических и термодинамических моделях формирования, эволюции и функционирования вулканогидротермальных систем с количественным описанием процессов миграции и отложения химических элементов во флюиде при его взаимодействии с вмещающими породами и разгрузке на поверхности.

Систематизация и анализ данных по составу контрастных гидротерм имеет свою научную значимость, т.к. системно освещает закономерности геохимии вулканического флюида и поступления элементов из того или иного источника.

Отдельным пунктом фундаментальных знаний, полученных в ходе работы, является определение концентрирующих элементы геохимических барьеров, что было подтверждено фактически при исследовании внутреннего строения газогидротерм электроразведочными методами.

Практическая значимость заключается в:

- определении закономерностей концентрирования элементов на определённых интервалах разреза в зависимости от строения флюидопроводника, что может быть применимо при объяснении процессов формирования эпitherмальных руд;

- выявлении специфичной ассоциации химических элементов в термальных водах и газах влк. Мутновский и Эбеко (Cr-Ni-Co-ЭПГ-ТРЗЭ), свидетельствующей о наличии их источника (гипербазиты или рудные тела) в глубоких частях разреза под Южной Камчаткой и Северными Курилами;
- важным аспектом является обнаружение высоких концентраций потенциально токсичных элементов в термальных водах, применяемых в бальнеологических целях.

Текст диссертации изложен на 209 страницах, включающих ВВЕДЕНИЕ, ЗАКЛЮЧЕНИЕ и шесть глав. В первой главе приведен обзор литературы за последние полвека (СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ). Во второй главе «МЕТОДЫ» описаны все полевые, аналитические и расчётные методы, использованные в работе. Особое внимание уделено полевым методам, которые являются основой результатов работы, и методам моделирования, разработанным при активном участии автора работы. В третьей главе «ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ» приведены обобщенные геологические и геохимические фактические данные необходимые для понимания процессов взаимодействия флюидов с горными породами. Четвертая глава «ГИДРОГЕОХИМИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ГЕНЕЗИС ЭЛЕМЕНТОВ В ИХ СОСТАВЕ» полностью посвящена особенностям состава термальных растворов на активных вулканах, в главе обсуждаются оригинальные данные по составу растворов термальных источников, фумарольных газов, вулканогенных пород. Пятая глава «ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ПОДВОДЯЩИХ КАНАЛОВ» демонстрирует результаты изучения строения вулкано-гидротермальных методами электроразведки и МТЗ и интерпретацию результатов с точки зрения гидрогеохимии. Шестая, заключительная, глава «ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ» объединяет результаты исследования газов, растворов и пород в физико-химических моделях. Показаны различия развития вулканогидротермальных систем в зависимости от строения разреза и условий выхода газогидротерм на поверхность. В тексте диссертации присутствуют ссылки на 143 литературных источника.

Благодарности. Автор работы искренне благодарна своим коллегам, без которых проведение представленного исследования было бы невозможно: Ельцову И.Н. и Панину Г.Л. (ИНГГ СО РАН), Жаркову Р.В. (ИМГ ДВО РАН), Котенко Т.А. и Котенко Л.В. (ИВиС ДВО РАН), Чудненко К.В. и Бычинскому В.А. (ИГХ СО РАН) Гаськовой О.Л., Гора М.П., Шевко А.Я. (ИГМ СО РАН). Большой вклад в работу внесло обсуждение и формирование результатов исследования с научным консультантом Шварцевым С.Л. Особую благодарность автор хочет выразить своим родителям Бортниковой С.Б. и Бортникову П.Б. активно помогавшим в исследованиях и подготовке текста работы.

Глава 1. Состояние проблемы.

Проблемы действующих вулcano-гидротермальных систем во всем мире исследуются очень активно. Ежегодно возрастает количество публикаций, касающихся геохимии и эволюции флюидов, но Россия по этому показателю находится во втором десятке стран. В таблице 1 приведены данные системы Scopus по количеству публикаций за последние пять лет по разным активным вулканам мира. Очевидно, что исследования в России современных термальных систем сильно отстают от мирового уровня. По мнению авторов проекта, причина кроется не столько в недостаточном уровне исследований, сколько в недоведении накопленного материала до публикации в международных журналах и сети «Интернет». Большое количество фактических наблюдений и аналитических данных хранится в архивах.

Обсуждая изучение активных вулканов Курило-Камчатской островной дуги прежде всего, следует говорить об основоположниках прошлого века. Изучение термальных вод и вулканических газов на Камчатке и Курильских островах началось после первой публикации [Пийпа, 1937]. Результаты исследований термальных вод Камчатки и Курильских островов были опубликованы на русском языке [Ивановым, 1956, 1967 ; Барабановым и Дистлером, 1968; Басковым и др. 1973; Мархининым, 1967; Мархининым и Стратулой, 1977; Трухиным, 2003; Чудаевым и др., 2000]. Большое количество данных по газам, полученных в 1980-ых и их изотопным составом в вулканических фумаролах и более, чем в 150 источниках с Камчатки и Курильских о-в были опубликованы [Рожковым и Верховским, 1990; Таран и др., 1986; Таран, 1988] представили полные данные по геохимии флюидов из высокотемпературных геотермальных систем Камчатки.

В настоящее время изучение современных гидротермальных систем Курильских островов связано с большими финансовыми затратами и ограничением по въезду зарубежных коллег в погранзону. Однако сложилось несколько коллективов, систематически наблюдающих и изучающих вулканы Южных и Северных Курил из числа, как Российской академии наук, так и иностранных коллег. Со стороны ИВ ДВО РАН и Северных Курил заметное

количество публикации о термальных водах выходит из группы Рычагова С.Н. от [Калачевой Е.А., 2013, 2015], вулканы Южных Курил обсуждаются в статьях сотрудников ИМГиГ ДВО РАН [Веселов, Козлов, 2014; Побережная и др. 2011, 2012].

Мировая практика изучения термальных вод много шире. Наиболее активно изучением современных гидротермальных систем занимаются ученые США и Великобритании [Mather, T.A. et al., 2012; Joseph, E.P. et al., 2011; Halldórsson, S.A. et al., 2013 и др.]. Из последних публикаций близко пересекающихся с темой представляемого исследования надо отметить [Iacovino, K., 2015], представившего термодинамическую модель, в которой связаны глубины образования газа и состав газа на поверхности. Данные по широкому спектру химических элементов и их ассоциаций в термальных водах позволяют с некоторой долей условности определить их возможный генезис и источники вещества [Giammanco et al. 1998; Aiuppa et al. 2000; Bortnikova et al. 2008, 2010 и др.]. Геохимические исследования гидротермальных проявлений на активных вулканах (термальные источники, фумаролы, грязевые котлы) дают информацию о глубинных взаимодействиях и физико-химических процессах, которые могут происходить в гидротермальных резервуарах [Giggenbach and Sheppard, 1989]. Кратерные озера являются накопителем магматогенных флюидов, разгружающихся на дне. Однако основной вклад в состав растворов озер вносят метеорные воды и их последующее взаимодействие с породами вулканической постройки. Во многих случаях очень трудно определить долю глубинного или метеорного источника в составе термальных проявлений [Pasternak and Varekamp, 1994; Rowe et al., 1995; Takano et al., 2000; Delmelle and Bernard, 1994; Varekamp et al., 2009; Bessonova et al., 2012]. То же справедливо для множества термальных источников и фумарол, разгружающихся на склонах вулканов, которые представляют собой смесь магматических флюидов и метеорных вод в разных пропорциях [Fazlullin, 1999; Shinohara et al., 1993; Taran et al., 1996; Aiuppa et al., 2001, Bortnikova et al., 2005]. Высокотемпературные фумаролы ($>700^{\circ}\text{C}$) обычно выносят на поверхность не только основные газы CO_2 , SO_2 , HCl , HF и др., но также

множество металлов и металлоидов в виде газообразных хлоридов, фторидов и более сложных соединений, имеющих высокую подвижность при высоких температурах [Symonds et al., 1987; Symonds et al., 1994; Bernard and Le Guern, 1992; Taran et al., 2000; Korzhinsky et al., 2002; Zelenski and Bortnikova, 2005]. Конденсаты высокотемпературных вулканических газов содержат значительные количества металлов, а сублиматы и возгоны на фумаролах очень сходны по составу с эпитермальными рудными телами [Symonds et al., 1987; Hedenquist, 1995; Taran et al., 1995; Taran et al., 2002]. Это позволяет предполагать для низкотемпературных проявлений наличие во флюидоподводящей системе вулканической постройки зон фазовых переходов и, как следствие, - геохимических барьеров, на которых будут отлагаться рудные компоненты, которые станут основой для формирования эпитермальных месторождений.

Таблица 1.1

Статистика публикаций по различным активным вулканам мира за последние пять лет (данные системы Scopus).

Географическое положение	Количество активных вулканов	Запрос: active volcanoes...*	Запрос: thermal waters ...*
Курильские острова	37	16	6
Гавайские острова	10	40	30
Япония	19	123	648
Мексика	9	58	178
Италия	4	235	265

* Добавлено географическое положение

Вместе с тем, активные вулканы чаще всего характеризуются наличием гидротермальных систем в верхних частях разреза, которые разгружаются на поверхности в виде термальных источников, фумарол и потоков грунтовых вод. Геохимическими методами были сделаны оценки потоков вулканических газов [Hirabayashi, 1999; Hernandez et al., 2006; Marrero et al., 2008; Taran, 2009 и др.]. В изучение генезиса высокотемпературных фумарол один из последних результатов по Японским вулканам опубликован в [Hedenquist, J.W. Taran, Y.A., 2013]. Однако во многих случаях очень сложно определить поток флюида посредством

геохимического опробования вследствие сложностей отбора проб и образцов из внутренних частей термальных полей [Komori et al., 2010]. Мы предлагаем использование комплексных методов.

В идеале, геофизические методы, такие как измерение сопротивления (электропроводности) среды, должны быть применены в сочетании с геохимическим картированием для определения пространственного распределения потока. Основным источником сигнала естественного электрического поля на вулканах генерируется электрокинетическими связями [Corwin and Hoover, 1979]. Течение грунтовых вод создает электрический ток и электрическое поле, называемое направленной естественной поляризацией, которую можно измерить с поверхности [Revil et al., 1999a, b; Lorne et al., 1999a, b; Revil and Leroy, 2001]. Как следствие, направленная поляризация, связанная с вертикальным транспортом флюида в вулканических гидротермальных системах, проявляется в положительных аномалиях [Pribnow et al., 2003; Finizola et al., 2004; Revil et al., 2004]. Еще 40 лет назад [Keller and Rapolla, 1974] показали, что применение данных электроразведки для этих целей оправданно, поскольку электропроводность поровых растворов резко возрастает с ростом солености при растворении вулканических газов в воде. Фактически электромагнитное зондирование вулканов используется для обнаружения высокопроводящих (низкоомных) аномалий, относящихся к вулканической и гидротермальной активности [Mogi and Nakama, 1993; Kagiya et al., 1996; Kanda et al., 2008; Aizawa et al., 2009].

Термодинамическое моделирование на сегодняшний день является одним из наиболее используемых методов при описании гидрогеологических систем. Безусловно, наиболее качественные модели с широким спектром учитываемых элементов и параметров построены для систем вода/порода [Гричук, 2000; Борисов и др., 2004]. Начиная с работ [Г. Хельгесона, 1967] и введения понятия «степени протекания реакции» в рамках равновесной термодинамики, развивается динамический подход, позволяющий учитывать развитие физико-химических процессов, разбивая их на локальные точки в пространстве и во времени [Helgeson et al., 1970, 1978]. К настоящему времени сложился подход равновесно-

динамического моделирования, в котором в качестве аналога безразмерного времени, в том или ином виде, используется соотношение вода/порода [Карпов, 1981; Шваров, 2000]. Имитация эволюции системы моделируется как последовательное достижение равновесия в каждом резервуаре с новыми порциями флюида. Подробно принципы динамического подхода при создании физико-химических моделей изложены в [Чудненко, 2010]. В некоторых программных комплексах предусмотрена возможность изменения ТР-условий на каждой последующей волне на определенную, заранее заданную, константу. Такой подход позволяет получать модельные расчеты, близкие к природным наблюдениям [Гричук, 2000; Борисов, 2000]. Однако детальный анализ использования подобных приближений в геологических моделях свидетельствует об очевидной некорректности описания динамики развития системы при квазистационарных РТ-условиях. Попытки воссоединения гидродинамической и физико-химической модели для субмаринных систем были сделаны в работе [Тутубалин, Гричук, 1997], где результаты расчета первой модели были использованы авторами при построении второй. Однако ТР-профили, выбранные для разных временных срезов, тем не менее, оставались стационарными при расчете всех «волн» физико-химической модели. Современные численные программные комплексы зарубежных коллег, описывающих 2D и 3D модели «реактивных потоков» [Numerical..., 2003; Pruess, Xu, 2004 и др.], строились для сопровождения эксплуатации и разведки геотермальных месторождений или техногенных систем. Однако и в этих моделях нет главного для описания природы вулканогенных рудообразующих систем, - учета отделения газов от магматических тел и процессов их неизотермического взаимодействия с породами.

Необходимо отметить исследование активных вулканов японскими специалистами, поскольку высокая актуальность этой темы для Японии очевидна. Кроме того, на Южные Курилы простираются геополитические интересы Японии, считающей Курильские острова собственной территорией. В этом плане исследование активного вулканизма на Курилах и активная публикация результатов в мировых журналах российскими коллективами в какой-то степени

может сместить акценты и в политической области. Большое внимание уделяется влиянию вулканической деятельности на содержание элементов в атмосфере в виде газов и аэрозолей [Eguchi, K et al, 2011, Isagai, H., 2015]. Исследуется газовая эмиссия в грязевых [Etiope et al., 2011], и обычных вулканах [Notsu and Mori, 2010]. Актуальная для Японии проблема – землетрясения, на исследования которых направлено большое внимание с использованием различных методов и важных для нас: геофизических – сейсмики [Uchida et al., 2010, Tian, Y., Zhao, D., 2012], МТЗ [Aizawa et al., 2011]. Активно развивается фундаментальное применение сейсмотомографии в изучении структуры Земной коры и мантии в зоне субдукции применительно к островам Японии [Wang and Zhao, 2010; Yamamoto and Sato; 2010; Kumagai et al., 2010; Saiga et al., 2010; Zhao et al., 2011] и прилегающим территориям Тихоокеанского кольца [Tian and Zhao, 2012]. Японские исследователи не обходят своим вниманием зарубежные вулканические [Ohba et al., 2010] и геотермальные области [Yousefi et al., 2010]. Наиболее близкое к теме проекта исследование японских коллег [Terada, A., Hashimoto, T., Kagiya, T., 2012] демонстрирует физическую модель смешения термальных и грунтовых вод.

Глава 2. МЕТОДЫ

Работа основана на фактических материалах, полученных в результате комплексных экспедиций с участием геохимиков, геологов, геофизиков проведенных на действующих вулканах Южной Камчатки и Курильских островов с 1998 по 2014 гг. при активном участии автора работы. Перечень и краткая характеристика изученных гидротермопроявлений представлены в табл. 2.1.

Полевое опробование

В течении полевых исследований опробованы газогидротермальные источники, фумаролы, твердое вещество термальных площадок и собрана коллекция термальных вод, вулканических газов и конденсатов. Собраны растворы термальных источников на полях вулкана Мутновского (водоемы, прозрачные и грязевые котлы, поровые воды термальных площадок и серных фумарол), на Северо-Мутновском фумарольном поле (грязевые котлы и поровые растворы), на фумарольных полях влк. Эбеко, Головнина (грязевые котлы, термальные источники, воды кратерных озер). Для сравнения в некоторых главах приводятся данные и по другим активным вулканам Курило-Камчатской островной дуги.

Опробование термальных источников на всех обсуждаемых в работе вулканах проводилось по единой методике, соблюдалась стандартная схема. Пробы отбирались фторопластовым пробоотборником, любые контакты с металлами были исключены. Замеры неустойчивых параметров (pH, Eh, T, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$) проводились прямо на месте – при возможности на выходах гидротерм, а в случае высоких температур отбирались пробы и замеры проводились в течении получаса, после остывания. Для ряда объектов это были мониторинговые исследования, что позволило проследить изменение составов термальных вод во времени.

Измерения pH проводилось с помощью стеклянного индикаторного электрода (ЭСК-10301/7), который можно использовать в широком диапазоне pH и температурах от 20°C до 100°C. Перед измерением pH исследуемых растворов

Таблица 2.1.

Краткая характеристика изучаемых гидротермопроявлений

Вулкан	Термальное поле	Тип источников	Название, краткое описание
Мутновский	Донное	Кипящие грязевые котлы	Близко расположенные различающиеся цветом, консистенцией, составом.
		Рыжие водоемы	Прозрачные небольшие водоёмы ярко-рыжего цвета
	Активная воронка	Водоемы	Небольшие водоёмы в разных частях кратера
	Северо-Мутновское	Грязевые котлы	Котлы, различающиеся размером, цветом, параметрами
Эбеко	Северо-Восточное фумарольное поле	Грязевые котлы	В большинстве – прозрачные кипящие источники
	Южное	Грязевые котлы	2 небольших прозрачных котла
	Кратеры	Озера	Северный, Средний, Южный
	Истоки р. Кислая Кузьминка	Кипящие котлы и источники	Небольшие, малосточные прозрачные котлы
	Верхне-Юрьевские источники	Горячие источники	
Головнина	Центральное Восточное поле на берегу оз. Кипящее	Термальные источники и сольфатары	Более 25 источников и выходы сольфатарных газов объединены в 4 группы на берегу озера; выходы газогидротерм со дна озера
	Центральное Западное поле на берегу оз. Горячее	Термальные источники и сольфатары	Несколько крупных котлов и множество термальных источников
	Безымянное, Черепаховое и Набоковское поля на берегу оз. Горячее	Термальные источники, грязевые котлы, сольфатары	Серии небольших термальных источников и грязевых котлов
	Северо-Западное поле	Термальные источники и сольфатары	Серия небольших источников, сольфатары Ревущая и Большая
	Источники ручья Кислого	Термальные источники и сольфатары	Верхняя, Нижняя и Устьевая группы источников в долине ручья
	Источники ручья Докторского	Термальные источники	Верхняя группа: термальное озеро Уста, источник Колодец; Нижняя группа: источники Раковина, Дракон, Бирюзовый.
	Источники ручья Змеиног	Термальные источники	Столбовские источники: серия небольших источников в долине ручья

проводится калибровка прибора по стандартным растворам с известными значениями - $\text{pH}=1.65$; $\text{pH}=3.56$; $\text{pH}=4.01$; $\text{pH}=6.86$. Стекланный электрод и электрод сравнения промывались дистиллированной водой, капли воды удалялись фильтровальной бумагой. Затем стекланный электрод погружался в испытуемый раствор. В этот же раствор погружали хлорсеребряный электрод сравнения ЭСр-10101, заполненный 3М KCl. Предел абсолютной погрешности измерений pH в питьевых, природных и сточных водах, определенный в соответствии с ГОСТ Р ИСО 5725-2002, не превышает $\pm 0,05$ единиц pH [РД 52. 24. 495. 95].

Для измерения окислительно-восстановительного потенциала E_h использовался платиновый электрод (ЭПВ-1 ср) и хлорсеребряный электрод сравнения (ЭСр-10101). Перед работой индикаторная часть электрода обезжиривалась спиртом, тщательно промывалась дистиллированной водой и осушалась фильтровальной бумагой. Электроды погружались в исследуемый раствор. В качестве выходного сигнала датчик выдает значение потенциала в мВ, образующегося на поверхности платинового электрода в результате электронного обмена между благородным металлом и анализируемой средой в ходе окислительно-восстановительных процессов. Точность измерений составляет ± 1 мВ.

Метод определения концентрации ионов Cl^- , NO_3^- , F^- , NH_4^+ основан на измерении потенциала соответствующего ионоселективного электрода, который зависит от концентрации определяемого иона в растворе [РД 52. 24. 7-83; РД 52.24.367-95; РД 52. 24. 360. 95; РД 52.24.394-95]. Измерение проводят относительно электрода сравнения, потенциал которого не зависит от состава раствора. Электроды также предварительно промываются дистиллированной водой и осушаются фильтровальной бумагой, помещаются в 100 мл исследуемого раствора. По величине измеренного потенциала прибор автоматически определяет концентрацию иона в водном растворе. Для этого в начале измерений проводят градуировку прибора и электродной системы по стандартным растворам (10^{-1} , 10^{-2} , 10^{-3} , 10^{-4} и 10^{-5} М) определяемого иона. Если концентрация иона в растворе

превышает верхнее значение диапазона измеряемых концентраций, то возможно снизить концентрацию путем последовательного разбавления раствора.

Для последующего лабораторного анализа сразу после отбора пробы растворов фильтровались через мембранные фильтры (диаметр пор 0.45 μm). Нейтральные и субщелочные пробы подкислялись ультрачистой азотной кислотой до $\text{pH}=2$. В лабораторию отобранные растворы доставлялись в пластиковых контейнерах.

На вулканах Мутновский и Эбеко с термальных площадок отбирались пробы вещества для отжима поровых вод:

- вещество со стенок грязевых котлов и термальных источников;
- влажное вещество метасоматически переработанных вмещающих пород на термальных площадках северной части Донного поля;
- донные осадки водоемов в Активной воронке;
- самородная сера из внутренних частей фумарольных построек (из фумарол в северной части Донного поля).

Пробы помещались в пластиковые герметичные пакеты и транспортировались до базового лагеря, а затем в лабораторных условиях из них прессом при давлении 100 атм. была отжата жидкая фаза.

Там же были собраны пробы «возгонов» – минералов образованных из парагазовой смеси, выходящей на поверхность на термальных площадках. Они представляют собой корочки и налеты различного цвета: белые, серые, желтые, зеленоватые. Их рост происходил на теплых и горячих влажных площадках при достижении термальных растворов поверхности и постепенного испарения отделяющегося водяного пара. Возгоны собирались деревянной лопаточкой и запаковывались в полиэтиленовые пакеты.

Подробно были опробованы осадки и взвесь. Твердое вещество в составе котлов и источников представлено различным материалом: от белесовато-серых, черных, зеленоватых глин до железистых рыжих корок.

В разрезах вулканических построек были опробованы доступные разности вулканогенных пород, которые различаются по возрасту, составу и текстурно-

структурным особенностям. На термальных полях обсуждаемых вулканов собрана коллекция метасоматически измененных пород разной степени гидротермальной проработки. Изучение их геохимического и вещественного состава позволило реконструировать процесс переотложения химических элементов на фоне эволюции состава гидротермальных растворов. Возможность сопоставить состав термальных вод с типом вмещающих флюидопроводящих пород («свежих» вулканогенных пород, гидротермально измененных пород) дало возможность анализа степени взаимодействия флюид/порода.

Геофизические исследования

Кроме геохимического и петрологического исследования пород и растворов активных вулканов проведены геофизические исследования подповерхностного пространства термальных полей на разных глубинах. Для выявления подповерхностного строения термальных полей была использована группа методов (частотного зондирования (ЧЗ), электротомографии, магнитотеллурического зондирования (МТЗ)). Они позволяют оценить реальные параметры флюидопроводящих каналов, флюидопоров и, как следствие, сделать предположения о расположении фазовых переходов в потоке флюида.

Для построения геоэлектрических моделей использовались два метода: электромагнитное индукционное ЧЗ в реализации ЭМС (электромагнитный сканер) и электротомография при помощи многоэлектродной установки СКАЛА-48 (разработана в ИНГГ СО РАН). Кроме возможности определить геометрию подземных резервуаров и минерализацию растворов, их заполняющих, электромагнитное зондирование позволяет проследить изменение фазового состояния поднимающегося флюида в верхних частях разреза.

Для выяснения глубинного строения вулканов Мутновско-Гореловской группы на профиле между вулканами Горелый и Мутновский применен метод МТЗ. Это позволило обнаружить близповерхностные низкоомные области,

предположительно трактуемые как промежуточные магматические камеры и определить геометрию ослабленных (флюидопроводящих) зон [Бортникова и др., 2013].

В настоящее время, к наиболее быстрым и обладающим высоким разрешением относятся многоэлектродные методы постоянного тока и ЧЗ, которое с одной стороны, обладает большой разрешающей способностью, в сравнении с традиционными методами постоянного тока, с другой стороны не является глубинным. Оперативность современной аппаратуры ЧЗ [Манштейн, Панин, и др. 2008] позволяет в реальном времени получать 2D распределения кажущегося сопротивления среды. ЧЗ и электротомография на постоянном токе, помогают определить строение подводящих каналов и описать особенности функционирования гидротермальной системы в приповерхностных участках термальных полей [Панин, Котенко и др., 2010].

Любые деструктивные методы (бурение и т.п.) приводят к полному изменению неустойчивых параметров и отражают сильно нарушенную картину. В работе используются результаты исследований методами частотного зондирования и электротомографии, проведенные сотрудниками ИНГГ СО РАН: А.К. Манштейном, Ю.А. Манштейном, Г.Л. Паниным, Ю.Г. Кариним, В.А. Белобородовым при непосредственном участии автора. В России подобные исследования на действующих вулcano-гидротермальных системах не проводились, а зарубежные электромагнитные исследования на активных вулканах немногочисленны. Так, детальное геофизическое зондирование методом электротомографии проводилось на вулкане La Grande Découverte – La Soufrière. Была получена серия 3D областей с относительно высоким сопротивлением, разделенных проводимыми каналами. Зондирования методом электротомографии, впервые проведенные для всей постройки вулкана Стромболи, показали большой потенциал примененных методов для выяснения внутренней структуры вулкана [Finizola et al., 2006]. Исследования, проведенные геоэлектрическими методами на площади Kestambul (Турция), [Caglar and Demiroger, 1999], позволили выявить участки, перспективные в отношении геотермальной энергии. Наши исследования

позволили выявить структуры разгрузки газогидротерм и на их основании сделать предположения о разделении путей миграции различных компонентов [Bortnikova et al., 2009, Bessonova et al., 2010].

Участки для исследования геофизическими методами выбирались на основе предшествующего геохимического картирования и выяснения гидрогеохимических параметров термальных разгрузок на ряде активных вулканов Курило-Камчатского региона. И вместе с тем, одновременно с частотным зондированием и электротомографией проводилось геохимическое опробование исследуемых площадок. Сочетание геохимических параметров и разрезов геофизического зондирования позволило получить объяснение некоторых генетических причин в вариациях составов растворов и заложить фактическую основу для последующего моделирования вулкано-гидротермальных систем.

Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ). Профиль МТЗ располагается в пределах юго-восточной части полуострова Камчатка и пересекает центральную часть вулкана Мутновский, далее проходя вдоль склона вулкана Горелый. Работы проведены с целью изучения особенностей строения верхней части земной коры в районах новейшего современного вулканизма. В тектоническом плане эти вулканические постройки контролируются крупными трещинными зонами северо-восточного простирания, которые представляют собой элементы транскамчатского глубинного разлома, проходящего параллельно шовной зоне глубоководного Курило-Камчатского желоба. Для интерпретации полученных результатов необходимо изучение процессов современного вулканизма и гидротермальной деятельности, существенно влияющих на характер распределения глубинной электропроводности.

Работы методом МТЗ выполнялись аппаратурой, произведенной канадской фирмой «Phoenix Geophysics Ltd». Использовался один измерительный модуль MTU-5, позволяющий регистрировать пять компонент (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z) магнитотеллурического поля. Наблюдения велись по профилю длиной 14 км с шагом между зондированиями 1 км-600 м. Применялась крестообразная установка с длиной электрических диполей 100м. Длительность записи компонент

магнитотеллурического поля в среднем составила 19-20 часов. Полевые замеры проводились сотрудниками ИНГГ СО РАН Ю.Н. Колочевым, д.т.н. И.Н. Ельцовым, к.т.н. Г.Л. Паниным.

Обработка полевых данных выполнялась д.г.-м.н. Е.В. Поспеевой с использованием комплекса программ, разработанного компанией «Phoenix Geophysics Ltd» и Win Glink. На основании результатов глубинных электромагнитных исследований Камчатского региона [Мороз, 1991] и общих представлений о тектоническом строении полуострова [Шарапов и др., 1979], можно говорить о ее квазидвумерной региональной геоэлектрической структуре северо-восточного простирания. В этом случае, кривые ρ_{yx} , ориентированные по азимуту 30° являются продольными, а кривые ρ_{xy} , отвечающие азимуту 120° – поперечными.

Геоэлектрический разрез строился в два этапа. Сначала была выполнена 1-D инверсия квазипродольных (ρ_{yx}) кривых, а после проведена совместная (бимодальная) двумерная (2D) инверсия продольных и поперечных кривых. Инверсия проводилась с помощью программного комплекса Win Glink.

Химико-аналитические методы.

Все отобранные пробы анализировались на широкий спектр компонентов в АЦ ИГМ СО РАН, ИК СО РАН, лабораториях ИНГГ СО РАН. Использовались методы РФА, РФА-СИ, ИСП-МС. Проводилось петролого-геохимическое изучение вулканических пород. Коллекция образцов горных пород изучалась петрографическими и химико-аналитическими методами в лабораториях Института геологии и минералогии СО РАН. Петрографическое описание полированных шлифов в проходящем и отраженном свете выполнено с использованием микроскопа Olympus BX51, стереомикроскопа Stemi 2000-C и универсального поляризационного микроскопа Axiolab 40Pol. Химический анализ пород на 12 компонентов проведен методом РФА. Определение элементов-примесей – методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения (РФА-СИ). При изучении особенностей состава

силикатных и окиснорудных минералов были использованы электронно-зондовые микроанализаторы JEOL JXA-8100 и “Camebax-micro” с энергодисперсионной приставкой Kevex и сканирующий электронный микроскоп LEO1430VP, снабженный энергетическим спектрометром OXFORD Instruments.

При анализе растворов в лабораторных условиях из вещества котлов и термальных площадок были отداвлены поровые растворы прессом под давлением 100 атм. Все растворы анализировались по единой схеме.

При лабораторном исследовании основной ионный состав части проб растворов определялся в ИВиС ДВО РАН стандартными методами [Резников и др., 1970]: колориметрии, пламенно-фотометрическим, потенциометрическим, объемным с ошибкой определения не более 5% (аналитики А.А. Кузьмина и С.В. Сергеева), в ИНХ СО РАН методом ионной хроматографии (отв. исп. к.х.н. Б.С. Смоляков) в испытательной лаборатории ДВ филиала ФГУ НПП «Росгеолфонд», г. Южно-Сахалинск (аналитик В.Д. Чугунова).

Многоэлементный состав растворов анализировался методом ICP-AES, прибор IRIS фирмы Jarell Ash Corporation (аналитики Л.Б. Трофимова, С.Ф. Нечепуренко). Пределы обнаружения элементов приведены в таблице 2.2. Ошибка определения составляет 5-10%.

Определение содержания РЗЭ, а также в некоторых случаях Rb, Sr, Ba, Pb, Th, U в анализируемых растворах методом ИСП-МС выполнено после разбавления и подкисления с использованием внешней градуировки в сочетании с внутренним стандартом, в качестве которого был выбран индий с концентрацией 1 ppb. Для градуировки использовали растворы стандартных геологических образцов. Содержание элементов платиновой группы, а также Hg, Tl, Bi оценено полуколичественным методом с применением внутреннего стандарта. Все измерения выполнены на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT Finnigan Mat (аналитик к.х.н. И.В. Николаева).

В некоторых растворах, собранных на термальных полях влк. Менделеева и Головнина, основные катионы, микро- и рассеянные элементы проанализированы масс-спектральным методом в Институте проблем технологии микроэлектроники

и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка) с использованием индуктивной плазменной масс-спектропии (ICP-MS, Agilent 7500). Сходимость полученных результатов находится в пределах чувствительности применяемых методов.

Таблица 2.2.

Чувствительность метода ICP для широкого спектра элементов, мг/л

Элемент	Al	As	B	Ba	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Li	Mn
Предел обн.	0.005	0.005	0.005	0.003	0.1	0.005	0.03	0.003	0.001	0.01	0.002	0.001

Элемент	Mo	Nb	Ni	P	Pb	Se	Si	Sn	Sr	Ti	Zn	V
Предел обн.	0.003	0.01	0.001	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.003	0.003	0.001	0.01

Петрофизический анализ.

Изучение петрофизических свойств для свежих и гидротермально измененных вулканогенных пород проводился в лаборатории ИНГГ СО РАН. Включает в себя определение пористости, проницаемости, УЭС среды, магнитных свойств, объемной и минеральной плотности. В работе использованы данные только по пористости и проницаемости. Измерение пористости проводилось согласно ГОСТ 26450.1–85 «Породы горные. Метод определения коэффициента открытой пористости жидкостенасыщением». Сущность метода заключается в определении объема пустотного пространства образца (по разности масс сухого и насыщенного жидкостью образца), его внешнего объема (по разности масс насыщенного жидкостью образца в воздухе и в насыщающей жидкости) и вычислении коэффициента пористости путем деления первого объема на второй.

Первоначально высушенный образец взвешивался в воздухе (вес P1), затем насыщался водой под вакуумом (остаточное давление 0.5 кПа) в течение трех суток. Контроль степени насыщения проводился взвешиванием образцов на аналитических весах I класса точности. Насыщение прекращалось при достижении образцом постоянного веса. Насыщенный образец взвешивался в атмосфере (вес

P2) и в насыщающем растворе (вес P3). По результатам взвешивания рассчитывался коэффициент пористости образца.

Проницаемость измерялась согласно ГОСТ 26450.2–85 «Породы горные. Метод определения коэффициента абсолютной газопроницаемости при стационарной и нестационарной фильтрации». Сущность метода нестационарной фильтрации заключается в определении скорости фильтрации газа через образец измерением времени фильтрации определенного объема газа при переменной разности давлений на входе и выходе из образца.

Высушенный образец помещается в кернодержатель, создается боковой обжим, препятствующий протеканию газа вдоль боковой поверхности образца. Перепад давления определяется высотой подъема жидкости в пьезометре, присоединенном к выходу образца, скорость фильтрации измеряется по скорости опускания жидкости в пьезометре.

Методы численного моделирования

Для создания моделей вулканогидротермальных систем был разработан оригинальный подход, сочетающий в себе гидродинамическую модель движения флюида от магматической камеры до земной поверхности, и физико-химическую модель взаимодействия флюида с породами постройки.

Фактические данные по составу пород, растворов, конденсатов стали фундаментом для создания физико-химических моделей, расчета равновесий и верификации результатов моделирования. Исследования проводились с помощью нескольких подходов, в основном с использованием программного комплекса Селектор [Чудненко, 2010], а также использовались и авторские разработки. Целью теоретических расчетов было воспроизведение условий формирования газогидротерм и форм переноса элементов во флюидном потоке и предсказание возможных зон дислокации геохимических барьеров и накопления или выщелачивания химических элементов из вулканогенных пород. Концептуальная модель вулканогенной системы в целом представлена на рисунке 2.1 Важно

подчеркнуть, что именно неоднородность строения подводящих каналов (размеры, глубина, строение) и обсуждается в работе.

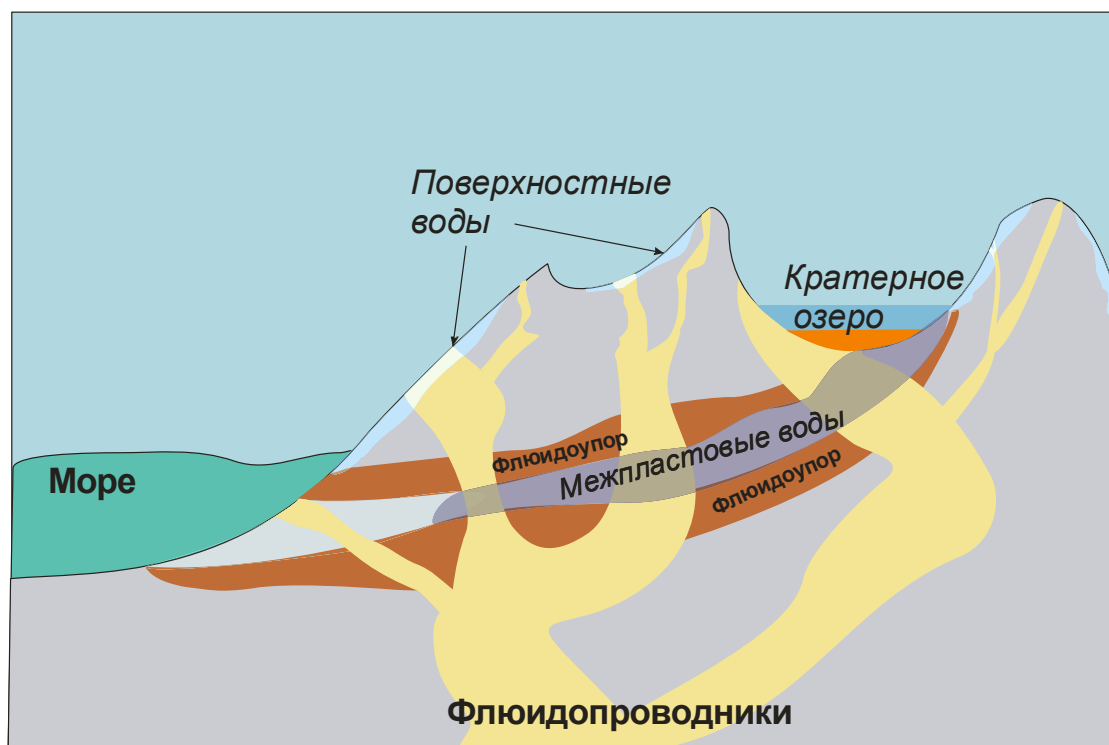


Рисунок 2.1 Концептуальная модель вулкано-гидротермальной системы с малоглубинной магматической камерой

Основные термодинамические расчеты проводились с помощью программного комплекса Селектор. Разработка ПК ведется специалистами Института Геохимии СО РАН (Иркутск) с начала 80-х годов [Карпов И.К., 1981]. Основным его предназначением является термодинамическое моделирование равновесных процессов в системах «вода-порода». В использовавшейся версии ПК Селектора существует несколько типов моделей, которые позволяют решать различные задачи. В представляемом исследовании были использованы «мегасистемы», для расчета равновесия в замкнутой системе, и «резервуарные» модели, которые позволяют численно описывать динамику процесса и проследивать изменение системы в относительном времени, регулирующемся потоком вещества.

Расчет равновесных составов резервуаров производится методом минимизации изобарно-изотермического потенциала (потенциала Гиббса) - $G(T, P, b)$ [Karpov et al., 1997]. Физико-химическая модель резервуара описывается

гетерогенной мультисистемой, которая может включать одновременно водный раствор электролита, конденсированные однокомпонентные фазы и фазы твердых растворов, газовую смесь, а также растворы неэлектролитов, в том числе жидкие углеводороды и расплавы.

В зависимости от заданного сценария модели вещественный поток между резервуарами представлен группой подвижных фаз, которая включает обоснованно выбранный набор компонентов мультисистемы. В моделях вулканогидротермальных систем, как правило, группа потенциальных подвижных фаз, достигающая текущего резервуара r , может состоять из компонентов водного раствора и/или газов, образование которых происходит в предыдущем резервуаре последовательно-сопряженной цепочки многорезервуарной модели.

ПК Селектор снабжен встроенными, постоянно расширяемыми базами термодинамических данных. Интеграция вычислительных модулей и баз данных позволяет преодолеть одно из препятствий, ранее затруднявших массовое распространение и применение методов минимизации в приложениях химической термодинамики. Обеспечивается быстрое формирование разнотипных физико-химических моделей средствами самого программного комплекса без проведения специальной подготовительной работы по сбору, критическому анализу, согласованию и занесению исходных термодинамических данных в компьютерные модели. В настоящее время ПК «Селектор» включает стандартные базы данных компонентов водного раствора, газов, расплавов, твердых веществ и минералов [Рид и др., 1982; Chase et al., 1985; Berman, 1988; Holland, Powell, 1990, 1998; Ghiorso, Sack, 1995; Jonson et al, 1992; Robie, Hemingway, 1995; Shock et al., 1997; Sverjensky et al., 1997; Yokokawa, 1988].

В основу системы формирования термодинамических баз данных ПК «Селектор» положен принцип их авторского представления, то есть каждая база данных представляет собой, как правило, отдельный термодинамический справочник. В этом случае дублирование некоторых веществ в различных базах неизбежно. Однако в большинстве справочников термодинамические свойства рассчитаны по единой методике или подвергались взаимному согласованию,

поэтому отбрасывание части веществ из какой-либо сводки может привести к потере нужной информации. Конечно, идеально было бы строить модель на основе одной базы данных, но к сожалению, в большинстве случаев это невозможно и приходится пользоваться термодинамическими свойствами веществ из разных.

Разработанный при участии автора программный комплекс, объединяющий ПК Селектор [Чудненко, 2007] и ПК Флюид [Шарапов, 2008] позволяет исследовать модели с учетом неизотермической гидродинамики и равновесной физико-химической динамики гетерофазного процесса тепло-массообмена. Эта схема предполагает использование квазидвумерного описания развития в потоке водного магматического флюида полного комплекса фазовых переходов (конденсация магматического газа - фильтрация водного раствора - декомпрессионное вскипание раствора - фильтрация пара - конденсация пара – фильтрация водного раствора) [Шарапов и др., 2008] и параллельный расчет физико-химического гетерофазного равновесия в последовательных точках (резервуарах) флюидопроводника [Бессонова и др., 2010]. Такое приближение дает возможность оценить характер изменений в нестационарную стадию формирования температурного профиля, учесть влияние динамики фазовых границ и изменения фазового состояния флюида, которое может иметь циклические колебания [Шарапов и др., 2010].

Сначала в модели рассчитываются теплофизические и гидродинамические параметры, которые используются далее при определении физико-химических равновесий. Такой подход позволил впервые перейти от *времени условного* (учитывающегося как соотношение вода/порода), используемого в аналогичных ПК [Гричук, Шваров, 2002], к *времени реальному*, начинающему свой отсчет от начала жизни магматической камеры, продуцирующей тепло и магматогенный флюид. Алгоритм и допущения, сделанные при создании теплофизической модели, подробно описаны ранее [Шарапов и др., 2008]. При расчете учитывается не только состав системы, но и строение подводящих каналов: их размеры, геометрия, наличие или отсутствие флюидоупоров [Бессонова и др., 2011]. В результате расчетов можно предсказать появление и/или исчезновение фазовых границ в

потоках магматогенных флюидов, их миграцию вдоль разреза. Одним из существенных дополнений к ПК, разработанным в 2011 году, является возможность учитывать переменный состав флюида в источнике. Это позволяет корректно описывать разновозрастные системы.

Гидродинамическая модель.

Предположим, что из магматического источника, расположенного на некоторой глубине L , отделяется горячий гидротермальный флюид. Далее он попадает в узкую вертикальную область повышенной проницаемости (флюидопроводник) шириной $2y_0$, которая контактирует сбоку с практически непроницаемыми вмещающими породами (Рисунок 2.2). Теплообмен на границе между ними подчиняется закону Ньютона и учитывается введением эффективного коэффициента теплопередачи $\alpha_c \approx \text{const}$. Потоки тепла и массы в гидротермальной системе будут направлены от магматического «источника» флюида вверх в область флюидопроводника, где развивается фильтрующий к поверхности поток. В процессе такой фильтрации, по мере снижения температуры и давления, гидротермальный раствор может претерпевать превращения: закритический флюид – пар – жидкость.

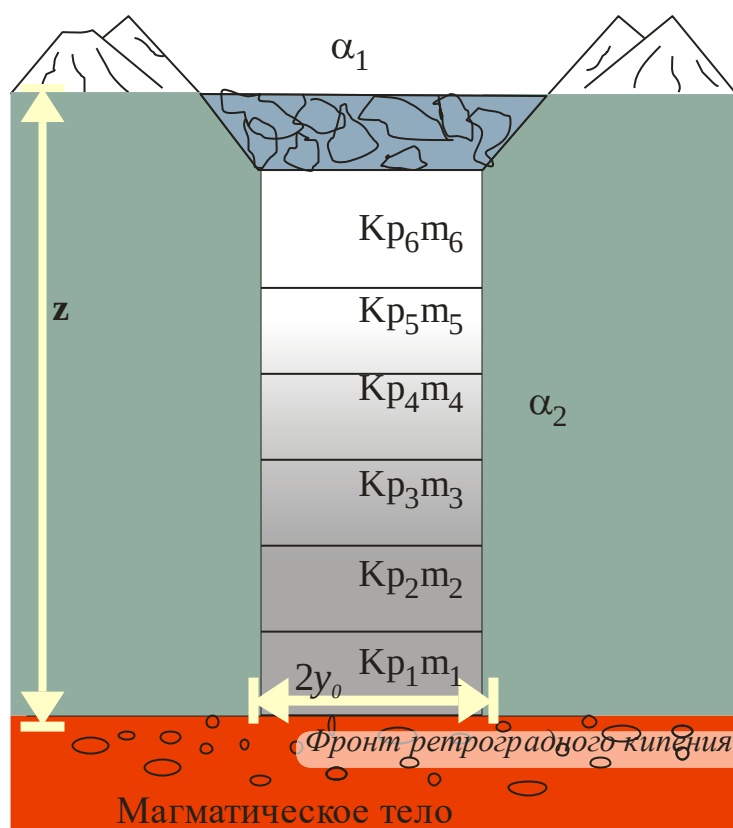


Рисунок 2.2 Структурная схема модели Kp – проницаемость, m^2 , m – пористость, %, α_1 – коэффициент теплоотдачи на верхней границе, α_2 – коэффициент теплоотдачи боковой поверхности флюидопроводника, z – глубина залегания магматической камеры, $2y_0$ – ширина флюидопроводника.

Использовалась система координат с осью z , направленной вертикально вниз и осью y , перпендикулярной плоскости симметрии (Рисунок 2.2). Начало оси z соответствует верхнему контакту флюидопроводника (находится на дневной поверхности). Поперечный размер $2y_0$ проницаемой области достаточно мал, так что его внутренним термическим сопротивлением можно пренебречь, по сравнению с внешним, и рассматривать задачу переноса тепла в квазидвумерном приближении. Также были приняты некоторые допущения, не нарушающие сущности рассматриваемого процесса: 1) локальные температуры флюидопотока и пористой породы практически равны; 2) фазовые границы считаем резкими, а гидротермальный флюид однофазным; 3) область фильтрации считается однородной по проницаемости, 4) исключая явления перегрева (переохлаждения), принимаем, что ширина зоны возможного развития конвекции флюида в

рассматриваемой пористой среде мала по сравнению с размером области фильтрации. В пределах однородных участков все свойства среды принимаются постоянными.

Для задачи фильтрации гидротермального раствора уравнение теплопроводности имеет вид:

$$\varphi_j \frac{\partial T}{\partial t} + f_r \rho_j c_j v_j \frac{\partial T}{\partial z} = \psi_j \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\alpha_c}{y_0} (T - T_{roc}) ,$$

где T – температура, t – время, индексом $j = 1, 2, 3$ обозначены физические величины, относящиеся к флюидной (закритической), жидкой и паровой фазам соответственно, ρ_j, c_j, λ_j – плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность гидротермального раствора, соответственно, равные их средним значениям в рассматриваемом интервале изменения температуры; v_j – скорость движения j – ой фазы флюидного раствора;

$$\varphi_j = f_r \rho_j c_j + (1 - f_r) \rho_r c_r ; \quad \psi_j = f_r \lambda_j + (1 - f_r) \lambda_r ;$$

f_r – пористость пород флюидопроводника; ρ_r, c_r, λ_r – плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность пород флюидопроводника, соответственно; $T_{roc} = T_{roc0} + G_{roc}z$ – температура вмещающих пород, окружающих флюидопроводник; T_{roc0} – температура вмещающих пород на дневной поверхности; G_{roc} – градиент температуры во вмещающих породах.

Для описания движения гидротермального раствора в пористой среде используем эмпирический закон Дарси в форме

$$v_j = - \frac{K_p}{\mu_j f_r} \left(\frac{\partial P}{\partial z} + \rho_j g \right),$$

где P – давление во флюиде, K_p – коэффициент проницаемости, μ_j – среднее в рассматриваемом интервале изменения температуры значение коэффициента динамической вязкости j – ой фазы гидротермального раствора, g – ускорение свободного падения.

При постановке обсуждаемой задачи рассматриваются «источники», находящиеся на малых глубинах (< 4 км), литостатическое давление в этом случае

не превышает 10^8 Па, что позволяет считать весь гидротермальный раствор несжимаемой жидкостью. При этом в каждой из зон – закритического флюида, жидкости или пара – выбираются осредненные значения плотности. Из уравнения неразрывности для движения флюидного раствора в пористой среде

$$\operatorname{div}(\rho_j f_r v_j) = 0$$

и закона Дарси (1.2) следует уравнение фильтрации в виде

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_j \frac{K_p}{\mu_j} \left(\frac{\partial P}{\partial z} + \rho_j g \right) \right) = 0.$$

Уравнение теплопроводности, уравнение фильтрации и закон Дарси образуют систему дифференциальных уравнений в частных производных, численное решение которой при заданных начальных и граничных условиях позволяет рассчитать поля скоростей, температур, давлений и проанализировать динамику перемещения фазовых границ в гидротермальном растворе.

Начальные и граничные условия. На верхней границе системы теплообмен с окружающей средой описывается законом Ньютона:

$$-\psi_j \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \alpha (T_{med} - T),$$

где α – коэффициент теплоотдачи, T_{med} – температура внешней среды.

На боковом контакте флюидопроводника с непроницаемыми вмещающими породами граничное условие аналогично:

$$\psi_j \frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=y_0} = \alpha_c (T_{roc} - T).$$

Температура в источнике имеет фиксированное и заранее заданное значение:

$$T \Big|_{z=L} = T_{int},$$

где T_{int} – температура на нижнем контакте исследуемой области.

На фазовой границе жидкость-пар (или пар-жидкость) задаем условие Стефана, учитывающее теплоту фазового перехода:

$$f_r \rho_3 c_3 v_3 T \Big|_{z=L_1} - \psi_3 \frac{\partial T}{\partial z} - f_r \rho_2 c_2 v_2 T \Big|_{z=L_1} + \psi_2 \frac{\partial T}{\partial z} = f_r \rho_3 Q \frac{dL_1}{dt},$$

где Q – теплота фазового перехода жидкость–пар; L_1 – координата границы жидкость–пар (пар–жидкость).

Давление на верхнем контакте равно атмосферному:

$$P|_{z=0} = P_{atm},$$

где P_{atm} – давление окружающей среды; а в источнике – литостатическому, что соответствует условию «вскипания» флюида [Шарапов, 1986]:

$$P|_{z=L} = P_{lit},$$

где P_{lit} – литостатическое давление на данной глубине.

В соответствии с начальными условиями для модели распределение температур отвечает геотермальному градиенту.

$$T|_{t=0} = T_0 + G_T z,$$

где T_0 – исходная температура пород флюидопроводника на поверхности Земли; G_T – градиент температуры. Также уравнения с начальными и граничными условиями дополняются соотношениями, связывающими температуру и давление на границе фазового перехода жидкость–пар [Вукалович, 1958].

Алгоритм решения сформулированной задачи основан на конечно-разностной неявной схеме в форме прогонки и простой итерацией. На каждом временном шаге по значениям температуры и давления определяется положение зон закритического флюида, жидкости и пара в проницаемом флюидопроводнике. В полученных областях рассчитываются эффективные значения теплофизических параметров. На каждой новой итерации отыскивается решение уравнения теплопроводности с использованием схемы сквозного счета [Самарский, 1983], уточняются границы расчетных областей и величины теплофизических параметров. Итерации заканчиваются по достижению условия сходимости для температуры во всех точках расчетных областей. После этого определяются гидродинамические параметры флюида. Затем на новом временном шаге весь процесс повторяется.

Термодинамическая модель.

Физико-химическая модель резервуара описывается гетерогенной мультисистемой, которая может включать одновременно водный раствор

электролита, конденсированные однокомпонентные фазы и фазы твердых растворов, газовую смесь, а также растворы неэлектролитов, в том числе жидкие углеводороды и расплавы.

Приведенный изобарно-изотермический потенциал системы:

$$G(x) = \sum_{j \in L} c_j x_j + \sum_{j \in l_\alpha} x_j \ln \frac{x_j}{X_\alpha} - \sum_{j \in S_w^0} x_j \ln \frac{x_{j_w}}{X_\alpha}, \quad \alpha \in \Phi.$$

где $G = G(x) \cdot RT$ - свободная энергия Гиббса системы (изобарно-изотермический потенциал); T – температура, К; R – универсальная газовая постоянная; x_j – число молей зависимого компонента j ; $X_\alpha = \sum_{j \in l_\alpha} x_j$ – число молей зависимых компонентов

в фазе α , Φ - множество фаз системы, L - множество зависимых компонентов, l_α – множество фаз растворов, S_w^0 - множество компонентов фазы водного раствора.

Параметр c_j определяется в зависимости от принадлежности компонента фазе мультисистемы:

$c_j = g_j / RT + \ln \gamma_j$ – для всех компонентов, кроме водного раствора и газов,

$c_j = g_j / RT + \ln \gamma_j + \ln P$ – для газов,

$c_j = g_j / RT + \ln \gamma_j + \ln 55.51$ – для компонентов водного раствора,

где g_j – эмпирические функции, заменяющие неизвестные истинные значения изобарно-изотермических потенциалов компонентов мультисистемы в выбранном стандартном состоянии и системе отсчета, приведенной к одному уровню; γ_j – коэффициент активности или фугитивности компонента j ; P – давление.

Система уравнений баланса масс, в которую, если требуется, вводится уравнение электронейтральности, записывается в виде

$$Ax = b,$$

где b – вектор-столбец, элемент которого b_i – есть общее число молей независимого компонента i в системе; A – матрица стехиометрических коэффициентов, элемент которой a_{ij} показывает число молей независимого

компонента i в одном моле зависимого компонента j ; x – вектор-столбец размерности n , элементом которого является x_j .

Примененные методы для исследования активных вулканов позволили получить комплексные междисциплинарные результаты, которые с определенной долей приближения дают возможность адекватного представления о флюидо-магматической активности вулканов.

Глава 3. Географическое, геологическое и петрологическое описание объектов исследования.

В работе обсуждаются оригинальные данные по вулканам Мутновский (п-ов Камчатка), Эбеко (о-в Парамушир, Северные Курилы), Головнина (о-в Кунашир, Южные Курилы) (Рисунок 3.1).

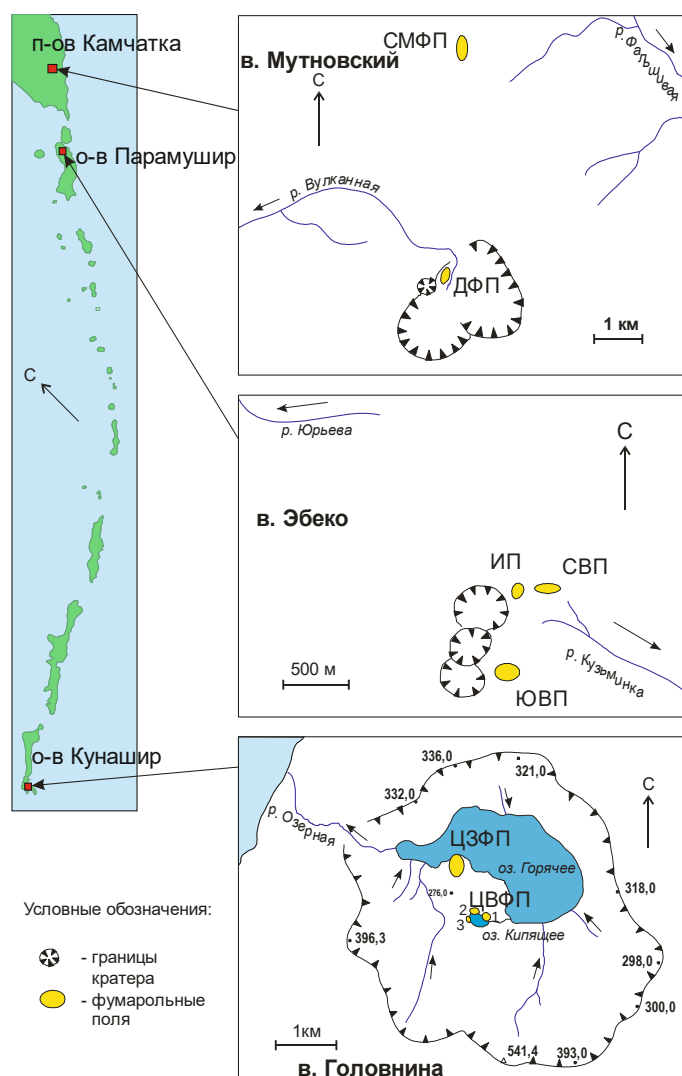


Рисунок 3.1 Географическое положение объектов исследования.

Вулкан Мутновский

Вулкан Мутновский расположен на северо-восточной оконечности Южно-Камчатской вулканической зоны ($52^{\circ}27'11''$ с. ш. $158^{\circ}11'42''$ в. д.), входит в состав Восточно-Камчатского вулканического пояса. Это один из самых больших и наиболее активных вулканов Южной Камчатки. Активная воронка представляет собой молодой взрывной кратер, возникший на последнем этапе деятельности

Мутновского вулкана (Рисунок 3.1). Время образования этого кратера датируется возрастом 1200-1300 лет [Селянгин О.Б. 1993]. В настоящее время в этом кратере сосредоточены наиболее мощные и высокотемпературные парогазовые (фумарольные) выходы вулкана. Соответственно, здесь происходит максимальная массэнергетическая разгрузка вулкана. По данным [Б.Г. Поляка, 1966 и Ю.А. Тарана с коллегами 1991] активная воронка поставляет 200 т/сутки SO_2 и 1600 МВт тепловой энергии. Активность северо-восточного кратера характеризуется наличием в нем трех основных групп газогидротермальных выходов: двух обособленных участков на Донном фумарольном поле: Северного и Южного с температурами более 100°C , а также разгрузок на Верхнем фумарольном поле, с температурами выше 300°C . Из-за высокой сейсмической активности и постоянного «сейсмического дрожания» земной коры [Кирюхин и др., 2005] на Донном поле наблюдается смещение мест и интенсивности фумарол и термальных источников. По-видимому, по этой причине на нем возникают аномальные по составу источники, исследование которых позволяет понять особенности гидродинамики и состава надкритических магматических флюидов в высоко проницаемых флюидопроводниках.

Геологическое строение

Петрография и петрохимия вулканических пород

Полевые наблюдения по разрезам лавовых потоков вулканических построек вулкана Мутновский показали, что в построении каждого из четырех конусов участвуют главным образом базальты и андезибазальты (табл. 3.1). Лавы андезитов, дацитов и риодацитов имеют подчиненное значение. При этом в чередовании пород различного состава по разрезу не отмечается какой-либо определенной закономерности. В качестве порфировых выделений в эффузивах Мутновского вулкана встречаются оливин, плагиоклаз, пироксен, титаномагнетит, а в отдельных образцах кислых пород – кварц и амфибол. Общей чертой, характеризующей базальты и андезибазальты, является большое количество

фенокристаллов плагиоклаза, клинопироксена и оливина, которое в сумме может достигать 40 % от объема породы.

На классификационной диаграмме SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ основная часть точек составов пород Мутновского вулканического центра по нашим и литературным данным ложатся в поле пород нормальной щелочности, образуя ряд от базальтов до риодацитов (Рисунок 2.2). Иногда отмечаются породы повышенной щелочности, представленные трахибазальтами и трахидацитами. На диаграмме видно отчетливое разделение пород по содержанию кремнезема и суммы щелочей на две группы. В первую входят основные и средние лавы, представленные базальтами и андезибазальтами, во вторую – кислые породы: дациты и риодациты. Редкие проявления андезитов, отмеченные на южном и восточном склонах вулканической постройки, занимают по составу промежуточное положение между двумя этими группами пород. По соотношению темпов роста железистости и кремнекислотности эффузивы Мутновского вулкана относятся к толеитовой серии (см. врезку на Рисунок 3.2), и лишь незначительная их часть попадает в поле пород известково-щелочной серии. Кислые по составу дацитовые и риодацитовые лавы среди вулканических образований Мутновского вулкана достаточно редки. Большое количество точек пород такого состава на диаграмме обусловлено частотой отбора проб в районе хребтов Отходящий и Клешня и в овраге Опасный. Основная же часть лавовых потоков, бронирующих склоны вулкана, представлена базальтами и андезибазальтами.

Таблица 3.1.

Состав пород Мутновского вулкана

Компо- нент	МТ-1	МТ-2	МТ-3	МТ-4	МТ-5	МТ-6	МТ-7	МТ-8	МТ-10
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.33	50.21	49.95	58.84	57.92	50.13	54.46	47.87	51.16
TiO ₂	0.94	1.00	1.19	0.82	0.81	1.19	1.02	0.89	1.11
Al ₂ O ₃	18.76	19.97	17.68	16.97	17.58	18.69	17.28	22.09	17.18
Fe ₂ O ₃	11.27	10.32	12.58	7.52	7.63	12.08	9.68	9.69	11.70
MnO	0.17	0.18	0.16	0.11	0.11	0.20	0.17	0.17	0.18
MgO	4.87	4.02	5.01	2.21	2.09	4.20	4.40	3.67	4.23
CaO	10.69	10.59	8.79	6.68	7.10	10.08	8.75	12.03	9.33
Na ₂ O	2.87	2.56	2.62	3.63	3.69	2.69	2.63	2.25	3.20
K ₂ O	0.38	0.36	0.28	2.16	1.99	0.38	1.12	0.26	0.50
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.10	0.18	0.18	0.13	0.14	0.11	0.17
Ппп	0.50	0.70	1.59	0.45	0.48	0.21	0.35	0.98	0.97
Сумма	99.91	100.01	99.95	99.57	99.58	100.00	100.00	100.00	99.73
V	300	180	280	170	150	260	200	200	150
Cr	45	41	30	26	16	-	70	11	12
Ni	15.2	10.7	20.9	18.4	19.7	11.1	27.8	6.9	26
Cu	120	24	57	100	75	140	79	98	51
Zn	89	66	61	72	69	110	80	71	76
Ga	14	11	14	14	13	13	12	11	12
Ge	2.3	2.2	2.6	1.7	1.4	1.2	2.3	1.2	1.4
Br	-	-	0.98	0.3	0.2	-	0.16	-	-
Rb	7.6	5.0	6.2	36.3	33.1	4.4	18.7	3.8	26.4
Sr	420	350	370	340	360	380	310	390	350
Y	19	18	23	32	30	23	23	16	32
Zr	47	50	56	181	170	54	100	34	200
Nb	0.8	0.8	0.9	3.3	3.1	0.9	1.7	0.3	5.5
Mo	0.59	0.37	0.39	1.5	1.7	0.32	0.92	0.27	1.5
Ag	0.35	0.2	0.42	0.25	0.34	0.42	0.3	0.34	0.29
Cd	0.46	0.17	0.23	-	0.24	0.59	0.28	0.28	0.2
Sn	1.3	1.0	1.7	5.9	2.2	1.4	2.4	0.8	2.0
Sb	0.42	0.42	0.21	1.08	0.91	0.23	0.56	0.13	0.27
Te	-	0.15	0.18	-	-	0.14	-	-	-
I	0.14	-	0.78	1.1	0.25	0.29	0.22	-	0.18
Cs	0.18	0.49	0.67	1.9	2.1	0.49	1.7	0.35	0.92
As	-	-	-	6.7	3	-	0.6	-	-
Pb	14	8	12	11	12	10	11	6.5	10
Th	2.4	2.6	2.1	4.5	3.5	2.8	2.4	2.1	4.2
U	0.56	-	-	2.1	2.3	0.56	-	-	1.8

Продолжение таблицы 3.1.

Компо- нент	МТ-11	МТ-12	МТ-13	МТ-14	МТ-15	МТ-16	МТ-17	МТ-18	МТ-19
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	49.20	48.38	52.75	51.89	69.84	51.11	49.74	52.28	50.46
TiO ₂	0.98	1.26	1.39	1.00	0.57	0.96	0.93	1.11	0.91
Al ₂ O ₃	18.02	24.92	17.75	19.70	14.21	18.09	18.31	17.35	20.74
Fe ₂ O ₃	11.99	12.28	11.55	9.18	4.56	10.40	10.99	11.83	9.71
MnO	0.16	0.06	0.18	0.17	0.15	0.19	0.16	0.19	0.17
MgO	4.67	0.38	3.60	3.87	0.74	5.31	5.58	4.25	4.04
CaO	10.15	0.20	8.73	10.09	2.66	10.22	10.16	8.93	10.37
Na ₂ O	2.65	0.20	3.30	2.62	3.87	2.46	2.87	2.94	2.55
K ₂ O	0.30	0.06	0.49	0.50	3.14	0.53	0.54	0.51	0.29
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.16	0.14	0.12	0.13	0.16	0.13	0.11
Ппп	1.47	12.19	0.10	0.85	0.15	0.61	0.28	0.49	0.66
Сумма	99.73	100.08	100.00	100.01	100.00	100.01	99.72	100.01	100.01
V	220	250	210	170	72	190	150	240	190
Cr	82	110	6	10	-	81	35	26	24
Ni	29	21	11	12	20	20	18	14	20
Cu	120	110	100	95	43	99	84	89	71
Zn	110	59	83	56	68	70	58	68	73
Ga	12	13	13	11	13	11	9	11	13
Ge	1.8	1.9	2.3	2	2.1	2.0	1.3	1.0	1.5
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	0.13
Br	-	-	0.36	-	1.1	0.54	-	0.37	0.15
Rb	5.0	6.0	6.7	6.1	53.6	6.3	5.6	6.5	5.2
Sr	360	96	360	360	180	330	290	310	440
Y	23	3	26	17	40	16	15	17	18
Zr	51	46	67	49	260	52	51	57	51
Nb	0.82	0.72	0.93	0.95	4.6	1.0	1.1	0.86	0.61
Mo	0.31	0.25	0.34	0.36	2.1	0.36	0.42	0.55	0.39
Ag	0.26	0.32	0.25	0.23	0.25	0.14	0.25	0.22	0.29
Cd	0.24	0.25	0.33	0.23	0.25	-	0.28	0.24	-
Sn	1.2	0.82	1.4	3.3	2.8	0.9	1.2	1.2	0.98
Sb	0.36	0.15	0.34	0.34	1.4	0.21	0.13	0.23	0.43
Te	-	-	0.23	-	0.19	-	-	-	-
I	-	0.22	0.2	0.38	0.6	-	-	0.17	0.21
Cs	0.67	0.94	1.5	0.46	2.4	0.94	0.89	0.61	0.34
As	-	-	-	-	18	-	-	-	-
Pb	12	15	11	7	15	10	8	10	10
Th	2.4	1.1	2.0	2.7	4.8	2.3	2.1	2.2	2.4
U	-	-	0.6	-	3.6	-	-	0.62	-

Продолжение таблицы 3.1.

Компо- нент	МТ-20	МТ-21	МТ-22	МТ-23	МТ-24	МТ-25	МТ-26	МТ-27
	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	51.04	48.67	61.11	48.50	50.12	49.38	51.02	52.56
TiO ₂	1.25	0.88	1.00	0.85	1.15	1.29	1.19	0.78
Al ₂ O ₃	17.30	19.74	16.19	19.94	17.68	17.86	17.82	18.03
Fe ₂ O ₃	11.81	10.83	7.92	10.61	11.34	12.27	12.13	6.19
MnO	0.18	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.18	0.17
MgO	5.16	5.94	1.99	6.08	6.23	5.36	4.65	4.07
CaO	9.81	10.43	4.74	10.55	10.15	10.30	9.76	7.17
Na ₂ O	2.73	2.78	4.29	2.86	2.45	2.49	2.78	3.16
K ₂ O	0.53	0.23	1.48	0.25	0.53	0.44	0.37	1.75
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.26	0.13	0.18	0.13	0.11	0.27
Ппп	0.00	0.01	0.85	0.01	0.00	0.32	0.00	5.08
Сумма	100.00	99.80	99.99	99.94	100.00	100.01	100.00	99.23
V	240	220	120	200	200	210	300	160
Cr	57	35	9	24	82	41	-	38
Ni	19	20	10	29	45	29	14	68
Cu	100	110	46	59	110	130	76	34
Zn	84	71	110	69	80	74	87	85
Ga	13	11	15	12	12	13	14	14
Ge	2.1	1.3	1.7	2.1	1.8	2.1	1.9	0.9
Se	0.19	-	-	-	-	-	-	-
Br	-	-	-	-	0.21	0.22	-	-
Rb	8.3	3.6	20.7	4.4	7.3	6.5	5.7	28.2
Sr	350	390	330	390	350	380	380	410
Y	25	17	48	15	22	21	22	21
Zr	73	44	180	40	68	55	52	120
Nb	1.5	0.83	3.6	0.56	1.5	0.93	0.65	3.6
Mo	0.55	0.31	0.95	0.36	0.47	0.59	0.3	0.54
Ag	0.39	0.35	0.22	0.25	0.35	0.36	0.29	0.31
Cd	0.2	0.36	0.21	0.21	0.4	0.19	0.29	0.45
Sn	1.5	0.95	2.5	0.93	1.2	1.5	1.0	1.1
Sb	0.25	0.13	0.51	0.32	0.38	0.3	0.08	-
Te	0.14	-	-	-	-	-	-	-
I	-	-	0.64	-	-	0.19	0.16	-
Cs	0.66	0.48	1.8	0.62	0.78	0.82	0.61	0.66
As	-	-	-	-	-	-	-	4.8
Pb	12	9	14	10	10	12	14	7
Th	2.6	2.5	3.0	2.8	2.2	2.3	2.4	3.3
U	-	-	1.4	-	0.78	-	-	2.2

Продолжение таблицы 3.1.

Компо- нент	MT-28	MT-29	MT-30	MT-31	MT-33	MT-34	MT-35	MT-36	MT-41	MT-43
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	58.46	51.05	67.67	57.73	49.92	75.96	55.28	56.61	52.10	53.01
TiO ₂	1.03	0.84	0.45	1.22	1.08	0.16	1.17	1.13	1.32	0.91
Al ₂ O ₃	16.60	16.73	15.18	14.73	18.42	12.19	16.39	16.07	16.77	15.98
Fe ₂ O ₃	8.70	9.73	4.40	9.51	11.99	2.13	8.79	8.67	11.76	9.74
MnO	0.17	0.15	0.16	0.19	0.17	0.03	0.15	0.14	0.23	0.17
MgO	2.82	7.61	0.96	1.83	5.11	0.21	3.58	3.42	3.72	7.39
CaO	6.01	9.07	3.68	5.24	10.14	1.23	6.46	6.22	8.54	8.74
Na ₂ O	3.98	2.88	3.51	3.74	2.59	3.86	4.06	4.17	3.60	2.75
K ₂ O	1.22	0.94	2.45	2.55	0.46	3.60	2.12	2.24	0.58	0.98
P ₂ O ₅	0.20	0.15	0.12	0.42	0.11	0.07	0.37	0.37	0.24	0.18
Ппп	0.82	0.59	1.39	1.47	0.00	0.30	0.78	0.25	0.59	0.05
Сумма	100.01	99.74	99.98	98.63	100.00	99.74	99.15	99.29	99.43	99.93
S	-	-	-	-	-	-	-	-	120	-
V	150	190	90	110	230	58	150	210	250	180
Cr	-	460	-	-	31	43	30	29		790
Ni	12	120	16	11	11	19	31	13	24	120
Cu	66	59	36	52	90	28	41	86	110	83
Zn	90	73	54	110	62	52	71	74	96	79
Ga	14	12	13	14	10	13	11	11	17	13
Ge	2.4	2.4	2.2	2.3	1.2	2.7	1.7	2.8	3.5	2.4
Br	-	0.33	-	0.97	-	1.0	0.16	-	-	0.32
Rb	16	13	45	37	7	69	26	7	9.2	18
Sr	380	350	330	310	350	110	380	320	390	370
Y	33	22	16	43	18	18	30	21	27	24
Zr	120	91	110	160	47	150	210	59	79	98
Nb	2.4	1.7	2.2	3.1	0.9	2.6	5.5	1.2	1.3	1.9
Mo	0.64	0.74	1.2	1.5	0.56	2.3	1.2	0.55	0.51	1.34
Pd	-	-	-	-	-	-	-	-	0.089	0.07
Ag	0.4	0.34	0.18	0.26	0.25	-	0.45	0.32	0.57	0.38
Cd	0.36	0.29	0.17	0.43	0.26	0.15	0.27	0.31	0.46	1.07
Sn	1.5	2.1	7.4	2.3	0.9	1.7	1.8	2.3	1.4	1.6
Sb	0.51	0.31	0.66	1.38	0.29	1.6	0.19	0.38	0.47	2
Te	0.15	-	-	-	-	0.15	-	-	0.19	-
I	0.37	-	1.0	1.2	0.22	0.46	0.13	0.14	-	-
Cs	0.95	0.6	1.3	1.9	0.6	3.2	1.1	0.53	0.59	0.8
As	-	-	5	9.7	-	25	0.93	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	330	350
Pb	14	11	14	16	9.5	14	10	11	5.3	7.8
Th	2.6	2.9	3.9	3.2	2.5	4.5	4.5	2.1	2.8	2.7
U	1.1	0.9	0.95	1.5	0.68	2.5	1.9	-	-	-

Продолжение таблицы 3.1.

Компо- нент	МТ-44	МТ-54	МТ-59	МТ-60	МТ-65	МТ-68	МТ-70	МТ-82	МТ-83
	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	53.61	51.21	53.45	52.15	50.89	48.70	49.21	51.39	49.04
TiO ₂	0.94	0.90	0.75	0.91	1.02	0.86	0.96	1.30	0.90
Al ₂ O ₃	16.14	18.17	17.55	16.38	19.02	17.60	18.97	17.26	17.59
Fe ₂ O ₃	9.88	10.94	7.36	9.99	10.13	11.30	10.78	12.01	10.72
MnO	0.17	0.19	0.14	0.17	0.17	0.18	0.18	0.20	0.18
MgO	7.45	6.76	3.06	8.08	5.34	9.24	6.13	5.02	8.19
CaO	9.04	9.51	7.32	9.22	10.54	9.88	11.43	9.78	10.49
Na ₂ O	2.69	2.70	3.30	2.65	2.83	2.35	2.43	3.03	2.46
K ₂ O	0.92	0.44	1.90	0.82	0.61	0.36	0.27	0.51	0.49
P ₂ O ₅	0.18	0.15	0.23	0.17	0.21	0.14	0.14	0.24	0.18
Ппп	-0.41	-0.40	5.27	-0.18	-0.58	-0.24	0.00	-0.35	-0.47
Сумма	100.65	100.58	100.38	100.36	100.19	100.36	100.50	100.43	99.80
S	-	150	-	70	80	93	270	-	-
V	150	190	160	220	180	140	140	270	190
Cr	600	66	40	700	57	130	90	69	290
Ni	100	46	29	140	42	100	27	21	84
Cu	80	93	55	110	66	100	90	140	120
Zn	65	73	79	84	65	67	59	89	79
Ga	14	15	18	13	12	11	11	15	15
Ge	1.3	2.2	3.2	3.0	1.9	1.7	2.8	2.0	3.7
Br	-	-	0.31	-	-	-	-	-	0.25
Rb	15	7.1	29	14	10	8.2	4.9	9.8	10
Sr	340	370	550	370	410	360	350	400	460
Y	22	17	19	22	18	14	15	26	18
Zr	91	55	130	93	72	54	41	71	61
Nb	2.2	0.9	2.6	2.1	1.4	0.9	0.5	1.2	1.3
Mo	0.94	0.39	1.41	0.7	0.41	0.39	0.19	0.62	0.44
Pd	-	0.13	-	-	0.12	0.11	-	-	0.11
Ag	0.46	0.34	0.37	0.52	0.51	0.42	0.47	0.31	0.47
Cd	12	0.51	0.98	0.43	0.4	0.39	0.31	0.85	18
Sn	1.3	0.6	1.2	1.1	1.1	1.3	1.3	1.7	1
Sb	0.4	-	0.47	0.42	0.25	0.17	-	0.39	0.4
Te	-	-	-	0.25	-	-	-	-	-
I	-	0.25	-	0.18	-	0.19	-	-	-
Cs	1.05	0.56	0.9	0.6	0.4	0.37	0.32	0.33	0.35
Ba	350	160	580	230	200	120	100	290	230
Pb	5.5	5.7	4.7	6.1	4.6	2.9	2.9	5.1	4.8
Th	3.9	2.5	4.5	2.4	2.5	2.2	2.3	2.6	2.3
U	1.1	-	1.7	-	-	-	-	-	-

Примечание. Оксиды приведены в мас.% (РФА), элементы - в г/т (РФА-СИ).

- компонент не обнаружен

1-3, 6, 8-11, 13, 15, 16, 18-20, 22-25, 31, 41-44 - базальты; 7, 12, 17, 26, 33, 34, 35, 39 - андезибазальты; 4, 5, 21, 27, 30 - андезиты; 14, 32 - риодациты; 29 – дацит; 28, 36-38, 40, 45 - оливиновые базальты и андезибазальты из фундамента вулканической постройки.

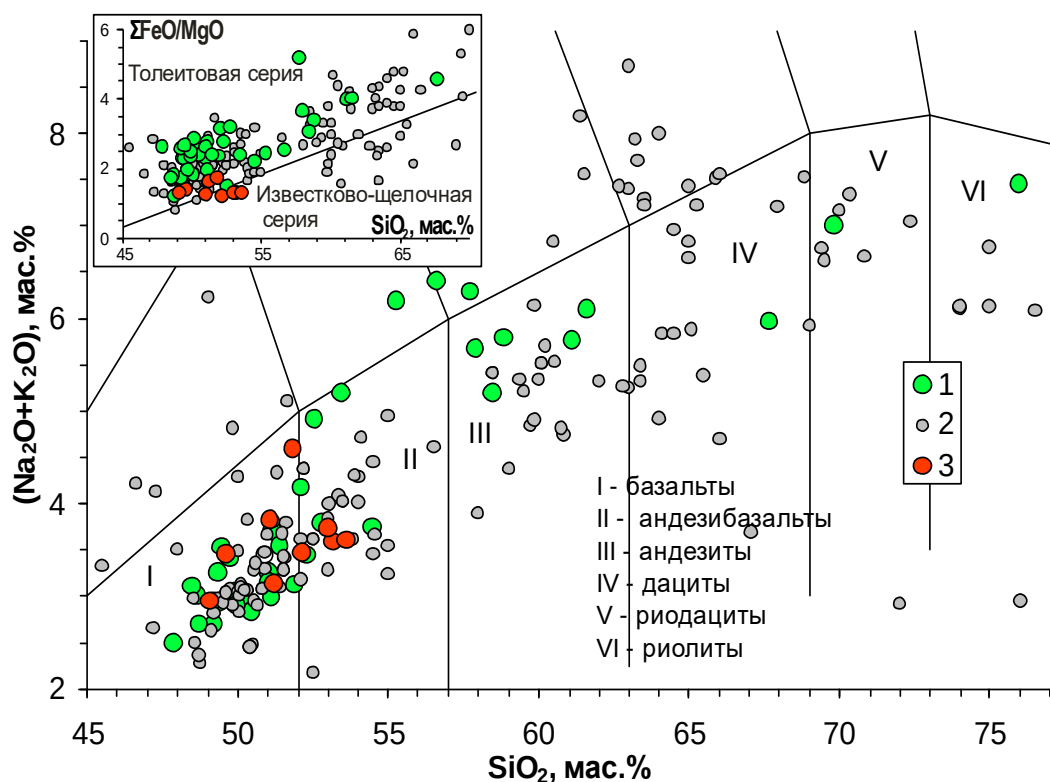


Рисунок 3.2 Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород Мутновского вулкана. 1, 2 – эффузивы вулкана Мутновский по оригинальным (1) и литературным (2) данным; 3 – оливиновые базальты и андезибазальты из покрова фундамента вулканической постройки.

Базальты и андезибазальты стратоконусов - породы от серого до темно-серого цвета порфирового облика со стекловатой или мелкозернистой основной массой витрофировой, толеитовой и микродолеритовой структуры. Общее количество фенокристаллов варьирует в широких пределах и изменяется от 10 до 40 % объема породы (Рисунок 3.3).

Содержание вкрапленников оливина изменяется от единичных зерен до 3-5%. Оливин, как правило, не содержит включений, но в единичных случаях в его краевых частях можно наблюдать врослки мелких (до 0,05 мм) табличек плагиоклаза или округлых выделений стекловатой основной массы, лишенной тонкой сыпи окиснорудного минерала, характерной для базиса описываемых пород. Помимо фенокристаллов оливин встречается в виде округлых включений в плагиоклазе или пироксене. В базальтах и андезибазальтах вулканической

постройки состав оливина изменяется в широких пределах (Fo_{42-81}). Минерал содержит (мас.%): NiO 0.00-0.10; MnO 0.2-0.9; CaO 0.15-0.43.



Рисунок 3.3 Порфировые выделения оливина, пироксена и плагиоклаза в базальте Мутновского вулкана (обр. МТ-2; проходящий свет, николи скрещены)

Плагиоклаз представлен фенокристаллами и гломеропорфировыми срастаниями и содержание его вкрапленников может достигать 40%. Он образует 2 генерации или сериальнопорфировые выделения. Фенокристаллы первой генерации имеют размеры от 1.5 до 5 мм и представлены высокоосновными плагиоклазами. Ядерные части кристаллов однородны по составу и отвечают анортиту или битовниту (An_{93-89}). Порфировые выделения часто имеют оплавленные края и обрастают тонкой (0.05-0.07 мм) каймой более кислого плагиоклаза (An_{88-71}) с образованием идиоморфных таблитчатых и призматических кристаллов. На границе между ядерной частью и каймой фенокристаллов содержатся округлые и амёбовидные выделения стекловатой основной массы. Плагиоклаз 2 генерации и мелкие порфировые выделения размером от 0.1 до 1.5 мм представлены зональными кристаллами битовнит - лабрадорового состава (An

⁸⁹⁻⁶¹). Состав лейст в основной массе изменяется от битовнита (An₇₇) до андезина (An₄₈).

Вкрапленники пироксена представлены свежими, короткостолбчатыми кристаллами. Их содержание может варьировать в очень широких пределах - от единичных зерен до 5-7% и может достигать 15% объема породы. Порфиновые выделения пироксена часто сдвойникованы и иногда образуют гломеропорфиновые сростания с плагиоклазом. В краевых участках фенокристаллов пироксена иногда заключены микропорфиновые выделения плагиоклаза и мелкие кристаллы титаномагнетита. Состав клинопироксена отвечают авгиту (Wo₃₅₋₄₅ En₃₇₋₄₇ Fs₂₂₋₁₄). В отдельных образцах отмечаются фенокристаллы (0.2-0.7 мм) низкокальциевого пироксена по составу соответствующего гиперстену (Wo₃₋₄ En₆₁₋₆₈ Fs₃₅₋₂₈). Мелкие зерна основной массы представлены авгитом (Wo₃₁₋₃₇ En₃₈₋₄₆ Fs₂₄₋₂₇) и пижонитом (Wo₈₋₁₁ En₄₈₋₆₀ Fs₃₃₋₄₃).

Следует отметить наличие в базальтах и андезибазальтах микропорфировых выделений титаномагнетита размером до 0,7 мм, иногда со структурами распада в виде решетки ильменита. Содержание микропорфировых выделений в породе изменяется от единичных зерен до 2%. В основной массе кроме «сыпи» титаномагнетита (сотые доли мм) встречаются призматические кристаллы ильменита. Обращает на себя внимание высокое содержание в окиснорудных минералах ванадия - в титаномагнетите оно достигает 1,7, а в ильмените – 0,6 мас.% [Гора и др., 2009].

Вулкан Эбеко

Действующий андезитовый вулкан Эбеко (50°41' с.ш., 156°01' в.д.) высотой 1156 м находится в северной части хребта Вернадского о-ва Парамушир (Курильские о-ва) (Рисунок 3.4). Вулкан имеет сложное строение по типу «Сомма-Везувий», три его соприкасающихся кратера диаметром 250-320 м и глубинами 70-100 м вытянуты в меридиональном направлении [Горшков, 1957] (Рисунок 3.1). Функционирование гидротермальной системы влк. Эбеко выражено в наличии нескольких фумарольных и термальных полей на его склонах и внутри кратеров, а

также реки Юрьева, наиболее полноводной кислой реки мира, берущей свое начало от Верхне-Юрьевских горячих источников на западном склоне вулкана. На поверхности этот гидротермальный поток проявляется выходами парогазовых струй, кипящих котлов, прогретыми площадками, кислыми кратерными озёрами и обширными полями гидротермальных изменений. В исторический период для вулкана Эбеко характерны эксплозивные фреатические и условно фреатомагматические извержения. Последние извержения вулкана были отмечены в 2009, 2010, 2011 гг. [Котенко и др., 2010, 2012].

Геолого-структурная характеристика в. Эбеко и его термальной системы .

Вулкан Эбеко является объектом пристального внимания вулканологов уже на протяжении полувека. В историческое время Эбеко извергался в 1773, 1859, 1934, 1963, 1987 гг. В 1951 г. Первое подробное исследование вулкана с описанием морфологии конусов, состава термальных вод, газов и петрографии изверженных пород было проведено [В.В. Ивановым 1955, 1958] (Рисунок 3.5А). В его работе приводятся химические анализы вод, газов и конденсатов, основной ионный и микроэлементный состав. Им же впервые описаны Верхнеюрьевские источники (Рисунок 3.5Б), приведены химические анализы вод, определен их возможный генезис.

В течение двух десятилетий группой ученых под руководством И.А. Меняйлова [Меняйлов и др, 1988, 1991, 1992] исследовался состав газов и термальных растворов в. Эбеко, велся мониторинг газов из постоянно действующих фумарол, исследовались особенности распределения макро- и микрокомпонентов, проводился сравнительный анализ состава вод термальных источников Эбеко и Верхнеюрьевских. На основании этих исследований построены модели происхождения газов и термальных вод.

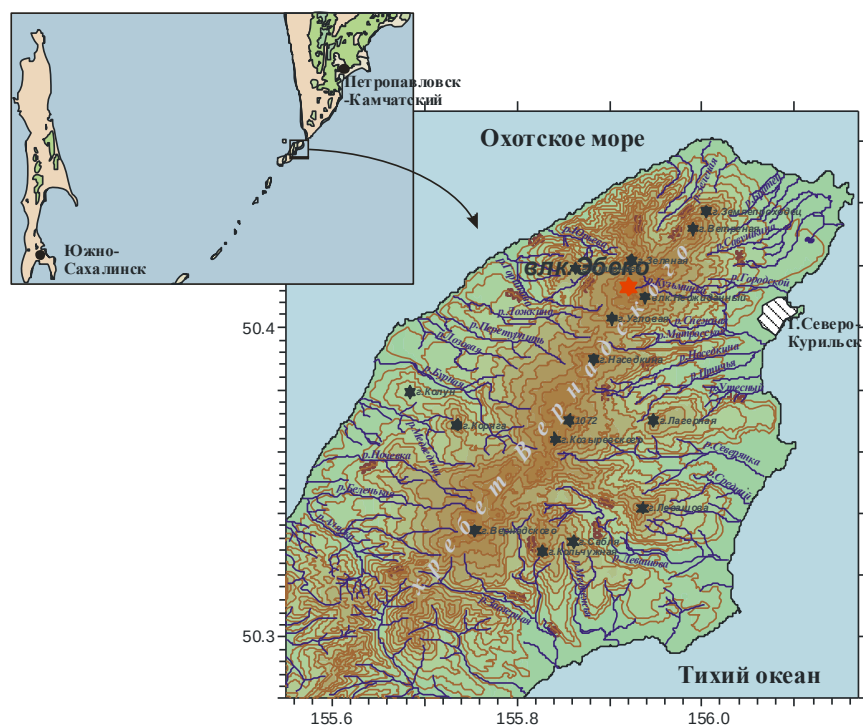


Рисунок 3.4 Географическое положение в.Эбеко.

Следующий этап изучения в. Эбеко начался после извержения 1987 года, когда стало ясно, что проявление активности вулкана может привести к катастрофическим последствиям для г. Северо-Курильска, расположенного у его подножия в восьми километрах от действующего кратера. В сериях статей [Мелекесцев, Двигало и др., 1993 а, б], с помощью современных методов, была восстановлена эруптивная история вулкана Эбеко с момента его возникновения, около 2400 л. н. до начала XVII в., сопоставлены топографические планы и результаты аэрофотосъемки, приведен состав лав и тefры в. Эбеко. Ими же изучены почвенные разрезы в различных направлениях от вулкана, составлена история схождения лахаров и выпадения пеплов.



А



Б

Рисунок 3.5 А) Вид Северного и Среднего кратеров в. Эбеко; Б) Долина Верхнеюрьевских термальных источников. (фото Л.В. Котенко).

В конце прошлого века, когда возросло внимание к термальным ресурсам, один из проектов геотермальных электростанций разрабатывался и на Северо-Парамуширской гидротермально-магматической конвективной системе. В русле этих исследований были опубликованы работы [Белоусов и др., 2002]. В них рассматривается геологическое строение северной части Парамушира и связанной с ним вулcano-гидротермальной системы.

Вулкан Эбеко характеризуется постоянной деятельностью фумарол и горячих источников (Рисунок 3.6). Периодически в его кратерах образуются кислые озера. Такой тип активности, обусловлен присутствием неглубоко расположенного магматического очага, являющегося источником тепла и летучих, с одной стороны, и горизонтов грунтовых вод, осуществляющих тепломассоперенос и играющих основную роль в процессах газо-гидротермальной деятельности, с другой [Рычагов и др., 2002].



Рисунок 3.6 А) Фумарола Рогатая на Южном фумарольном поле; Б) Термальный источник Северо-Восточного фумарольного поля.

Геологическое строение и тектоническое положение в. Эбеко.

Вулкан Эбеко, расположен в северной оконечности хр. Вернадского (Рисунок 3.7). Северная часть острова имеет сложное глыбовое строение, представляющее собой серию сбросов и горстовых поднятий. В восточной части рассматриваемой площади обнажаются неогеновые вулканогенно-осадочные породы, в то время как в западной части распространены образования только четвертичного возраста, что может свидетельствовать об общей тенденции падения пород в западном направлении [Мелекесцев и др, 1993].

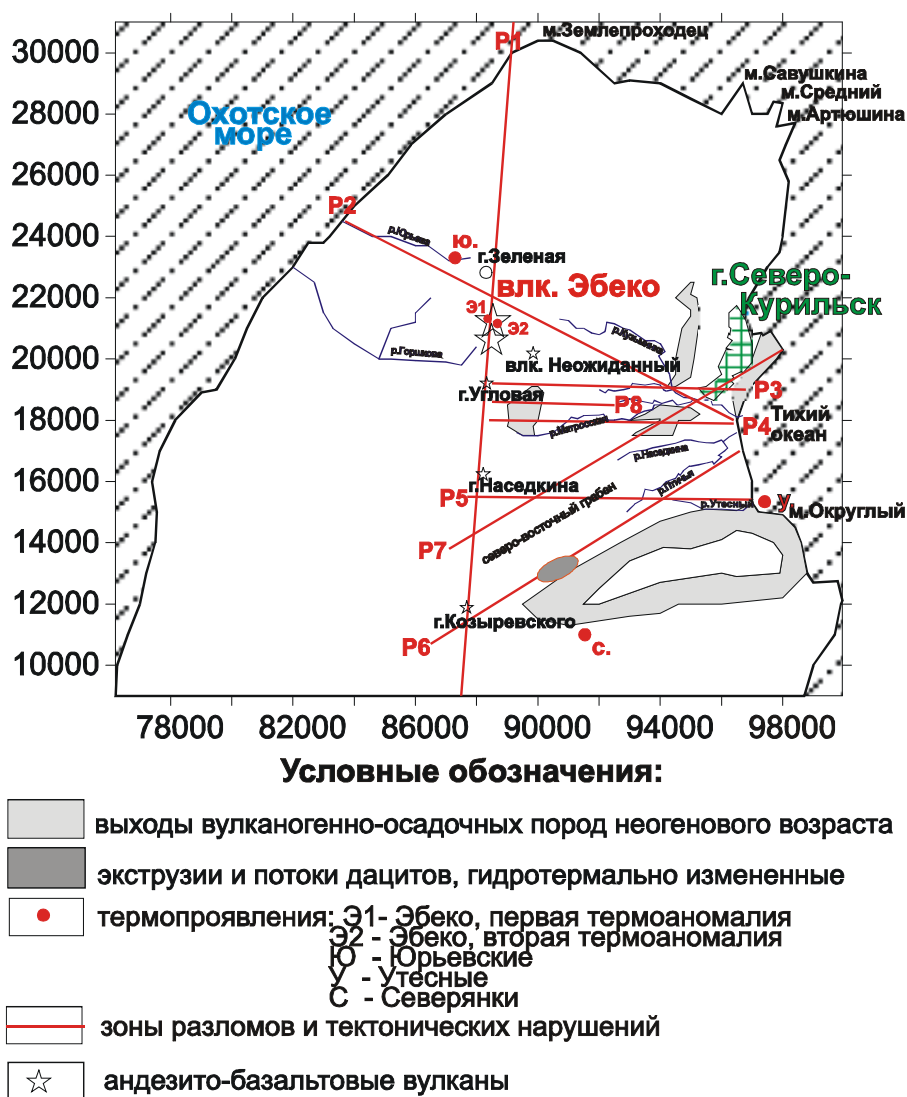


Рисунок 3.7 Тектоническая схема Северной части о-ва Парамушир с элементами геологического строения естественной разгрузки газогидротерм [Кирюхин, Словцов, Калачева, 1997].

Основными системами нарушений, контролирующими гидротермальную деятельность в районе, являются субширотные и северо-западные разломы [Белоусов и др., 2002, Пчелкин 1991]. Важную роль в вулканической и гидротермальной активности играет разломная зона субмеридионального (P1) простирания, проходящая через осевую часть хр.Вернадского и являющаяся зоной растяжения. С этой зоной пересекаются зоны нарушений северо-восточного (P6, P7), северо-западного (P2) и субширотного простирания (P3, P4, P5). По данным [В.И. Белоусова и др. 1992], зона северо-западного простирания представлена сбросами с крутопадающей поверхностью сместителя (68° - 72°) на северо-восток и так же, как и зоны субмеридионального простирания, представляет собой зону растяжения; эта зона нарушений является экранирующей для распространения потока термальных вод в северном направлении, т.к. к северу от этой зоны естественных термопроявлений не наблюдается.

Вулкан Эбеко относится к вулканам линейно-гнездового типа, именно с вулканами этого типа связано наиболее полное развитие измененных пород околожерловой фации и формирование промышленных концентраций серных руд. Образование построек линейно-гнездового типа связано с одновременной деятельностью нескольких близрасположенных вулканических центров, которые линейно размещены вдоль тектонически ослабленных зон, параллельных основной структуре дуги. Конусы Эбеко - сложные, длительно формировавшиеся сооружения, состоящие из периклинально залегающих по отношению к вершинной части стратотолщ, образованных чередованием лавовых потоков и синхронных им пластов вулканокластического материала преимущественно андезитового, и в меньшей мере андезито-базальтового и андезито-дацитового состава. Формирование вулкана охватывает весь отрезок четвертичного времени. Выводные каналы вулкана - хорошо выраженные в рельефе насыпные конусы, с глубокими кратерными воронками и отходящими потоками глыбовой лавы. Центральный конус заполнен бессточным озером с сильно минерализованной ультракислой термальной водой.

Для вулканов этого типа характерно формирование на ранних стадиях деятельности эффузивных плато, отвечающих трещинным излияниям лав андезито-базальтового состава. Последующие мощные извержения сопровождались выбросами рыхлого материала и излиянием лавовых потоков, формировались обособленные конуса, насаженные на эффузивное плато. Межэруптивные состояния характеризовались интенсивными газо-гидротермальными процессами близ древних выводных каналов.

Внутрикоровое расположение питающего очага вулкана Эбеко благоприятно для процессов контаминации и глубокой дифференциации магматических расплавов, сопровождающихся выделением больших объемов летучих компонентов. При длительном и почти непрерывном поступлении их к поверхности, т.е. в условиях открытой системы вулканов линейно-гнездового типа, эти эманации вулканического очага максимально вовлекаются в процессы геохимической переработки пород околожерловых участков вулканических построек, образуя обширные поля осветленных высококремнистых пород формации вторичных кварцитов [Мархинин, Стратула, 1987].

Наиболее глубокие части разреза доледниковой постройки вулкана Эбеко вскрываются верховьями р. Матросской. Они сложены брекчиевыми двупироксен-роговообманковыми андезитами, видимая мощность которых достигает 20-25 м. Несколько восточнее им соответствуют неслоистые мелко- и среднеобломочные брекчии и псаммитовые разности пород, обломочная часть которых представлена главным образом аналогичными андезито-дацитами. Роль других пород (обычно двупироксеновых андезитов, изредка вулканогенных песчаников) в общем незначительна. Роговообманковые андезиты, обломки которых встречаются в основании некоторых полигенных камчатских вулканов, связываются с наличием у последних моногенных экстрозивных ядер. По аналогии с этим, можно предполагать, что роговообманковые породы слагают брекчиевую кору крупной куполообразной экстрозии, с образования которой началось формирование вулкана Эбеко.

Комплекс постледниковых (Q4) образований на вулкане Эбеко представлен продуктами деятельности трех небольших конусов. Первый из них - собственно Эбеко - расположен на западном склоне более древнего конуса и фактически представляет собой субмеридиальную цепочку из трех слившихся между собой построек более низкого порядка. Ограничивающий кратерную котловину гребень почти нацело сложен грубо- и неправильнослоистыми пепловолапиллевыми туфами и туфоагломератами обычного андезитового состава. Только северо-западная стенка Северного кратера образована черными пористыми оливиносодержащими двупироксеновыми андезито-базальтами, излившимися из него в виде потока. Дно кратера сложено тонкослоистыми серными илами.

Значительная (около 20 м) толща озерных отложений вскрывается также в русле ручья, берущего начало в Верхнем (южном) кратере. Лавовые потоки андезито-базальтового состава, тяготеющие к последнему, не вскрываются в его стенках. Возможно, что они были излиты из бокк у западного подножия конуса, которые в настоящее время присыпаны рыхлым материалом. Мощность обширного лавового шлейфа, слагающего междуречье левого и правого притоков р. Горшкова, не превышает 40 м. С недавней деятельностью молодого конуса Эбеко связано появление на его склонах и прилегающей местности большого количества бомб типа «хлебной корки» самых различных размеров. Сложены они серыми кислыми двупироксеновыми андезитами. Интересно отметить факт нахождения на поверхности лавовых потоков Эбеко достаточно крупных (до 10-20 см) обломков светло-серых пемз андезитового состава. Слой аналогичных пемз мощностью 1.5 м был встречен также в левом борту каньона ручья Лагерного в районе Серного завода. Вполне возможно, что его появление также связано с деятельностью юного конуса Эбеко.

Петрография и петрохимия вулканических пород

По структурным и текстурным особенностям андезиты, андезибазальты и базальты вулканов группы Эбеко очень близки. Это серые – темно-серые породы с порфировой структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом,

пироксеном и оливином. Отмечается зависимость количества вкрапленников от состава пород. В ряду андезит – андезибазальт – базальт количество фенокристаллов плагиоклаза постепенно снижается и составляет соответственно 20-50 об.% - 15-45 об.% - 20-25 об.%. Максимальное количество фенокристаллов оливина в том же ряду увеличивается: 1-3 – 3-5 – 7-10 об.%. При этом количество вкрапленников пироксена остается практически постоянным и колеблется в пределах 5-15 об.%. Микропорфировые выделения титаномagnetита встречаются во всех разновидностях пород, и их содержание изменяется от единичных кристаллов до 2-3 об.%.

Оливин в эффузивах вулканов группы Эбеко образует округлые порфировые кристаллы или включения во вкрапленниках плагиоклаза размером от долей миллиметра до 2 мм. Иногда они нацело замещены бурым агрегатом хлоритоподобных минералов. Встречается оливин как в андезибазальтах, так и в андезитах, но наибольшее его количество приурочено к базальтам. Состав оливина изменяется от гиалосидерита до хризолита (Fe_{62-87}).

Пироксены представлены моноклинными и ромбическими разновидностями образуют самостоятельные короткопризматические порфирокрысты и срастания, когда ядро ортопироксена ($Wo_{2-3} En_{61-69} Fs_{32-36}$) обрастает каймой клинопироксена ($Wo_{39-45} En_{39-44} Fs_{15-20}$). Такие взаимоотношения характерны для всех разновидностей пород. Количество и состав как клино- ($Wo_{38-48} En_{38-46} Fs_{10-22}$), так и ортопироксенов ($Wo_{1-4} En_{61-75} Fs_{23-36}$) практически не отличаются в различных типах пород.

Плагиоклаз образует таблитчатые зональные кристаллы и их срастания друг с другом и с кристаллами пироксена. Размер порфировых выделений плагиоклаза достигает 5 мм, а состав их широко варьирует и изменяется от андезина до анортита – An_{35-95} . В частично раскристаллизованной основной массе встречается в форме мелких лейст и округлых зерен (An_{27-69}).

Включения оливиновых базальтов в андезитах

В лавах северной части о. Парамушир известно большое разнообразие ксенолитов - гнейсы, сланцы, роговики, кварциты и большая группа пород, сложенных плагиоклазом и пироксеном с переменным количеством оливина [Федорченко 1975; Происхождение..., 1985]. Включения, обнаруженные нами в районе плато Аэродромное и в андезитах на юго-восточных склонах вулканов группы Эбеко, отличаются от перечисленных выше пород по своим структурно-текстурным и минералого-петрохимическим характеристикам. Размеры включений изменяются от двух-трех до двадцати сантиметров. Это породы порфировой и порфировидной структуры и выделяются на фоне вмещающих их андезитов светло-серым цветом (Рисунок 3.8). Контакты с вмещающими породами резкие и четкие, без следов взаимодействия. Иногда можно наблюдать следы закалки, когда в приконтактной зоне образуется корочка нераскристаллизованного стекла.

Фенокристаллы включений представлены оливином, пироксеном и плагиоклазом. Основная масса имеет интерсертальную или толеитовую структуру. Оливин образует изометричные и призматические кристаллы размером до 3 мм и его количество варьирует от 5 до 15%. Состав оливина изменяется от хризолита до форстерита - Fo_{77-91} . Проявлена отчетливая корреляция между содержанием в минерале MgO и NiO, количество последнего достигает 0,29 мас.% (табл. 3.2, Рисунок 3.9).

Фенокристаллы пироксена представлены моноклинными и ромбическими разновидностями. Они образуют самостоятельные короткопризматические кристаллы размером до 3 мм. Количество пироксена достигает 5-15%. Ортопироксена, как правило, меньше



Рисунок 3.8 Ксенолит оливиновых базальтов среди андезитов. Плато Аэродромное.

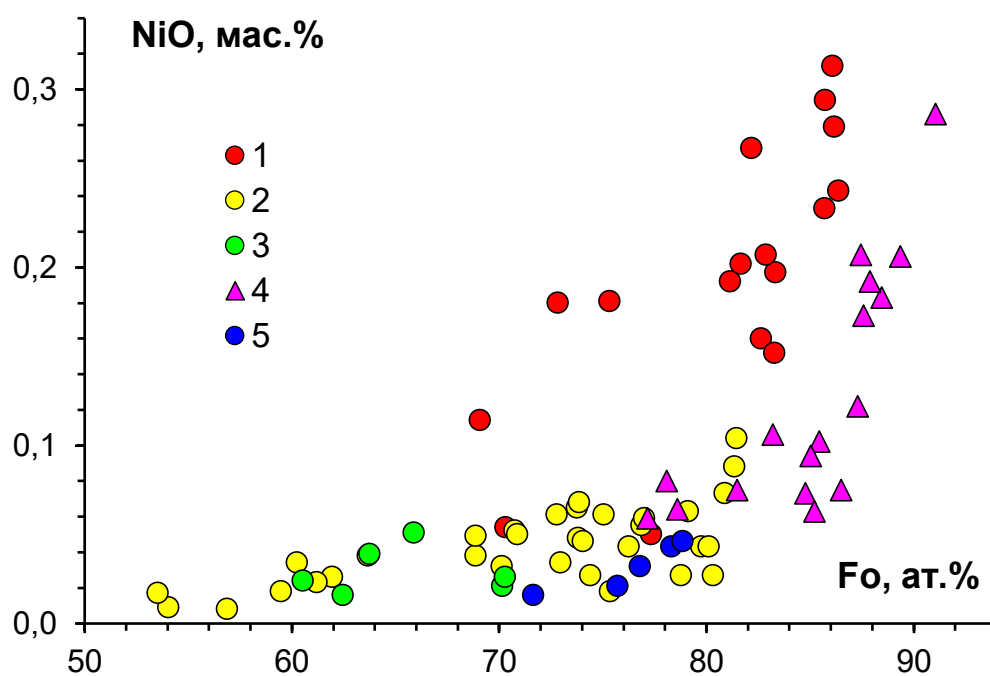


Рисунок 3.9 Состав оливинов в эффузивах вулканов Мутновский (1-3) и Эбеко (4-5) 1 – оливиновые базальты из фундамента вулканической постройки; 2 – базальты и 3 – андезибазальты вулканического конуса; 4 – включения оливиновых базальтов в андезитах; 5 – базальты вулканической постройки.

чем клинопироксена. Иногда ортопироксен обрастает каймой клинопироксена. Состав порфировых выделений ортопироксена варьирует в пределах - $Wo_{2-3}En_{62-71}Fs_{26-35}$. Короткопризматические кристаллы клинопироксена зональны и состав их меняется от центра к краю от $Wo_{47-48}En_{43}Fs_{9-10}$ до $Wo_{40-41}En_{41-44}Fs_{16-18}$. Состав краевых частей фенокристов соответствует составу мелких зерен в основной массе и кайм вокруг кристаллов ортопироксена.

Порфировые выделения плагиоклаза (5-10%), встречаются в виде таблитчатых зональных кристаллов и их сростаний друг с другом и с кристаллами пироксена. Размер порфировых выделений плагиоклаза достигает 5 мм. Среди порфировых выделений плагиоклаза можно выделить две генерации – первая представлена высокоосновным плагиоклазом (An_{87-91}), вторая, более поздняя генерация соответствует лабрадору, такой же состав имеют лейсты основной массы. Включения в клинопироксенах образуют ряд от лабрадора до андезина. В интерстициях отмечены зерна калинатрового полевого шпата - $Ab_{55-56}Or_{33-36}An_{10-12}$.

Титаномагнетит образует мелкие зерна в частично раскристаллизованной основной массе и микропорфировые выделения размером от первых долей миллиметра до 0,7 мм. Хромшпинелид встречается в виде включений в магнезиальном оливине. В нем определено (мас.%): TiO_2 0,2-5,4; Al_2O_3 6,9-22,1; Cr_2O_3 23,9-55,7; V_2O_5 0,1-0,9; FeO 19,4-54,4; MnO 0,2-0,6; MgO 3,9-12,3; NiO 0,03-0,13.

Таблица 3.2.

Состав оливинов из эффузивов вулкана Эбеко

Компонент	ПР-27	ПР-27	ПР-27	ПР-27	ПР-40	ПР-40	ПР-40	ПР-40
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41,04	38,98	41,13	40,81	39,07	37,91	38,66	38,14
TiO ₂	0,007	0	0	0	0	0	0,002	0
FeO	11,13	20,2	8,74	12,12	20,08	25,25	22,24	21,22
MnO	0,176	0,423	0,126	0,193	0,337	0,523	0,412	0,362
MgO	47,82	40,35	49,94	47,34	40,67	35,8	38,91	39,38
CaO	0,19	0,176	0,174	0,166	0,181	0,168	0,185	0,222
NiO	0,183	0,08	0,286	0,207	0,043	0,016	0,021	0,032
Cr ₂ O ₃	0,007	0,039	0,037	0,035	0	0,001	0,008	0,008
Сумма	100,55	100,25	100,43	100,87	100,38	99,67	100,44	99,36
Fe, ат. %	88	78	91	87	78	72	76	77

1-4 – оливины из включений оливиновых базальтов в андезитах; 5-8 – оливины из базальтов.

1, 3, 5 – центр кристалла; 2, 4, 6 – край; 7, 8 – мелкие кристаллы.

Результаты петрохимического и геохимического изучения пород приведены в таблице 3.3 и показаны на Рисунках 3.10, 3.11.

Точки составов эффузивных пород образуют единый тренд, что свидетельствует об их генетическом родстве. При этом содержания всех петрогенных оксидов напрямую зависят от кремнекислотности пород. В ряду пород базальт – андезибазальт – андезит происходит закономерное уменьшение содержаний титана, алюминия, железа, марганца, магния и кальция с одновременным ростом щелочности пород (Рисунок 3.11). Исключение составляют базальты ксенолитов – они содержат меньше титана, алюминия, марганца и натрия и больше магния, чем породы, формирующие потоки.

Элементы-примеси также имеют сильную корреляционную связь с основностью пород. Чем выше содержание кремнекислоты в породах, тем больше в них концентрации таких элементов, как Ba, Rb, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Pb, Th, U. Содержания V, Sr и Ag возрастают вместе с повышением основности пород (Рисунок 3.11).

Хотя по минералогическому составу включения оливиновых базальтов и основные эффузивы острова Парамушир близки, по содержанию петрогенных и малых элементов эти группы пород отличаются друг от друга (Рисунок 3.11). Поведение элементов-примесей в изученных ксенолитах имеет такую же тенденцию, как и во всех других типах пород. Исключение составляют повышенные содержания в них хрома и никеля и пониженные – стронция. Количество хрома и никеля в ксенолитах может в несколько раз превышать его концентрации в породах постройки и достигает, соответственно, 610 и 115 г/т. Такие концентрации этих компонентов обусловлены минеральным составом пород – высокомагнезиальным оливином с повышенными содержаниями никеля в нем и наличием в оливине включений хромшпинелида [Шевко и др., 2011].

Особенности состава базальтовых ксенолитов (повышенные содержания хрома и никеля) позволяют их рассматривать в качестве вероятного источника для повышенных концентраций этих компонентов в некоторых термальных растворах Северо-Восточного фумарольного поля.

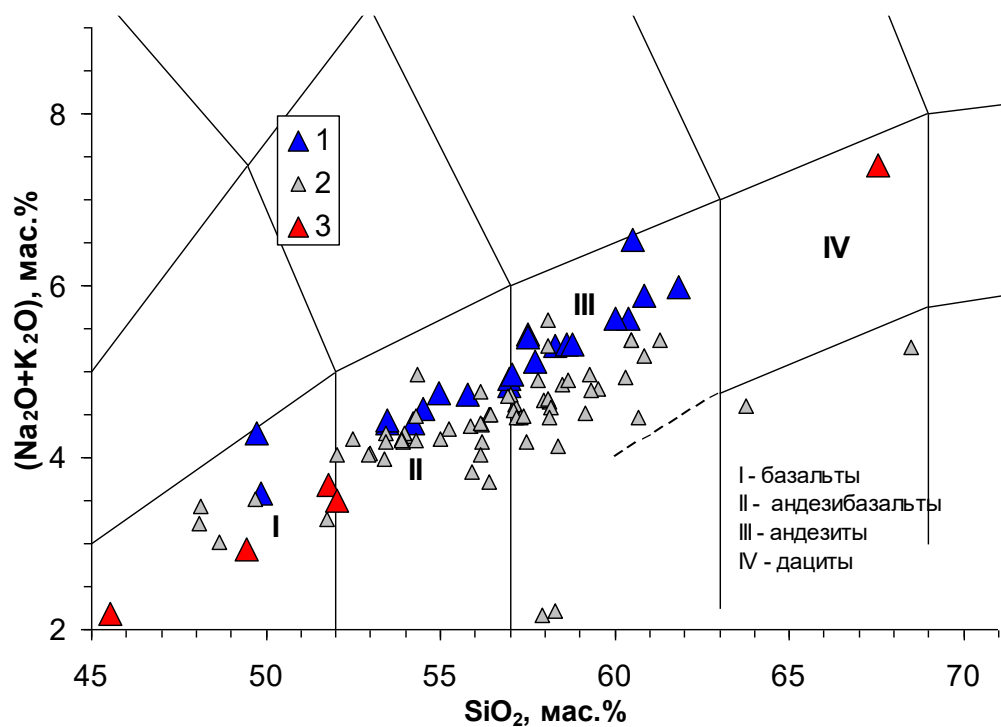


Рисунок 3.10 Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для эффузивных пород острова Парамушир.

1 – эффузивы вулканов группы Эбеко по нашим (1) и литературным (2) данным; 3 – ксенолиты в вулканитах.

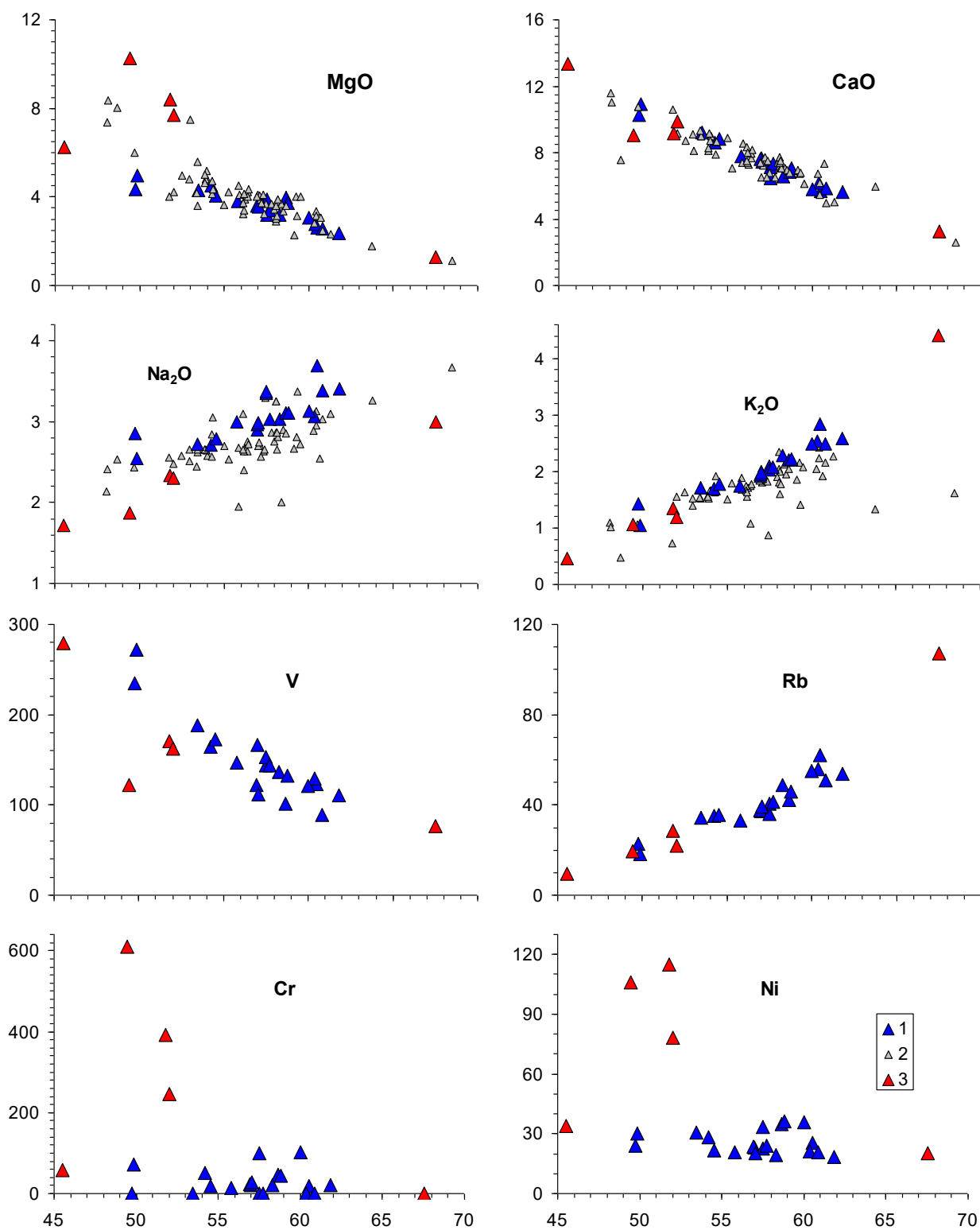


Рисунок 3.11 Вариации содержаний компонентов в эффузивах острова Парамушир

1 – эффузивы вулканов группы Эбеко по нашим (1) и литературным (2) данным; 3 – ксенолиты в андезитах вулкана Эбеко.

Таблица 3.3.

Состав пород севера острова Парамушир

Компо- нент	ПР-21	ПР-22	ПР-24	ПР-26	ПР-27 _{кс}	ПР-28	ПР-30	ПР-31
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	67.5	58.3	49.7	60.5	49.4	58.6	58,8	52.0
TiO ₂	0.460	0.655	0.925	0.608	0.605	0.613	0,614	0.756
Al ₂ O ₃	14.9	17.0	19.4	16.6	16.1	16.7	16,7	16.5
Fe ₂ O ₃	4.54	8.38	10.35	6.98	10.37	7.65	7,54	9.59
MnO	0.09	0.17	0.20	0.16	0.17	0.16	0,16	0.18
MgO	1.29	3.20	4.35	2.60	10.25	3.98	3,73	7.70
CaO	3.25	6.56	10.28	5.69	9.04	6.84	7,04	9.86
Na ₂ O	3.00	3.03	2.86	3.69	1.87	3.11	3,11	2.31
K ₂ O	4.41	2.28	1.43	2.84	1.06	2.20	2,21	1.19
P ₂ O ₅	0.107	0.183	0.233	0.197	0.121	0.175	0,188	0.169
П.п.п.	0.77	0.63	0.54	0.16	0.67	0.15	0,17	0.00
Сумма	100.3	100.4	100.3	100.1	99.7	100.2	100,3	100.3
BaO	0.063	0.046	0.034	0.049	0.023	0.051	0,047	0.039
V	77	140	240	120	120	100	130	160
Cr	-	20	-	20	610	48	45	250
Ni	20	19	24	25	106	35	36	78
Cu	54	85	72	63	68	190	66	55
Zn	49	69	65	74	56	57	62	60
Ga	14	12	12	16	10	12	15	12
Ge	2.4	2.3	3.5	2.4	1.5	1.6	2,0	2.4
Br	1.8	2.1	-	3.2	-	-	1,5	-
Rb	110	49	23	62	20	42	46	22
Sr	220	360	480	370	330	370	400	390
Y	25	21	19	25	14	19	20	16
Zr	210	110	58	140	120	100	110	69
Nb	3.9	2.1	1.1	3.2	1.1	2.2	2,5	2.2
Mo	2.2	1.6	0.47	1.7	0.67	0.97	1,1	0.49
Pd	-	0.068	0.083	-	-	0.065	0,11	0.081
Ag	0.31	0.51	0.44	0.28	0.24	0.45	0,53	0.85
Cd	0.25	0.4	0.36	-	0.27	0.2	0,26	0.42
Sn	1.8	1.4	1.0	1.5	2.8	0.96	0,95	0.85
Sb	0.32	0.48	-	0.42	-	0.26	0,2	-
I	-	-	-	0.23	0.22	-	-	-
Cs	4.4	1.8	0.88	2.8	1.4	1.5	2,3	0.59
As	-	-	-	1.7	-	-	-	-
Pb	8.5	12	2.2	11	2.7	6.2	8,4	4.9
Th	9.3	5.4	3.1	6.3	3.3	5.1	4,9	3.8
U	4.3	1.6	-	2.6	-	1	2,1	1.2

Продолжение таблицы 3.3.

Компо- нент	ПР-32	ПР-33	ПР-34 _Л	ПР-34 _М	ПР-39	ПР-40	ПР-46	ПР-49	ПР-49 _{КС}
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	61.8	57.0	60.4	57.0	60.8	53.5	55.8	60.0	51.8
TiO ₂	0.534	0.675	0.612	0.671	0.571	0.778	0.729	0.554	0.699
Al ₂ O ₃	16.7	17.7	16.6	17.6	16.9	18.1	17.8	16.4	15.7
Fe ₂ O ₃	6.62	9.01	7.55	8.92	7.10	9.74	9.2	7.42	9.8
MnO	0.16	0.18	0.16	0.18	0.21	0.19	0.20	0.16	0.17
MgO	2.34	3.65	2.76	3.58	2.56	4.30	3.80	3.08	8.39
CaO	5.63	7.69	6.15	7.59	5.85	9.22	7.77	5.78	9.18
Na ₂ O	3.40	2.90	3.07	2.96	3.39	2.72	3.00	3.13	2.33
K ₂ O	2.58	1.93	2.54	1.96	2.49	1.71	1.74	2.48	1.35
P ₂ O ₅	0.181	0.193	0.174	0.203	0.201	0.202	0.253	0.169	0.141
П.п.п.	0.20	-0.60	0.00	-0.14	-0.17	-0.14	0.16	1.08	0.65
Сумма	100.2	100.3	100.0	100.4	99.9	100.2	100.5	100.3	100.2
BaO	0.055	0.044	0.049	0.048	0.047	0.037	0.043	0.054	0.040
V	110	170	130	120	89	190	150	120	170
Cr	20	22	-	22	-	-	14	100	390
Ni	18	23	21	24	21	31	21	36	120
Cu	52	83	63	70	77	76	111	69	67
Zn	56	67	72	70	62	71	78	72	63
Ga	13	14	14	14	13	13	15	16	12
Ge	2.3	2.4	2.1	2.5	2.5	2.4	2.6	1.7	2.0
Br	2.4	0.68	2.7	1.3	-	0.7	-	2.1	1.3
Rb	54	37	56	38	51	35	33	55	28
Sr	390	390	360	390	380	430	460	370	340
Y	21	19	23	20	25	20	22	21	16
Zr	120	92	130	93	120	84	140	120	74
Nb	2.4	1.5	2.4	1.5	2.9	1.5	1.8	2.3	1.4
Mo	1.4	1.1	1.6	1.2	1.1	0.9	1.1	1.7	0.9
Pd	-	0.079	-	-	-	-	-	0.063	0.087
Ag	0.31	0.3	0.38	0.46	0.27	0.46	0.32	0.36	0.4
Cd	0.35	0.4	0.29	0.29	0.22	0.27	0.2	0.33	0.3
Sn	1.2	1.1	2.1	4.8	5.3	4.7	1.2	2.0	1.3
Sb	0.43	0.35	0.68	0.46	0.49	0.4	-	0.56	-
I	-	-	-	0.49	0.34	0.51	-	-	-
Cs	2.1	1.2	2.5	1.6	0.9	1.5	0.3	2.5	1.1
As	-	-	4.4	-	-	-	-	-	-
Pb	9.9	8.4	11	8.8	7.8	6	5.8	12	5.4
Th	5.7	4.3	5.7	4.7	5.5	4	5.2	4.9	4.2
U	1.7	0.8	1.4	1.2	2.1	1.2	0.9	2.4	1.8

Продолжение таблицы 3.3.

Компо- нент	ПР-53	ПР-54А	ПР-54Б	ПР-57	ПР-58	ПР-60	ПР-66А	ПР-66Б
	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	54.2	57.5	45.5	57.5	49.9	54.5	57.0	57.7
TiO ₂	0.729	0.700	0.947	0.72	0.93	0.74	0.65	0.66
Al ₂ O ₃	17.8	17.3	19.4	17.7	18.7	17.9	17.7	17.5
Fe ₂ O ₃	9.78	7.85	12.61	7.89	10.45	9.43	8.71	8.51
MnO	0.20	0.16	0.19	0.16	0.20	0.19	0.18	0.18
MgO	4.49	3.90	6.25	3.19	4.96	4.04	3.54	3.39
CaO	8.59	7.12	13.33	6.46	10.91	8.83	7.44	7.31
Na ₂ O	2.71	3.35	1.72	3.38	2.54	2.79	2.98	3.03
K ₂ O	1.70	2.09	0.46	2.03	1.04	1.77	1.99	2.08
P ₂ O ₅	0.217	0.235	0.091	0.23	0.18	0.20	0.18	0.19
П.п.п.	0.00	0.00	0.23	0.66	0.47	-0.15	-0.23	-0.33
Сумма	100.4	100.2	100.8	100.0	100.3	100.2	100.2	100.3
BaO	0.037	0.045	0.019	0.047	0.028	0.039	0.045	0.045
V	170	140	280	150	270	170	110	140
Cr	52	99	59	-	72	18	28	-
Ni	28	33	34	23	30	22	20	24
Cu	70	56	140	60	48	79	69	75
Zn	70	59	62	73	75	69	68	68
Ga	13	13	14	16	16	13	15	14
Ge	3.2	1.4	2.8	3.1	3.3	1.9	3.0	2.5
Br	-	-	-	-	-	1.2	1.8	0.7
Rb	35	36	10	41	18	35	40	41
Sr	440	390	510	400	450	420	390	400
Y	20	24	13	22	18	20	20	21
Zr	86	120	52	100	68	96	110	110
Nb	1.9	2.8	0.6	2.4	1.1	1.6	2.1	2.0
Mo	1.1	1.0	0.3	0.6	0.6	1.0	1.4	1.2
Pd	0.062	-	0.099	-	0.093	0.12	-	0.08
Ag	0.59	0.4	0.65	0.48	0.42	0.35	0.33	0.48
Cd	-	-	0.37	0.31	0.38	0.24	0.37	0.35
Sn	1.8	1.3	1.3	1.1	1.5	1.1	1.3	1.2
Sb	0.28	0.28	-	-	-	0.25	0.48	0.29
I	0.37	-	-	-	-	-	-	-
Cs	1.7	1.3	0.27	0.55	0.37	1.2	1.3	2.5
As	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	6.8	4.9	3.1	4.1	3.5	7.4	9.4	10
Th	3.8	3.9	2.6	4.7	3	5.1	5	4.5
U	1	1.6	-	1	-	-	1.4	1.6

Примечание. Оксиды приведены в мас.% (РФА), элементы - в г/т (РФА-СИ).

- компонент не обнаружен.

1, 2 - Охотское побережье, основание вулканических построек острова, мыс Козыревского; 3-5 – плато Аэродромное; 6-13, 24, 25 – река Кузьминка; 14 – кратер вулкана Эбеко; 15 – хребет Вернадского; 16, 17 – вершинная часть вулкана Эбеко; 18-23 – река Юрьева.

1 – линзообразное включение в 2; 5 – включение в 4; 8 – включение в андезите; 11, 12 – полосчатые породы – чередование полос андезитов и андезибазальтов более темного (м) или светлого (л) оттенка; 15 – шток; 17 – включение в андезите 16; 18 и 23 соответственно верх и низ потока; 20 – включение в андезите 19.

2, 3, 6, 7, 9, 11, 13, 16, 19, 21, 24, 25 – андезит; 8, 10, 12, 14, 15, 18, 23 – андезибазальт; 3, 5, 17, 20, 22 – базальт; 1 – дацит.

Кальдера вулкана Головнина

Вулкан-кальдера Головнина — самый южный вулкан Курильских островов. Он находится на юге острова Кунашир $43^{\circ}50'35''$ с. ш. $145^{\circ}30'20''$ в. д. Диаметр кальдеры более 10 км в основании и 4.5 км по гребню. Дно кальдеры, в основном, ровное с небольшим уклоном на северо-восток. Стенки кальдеры сложены преимущественно туфогенно-осадочными образованиями, которые можно наблюдать в бортах реки Озерная, прорезающей вулканическую постройку в ее западной части, и в береговых обрывах на побережье Охотского моря. В центре кальдеры находятся два экструзивных купола андезидацитового состава: Центральный Восточный и Центральный Западный. Похожие купола располагаются в северо-западной части кальдеры (купол Подушечный) и в ее юго-восточной части (купол Крутой) [Мархинин, 1959; Федорченко, 1962]. Последнее проявление эруптивной деятельности в кальдере связано с фреатическим взрывом, в результате которого образовался кратер диаметром около 350 м, заполненный озером Кипящее (Рисунок 3.12). Образование этой воронки взрыва, по разным оценкам, произошло от 640-680 л.н. [Фазлуллин, Батоян, 1989] до 1000 л.н. [Разжигаева, Ганзей, 2006].



Рисунок 3.12 Кальдера влк. Головнина. Слева оз. Кипящее, справа – оз. Горячее, между ними – экструзивный купол Центральный-Восточный.

В настоящее время активность проявлена действием нескольких фумарольных полей. Наибольшее число выходов фумарол и термальных источников на поверхность расположено на дне и берегах оз. Кипящего. Температура воды в озере варьирует от 40 до 100°C [Жарков, 2008].

Состав пород

На вулкане Головнина опробованы коренные обнажения экструзивных куполов в центре кальдеры и в различной степени измененные породы термальных полей.

Андезидациты экструзивных куполов имеют массивную (обр. КН-11, 14) или пористую (обр. КН-10) текстуру и порфировую структуру с гиалопилитовой или вариолитовой основной массой. Порфировые выделения, количество которых достигает 30-35 об.%, представлены субидiomорфными кристаллами плагиоклаза и пироксена. Плагиоклаз среди вкрапленников преобладает и образует зональные кристаллы размером до 3-4 мм и гломеропорфировые срастания. Отмечаются

микропорфировые выделения титаномагнетита, количество которых может достигать 1-2 об.% (Рисунок 3.13).

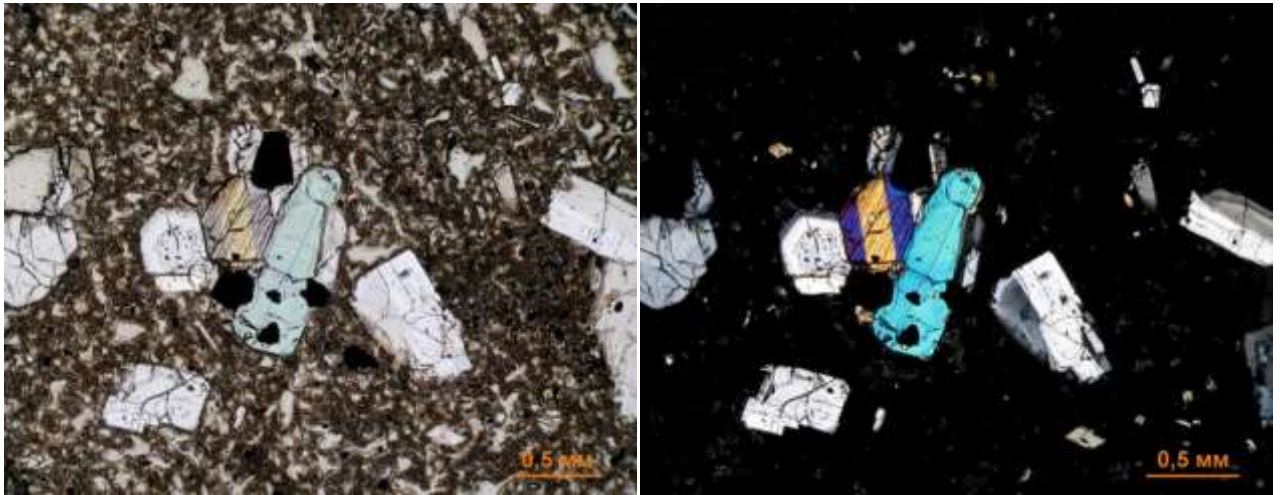


Рисунок 3.13 Порфировые выделения плагиоклаза, пироксена и титаномагнетита (черное) в андезидаците (Кальдера влк. Головнина, Центральный-Восточный купол, обр. КН-10). Проходящий свет. Слева - при одном никеле, справа – николи скрещены.

Метасоматические изменения андезидацитов выражены в частичном (КН-19) или полном (КН-15, 16) замещении новообразованными минералами порфировых выделений и базиса породы. На начальном этапе метасоматической переработки пород происходит пелитизация по трещинам порфировых выделений плагиоклаза, тогда как остальные минералы (пироксен, титаномагнетит) остаются неизменными (КН-11). В дальнейшем процесс изменения захватывает как базис породы, так и вкрапленники с образованием аргиллизитов - пород, состоящих из кварца, каолинита и других глинистых минералов. При этом характерны структуры просвечивания – в шлифах отчетливо видны порфировые выделения плагиоклаза (пелитовый агрегат), пироксена (халцедон) и титаномагнетита (лейкоксен). В некоторых случаях в аргиллизите выделяются гнезда агрегата шестоватых кристаллов пренита, развивающегося по плагиоклазу вкрапленников (КН-15).

Туфогенно-осадочные образования представлены обломками андезитов и туфов в псаммито-алевритовом цементе (КН-17 и 18). Текстура пористая с пузырьчатым и щелевидным типом пористости, щели и каналы сосредоточены вокруг обломков. Структура кристалло- и литокластическая с различной степенью

измененности обломков – от совершенно свежих кристаллов кварца, плагиоклаза, пироксена и округлых обломков андезидацитов до полностью аргиллизированных. В цементе широко развиты гематит и гидроокислы железа, придающие породе охристо- и кирпично-красный цвет.

Петрофизические свойства пород разной степени изменения.

Результаты предыдущих исследований показали необходимость учитывать индивидуальные свойства вулканогенных пород (пористость проницаемость и т.п.) при интерпретации данных электротомографии и построении физико-химических моделей вулcano-гидротермальных систем. Петрофизические свойства вулканогенных пород крайне индивидуальны и представлены очень широким диапазоном значений. Они зависят как от типа пород (эффузивы или пирокластика), так и от степени изменения. На основе исследований пород влк. Головнина можно уверенно сказать, что пористость и проницаемость пород не зависят друг от друга и, скорее всего, определяются минеральным составом (табл. 3.4). Возможность учитывать при построении физико-химических моделей реальные характеристики пород разреза открывает новые перспективы в изучении взаимодействий вода/порода.

Таблица 3.4.

Петрофизические характеристики вулканогенных пород

№ п/п	№ обр	Кпр, мД	Кп, %	Плотность, г/см ³		УЭС Ом*м бг/л
				объемная	минеральная	
1	КН-15	9	34.77	1.45	2.23	7.20
2	КН-16	39	38.51	1.32	2.15	12.20
3	КН-17	2069	61.86	1.07	2.80	3.84
4	КН-18	334	50.78	1.34	2.72	9.34
5	КН-19	397	32.79	1.76	2.61	11.21
6	КН-10	1728	33.41	1.76	2.64	18.40
7	КН-11	17	14.08	2.25	2.62	53.48
8	КН-14	16	19.10	2.13	2.64	46.33

Метасоматические изменения находят отражение в петрофизических свойствах пород. Зависимость проницаемость-пористость распадается на две: а) - для сильноизмененных андезидацитов и туфов и б) – для свежих андезидацитов (Рисунок 3.14). Измененные андезидациты при высоких значениях коэффициента пористости имеют незначительную проницаемость, что связано, по всей видимости, с большим количеством в них глинистых минералов.

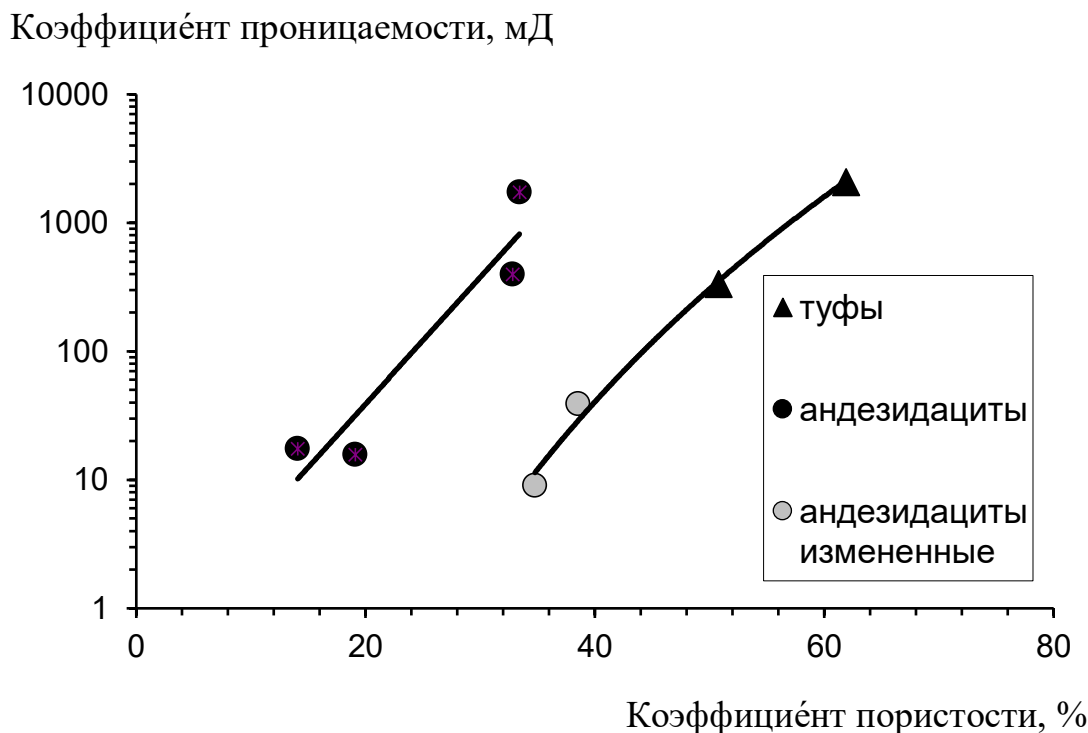


Рисунок 3.14 Зависимость пористость - проницаемость для вулканогенных пород.

Из проведенных исследований очевидно, что пористость и проницаемость пород вулканических построек а) не находится в зависимости друг от друга; б) очень сильно отличается от свойств осадочных пород, обычно используемых при построении гидродинамических моделей (табл. 3.5).

На Рисунок 3.15а показано, что ряд массивных андезидацитов и ряд туфов различаются по пористости на 30-40 %, а по проницаемости на три порядка. Выделяясь в обособленные группы, внутри выборки они не образуют зависимости.

Интересно, что пористость и объемная плотность связаны хорошо прослеживаемой обратной зависимостью в обоих рядах (Рисунок 3.15 б).

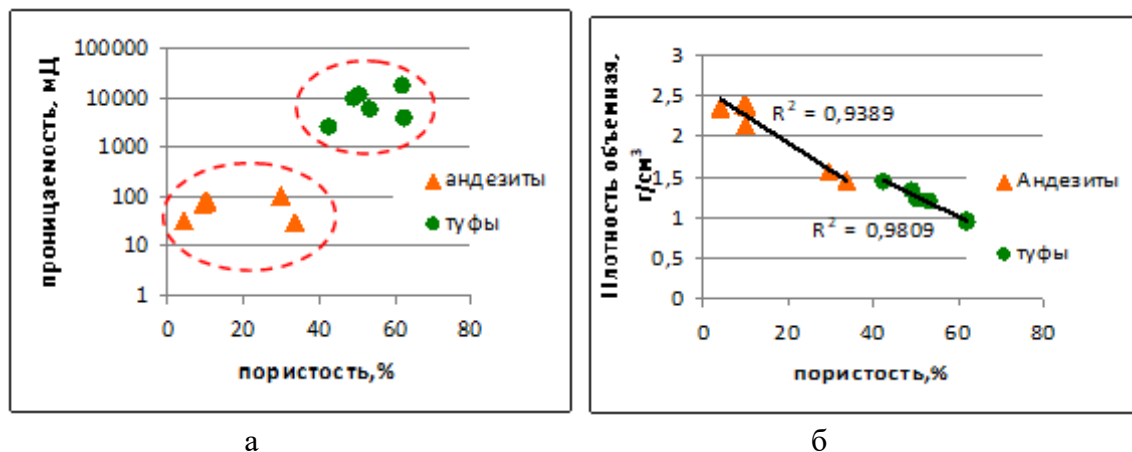
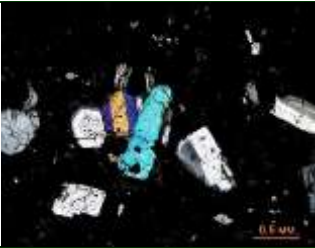
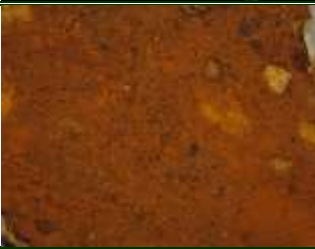


Рисунок 3.15 Зависимость проницаемости и пористости (а) и объёмной плотности и пористости (б) в разных рядах пород.

Таблица 3.5

Петрофизические свойства некоторых типов пород постройки вулкана Головнина.

Порода			Кпр, мД	Кп, %
Андезидациит			17	14.08
Андезидациит измененный			397	32.79
Туф измененный			2069	61.86

Глава 4. Гидрогеохимия термальных источников и генезис элементов в их составе.

Гидротермы вулкана Мутновский

Вулкан Мутновски привлекал внимание автора в течение ряда лет (2003 – 2010). За это время были опробованы характерные источники в его кратере: грязевые котлы на Донном поле (расположенные в его северной части), рыжие водоемы, Черный котел в южной части Донного поля, водоемы, образующиеся на дне Активной воронки. Не все источники были опробованы с одинаковой детальностью, основное внимание было уделено грязевым котлам, которые, как это было выяснено, обладают уникальным составом.

Северо-Мутновское фумарольное поле

Гидрогеохимия грязевых котлов и термальных источников Северо-Мутновского фумарольного поля сопоставлена с составом вмещающих пород разной степени гидротермальной проработки – от свежих разностей базальтов до полностью преобразованного вещества термальных площадок. Это дало возможность проследить процессы привноса-выноса элементов при метасоматозе пород растворами состава, отвечающего составу грязевых котлов.

Гидрогеохимия грязевых котлов

Состав котлов разнообразен. Значения рН растворов колеблются в пределах 1.57 – 7.35 (табл 4.1). Следует отметить, что значения рН большинства котлов лежат в диапазоне 1.95–4.20. Крайние значения рН=1.57 обнаружены только в одном прозрачном котле (СМ-2/07), а рН=7.35 – тоже лишь в одном из котлов, имеющем маленький размер (~ 30 см в диаметре) со светлой голубовато-серой взвесью. Окислительно-восстановительный потенциал также показывает разные редокс условия разгрузок, изменяющиеся в пределах 150 – 450 мВ (табл. 4.1). Какой-либо определенной зависимости между кислотностью растворов и значениями E_h нет.

Таблица 4.1.

Состав растворов грязевых котлов на Северо-Мутновском фумарольном поле, мг/л

№	1/06	2/06	3/06	4/06	5/06	6/06	7/06	8/06	1/07	2/07	3/07	4/07	5/07	8/07	7/07
T, °C	79	87	82	92	85	67	82	85	72	92	87	89	75	67	65
pH	2.12	1.95	2.08	2.25	2.33	4.15	2.43	2.14	3.9	1.57	2.68	3.16	2.74	4.02	7.35
Eh	174	300	200	270	450	300	290	330	370	297	150	360	190	368	192
Cl	68	90	180	82	14	16	14	48	28	13	29	10	3,7	11	9,1
SO ₄ ^{2-*}	1.9	2.2	1.9	0.98	1.2	0.47	0.88	2.1	1.5	2.8	0.53	1.6	1.5	0.48	0.072
PO ₄ ²⁻	ld	1.96	2.36	5.20	0.46	0.43	0.55	0.37	но	но	но	но	1.20	но	0.45
NO ₃	0.5	2	1.6	но	но	но	1.4	0.8	4.4	3.3	6.4	3.4	2.6	6.3	5.1
Ca ²⁺	55	28	34	14	18	6.2	15	2.9	21	14	19	35	40	17	16
Mg ²⁺	39	13	21	8.9	7.6	3	15	5	18	7.5	7.9	57	30	8	4.1
Na ⁺	13	8	7.4	5.4	6.5	4.3	14	3.5	4.3	3.6	5.2	6	3.9	1.8	3.6
K ⁺	38	5.4	2.7	6.6	2.5	2.1	9.2	1.3	2.5	1.7	2.3	2.3	0.6	3.6	1.2
NH ₄ ⁺	130	23	19	но	но	но	68	14	9.8	53	39	27	0.48	86	21
SiO ₂	94	170	120	250	120	65	250	190	130	130	120	140	210	130	32
Fe	220	480	290	82	93	110	33	170	14	280	26	330	47	12	0.1
Fe ²⁺	220	360	260	1.24	80	55	25	140	25	240	40	но	50	23	но
Al	27	200	70	3.4	23	3.1	4.6	53	55	36	17	97	140	7.1	0.17
B	но	0.21	но	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.06	0.03	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04
Mn	2.3	0.97	0.98	0.67	0.75	0.18	0.76	0.32	0.84	0.51	0.44	2.9	1.6	0.64	0.1
Zn	0.75	0.33	0.71	0.1	1	0.12	0.09	0.1	0.3	0.18	0.67	1	0.43	0.44	0.02
Cu	0.07	0.03	0.01	но	0.02	но	но	но	0.07	0.01	0.02	0.29	0.08	0.19	0.01
Cr	0.01	0.12	0.02	но	0.005	но	но	0.01	но	но	но	но	но	но	но
Ni	но	0.04	но	но	0.02	но	но	но	но	0.01	но	0.09	0.04	0.01	0.03
Co	но	0.1	но	но	0.03	но	но	0.02	но	но	но	0.19	0.02	но	но
Ti	0.02	0.02	0.06	0.02	0.07	0.05	0.02	0.03	но	0.06	но	0.06	0.008	но	0.01
V	0.56	0.64	0.34	0.26	0.03	но	0.1	0.25	0.15	0.15	0.06	0.53	0.82	но	но
Sr	0.28	0.18	0.24	0.1	0.18	0.05	0.12	0.04	0.07	0.15	0.13	0.16	0.16	0.52	0.08
Ba	0.01	0.87	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.07	0.04	0.04	0.03	0.07	0.04
Li	0.01	0.007	0.01	0.01	0.007	но	0.01	0.005	но	но	но	0.006	0.005	но	0.004

* - содержания в г/л

Хлорид и сульфат в разном соотношении и разных концентрациях определяют анионный состав растворов (Рисунок 4.1). В большинстве котлов преобладает сульфат, однако в трех черных котлах хлорид составляет большую долю: 68–95 % в анионном составе. В некоторых котлах обнаружены фосфаты (до 5.2 мг/л) и нитраты (до 6.4 мг/л).



Рисунок 4.1. Содержание основных анионов (Cl^- , SO_4^{2-}) в растворах котлов Северо-Мутновского фумарольного поля.

Катионный состав растворов котлов весьма изменчив. На первом месте по распространенности стоит железо (Fe^{2+} или Fe^{3+}), но в некоторых, рядом расположенных, - Al^{3+} . Как правило, содержание закисной формы Fe существенно выше окисной. Встречены котлы, в катионном составе которых преобладает NH_4^+ . Только в одном из опробованных котлов ведущим катионом является Ca^{2+} (Рисунок 4.2).

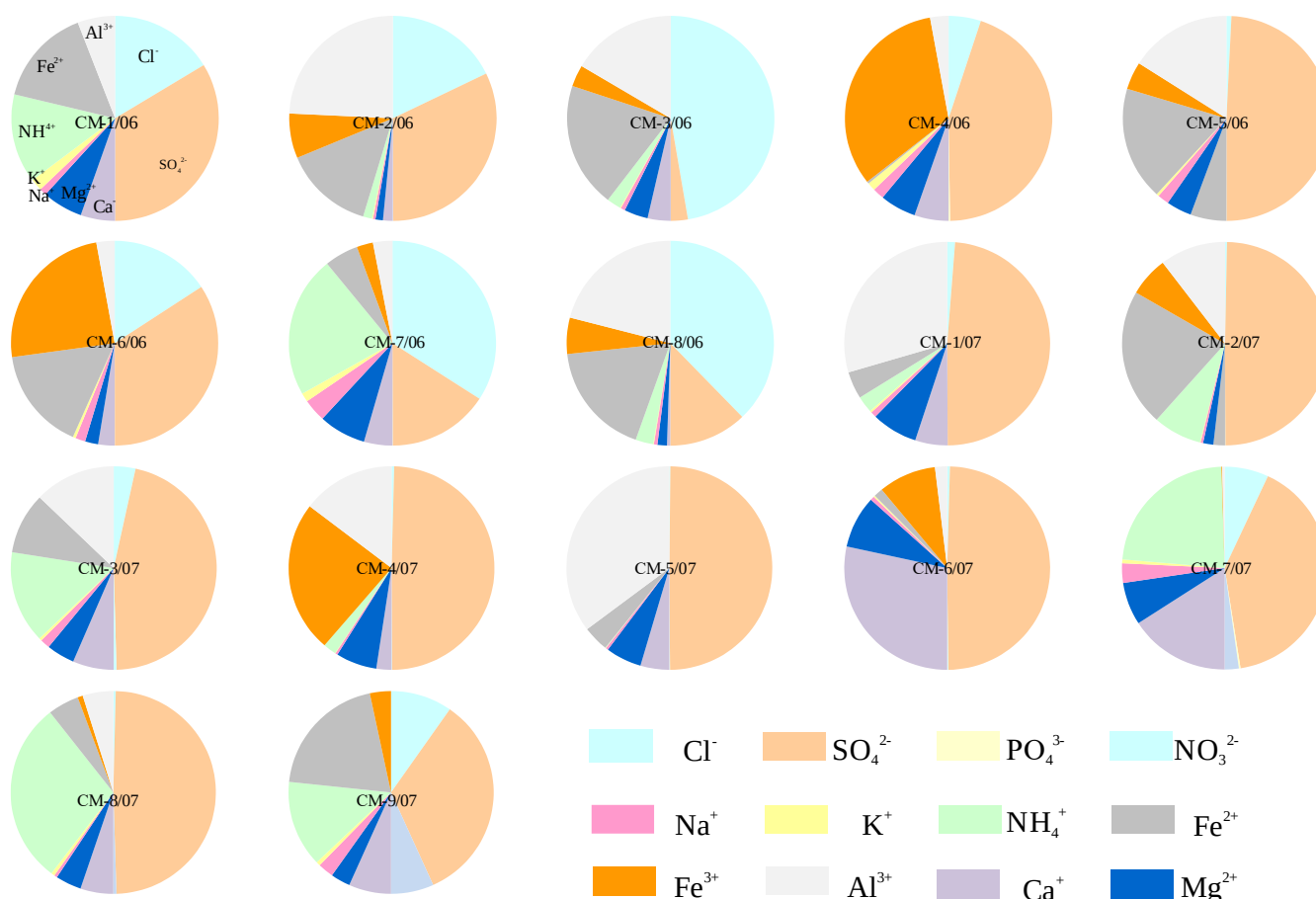


Рисунок 4.2 Основной ионный состав грязевых котлов Северо-Мутновского фумарольного поля, мг-экв. %

К второстепенным элементам в растворах котлов можно отнести K, Na, Mn. Содержания K и Na составляют первые мг/л (только в одном растворе № CM-1/06 повышаются до 38 и 13 мг/л соответственно), в большинстве котлов их мольная доля в катионном составе ниже 1%. Концентрации Mn изменяются от 0.1 до 7.6 мг/л, в трех котлах его содержания превышают содержания K.

К микроэлементам в данном случае относятся те химические элементы, содержания которых в растворе ниже 1 мг/л. Элементы Zn, V, Sr наиболее распространены среди микроэлементов (Табл. 4.1). Их концентрации в среднем составляют 0.п мг/л. Элементы Zn и Sr традиционно присутствуют в термальных растворах подобного состава в сравнительно высоких концентрациях. Высокие содержания V представляют собой необычный факт. Обращает на себя внимание ассоциация Cr-Ni-Co. Эти элементы определены не во всех пробах, но в некоторых растворах достигают высоких значений (макс.: Cr–0.12; Ni–0.09; Co–0.19 мг/л).

Поровые растворы

Поровые растворы из вещества, взятого с внутренних стенок котлов, отличаются от свободных растворов тех же котлов (Табл. 4.2). Характерны более высокие значения pH (за исключением одного котла – СМ-7/06) и более низкие содержания хлоридов. Основные катионы (Fe, Al и Mg) и большинство микроэлементов (Mn, Zn, Cu, Cr, Ni, Co) во всех случаях более высоки в поровых растворах (Рисунок 4.3). Следует отметить содержания V и Ti, которые достигают максимальных значений в поровом растворе котла СМ-2/06 (2.6 и 1.5 мг/л соответственно).

Мышьяк и сурьма, не обнаруженные в котлах, содержатся в высоких количествах в поровых растворах (до 7.1 мг/л в СМ-2/06). Этот котел один из двух, в котором основным катионом является Al^{3+} . В нем же – максимальное содержание Fe (в том числе Fe^{2+}), В, Cr, Ba.

Таблица 4.2

Состав поровых растворов из внутренних частей грязевых котлов (СМ-1÷8-1/06) и термальной площадки (СМ-11, 12/06), мг/л

	СМ-1/06	СМ-2/06	СМ-3/06	СМ-7/06	СМ-8/06	СМ-8-1/06	СМ-11/06	СМ-12/06
pH	3.52	2.69	2.97	2.24	2.59	3.11	1.67	2.25
Eh	776	635	661	703	648	615	763	767
Cl ⁻	8.0	30	21	8	8.0	3.0	83	17
SO ₄ ²⁻	600	2700	1400	1600	760	350	3000	510
NO ₃ ⁻	2.0	36	5.6	3.4	2.3	8.2	15	5.1
NH ₄ ⁺	59	12	1.9	35	6.2	6.6	20	0.6
K ⁺	6.9	15	1.4	6.6	6.3	1.2	180	6.4
Na ⁺	17	43	5	14	16	3.9	10	9.3
Ca ²⁺	83	71	27	28	23	6.9	18	11
Mg ²⁺	59	45	35	30	11	13	7.6	3.5
Al	42	500	190	205	150	29	48	18
Fe ²⁺	83	573	323	83	77	240	34	5
Fe	350	1300	650	560	230	300	240	94
Mn	3.5	2.7	1.9	1.6	0.71	0.61	0.53	0.37
Sr	0.44	0.56	0.24	0.23	0.13	0.08	0.2	0.08
Zn	1.63	1.7	2.3	2.2	2.5	0.31	0.65	1.7
Cu	0.46	12	1.4	4.3	3.2	0.7	0.59	0.41
Co	0.07	1.7	0.19	0.47	0.66	0.09	0.04	0.06
Ni	0.04	0.38	0.08	0.12	0.23	0.03	0.03	0.09
Cr	н.о.	0.34	0.06	0.11	0.04		0.02	0.06
Ti	0.02	1.5	0.01	0.04	0.02	0.02	6.9	5.2
V	0.05	2.6	0.48	2.1	1.1	0.22	0.41	0.04
SiO ₂	170	90	130	170	170	110	92	210
Ba	0.04	0.17	0.03	0.04	0.04	0.02	0.06	0.06
Li	0.02	0.02	0.009	0.01	0.007	н.о.	н.о.	н.о.
Be	0.0009	0.001	0.001	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
B	н.о.	97	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.04
P	н.о.	2.9	0.27	0.5	0.25	н.о.	н.о.	0.23
Pb	н.о.	0.21	н.о.	0.16	0.93	н.о.	н.о.	0.35
Sb	н.о.	1.4	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
As	н.о.	7.1	0.45	2.1	0.91	н.о.	н.о.	0.67
Zr	0.007	0.05	0.01	0.005	0.005	0.005	0.14	0.04

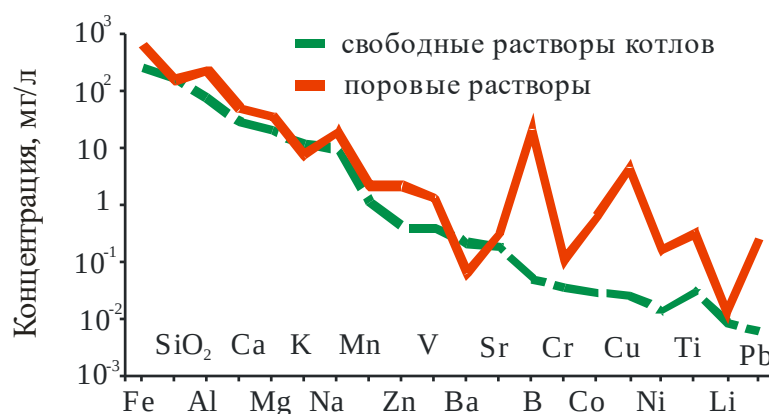


Рисунок 4.3 Сравнение концентраций элементов в растворах котлов и поровых водах.

Анализ подвижности элементов при взаимодействии растворов котлов с вмещающими базальтами свидетельствует о том, что для достижения даже максимальных концентраций большинства элементов в котлах необходимо растворение 1-10 г базальта в 1 л раствора. Элементы Ti и Si в избытке остаются в породе (Рисунок 4.4). Элементы B, Sr, Zn и K могут достичь искомых концентраций при растворении 10 – 100 г в 1 литре. Анионы, сульфат и хлорид, содержатся в избыточном количестве в растворе.

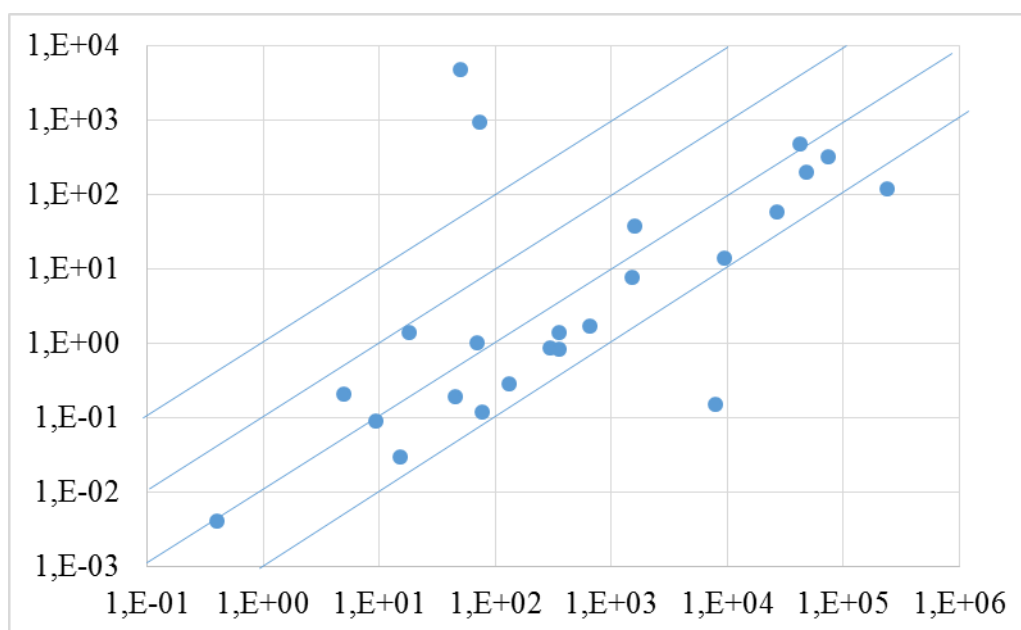


Рисунок 4.4 Соотношение концентраций элементов в растворе котлов Северо-Мутновского фумарольного поля (максимальные концентрации) и концентраций этих же элементов в неизменённых базальтах.

Коэффициент обогащения 5-ти элементов (анионогенные плюс калий) превышает значение 10 (Рисунок 4.5). Этот показатель для целого ряда металлов (Zn, Fe, Be, Ni, Mn, Ca, Co) лежит в диапазоне 2 – 10, что указывает на возможность перехода этих элементов в раствор только при масштабной проработке вмещающих пород. Наименее подвижные элементы – Si и Ti.

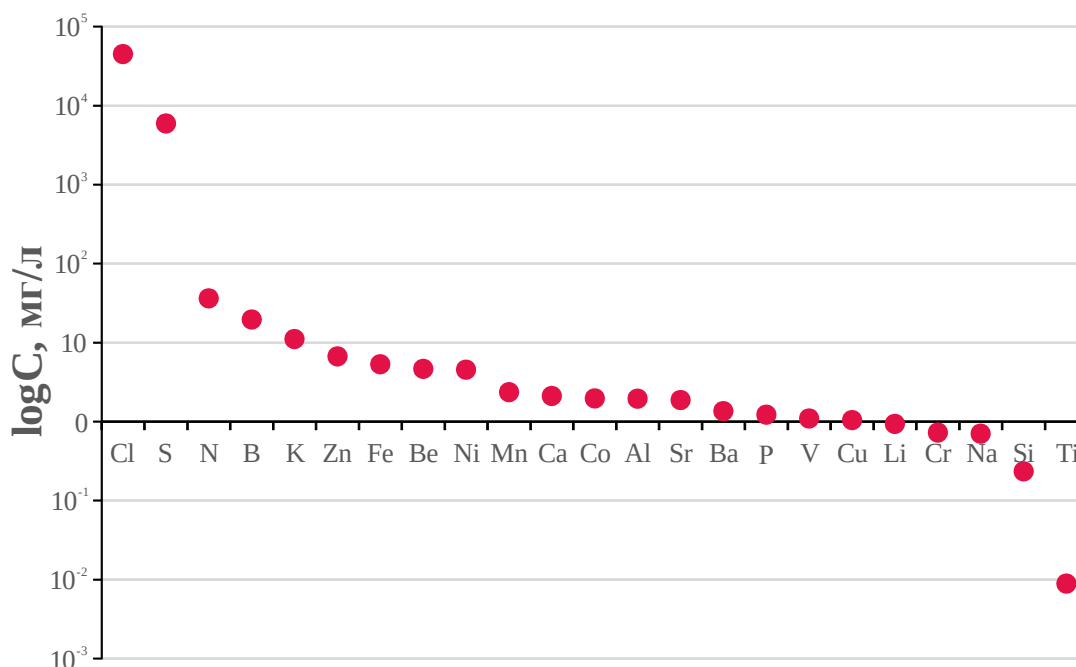


Рисунок 4.5 Коэффициент обогащения элементов в растворах котлов относительно неизменённого базальта.

На примере этого фумарольного поля удалось проследить поведение элементов по мере увеличения метасоматического изменения пород в сравнении с составами растворов котлов. Тем самым появилась возможность сопоставления проведённого анализа подвижности элементов с фактически наблюдаемыми следствиями метасоматоза.

Поведение элементов в процессе метасоматоза

Для выяснения возможных источников поступления элементов в термальные растворы был проведен анализ поведения элементов в процессе метасоматоза вмещающих пород. Вмещающие термальное поле базальты отвечают составу

низкокалийных базальтов, характерных для Восточной и Южной Камчатки [Пополитов и Волынец, 1981]. Содержания практически всех микроэлементов, на которые были проанализированы породы, находятся на близкокларковом уровне [Виноградов, 1962; Rollinson, 1994]. Породы, соответствующие типичным разностям, не содержат повышенных концентраций тех элементов, высокие количества которых были обнаружены в термальных растворах. Все же понимая, что источником большинства химических элементов в растворах котлов являются вмещающие породы вулканической постройки при их взаимодействии с поднимающимися флюидами, очевиден вывод, что объяснение выявленным аномалиям следует искать в составе магматического флюида и особенностях структурных путей его транспорта.

При сернокислотном выщелачивании, которому подвержены породы этого термального поля, происходит полное преобразование базальтов. Метасоматическое замещение начинается с растворения плагиоклаза, пироксена, обильного окварцевания основной массы. Реликты плагиоклазов замещаются тонкозернистым кварцем, по пироксену развиваются железистые охры. Затем оставшиеся реликты растворяются полностью, замещаясь вторичными минералами, основные из которых – кварц (его различные структурные разновидности – опал, халцедон, тридимит) и гидроксиды железа. В минеральном составе вновь образованных метасоматитов основными являются опал, гипс – ангидрит, реликты анортита; в качестве второстепенных минералов в них присутствуют сульфиды: пирит, марказит, самородная сера. Примесными минералами являются различные водные сульфаты (апджонит – $\text{MnAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, пиккеренгит – $\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, винебергит – $\text{AlSO}_4(\text{OH})_{10} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, англезит, тенардит, бутлерит), антофиллит, отлагающиеся в последние стадии гидротермального процесса. Вещество термальных площадок, на которых в настоящее время происходит интенсивное парение, прогрев, выделение парогазовых горячих струй, серных фумарол, представляет собой полностью преобразованное вещество, в котором не остается реликтов вмещающих базальтов. Основными минералами в этих породах являются самородная сера и опал, меньше

распространен ангидрит. В небольшом количестве определены редкие сульфиды: калининит – Cr_2ZnS_4 и вилламанинит – CuS_2 , бассанит, клиноцоизит. Взвесь кипящих котлов представляет собой смесь каолинита-сметита, пирита марказита, меньше в ней кварца, алуногена, ангидрита и некоторых других примесных минералов: самородной серы, талька, бутлерита. В минеральном составе разных котлов можно отметить колебания в соотношениях основных минералов, формирование примесных специфических минеральных фаз, присущих конкретному котлу.

Геохимический процесс гидротермального изменения пород прослежен в последовательности замещения исходных базальтов вторичными минералами, скомпоновав изученные породы в 4 основные группы: 1) исходные базальты; 2) метасоматиты с оставшимися реликтами (в дальнейшем тексте эти породы упоминаются как «метасоматиты»); 3) полностью преобразованные метасоматиты термальных площадок (в дальнейшем – «термальные площадки»); 4) взвесь котлов. Полагаем, что образование пород термальных площадок и взвеси в котлах шло под действием несколько разных процессов. Парогазовая смесь, поднимающаяся по относительно «сухим» породным структурам, реализуется в виде струй, фумарол, парящих участков. Если же поднимающийся флюид смешивается с большим количеством поверхностных вод, происходит их кипение в виде котлов, а состав булькающей взвеси формируется из тех же базальтов, при взаимодействии с сернокислыми растворами. Исходя из этих позиций, проанализирована геохимия метасоматоза на данном поле.

Из базальтов при их преобразовании выносятся практически все петрогенные элементы. В метасоматитах, слагающих термальное поле, содержание кремнезема в среднем соответствует содержанию в базальтах, хотя с небольшими колебаниями в отдельных пробах. Как установлено минералогическим изучением, идет активное переотложение кремнезема в его различных модификациях. Содержание TiO_2 заметно выше, чем в базальтах, видимо, за счет пассивного обогащения. По всем остальным петрогенным компонентам метасоматиты обеднены по сравнению с базальтами (Рисунок 4.6). Породы термальных площадок, через которые идут

парящие струи разной интенсивности, подвержены постоянному прогреву и парогазовой проработке, в еще большей степени обеднены петрогенными компонентами, за исключением титана (его содержание в этих пробах в 5 раз выше, чем в базальтах) и кремнезема.

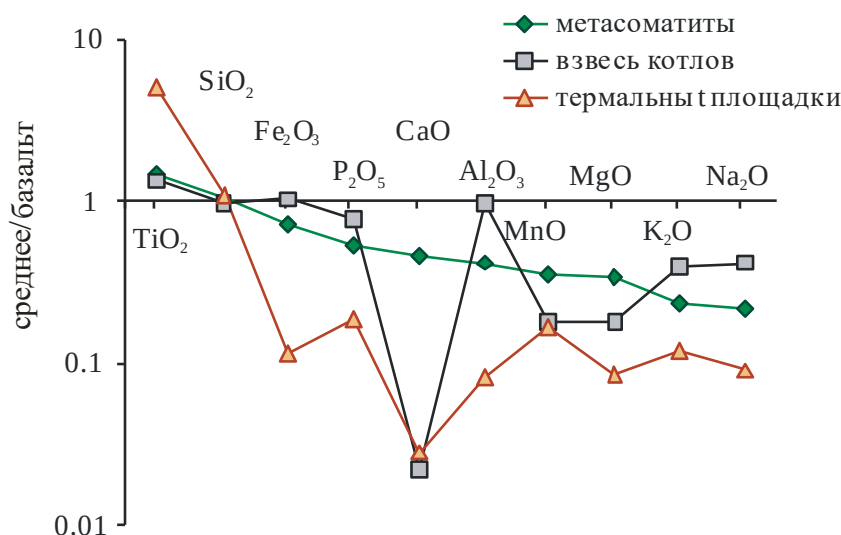


Рисунок 4.6 Изменение петрохимического состава пород в процессе их гидротермальной проработки.

Во взвеси котлов содержание SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ в среднем соответствует содержанию в базальтах. Компоненты P₂O₅, Na₂O, K₂O, MnO, MgO, CaO активно выщелачиваются, CaO – в наибольшей степени.

Микроэлементы можно разделить на несколько групп по их поведению в процессе выноса-отложения в системе «метасоматиты - термальные площадки - взвесь котлов». В первую группу входят 4 элемента - анионогена: Te, Se, As, Sb. Общей для них тенденцией является накопление в верхних частях термальных площадок и во взвеси котлов (Рисунок 4.7). Метасоматиты немного обогащены мышьяком, но теллур, селен и сурьма в них не обнаружены. Галогены (I и Br) обнаруживают различное поведение. Иод выносится из метасоматитов, обогащая термальные площадки и взвесь котлов. Бром немного накапливается в метасоматитах, и еще больше – в термальных площадках.

Из металлов (Ni, Cu, Zn, Ag, Cd, Sn, Pb) в метасоматитах можно отметить небольшой привнос олова, остальные металлы либо остаются на том же уровне, что

в базальтах, либо выносятся. Термальные площадки заметно обогащены оловом, свинцом, меньше – серебром. Взвесь котлов в небольшой степени, но обогащается металлами, за исключением цинка и свинца.

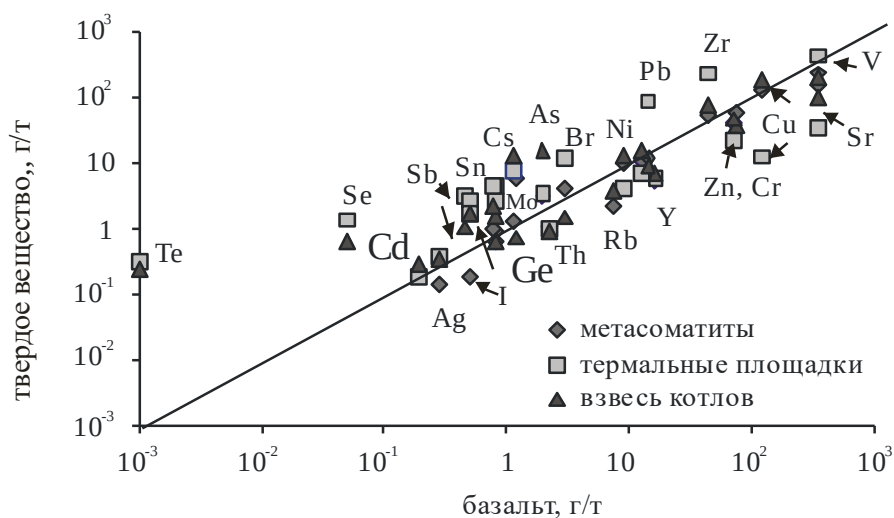


Рисунок 4.7 Средние содержания элементов во вмещающих базальтах по отношению к гидротермально измененным разностям фумарольного поля.

Элементы, которые могут проявлять амфотерные свойства (Cr, V, Mo) в данных условиях, выносятся из метасоматитов и взвеси котлов. В то же время на термальных площадках идет обогащение ванадием и молибденом. Из примесных породообразующих элементов только Ge заметно обогащает метасоматиты, однако в термальных площадках и взвеси котлов концентрируются также цирконий и ниобий. Суммируя, можно получить следующую картину миграции элементов (Рисунок 4.8). Метасоматоз вмещающих пород идет со значительным привнесом анионогенов и галогенов, которые распределяются между вторичными преобразованными породами (метасоматитами, новообразованиями на термальных площадках, взвесью котлов), заметно обогащая их по сравнению с вмещающими базальтами. Металлы, содержащиеся в примесной форме в базальтах, активно перераспределяются при сернокислотном выщелачивании, о чем свидетельствует большое разнообразие в содержаниях металлов растворов и взвеси котлов. Второстепенные породообразующие элементы также поступают в термальные растворы, но в меньшей степени.

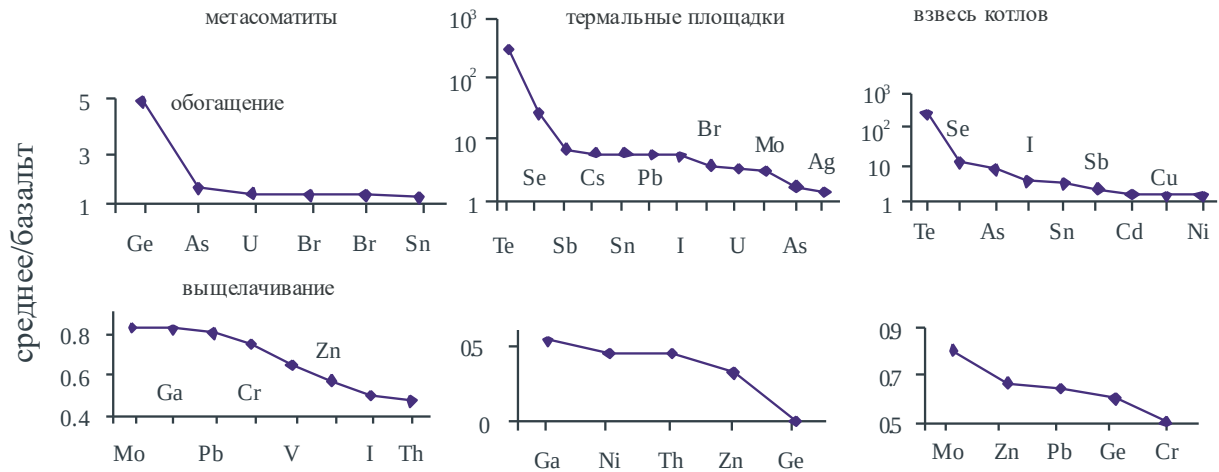


Рисунок 4.8 Обогащение – вынос элементов в процессе гидротермального изменения базальтов fumarольного поля

Анализ относительной подвижности элементов в системе «раствор-твёрдое» позволил выявить ряды, которые в общем хорошо согласуются с геохимическими свойствами элементов (Табл. 4.3.). Наиболее подвижные элементы, поступающие в растворы, это – аниогены: В, As, Sb, Bi, Se. Затем идет группа металлов: Cu, Zn, Pb, Ni, Fe, Co, в нее же попадает К. Элементы, проявляющие амфотерные свойства, плюс Ag, Na составляют третью группу по подвижности (U, Al, V, Cr, Mn). К инертным элементам относятся основные породообразующие и примесные элементы: Mg, Sr, Li, Ca, Th, Zr, Ba, Ti. В сочетании с данными по геохимическому составу метасоматитов и взвеси котлов можно предположить, что элементы первой группы привносятся из более глубокого источника, очевидно, с магматическими флюидами, они очень подвижны, накапливаются в верхних частях гидротермалитов, что и обуславливает появление аномалий в твердом веществе и растворах. Металлы интенсивно выносятся из пород и перераспределяются в кипящих котлах между растворенной и взвешенной фазой. Инертные элементы в небольшом количестве все же поступают в растворы из вмещающих пород, которые, превращаясь в метасоматиты, заметно обедняются ими.

Итак, состав кипящих котлов на Северо-Мутновском fumarольном поле имеет контрастные характеристики, как по физико-химическим параметрам, так и по составу растворов. Повышенные содержания ассоциации элементов Co-Ni-Cr-

V-Ti указывает на единство источника флюидов термальных полей вулкана Мутновского и описываемой площадки.

Таблица 4.3.

Схематично можно представить накопление-вынос элементов следующим образом.

Метасоматиты		Термальные площадки		Взвесь котлов	
накопление	вынос	накопление	вынос	накопление	вынос
I > As > Sn = Br > Zr > Nb > Sb	Mo < Cu < Ga = Pb < V < Th = Sr < U < Zn < Y < Ag << Te = Se = Cd	Te > Se > Sb > Sn > Cs > Pb > Nb > Zr > Br > U > Mo > As > Ag > V	Ga < Ni = Th < Zn = Y < Cu = Sr	Te > Se > Cs > I > As, > Sn > Sb > Nb > Zr > Cu > Ni > Ga = Ag	Mo < Zn < Pb = V < Br < Th = Y < Sr < U

Основной особенностью растворов котлов фумарольных полей Мутновского вулкана является большое разнообразие составов грязевых котлов и повышенные концентрации (по сравнению с подобными фумарольными полями в других активных вулканических регионах [Aiurpa et al., 2002; Taran et al., 2003; Giammanco et al., 1998]) V, Ti, Co, Cr, Ni. Названные элементы присутствуют в высоких количествах в котлах Донного фумарольного поля [Бортникова и др., 2006, 2007; Bessonova et al., 2012], их наличие в растворах рассматриваемого поля свидетельствует об едином глубинном источнике всей вулканической системы, а колебания в содержаниях отдельных котлов и фумарольных полей указывают на различные структурные условия поверхностных выходов.

Грязевые котлы в северной части Донного фумарольного поля

Физико-химические параметры и основной состав растворов

Температура грязевых котлов колеблется от 60 до 96°C от котла к котлу, но остается стабильной в каждом конкретном котле в разные годы. Температура – наиболее стабильный параметр котлов, свидетельствующий о довольно постоянном подъеме горячих флюидов к поверхности. Растворы всех котлов соответствуют кислым и ультра-кислым водам (значения pH варьируют в пределах

-0.56 до 1.95), а Eh значения показывают окислительные условия (Рисунок 3.1, Табл. 4.4). Электропроводность растворов изменяется от 10 до более чем 600 mS/cm, свидетельствуя о высоком, но нестабильном уровне общей минерализации растворов.

И действительно, общая минерализация растворов котлов варьирует от 4.9 до более чем 80 г/л и связана отрицательной зависимостью с кислотностью растворов ($r = -0.464$). Основные анионы во всех пробах котлов – это сульфаты и хлориды. Очень высокие концентрации хлоридов (до 70 г/л) можно считать основной особенностью котлов Донного поля. Предыдущими работами [Giggenbach, 1996; Shinohara et al., 2008] показано, что высокохлоридный состав магматических газов свидетельствует о дегазации малоглубинной магматической камеры.

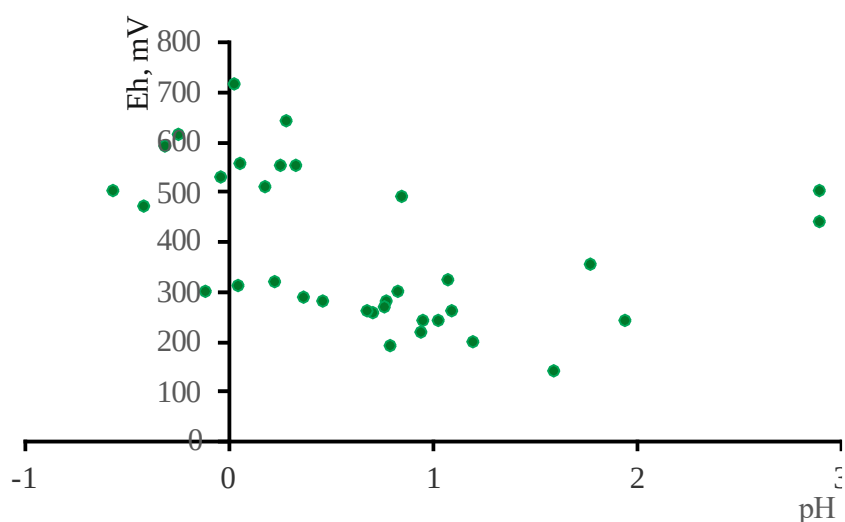


Рисунок 4.9 Eh-pH параметры растворов грязевых котлов

Между общей минерализацией и концентрацией хлоридов существует высокая положительная корреляция, в отличие от сульфатов (Рисунок 4.10). Изменения в уровне хлоридов на протяжении 6 лет наблюдений составляли 1.5 – 3 раза, соответственно изменялась и общая минерализация. Вариации этих параметров, по-видимому, определяются метеорологическими условиями, иными словами, степенью разбавления магматических флюидов метеорными водами, поставляемыми тающими снежниками на склонах фумарольного поля. Концентрации хлоридов увеличиваются с понижением pH, в то время как

концентрации сульфатов изменяются незакономерно. Кроме этого, и другие галогены были обнаружены в растворах котлов (мг/л): F до 115, I до 42, Br до 4. Концентрации фосфатов и нитратов также варьируют, достигая (мг/л) 120 и 960, соответственно. Анионный состав растворов котлов свидетельствует, что они представляют собой смесь различных кислот: главным образом, соляной и серной со значительным количеством азотной, плавиковой, ортофосфорной и йодистой кислот.

Таблица 4.4

Физико-химические параметры и содержание основных ионов в растворах грязевых котлов на Донном фумарольном поле, мг/л.

Год и № пробы		X, mS/cm	T, °C	pH	Eh	Cl*	F ⁻	SO ₄ ^{2-*}	PO ₄ ³⁻	NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	Fe ³⁺	Fe ²⁺	SiO ₂	Al
2005	2	нд	87.4	0.03	715	56	1.9	2.3	37	нд	133	200	110	29	нд	140	190	100	720
2006	2	нд	87.3	-0.24	612	34	2.03	1.6	33	но	190	190	270	110	2.5	150	180	190	1670
	2/1	нд	72.5	-0.56	500	27	3.7	0.59	27	но	160	240	230	100	4.3	160	150	87	800
	3	нд	87.7	-0.31	590	31	5.2	3.3	40	48	150	200	150	53	4.1	20	150	220	1860
	4	нд	83	0.18	510	13	30.2	2.7	15	69	67	120	53	17	13	14	50	270	1100
	5	нд	84	-0.03	530	32	115	8.5	120	3.0	500	740	170	46	33	30	160	240	2700
	6	нд	62.5	1.95	240	2.5	0.009	0.65	0.68	но	5.5	7.3	40	1.4	0.25	3.1	4.5	7.9	170
	7	нд	75.5	0.33	550	18	25	2.7	45	91	160	41	700	160	1.9	220	170	400	2300
	8	нд	76.4	0.05	310	3.2	0.12	0.70	21	7.1	100	130	62	19	7.3	16	40	250	750
	9	нд	75.8	-0.11	300	15	0.25	2.2	65	но	270	380	120	39	30	10	130	320	1870
	9/1	нд	69.5	0.29	640	2.7	25	0.63	19	4.0	97	120	70	24	7.7	14	50	230	880
2007	2	478	88	-0.41	472	74	2.1	1.0	5.6	56	39	60	98	24	3.5	40	110	100	196
	2/1	340	88	0.11	445	44	3.4	1.2	7.4	32	42	25	99	38	2.8	50	110	124	248
	3	523	88	0.06	556	37	0.2	1.8	16	120	92	64	190	57	2.4	37	130	86	500
	4	628	86	0.26	552	17	67	5.3	27	90	100	130	140	45	6.7	160	280	100	700
	5	186	86	0.85	488	8.4	5.8	1.2	65	46	200	670	77	24	17	50	150	200	1510
	6	160	60	1.91	474	7.6	7.6	1.1	bdl	12	2	0.8	54	2.1	0.1	0.9	3.2	3.8	120
2009	2	140	94	1.1	462	22	но	6.4	15	290	87	52	210	53	3.2	170	200	330	380
	3	210	93	0.96	442	40	но	0.63	11	510	70	39	180	46	1.8	50	170	270	315
	4	180	88.7	0.95	422	38	но	0.35	10	960	65	36	130	43	0.82	69	76	320	311
	5	310	92.9	0.78	482	64	0.001	0.64	18	840	140	150	160	50	1.06	150	46	270	690
	6	120	77.8	1.03	442	26	но	0.64	17	230	120	156	130	36	1.9	180	110	360	620
	8	52	86.8	1.2	402	5.9	но	0.23	11	79	62	54	120	41	1.4	290	180	440	430
	9	10	94	1.6	342	0.90	но	0.50	4	19	13.6	17	440	13	0.12	160	80	110	110
2010	2	315	92	0.23	318	44	нд	2.5	5.7	нд	54	31.8	110	40.1	нд	75	320	131	300
	2/1	124	89	0.47	282	12	нд	1.7	11	нд	86	62.2	157	61.9	нд	50	110	332	610
	3	230	92.5	0.37	287	9.4	нд	1.3	5.9	нд	54	35.9	88	35.0	нд	20	100	210	340
	4	149	85.7	0.71	255	12	нд	1.0	6.9	нд	59	33.9	102	37.6	нд	4	110	293	340
	5	230	87	0.68	262	20	нд	1.4	7.7	нд	112	114.4	139	38.7	нд	26	85	297	480
	6	152	78	0.77	269	10	нд	1.3	6.4	нд	84	87.2	108	30.7	нд	32	78	320	390
	7	24.1	83	1.08	322	1.2	нд	2.0	1.9	нд	21.7	11.7	118	18.6	нд	14	33	440	140

* - содержания в г/л

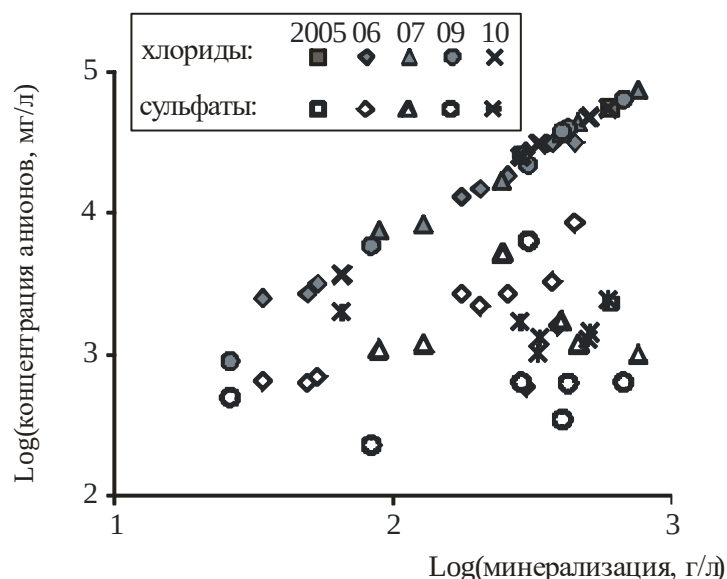


Рисунок 4.10 Зависимость общей минерализации растворов от концентраций основных анионов

Второй особенностью изучаемых котлов является превалирующая роль алюминия, доля которого (мг-экв%) составляет 50 – 99 % в катионном составе растворов. По максимальной концентрации Al (2700 мг/л) растворы котлов можно сравнить только с ультракислыми рассолами вулкана Кава Инджен [Hinsberg et al., 2010]. Щелочные (K и Na) и щелочноземельные (Ca и Mg) металлы, которые обычно являются основными катионами в природных водах, составляют меньшую долю в растворах котлов. В некоторых котлах вторым катионом по значимости является Na, в двух котлах – Ca. Железо также играет заметную роль, достигая 10 мг-экв% в некоторых растворах. Как правило, закисная форма железа превалирует над окисной, несмотря на сильно окислительные условия в растворах.

Концентрации микроэлементов

Третья особенность описываемых грязевых котлов – это высокие концентрации целого ряда микроэлементов, особенно Cr, Ni, Co, Ti и V (табл. 4.5). Максимальное содержание хрома (60 мг/л) в ассоциации с очень высокими концентрациями Ni и Co (33 и 0.48 мг/л, соответственно), обнаруженные в растворах котла № 2, превышают наивысшие известные концентрации этих элементов в вулканических кислых водах мира. [К.К. Зеленов 1965] приводит данные по содержанию титана в кратерном озере влк. Кава Инджен (Индонезия) – 23.42 мг/л, значительно

возрастающие в истоках вытекающей из озера реки Банжипати и ее верхнем течении за счет испарения мелких ручейков, формирующих эту реку. Разница в содержаниях Co, Cr и Ni в котлах Мутновского не так контрастна, но в ассоциации с Ti и V эти элементы могут свидетельствовать о необычном источнике поступления в исследованные нами растворы. Кроме того, вызывают удивление высокие содержания таких «экзотических» элементов, как Nb, Ga, Zr, Tl.

Концентрации этих элементов варьируют от нескольких раз до трех порядков в различных котлах. Это удивительно, т.к. котлы расположены очень компактно на линии в 20 м, а расстояние между ними не превышает нескольких метров. Более того, концентрации одного и того же элемента в конкретном котле колебались в пределах 2 – 5 раз от года к году. Временные изменения в содержании некоторых элементов показаны на Рисунок 4.11. Годовые вариации концентраций элементов могут быть связаны с разным соотношением метеорные воды - глубинный магматический флюид, что, в свою очередь, определяется метеорологическими условиями (количеством осадков, температурой, наличием или отсутствием снежников). Общая минерализация и электропроводность растворов могут служить косвенными индикаторами степени разбавления магматических флюидов метеорными водами. Но корреляции между минерализацией и концентрациями Cr, Ni, Co, Ti и V нет, как во времени (от года к году), так и в пространстве (от котла к котлу). Иная причина больших различий в концентрациях этих элементов может крыться в сложных путях подъема магматического флюида к поверхности, и, следовательно, дифференциации состава на геохимических барьерах. Это предположение подтверждается более или менее стабильными средними концентрациями этих металлов в разных котлах в определенный год (Рисунок 3.3). Эта интегральная стабильность уровня металлов в растворах котлов означает сравнительно постоянное содержание металлов в подземном резервуаре, из которого идет питание поверхностных проявлений. Однако при подъеме термальных вод разное количество металлов может поступать по разным каналам, что и выражается в изменяющемся составе растворов. Очень важным фактором формирования составов поверхностных разгрузок мы считаем формы миграции

элементов – в газовой или жидкой фазе. Гибкое изменение фазового состава гидротерм легко прогнозируется, учитывая сложную структуру любого термального поля. И в зависимости от преобладающих форм нахождения, металлы могут изменять пути своей миграции, обогащая то один, то другой выход на одной и той же площадке.

Таблица 4.5.

		Концентрации микроэлементов в растворах грязевых котлов, мг/л															
Год и № пр.		B	Mn	Ba	Li	Sr	Rb	Zn	Cu	Ti	V	Co	Cr	Ni	As	Sb	Mo
2005	2	52	5.5	0.24	0.037	5.6	но	0.45	0.62	4.2	2.4	0.48	60	33	0.39	но	0.39
2006	2	160	5.9	1.8	0.07	5.5	0.015	0.69	0.06	15	2.6	0.08	0.39	0.11	0.36	0.65	но
	2/1	130	5.5	1.5	0.06	4.3	0.012	0.67	0.02	10	2.2	0.08	4.6	1.9	0.06	но	0.02
	3	33	2.8	1.9	0.06	6.5	0.015	0.43	0.06	7.9	2.3	0.03	0.38	0.12	0.12	но	но
	4	9.1	1.1	1.0	0.05	2.1	0.01	0.18	0.01	0.78	0.92	0.02	2.3	0.93	0.23	но	но
	5	32	3.0	0.63	0.16	20	0.52	0.39	0.050	3.2	4.5	0.05	5.0	1.8	0.61	но	0.03
	6	0.53	0.07	0.05	0.001	0.17	но	0.09	0.02	0.02	0.040	0.002	0.14	0.080	но	но	но
	7	30	5.3	0.36	0.06	12	0.0062	1.3	0.25	1.2	5.4	0.05	4.4	1.6	0.50	но	0.021
	8	9.0	1.0	0.38	0.03	2.7	но	0.4	0.04	0.88	1.0	0.010	0.92	0.38	но	но	но
	9	17	2.0	0.29	0.09	11	0.27	0.58	0.09	5.1	2.8	0.030	0.57	0.07	но	но	но
	9/1	8.2	1.1	0.36	0.04	2.2	но	0.36	0.03	0.74	0.99	0.010	0.25	0.06	но	но	но
2007	2	120	3.0	2.13	0.07	2.8	0.08	0.31	0.28	5.9	0.78	0.07	6.4	3.2	0.11	0.067	0.05
	2/1	130	2.3	2.7	0.01	1.9	но	0.24	0.06	5.5	0.97		3.9	1.9	но	но	но
	3	49	3.3	2	0.02	3.1	0.05	0.37	0.26	7.1	1.4	0.11	4.4	1.8	но	0.11	0.02
	4	33	5.3	0.81	0.03	6.0	0.14	0.4	0.25	6.3	1.8	0.16	20	7.9	но	0.03	0.22
	5	6.5	3.2	0.19	0.07	14	0.46	0.7	0.28	0.98	2.9	0.1	16	13	но	0.010	0.12
	6	0.14	0.03	0.02	но	0.1	но	0.06	0.01	но	но	Но	но	0.03	но	но	но
2009	2	50	2.4	0.47	0.1	2.7	0.18	1.0	0.48	0.58	1.2	Но	6.6	3.0	но	0.0016	0.34
	3	37	2.1	0.79	0.03	2.1	0.03	0.26	0.026	1.0	0.93	Но	5.1	2.7	но	0.00038	0.59
	4	13	1.9	0.44	0.032	1.7	0.03	0.29	0.19	1.3	0.75	0.038	3.3	1.6	но	0.0006	0.51
	5	18	3.0	0.37	0.13	4.4	0.19	0.55	0.22	2.5	1.3	0.14	13	6.7	но	0.021	0.51
	6	7.7	1.5	0.21	0.11	3.7	0.13	0.60	0.34	0.72	1.0	0.026	2.1	0.96	но	но	0.38
	8	4.7	2.6	0.53	0.045	2.0	0.09	1.4	0.58	0.15	0.98	0.12	14	7.5	но	0.0016	0.085
	9	1.4	0.49	0.13	0.025	1.3	0.02	0.20	0.05	0.14	0.18	0.033	0.11	0.12	но	но	1.0
2010	2	25	8.10	0.97	0.025	1.6	но	0.491	0.88	4.18	0.99	0.36	60	19	0.90	но	0.12
	2/1	43	2.94	0.66	0.047	2.4	но	0.41	0.049	1.25	1.40	0.031	2.5	1.1	0.83	но	но
	3	14	2.27	1.19	0.035	1.2	но	6.9	0.041	1.28	0.73	0.08	7.5	4.2	0.41	но	но
	4	15	1.98	1.00	0.031	1.3	но	1.5	0.11	0.99	0.75	0.037	3.8	2.2	0.39	но	0.05
	5	16	2.01	0.42	0.046	3.4	но	1.7	0.005	1.79	0.82	0.016	0.21	0.08	но	но	но
	6	11	2.07	0.42	0.037	2.4	но	0.55	0.022	1.04	0.69	0.056	5.5	2.4	0.26	но	но
	7	2.6	0.64	0.083	0.025	0.41	но	0.34	0.007	0.045	0.37	0.004	0.06	0.011	0.26	0.1	но

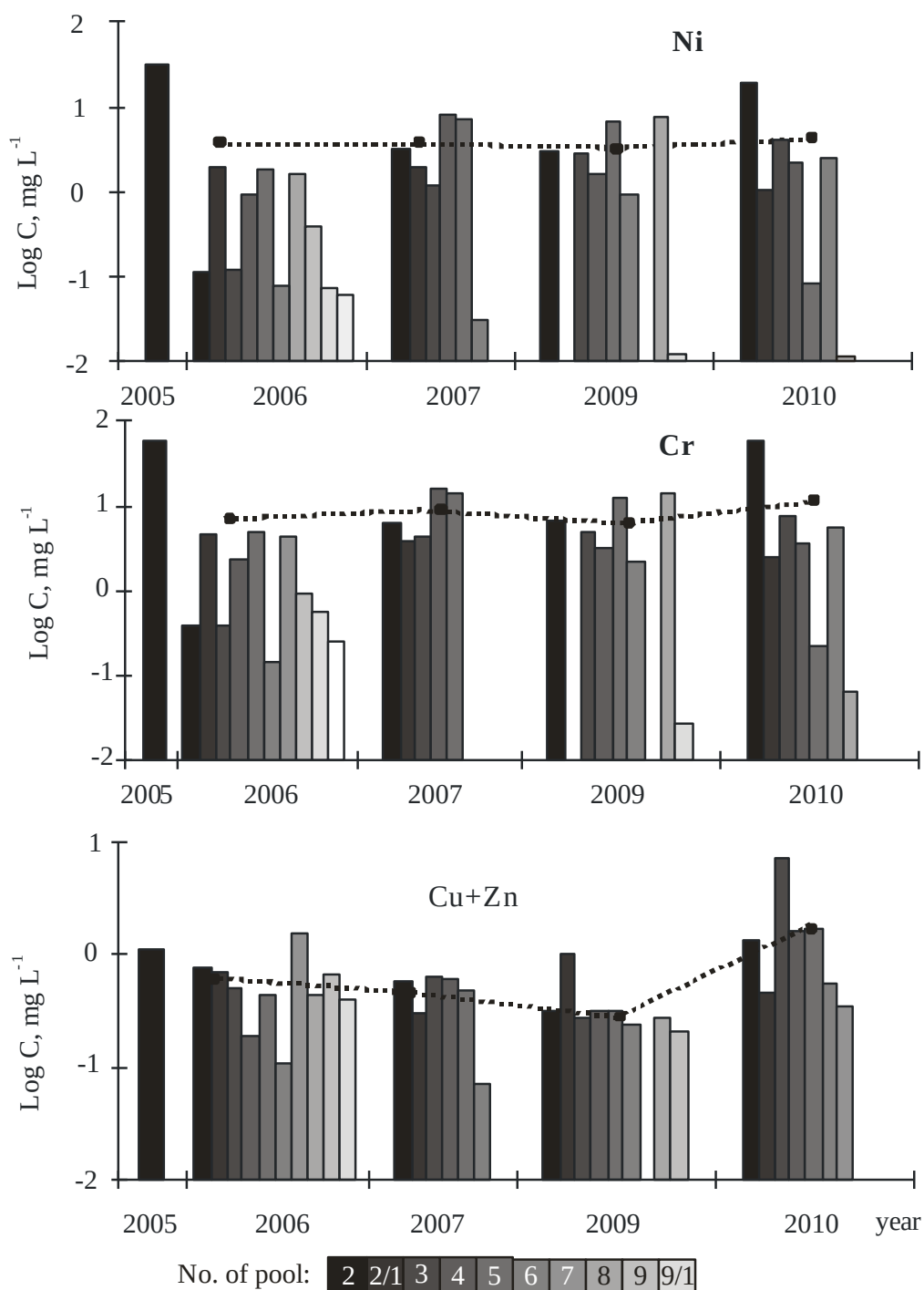


Рисунок 4.11 Концентрация металлов в растворах грязевых котлов за 2005 – 2010 гг. Пунктирной линией показаны средние значения по котлам в конкретном году. Столбцы означают отдельные котлы. В сухие сезоны некоторые котлы могут исчезать.

Поровые растворы термальной площадки

Состав поровых растворов термальной площадке более однороден, чем растворы котлов (Табл. 4.6). Они представляют собой высокоминерализованные рассолы с общей минерализацией 16 – 95 г/л. Соотношение Cl/SO_4 в поровых растворах ниже, чем в растворах котлов, вследствие более низких концентраций Cl и более высоких – SO_4 . Следует отметить высокие концентрации PO_4 . Концентрации и соотношения основных катионов (K, Na, Ca, Mg, Fe, Al) также весьма отличаются от таковых в растворах котлов. Основными микроэлементами являются V, B, Ti, Mn, содержания которых превышают 150 мг/л. Очень высоки концентрации As, Zn, Cu, Cr, Li, Zr, Sr, Ni, Co. Как можно видеть, поровое пространство насыщено рассолами уникального состава. Концентрации Cr и Ni в поровых растворах ниже, чем в растворах котлов, но уровень Co, Ti, V экстремально высок.

Кроме вышеприведенных данных в растворах котлов и термальных площадок обнаружены элементы платиновой группы, $\Sigma(Pd, Re, Pt)$ до 4 мкг/л в котлах и до 180 мкг/л в поровых растворах (Табл. 3.7). В работе [Hanley, 2005] отмечается, что высокохлоридные флюиды в высокотемпературных гидротермально-магматических системах могут быть ответственны за начальное концентрирование и перераспределение ЭПГ, что контролируется комплексообразованием с HCl ($PtCl_3H$). Растворимость Pt может быть очень высока при повышенных температурах (800-900°C) и высокосолёных растворах. Теоретические предсказания растворимости ЭПГ существенно ниже их фактической растворимости. В более низкотемпературных средах вероятны бисульфидные комплексы с HS^- [Wood, 2002]. Устойчивая ассоциация Co-Cr-Ni-Ti-V в растворах и значимая корреляция распределения ЭПГ с Co (0.965), V (0.915), Cu (0.888), Ni (0.863), Cr (0.845) подтверждает совместный перенос указанных элементов магматическими флюидами.

Таблица 4.6.

Состав поровых растворов термальной площадки, мг/л

	20/05	10/06	11/06	12/06	13/06	14/06
pH	0.23	0.5	0.46	1.8	0.22	1.34
Eh	750	726	619	669	659	682
Cl ⁻	6800	7300	1900	8400	15000	6000
SO ₄ ²⁻	8700	11000	14000	9200	12000	9000
PO ₄ ²⁻	920	6600	1240	4300	4200	11
Na ⁺	1450	5500	5400	7400	6400	93
K ⁺	120	350	400	410	380	110
Ca ²⁺	53	96	70	70	84	180
Mg ²⁺	1850	10300	5300	7300	8100	71.3
NH ₄ ⁺	na	110	67	20	110	150
Fe _{total}	1120	52900	9500	23300	16500	820
SiO ₂	8.4	20	5.9	8.6	13	50
Al	6020	14800	9900	7300	14300	400
Mn	30	400	91	140	230	3.7
Ba	bdl	0.21	0.13	0.13	0.06	0.47
Li	2.5	13	8.4	14	14	0.03
Sr	3.7	4.6	3.5	5.2	7.2	1.7
Rb	но	0.57	0.26	0.48	0.39	но
As	21.3	82	67	12	17	0.95
Sb	но	0.25	0.01	0.089	0.1	но
Bi	но	0.4	0.34	0.21	0.14	но
Se	но	0.05	0.032	0.065	0.092	но
Zn	38	110	33	36	73	2.8
Cu	5.4	120	14	13	15	6.1
Pb	но	но	но	но	но	0.5
Ti	114	180	270	360	100	5.1
V	140	430	280	370	350	1.1
Co	3.4	5.2	1.5	2.5	1.4	1.1
Cr	11.2	18	8.5	11	18	0.33
Ni	3.5	7.1	1.4	3.5	2.7	0.47
Be	0	0.99	0.7	0.81	0.89	но
B	90	450	110	89	340	29
Zr	0.26	2.6	31	6.1	1.5	0.33

Таблица 4.7.

Содержание ЭПГ и некоторых микроэлементов в растворах котлов и поровых водах, мкг/л.

№ пробы	Th	U	Tl	Hg	Au	Pd	Re	Pt
Растворы грязевых котлов								
СДП-2	14	4.3	360	1.6	0.53	2.2	<0.1	1.8
СДП-2/1	11	3.3	120	0.40	0.34	1.8	<0.1	0.9
СДП-3	11	2.6	45	0.30	0.22	1.2	<0.1	0.32
СДП-4	3.9	1.1	2.9	0.40	0.16	0.2	<0.1	0.062
СДП-5	25	6.8	29	0.10	0.25	1.4	<0.1	0.45
СДП-7	2.4	1.4	8.2	0.20	0.29	0.5	<0.1	0.79
СДП-9	13	3.3	6.9	1.0	0.11	0.2	<0.1	0.04
СДП-9'	11	3.3	82	0.6	0.27	1.1	<0.1	0.62
Поровые воды термальных площадок								
СДП-10	220	81	350	н.д.	<0.1	19	62	100
СДП-11	120	64	280	н.д.	<0.1	34	<0.1	64
СДП-12	220	72	120	н.д.	<0.1	30	2.0	39
СДП-13	210	64	230	н.д.	<0.1	12	3.2	52

Поровые растворы термальных площадок формируются, несомненно, при участии поднимающегося флюида. При этом идет их концентрирование вследствие интенсивного испарения с поверхности. Такие площадки представляют собой пример близповерхностного геохимического барьера, на котором идет разделение флюида на паро-газовую и жидкую фазы. Наличие проницаемых трещинных зон или открытых каналов ведет к разгрузкам концентрированных рассолов в виде грязевых котлов. При движении раствора вверх, подвижная часть поровых вод может вовлекаться в вертикальный транспорт, тем самым, изменяя состав остающейся жидкой фазы. Результирующий состав поверхностных разгрузок определяется сложными процессами дифференциации составов при испарении, вертикальной и латеральной миграции растворов. Подобный же механизм разделения на жидкую и паро-газовую фазы можно зафиксировать в серных фумаролах, когда по каналу уходит газовая фаза, а в виде поровых растворов во внутренних частях постройки остается насыщенная жидкость.

Состав основных и примесных элементов в растворах котлов служит индикатором их генезиса. Уникально высокая общая минерализация растворов и содержание в них определенных металлов указывают на глубинный источник вещества, способный поставлять такие количества химических элементов. Не исключено, что в постройке вулкана существуют не идентифицированные пока тела (или магматические камеры) гипербазитового состава. При этом флюид должен пройти через многочисленные преобразования на фазовых барьерах, чтобы достичь зафиксированных концентраций. Изменчивость содержаний металлов даже в соседних грязевых котлах, видимо, определяется формами нахождения и миграции металлов (в жидкой или газовой фазах), когда паро-газовая смесь может причудливо изменять пути своего движения и, соответственно, попадать в те или иные каналы.

Рыжие водоемы в южной части Донного поля

При обсуждении гидрохимии источников Мутновского нельзя не остановиться на составе нескольких водоемов ярко-рыжего цвета, расположенных в южной части Донного поля. Обладая рыжим до кирпично-красного цвета

прозрачными растворами, эти водоемы не обнаруживают видимых подземных источников, поставляющих в них вещество. Растворы в водоемах кислые ($\text{pH} = 0.55 - 2.90$) с сильноокислительной обстановкой. В отличие от котлов, в растворах рыжих водоемов основную роль играет сульфат, составляя до 99 % среди анионов. В катионном составе железо и алюминий в разных пропорциях являются преобладающими (максимальные – 7800 и 850 мг/л соответственно), хотя и Ca в этих растворах составляет большую долю – до 32 % среди катионов (Табл. 4.8).

В микроэлементном составе водоемов выделяются высокими концентрациями следующие элементы: Mn, Cu, Co, As, чьи максимальные концентрации превышают таковые в растворах котлов. В совокупности с высоким Fe их можно объединить в две геохимические ассоциации: Fe-Mn и Cu-Co-As, миграция и накопление которых, возможно, происходила совместно. Происхождение этих водоемов неясно, визуально в них не наблюдается приток вещества снизу. Было предположение, что состав воды формируется за счет привноса материала, в т.ч. растворимых форм Fe, со склонов вместе со снеготалыми потоками или же происходят неясные эманации по «невидимым» каналам. Последующее геофизическое изучение подповерхностного пространства этого участка Донного поля (см. далее) позволило пролить свет на их генезис.

Резюмируя результаты анализа гидрохимического состава термальных источников на поле Донном, приходим к выводам.

Термальное поле Донное в кратере влк. Мутновский характеризуется наличием кипящих грязевых котлов аномального состава [Бортникова и др., 2007; 2009] – с высокими содержаниями многих примесных элементов. При этом котлы, расположенные практически на одной линии довольно локального участка, представляют собой кипящее вещество очень различающегося состава. По относительно повышенным концентрациям элементов выделяются несколько их ассоциаций, приуроченных к отдельным котлам:

<i>№ 2</i>	<i>№ 3</i>	<i>№ 5</i>	<i>№ 7</i>	<i>№ 8</i>	<i>№ 9</i>	<i>Рыж вод</i>
Co-Cr-Ni	Ba-Sr	Al-Li-Be	Sr-Zn-V	Bi	Al-Li-Rb	Fe-Mn
Fe-Mn-Ti	Zn-Cr-Ni	Sr-Rb				Cu-Co-As
Sb-As-Se		Pb				
Cu-Mo-Ag						
Zr-Y						

Таблица 4.8.

Состав растворов рыжих водоемов в южной части донного поля, мг/л

	Мут-4	Мут-5	Мут-6	Мут-4/1	ЮДП-2/07	ЮДП-3/07	ЮДП-5/07
pH	2.37	1.90	1.6	0.55	2.8	2.9	2.34
Eh	660	720	680	710	501	421	510
X, mS/cm					4.81	3.95	3.35
Cl	105	180	140	150	100	130	163
F	9.1	14.1	10	7.0	4.2	5.9	2.5
SO ₄ ^{2-*}	11	28	15	7.6	5.7	4.7	1.7
PO ₄ ³⁻			10.5	2.8	3.72	0.93	0.31
Na	42	14	34	55	31	19	11
K	2.9	1.9		0.42	0.3	1.1	0.69
Ca	522	558	280	530	420	515	240
Mg	107	200	145	45	30	24	9.2
Fe ²⁺	970	2320	3200	850	530	460	260
Fe ³⁺	1490	5500	2600	150	270	110	220
Fe _{общ}	2460	7820	5800	1000	800	570	480
NH ₄ ⁺	1.6	2.4		5.2	2.0	0.6	1.3
SiO ₂	190	150	170	170	210	120	50
Al	492	846	780	580	330	260	96
Mn	1.7	0.63	11.2	2.5	1.2	1	0.34
Ba	0.018	0.017		0.012	0.05	0.03	0.03
Li	0.023	0.008	0.025	0.030	0.005	0.01	0.004
Sr	1.0	0.86	1.3	0.89	0.75	0.96	0.51
As			5.7	0.20			
Zn	0.88	0.32	2.3	1.4	0.56	0.41	0.17
Cu	0.71	0.34	10	1.5	0.54	0.38	0.47
Pb			0.12				
Ti			0.013	0.004	0.02	0.02	0.01
V			0.82	0.060	0.24	0.13	0.04
Co	0.65	0.23	2.74	0.66	0.25	0.42	0.13
Cr	0.053	0.065	0.34	0.11	0.03	0.09	0.01
Ni	0.49	0.18	1.91	0.61	0.05	0.36	0.11
Ag	0.12						
Be	0.006	0.0014	0.017	0.0074	0.024	0.004	
B	0.48	0.28		0.72	0.73	0.27	0.39

* - содержания в г/л

Наличие в растворах мультиэлементных аномалий с характерными ассоциациями элементов указывает на сложный многостадийный процесс гидротермальной проработки вмещающих пород поднимающимися флюидами с формированием закономерно зональных ореолов метасоматитов и последующим взаимодействием термальных растворов с уже обогащенными разностями пород.

Иная геохимическая ассоциация является характерной для рядом расположенных водоемов рыжего цвета. Существенное преобладание сульфатов над хлоридами в совокупности с микроэлементным составом растворов этих водоемов свидетельствует об отличающемся генезисе и механизмах поступления вещества в растворы.

Сравнительная подвижность элементов в гидротермальном транспорте вулкана Мутновский

Была оценена подвижность элементов в сравнении с лавовыми потоками различного состава на влк. Мутновский. Логарифмическая диаграмма для растворенных форм основных и примесных элементов в воде котлов на Донном поле по отношению к составу оливиновых базальтов показана на Рисунок 4.12.

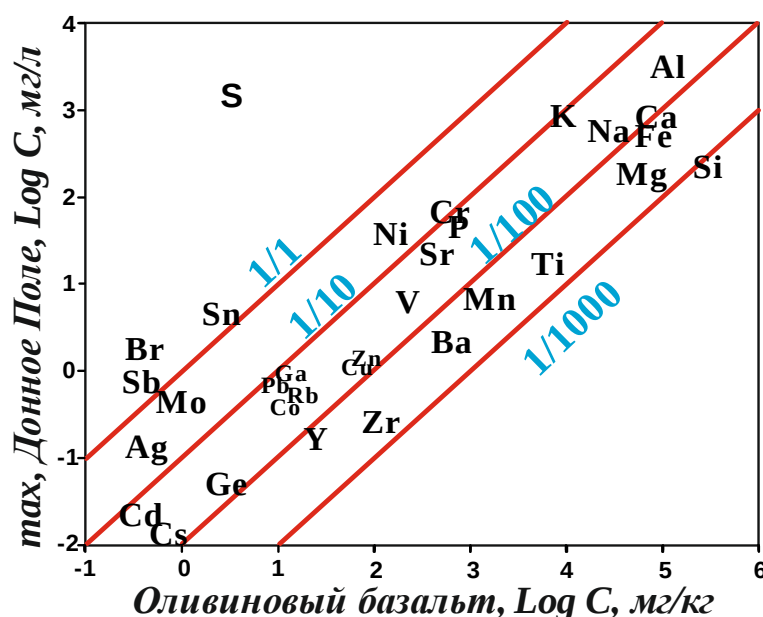


Рисунок 4.12 Анализ сравнительной подвижности химических элементов в растворах грязевых котлов на Донном поле влк. Мутновский в сопоставлении с составом оливинового базальта из фундамента.

Выяснилось, что наиболее подвижные элементы при взаимодействии магматического флюида с породами разреза – это галогены (Cl, I, Br), В и S. Близки к ним по подвижности аниогенные элементы (As, Sb) и некоторые металлы (Mo, Ag). Очевидно, это свидетельствует о внешнем источнике этих элементов – магматических газах, поставляющих галогены, серу и аниогены в гидротермальные растворы. Основные породообразующие элементы (Mg, Ca, Si, Ti, Mn) могут достигать высоких концентраций в растворах при масштабной гидротермальной проработке пород, когда приблизительно 10 г базальта растворится в 1 литре раствора (соответствующего составу, например, котла СДП-2). Однако концентрации таких элементов, как Cr, Ni, Zn, Ba в растворах существенно выше, чем даже при растворении 10 г базальта. Как свидетельствуют предшествующие исследования кислых вулканических вод [Delmelle and Bernard, 1994; Villemant et al., 2008], анионный состав и pH определяются вкладом магматических газов. Катионы, главным образом, извлекаются из вмещающих пород при их гидротермальной проработке, прямо в выходы гидротерм или через промежуточные подземные резервуары. Но, как видно из балансовых оценок, простое растворение пород не привносит достаточных концентраций элементов в растворы, разгружающиеся на Донном поле.

Еще более, чем для растворов влк. Эбеко, в грязевых котлах на Донном поле Мутновского проявлены избыточные концентрации той же самой ассоциации элементов, что указывает на единый источник магматических флюидов, несущих указанные элементы, и наличие сходных механизмов концентрирования, которые, как мы полагаем, могут реализовываться на геохимических барьерах. Коэффициент обогащения для большинства элементов в растворах грязевых котлов $\gg 1$, что означает значительную добавку магматических газов в растворы котлов (Рисунок 4.13).

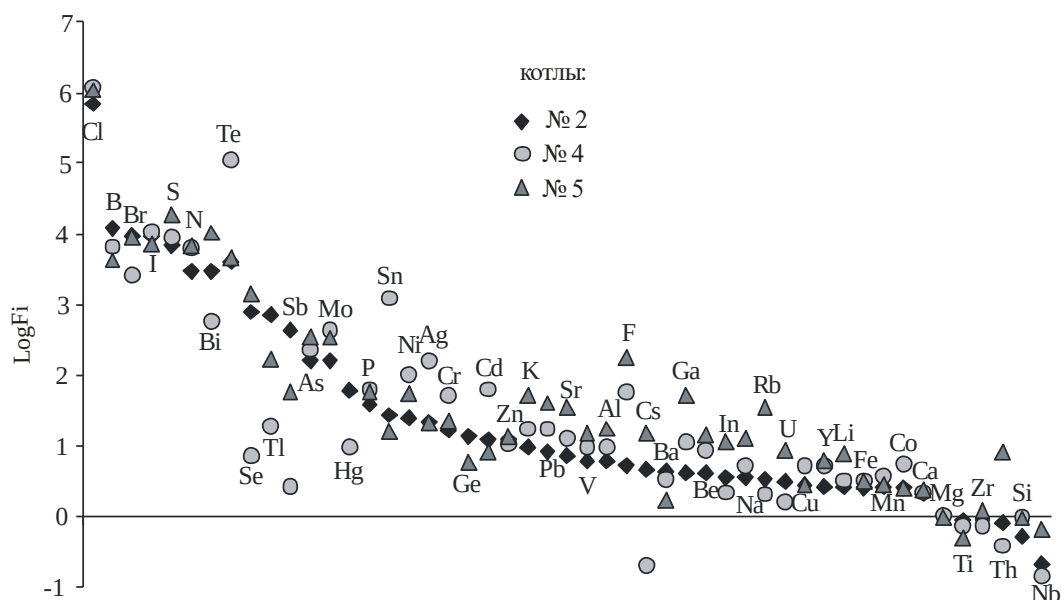


Рисунок 4.13 Коэффициент обогащения растворов в сравнении с вмещающими базальтами.

Элементы Mn, Y, Ti, Zr, Cu, имеющие значения $Fi \sim 0$ могут быть реализованы в растворе из вмещающих пород при их конгруэнтном растворении под действием магматических газов. И только два элемента: Si и Nb менее мобильны и в избытке остаются в породе. Применение коэффициента Fi в анализе поведения элементов при взаимодействии «вода/порода» правомочно при более или менее стабильных условиях миграции флюида и, следовательно, его взаимодействия с породами разреза. Однако присутствие геохимического барьера на пути движения флюида может значительно усложнить распределение элементов между флюидом и породой, и, соответственно, геохимию их взаимодействия.

Например, на приповерхностном барьере «поровые растворы термальной площадки – растворы котлов» можно проследить перераспределение элементов как результат фазового разделения флюида на жидкую и паро-газовую фазы (Рисунок 3.14А.). В остающихся поровых растворах концентрации Fe, Al, Sb возрастают по сравнению с реализуемыми в котлах растворами на три порядка, концентрации As, Bi, Na, Mn, Co, Zr – более, чем на два порядка, а Sr, Cu, Ni, S, Li – на один порядок. Подобный процесс можно наблюдать в системе «поровые растворы серных фумарол – конденсаты паро-газовой смеси», где почти все элементы

концентрируются в поровых растворах, по сравнению с уходящим газом (конденсатом). Даже такие подвижные анионогенные элементы, как As и Sb не мигрируют с газовой фазой, а преимущественно остаются в поровом растворе (Рисунок 4.14В). Следовательно, именно фазовое разделение флюида (даже более, чем взаимодействие с вмещающими породами) является тем ключевым механизмом, который регулирует состав конечных гидротермальных разгрузок – кипящих котлов, источников, фумарол.

Богатый геохимический состав переносимых паро-газовой смесью компонентов фиксируется в виде новообразованных вторичных минералов и соединений на парящих термальных площадках (табл. 4.9). В их составе, главным образом, водные сульфаты различных элементов. Полученные результаты минералогического исследования позволяют сделать вывод о возможности переноса в газовой фазе многих элементов. Несколько удивляет присутствие магниевых сульфатов, из чего можно сделать вывод, что, хотя магний и принят в качестве нормировочного при оценке подвижности элементов во флюидо-магматической системе, все же он довольно активно выщелачивается из пород и затем переотлагается из растворов либо из газовой фазы.

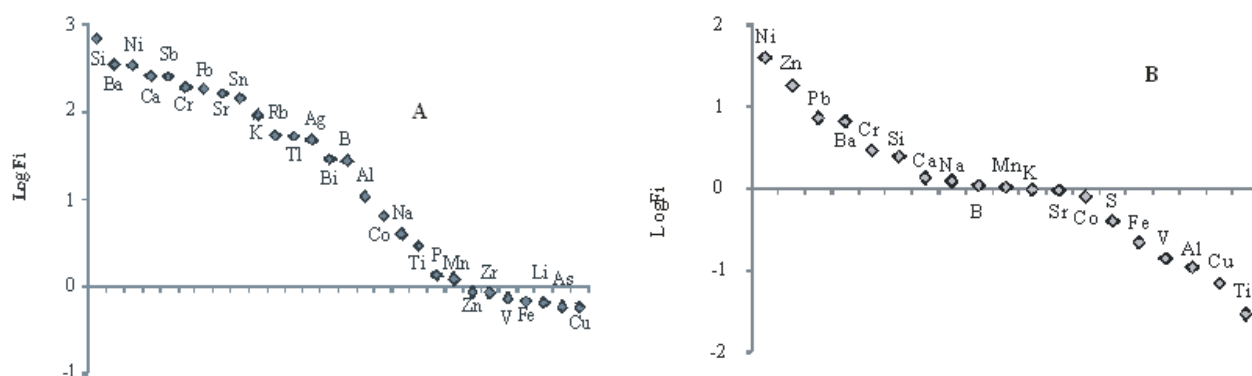


Рисунок 4.14 Коэффициенты обогащения элементов в системах «поровые растворы термальной площадки – растворы котлов» - А и «поровые растворы фумарольных построек – конденсат» - В

Таблица 4.9.

Вторичные минеральные фазы на термальной площадке Донного поля, влк. Мутновский

СДП- 20/05		СДП- 10/06		СДП-11/06	
Минерал	Формула	Минерал	Формула	Минерал	Формула
Основные минералы					
Пиккеренгит	$\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \times 22\text{H}_2\text{O}$	Ферригидрит	$\text{FeSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Натриевые квасцы	$\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Алуноген	$\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \times 17\text{H}_2\text{O}$				
Пирит	FeS_2				
Примесные минералы					
Мурхаузит	$\text{CoSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$	Пентагидрит	$\text{MgSO}_4 \times 5\text{H}_2\text{O}$	Маттеучит	$\text{NaHSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Манганохромит	$(\text{Mn,Fe})(\text{Cr,V})_2\text{O}_4$	Зандерит	$\text{MgSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$	Карналлит	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Со-хромит	CoCr_2O_4	Алуноген	$\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \times 17\text{H}_2\text{O}$	Берналит	$\text{Fe}(\text{OH})_3$
Ni-гексагидрит	$\text{NiSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$	Стэнлиит	$\text{VOSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$	Долерофанит	Cu_2OSO_4
Билинит	$\text{FeFe}_2(\text{SO}_4)_3 \times 22\text{H}_2\text{O}$	Фейткнехтит	$\text{MnO}(\text{OH})$	Винебергит	$\text{Al}_4\text{SO}_4(\text{OH})_{10} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Дитрихит	$\text{ZnAl}_2(\text{SO}_4)_4 \times 22\text{H}_2\text{O}$	Винебергит	$\text{AlSO}_4(\text{OH})_{10} \times 7\text{H}_2\text{O}$		
Гунингит	$\text{ZnSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$	Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$		
Маттеучит	$\text{NaHSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$	Бонатит	$\text{CuSO}_4 \times 3\text{H}_2\text{O}$		
Мурхаусит	$\text{CoSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$				
Сандерит	$\text{MgSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$				
Стэнлиит	$\text{VOSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$				
Ферригидрит	$\text{FeSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$				

В работах автора с коллегами были сделаны попытки объяснить аномальность обсуждаемых термальных источников привлечением термодинамического моделирования и геофизических исследований площадки – частотного зондирования и электротомографии [Бортникова и др., 2007; Манштейн и др., 2008, Bessonova et al., 2011]. Обнаруженные вертикальные каналы до гл. 40 м, питающие грязевые котлы, подтвердили результаты моделирования, свидетельствующие о присутствии открытых трещинных структур, поставляющих высокоминерализованные растворы из зоны вторичного кипения. В какой-то степени было получено приближенное к реальности количественное объяснение наблюдаемым фактам. Основной причиной большого разнообразия физико-химических параметров грязевых котлов и состава их растворов мы полагаем сложную конфигурацию приповерхностного фазового барьера. На нем происходит вскипание поднимающихся растворов (смесь магматических флюидов с метеорными водами) и их разделение на конденсат и сепарат. В том случае, когда граница барьера расположена у самой поверхности, в растворах котлов реализуется состав сепарата (наиболее минерализованных кислых растворов с высоким содержанием микроэлементов). В ситуации, когда граница барьера погружена вниз, состав поверхностных растворов будет составлен из большей доли конденсата в смеси с метеорными водами, имеющими совсем другой состав и параметры.

Структуры подводящих каналов, полученные разными методами геофизического зондирования, дают дополнительную информацию о функционировании флюидо-гидротермальной системы, по крайней мере, в близповерхностном пространстве и помогает понять особенности дифференциации растворов.

Гидрохимия кипящих котлов на фумарольных полях вулкана Эбеко

Первое подробное исследование вулкана с описанием морфологии конусов, состава термальных вод, газов и петрографии изверженных пород были проведены [Ивановым Б.В., 1955, 1957]. Функционирование гидротермальной системы влк.

Эбеко выражено в наличии нескольких фумарольных и термальных полей на его склонах и внутри кратеров, а также реки Юрьева, наиболее полноводной кислой реки мира, берущей свое начало от Верхне-Юрьевских горячих источников на западном склоне вулкана. Изложение особенностей состава термальных источников Эбеко построено в последовательности описания гидрохимии отдельных фумарольных полей (Северо-Восточного, Южного), кратерных озер и затем – реки Юрьева.

Гидрогеохимическая зональность термальных полей, связанных с системой в. Эбеко, выражена в контрастном изменении как макро-, так и микрокомпонентного состава термальных источников, котлов, потоков, дренирующих вулканическую постройку.

Северо-Восточное фумарольное поле

Растворы кипящих котлов и источников на фумарольном поле представляют собой горячие ($T = 41-92^{\circ}\text{C}$) воды с кислой и ультракислой средой ($\text{pH} = 0.90 - 1.47$) и довольно широким диапазоном солёности: от 2.7 до 20 г/л (Таблица 4.10. Рисунок 4.15). Основные анионы в растворах представлены хлоридами и сульфатами в разном соотношении и концентрациях. Присутствуют как хлоридно-сульфатные, так и сульфатно-хлоридные классы, причем если содержание сульфатов в растворах колеблется в 9 раз, то хлоридность варьирует в пределах 3 порядков.

Общая минерализация связана с содержанием анионов прямой зависимостью (Рисунок 4.16), в отношении хлоридов она более строгая ($r=0.891$), чем в отношении сульфатов ($r=0.760$). Основным катионом во всех источниках и котлах является алюминий, составляющий более 50 мг-экв.% среди катионов. Вторым по значимости идет железо (13–33 мг-экв%), доля щелочных металлов (Na и K) не превышает в сумме 10 мг-экв%, а щелочноземельных (Ca и Mg) <20 %. Содержание катионов в растворах котлов более стабильно, чем анионов, наибольшие вариации отмечаются для железа (8.6 раз), концентрации других металлов различаются в 3–5 раз.

Таблица 4.10.

Состав термальных растворов влк. Эбеко, Северо-восточное фумарольное поле, мг/л.

	Э-2/01	Э-3/01	Э-4/01	Э-9/01	Э-10/01	Э-11/01	Э-17/01	Э-14/01	Э-1/09	Э-1/11	Э-2/09	Э-2/11
T, °C	92	51.2	78,2	85	41	58,3	89	92	92	93.5	84	86
pH	1.15	1.24	0.61	1.47	1.03	1.04	1.16	0.39	0.9	0.4	1.6	1.7
Eh	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	420	325	450	410
SO ₄ ²⁻ *	5.4	4.2	2.5	2.8	3.1	6.9	4.5	9.3	1.5	3.2	1.0	2.8
Cl ⁻	11	720	7400	64	24	580	85	9500	1300	1600	180	210
PO ₄ ²⁻	5.3	4.2	8.6	2.5	3.0	3.8	7.0	7.7	12	н.д.	6.9	н.д.
SiO ₂	350	390	370	340	230	230	350	320	420	н.д.	380	н.д.
Ca	38	66	70	46	46	75	49	46	120	120	130	107
Mg	13	50	45	15	22	41	31	19	43	19	60	17
K	39	34	55	15	24	20	43	43	86	98	30	5.9
Na	26	44	36	17	29	51	32	30	41	71	40	27
Fe	76	170	105	57	70	87	64	80	210	150	490	47
Al	170	280	220	94	160	180	170	180	400	405	350	83
Mn	0.8	3.2	2.5	0.9	1.6	2.4	1.7	1.5	2.6	0.98	4.5	0.71
Sr	1.3	0.88	1.6	0.32	0.98	1.3	1.2	1.5	3.6	3.1	0.83	0.46
Ba	0.0052	0.031	0.13	0.083	0.035	0.034	0.054	0.068	0.087	0.17	0.056	0.07
Li	0.0083	0.017	0.014	н.о.	0.011	0.011	н.о.	0.0085	0.021	но	0.03	но.
Zn	н.о.	0.12	0.035	0.049	0.027	0.011	0.037	0.015	0.46	0.20	0.63	0.14
Cu	0.17	н.о.	н.о.	0.018	0.036	0.073	0.021	0.057	0.023	0.06	0.059	0.09
Ti	0.12	0.11	0.23	н.о.	0.44	0.14	0.093	0.89	0.15	0.10	2.3	0.01
V	0.42	1.1	0.57	0.27	0.45	0.58	0.47	0.57	1.1	0.96	1.7	0.12
Co	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.065	0.10	0.058	0.11
Cr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.5	н.о.	н.о.	3.6	0.066	0.08	0.063	0.027
Ni	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.60	н.о.	0.028	2.0	0.019	0.14	0.01	0.12
B	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.29	0.8	0.21	0.55
Be	0.00085	0.0022	н.о	н.о	0.0007	н.о	н.о	н.о	0.0027	н.д.	0.0017	н.д.
Rb	0.19	0.59	0.48	0.50	н.о	0.049	0.51	0.45	н.о	0.061	н.о	н.о.

* - содержания в г/л

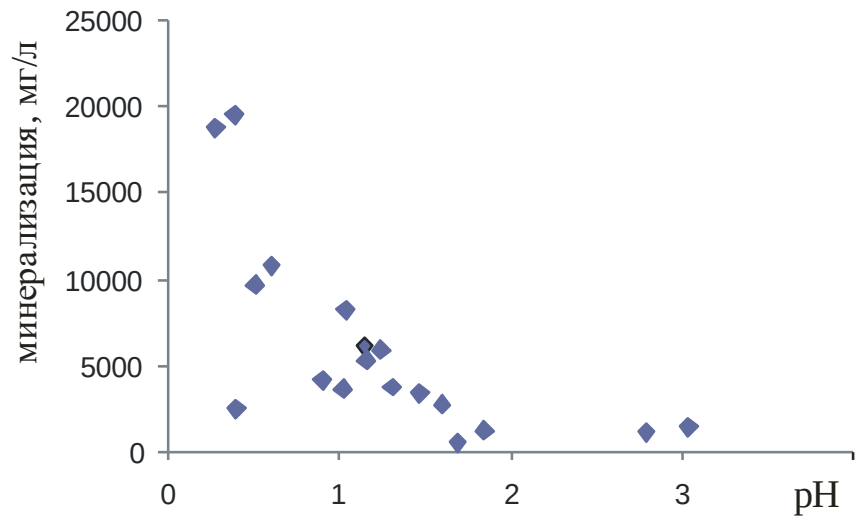


Рисунок 4.15 Зависимость минерализации растворов термальных источников влк. Эбеко от кислотности.

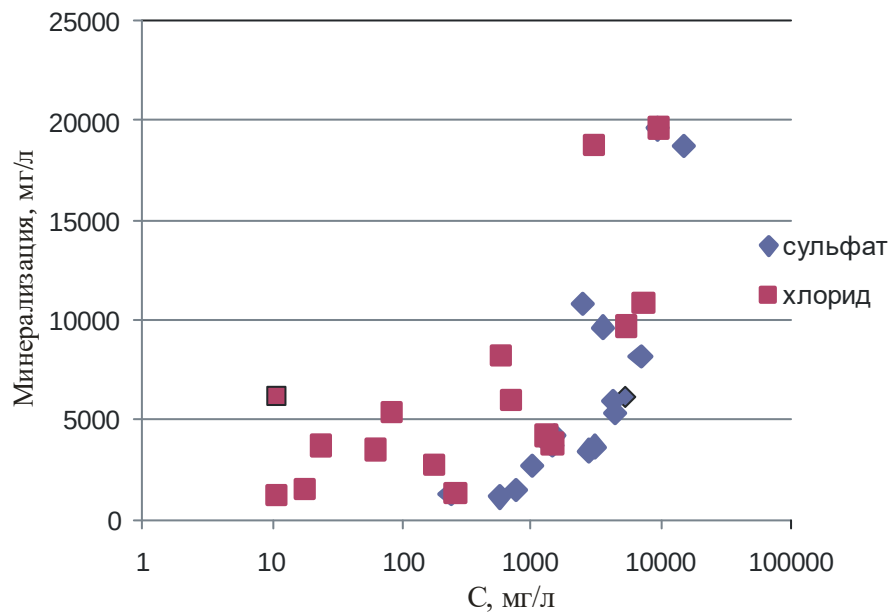


Рисунок 4.16 Зависимость минерализации растворов от концентраций основных анионов.

В среднем, растворы кипящих котлов этого фумарольного поля относятся к сульфатно-хлоридному классу, глиноземно-железистому типу.

$$M_{6.5} \frac{SO_4^{2-} 62.3 Cl^- 37.7}{Al^{3+} 61.4 Fe^{2+} 8.5 Ca^{2+} 8.3 Mg^{2+} 7.3} SiO_2 7.6 pH 1.17$$

Здесь и в дальнейшем общая характеристика состава растворов будет приводиться в виде формулы Курлова, представляющей собой псевдодробь, в числителе которой приведены мг-экв% анионов, в знаменателе – мг-экв% катионов, минерализация показана в размерности г/л в начале, а кислотность – в виде значений pH в конце дроби.

Микроэлементный состав растворов разных котлов характеризуется высокой контрастностью, концентрации элементов изменяются более, чем на порядок (Табл. 4.11). Выделяются несколько характерных ассоциаций элементов, максимальные концентрации которых приурочены к определенным котлам. Ассоциации Al-Li-Be и Fe-Mn-Zn-V в высоких концентрациях обнаружены в небольшом негорячем котле (T=51°C) на восточном фланге поля. Недалеко от него в прозрачном кипящем котле (T=85°C) определено максимальное содержание Ba и Sr. В котле Большой наиболее высоки концентрации Ti-Co-Cr-Ni. Дифференциация не отдельных химических элементов, а их ассоциаций указывает на поступление в раствор не из свежих пород, а из вторичных ореолов, сформированных предшествующим метасоматозом. В многоступенчатом гидротермальном изменении пород, очевидно, неоднократно происходили процессы растворения породной матрицы, рассеяния и концентрирования элементов на геохимических барьерах. Состав кипящих котлов на термальном поле, где вмещающие породы представлены метасоматитами, определяется взаимодействием с различными фациями гидротермалитов, о чем свидетельствуют геохимические особенности растворов.

Исток р. Кислая Кузьминка

Вода в источниках р. Кислая Кузьминка относится к кислым (pH~3) пресным растворам, сульфатно-хлоридного класса, кальций-магниевого типа со значительным количеством кремнекислоты.

$$M_{1.1} \frac{SO_4^{2-} 97.2 Cl^- 2.8}{Ca^{2+} 29.4 Mg^{2+} 22.2 Al^{3+} 19.9} SiO_2 11.8 pH 2.82$$

Более низкая минерализация растворов определяется концентрациями анионов – хлорида и сульфата, содержание которых практически на порядок ниже, чем в растворах Северо-Восточного фумарольного поля. При этом в растворах Кислой Кузьминки более высокое содержание щелочноземельных элементов Са и Mg, концентрации щелочных металлов (Na и K) практически такие же.

По концентрациям микроэлементов эти растворы также заметно беднее: в них на порядок ниже по сравнению с растворами СВФП содержание практически всех обнаруженных элементов, за исключением Li, Rb, Zn, Be, концентрации которых находятся на том же уровне, что и в растворах СВФП.

Южное фумарольное поле

Следующая группа – источники Южного фумарольного поля, минерализация которых существенно выше:

$$M_{9.6} \frac{Cl^- 58.1 SO_4^{2-} 41.9}{Al^{3+} 46.2 Ca^{2+} 15.1 Mg^{2+} 11.9 Fe^{2+} 7.23} SiO_2 9.79 pH 0.97$$

По составу эти воды относятся к хлоридно-сульфатному классу глиноземно-кальциевому типу с высокой долей железа. В воде этих котлов более высокие концентрации хлорида, но низкие – сульфата. Содержание микроэлементов в растворах этого фумарольного поля соответствует таковым на СВФП.

Кратерные озера

Надо отметить еще один тип вод, приуроченный к кратерной части в. Эбеко – воды озер среднего и северного кратеров, относящиеся к пресным кислым растворам сульфатно-хлоридного класса кальций-глиноземного типа. Питаемые

главным образом, снежниками, которые постепенно тают в летний период, кратерные озера содержат невысокое количество микроэлементов.

$$M_{0.16} \frac{SO_4^{2-} 93.7 Cl^{-} 6.3}{Ca^{2+} 50.0 Al^{3+} 35.2 Fe^{2+} 9.1 Na^{+} 2.1} pH 3.42$$

Как видно из приведенного обзора составов растворов, вариации в содержаниях микроэлементов в различных котлах довольно высоки. Причем, если такие элементы, как Li, Ba, Rb, Sr, P, V, Zn, Cu устанавливаются (с некоторыми колебаниями) в большинстве проб, то содержания As, Be, Cr, Co, Ni колеблются от количеств ниже предела обнаружения до ураганных значений в отдельных пробах. Корреляционный анализ элементного состава вод выявил взаимосвязи между некоторыми из них, обусловленные как вариациями физико-химических условий в растворах, так и особенностями поведения элементов. Наиболее резко на изменение кислотности растворов реагируют P, Al, Sr, сульфат, Fe и V, судя по высоким коэффициентам корреляции с pH, превышающим 1%-ный доверительный интервал. Именно эти элементы тесно связаны между собой, образуя первую типоморфную ассоциацию “глубинных” элементов. Вторая ассоциация представлена элементами, легко выщелачиваемыми из вмещающих пород: Ca, Mg, Mn, Li, Zn. И третья, к которой относятся кремнезем и связанные с ним K и Na (при отсутствии корреляции между K и Na), очевидно, поступают в растворы из полевых шпатов. На основе результатов корреляции для построения тройной диаграммы выбраны такие компоненты: Ca+Mg, Al+Fe, SiO₂, по относительному содержанию которых в растворах источников можно предположительно судить о вариациях глубинной и метеорной составляющей в них.

Точки состава котлов Северо-Восточного фумарольного поля (к ним тесно примыкают источники Южного поля) располагаются в области наибольшей доли Al+Fe, что позволяет предположить в их составе существенную роль глубинного флюида, что в общем, не противоречит высказанным ранее точкам зрения [Рычагов и др., 2002]. В кратерных озерах доля метеорной составляющей несколько выше. А истоки реки Кислой Кузьминки в своем составе отражают интенсивную проработку вмещающих пород водами преимущественно поверхностного

происхождения. Данные предположения подкрепляются повышенным содержанием таких типично мафических элементов, как Cr, Ti, V, Co, Ni и более низким - Cu в растворах котлов по сравнению с кратерными озерами и истоками р. Кислая Кузьминки.

Верхне-Юрьевские источники

Верхне-Юрьевские источники, формирующие начало р. Юрьевой, - солоноватые ультракислые воды со значительным преобладанием сульфатов над хлоридами. Характерно, что обнаруживается довольно широкий диапазон содержаний хлорид-иона при относительно небольших вариациях в содержании сульфата (табл. 4.11).

В целом, по содержаниям микрокомпонентов растворы Северо-Восточного фумарольного поля и Верхне-Юрьевских источников близки, но в последних установлены отчетливо более высокие содержания Mn, Zn, V, Be, Cs, Tl, а кроме того, только в них обнаружены Bi, Ag, I, Be. В котлах Северо-Восточного поля по сравнению с Верхне-Юрьевскими источниками существенно выше концентрации Pb, As, Sb, Cr, Ni. Следует особо упомянуть, что и в Верхне-Юрьевских источниках, и в котлах Эбеко была установлена платина, а в Верхне-Юрьевских источниках в трех пробах из пяти обнаружился Os.

Кратко суммируя результаты по составу термальных разгрузок на этом вулкане, можно сделать следующие выводы.

Типизация растворов газогидротерм вулкана Эбеко позволила выделить контрастные типы вод, характерные для разных групп источников: Северо-Восточного и Южного фумарольных полей, кратерных озер, источников верховья реки Кислой Кузьминки. Они различаются как по уровню минерализации, так и по гидрохимическому составу.

Таблица 4.11.

	Верхне-Юрьевские источники. р. Юрьева															
	Ю1/01	Ю3/0	Ю4/0	Ю5/0	Ю8/0	Ю9/0	Ю10/0	Ю11/0	Ю12/0	Ю16/0	Ю17/0	Э/09-Ю-	Э/09-Ю-	Э/09-Ю-	Э/09-Ю-	Э/09-Ю-
T. °C	91	94	20	32	93	87	65	27	20	24	10	53	62	70	85	83
pH	1.23	0.79	1.45	1.38	0.79	0.98	1.07	н.д.	2.99	1.16	2.91	1.7	1.7	1.7	1.5	1.6
Eh	н.д.	384	635	621	410	н.д.	621	н.д.	577	641	554	440	300	408	410	450
S	1.93	2.81	0.83	0.95	2.94	2.72	1.86	н.д.	0.15	1.35	0.085	19	11	12	14	13
SO ₄ ^{2-*}	7.0	7.9	2.6	3.0	9.3	9.3	6.1	н.д.	0.77	4.4	0.32	12	13	14	16	15
Cl ⁻	2400	2600	750	960	2900	3140	1800	н.д.	240	1300	99	938	2000	2300	2500	2900
F ⁻	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	5.7	38	1.7	н.о	н.о	0.001	0.001	0.003
PO ₄ ²⁻	23	24	5.7	5.2	23	23	15	8.1	н.д.	7.8	н.д.	15	19	18	17	18
SiO ₂	190	220	120	100	210	200	140	130	97	140	64	220	240	260	280	280
Ca	270	н.д.	160	127	290	270	190	230	110	190	37	350	360	390	410	420
Mg	120	140	71	59.3	130	130	88	91	38	87	16	150	150	170	180	180
K	190	200	86	86	180	180	120	120	24	11	8.30	120	120	120	110	110
Na	170	190	93	80	180	180	н.д.	н.д.	59	110	22	200	200	210	230	230
Fe	220	260	130	110	250	250	160	160	3.0	170	2.5	230	240	260	270	270
Al	660	680	330	300	610	630	410	430	91	410	36	540	540	580	460	470
Mn	11	13	6.2	5.2	12	12	7.9	8.2	3.7	7.8	1.3	13	14	15	18	18
Ba	0.09	0.13	0.06	0.04	0.15	0.14	0.09	0.048	0.01	0.07	н.д.	0.1	0.13	0.14	0.12	0.15
Sr	3.9	4.0	2.0	1.7	3.6	3.7	2.6	2.7	0.63	2.5	0.18	3.5	3.8	4.2	3.4	3.5
Li	0.12	0.12	0.06	0.04	0.11	0.12	0.074	0.15	0.031	0.083	0.009	0.18	0.18	0.21	0.17	0.17
Zn	1.1	0.12	0.44	0.34	1.2	1.1	0.70	0.53	0.24	0.54	0.093	1.4	1.4	1.7	1.6	1.7
Cu	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.о.	н.д.	н.д.	0.009	0.05	0.012	н.о.	0.007	0.005
Pb	н.о.	0.12	н.д.	н.д.	0.08	0.07	н.о.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.095	0.26	0.29	0.31	0.38
Ti	0.057	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.061	0.16	н.д.	0.063	н.д.	0.05	0.04	0.037	0.034	0.028
V	1.5	1.6	0.73	0.64	1.7	1.5	0.98	0.99	н.д.	0.95	н.о.	1.2	1.2	1.3	1.1	1.1
Cr	0.23	0.29	н.д.	н.д.	0.30	0.26	0.17	0.013	н.д.	0.014	н.д.	0.14	0.18	0.18	0.15	0.17
Ni	0.0066	0.01	н.д.	н.д.	0.04	0.01	0.036	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.012	0.011	0.008	0.006	0.007
As	0.51	0.31	н.д.	н.д.	1.4	1.3	0.61	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	2.1	2.0	2.1	2.6	2.6
Se	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.28	0.27	0.34	0.31	0.27
B	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	5.5	6.0	6.7	7.5	7.6
Cd	0.018	0.01	н.д.	н.д.	0.01	0.01	0.009	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.023	0.023	0.026	0.024	0.024
Be	0.0058	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002	0.003	0.001	0.003	н.д.	0.0063	0.006	0.0066	0.0055	0.0055
Zr	0.015	0.02	0.00	н.д.	0.00	0.02	0.012	0.006	н.д.	0.005	н.д.	0.012	0.022	0.016	0.018	0.021
Rb	0.31	0.33	0.15	0.13	0.31	0.23	0.13	0.28	0.088	0.21	0.047	0.23	0.26	0.45	0.21	0.12
Ce	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	0.28	0.32	0.37	0.18	0.27
* -																

На основе корреляционного анализа выделено три типоморфные ассоциации элементов, их долевое распределение в растворах указывает на соотношение глубинного флюида и метеорных вод в составе растворов источников. Газогидротермы фумарольных полей характеризуются наибольшей долей глубинной составляющей, в растворах кратерных озер большее значение приобретают воды поверхностного происхождения. Состав источников р. К. Кузьминки свидетельствует об интенсивной проработке при их деятельности вмещающих пород, а, соответственно, и большей доле в них именно «породных» компонентов

Вулкан Головнина (Остров Кунашир)

Озеро Кипящее

Котлы и термальные источники фумарольных полей на берегах озера

Исследованные термальные источники характеризуются большим разбросом физико-химических параметров, даже в пределах отдельных полей. Первая общая особенность растворов из кипящих котлов термальных полей оз. Кипящее заключается в относительно низком значении E_h , обстановка в них соответствует слабоокислительным, а в некоторых случаях – слабовосстановительным условиям (табл. 4.12, Рисунок 4.17). При этом кислотность среды изменяется в широких пределах: на термальных полях на расстоянии буквально несколько метров друг от друга проявлены кислые и ультракислые воды и рядом – нейтральные и субщелочные. То же обнаружено и на западном берегу озера.

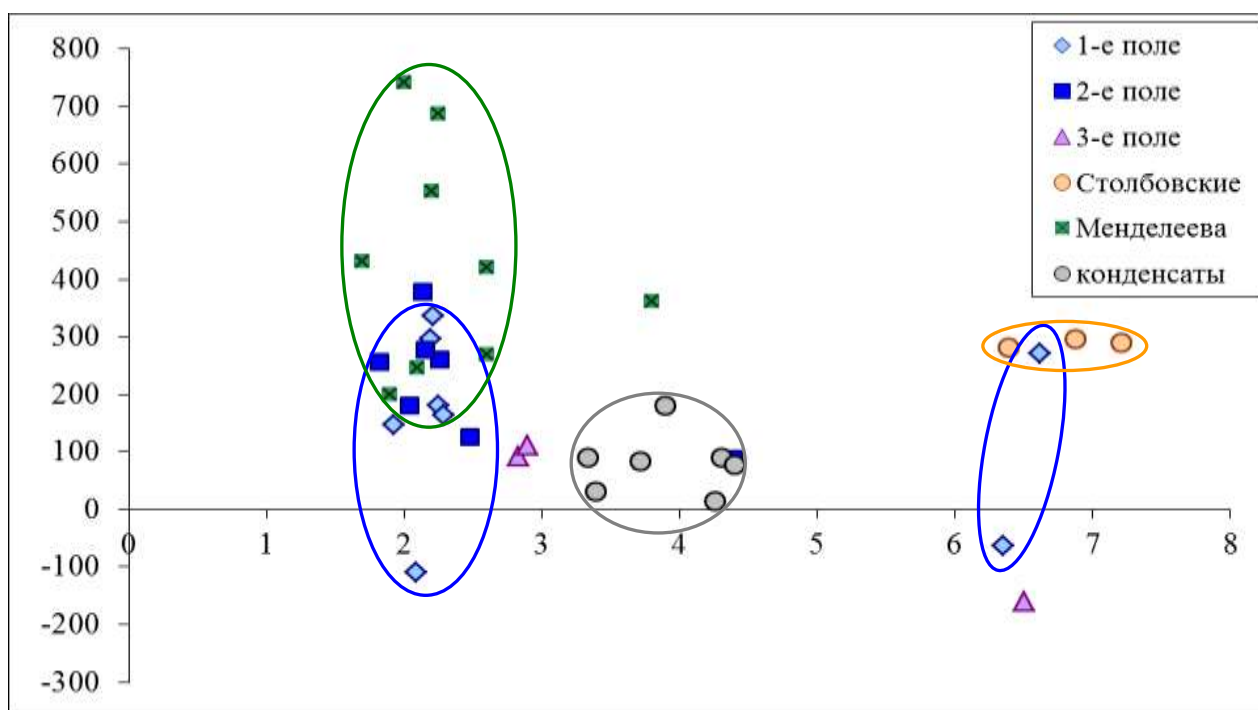


Рисунок 3.17 pH- E_h параметры растворов термальных источников в кальдере Головнина и на влк. Менделеева (о-в Кунашир).

В анионном составе сульфат является преобладающим, вторым по значимости идет хлорид. В нейтральных-субщелочных источниках немаловажное значение принадлежит гидрокарбонату, в растворах некоторых источников

обнаружены в значительных количествах нитрат и фторид. Такое разнообразие анионного состава растворов свидетельствует о сложных путях разгрузки и, видимо, разных соотношениях глубинной и метеорной составляющей в источниках.

По катионному составу растворы термальных источников могут быть разделены на несколько типов (Рисунок 4.18):

I. Кальций-натрий-магниевый тип низкоминерализованных вод. К этому типу относятся почти все источники с субнейтральной-слабощелочной средой. Во всех калий составляет несколько процентов, однако Fe и Al находятся в низких количествах ($< 1\%$). К этому же типу можно отнести растворы пяти котлов, в которых алюминий и железо могут считаться макрокомпонентами (Al 8 – 20 мг-экв%; Fe 1 – 4 мг-экв%). Эти кислые котлы, сформированные, видимо, из поверхностных вод, но при заметном участии глубинных гидротерм.

II. Натриево-кальциевый тип. Содержания катионов в растворах этого типа наиболее высоки из всех (особенно выделяется натрий), хотя общая минерализация по уровню составляет среднее среди изучаемых растворов. Это один кислый котел, озеро и один субнейтральный котел. Доля железа и алюминия составляет целые проценты в кислых растворах этого типа, но эти компоненты практически отсутствуют в субнейтральном котле.

III. Натриево-кальциево-глиноземный тип. В растворах этого типа доля алюминия составляет 16 – 24 мг-экв% с заметным участием в катионном составе железа (0.4 – 4 мг-экв%).

IV. Глиноземно-кальциево-железистый тип. К нему принадлежат котлы Центрального фумарольного поля на берегу оз. Горячее. Судя по отличиям в катионном составе, котлы сформированы иными гидротермами, чем в системе оз. Кипящее. К этому же типу относятся растворы котлов по бортам руч. Кислый на влк. Менделеева.

V. Глиноземно-железистый тип. К нему относится один котел на берегу руч. Кислый и вода самого ручья ниже термального поля с котлами.

Большое разнообразие в катионном составе указывает на сложные процессы формирования поверхностных термальных разгрузок с участием растворов, отличающихся по составу, генезису и механизму транспорта к поверхности.

Типы растворов довольно четко различаются и по набору микроэлементов, в них преобладающих. Для **типа I** характерны сравнительно повышенные концентрации примесных породообразующих: **Mn-Ba-Sr** и анионогенов: **Sb-Se-Te-As** (Рисунок 3.19). Поскольку предположительно этот тип вод формируется из поверхностных резервуаров, выщелачивание примесей из породообразующих минералов может происходить при длительном взаимодействии «раствор – вмещающая порода», тем самым переводя в раствор некоторые химические элементы. Подвижные анионогены способны поставляться в поверхностные воды с паро-газовой фазой. Их миграция с отделяющимися парами приводит к некоторому обеднению остающихся растворов этими элементами.

Таблица 4.12.

Состав растворов термальных источников в кальдере Головинина, фумарольные поля на берегах оз. Кипящее, мг/л

	Юго-восточное			Северо-Восточное								Западное				
№	КГ-1	КГ-2	КГ-3	КГ-4	КГ-5	КГ-7	КГ-8	КГ-9	КГ-10	КГ-11	КГ-12	КГ-13	КГ-17	КГ-18	КГ-19	КГ-21
pH	6.35	2.25	2.29	6.03	1.93	2.26	2.48	2.13	1.82	2.04	2.15	4.39	7.36	2.83	2.9	6.73
Eh	-264	-20	-37	-347	-55	60	-75	176	55.7	-21	75.7	-112	-250.7	-108.2	-89.3	50.4
T°C	47.7	53	41.5	68.9	90.25	51.4	97	84	96.9	95.2	93.7	94.2	69.3	41.5	69.5	11.8
X	1.32	2.23	2.75	1.13	3.35	3.53	2.32	3.12	4.37	3.02	3.35	2.05	0.66	0.96	0.49	0.16
мг/л																
SO ₄	260	806	2100	230	1300	550	850	1050	1800		1400	590	80	540		
Cl	11	7.4	13	18	11	390	35	140	120		125	17	11	3		
F	0.2	0.3	0.5	0.3	0.8	2.1	1.5	4.6	2.5		0.6	0.3	2.8	0.1		
NO ₃	2.7	1.9	3.6	2.2	3.3	21.7	5.1	68.2	8		11.1		2.1	0.7		
HCO ₃	420	-	-	214	-	-	-	-	-		-	-	118	0		
PO ₄	0.29	0.17						0.25	0.38							
Ca	132	71	125	109	62	83	162	84	63	109	127	106	73	36	35	15
Mg	32	21	22	25	7.76	32	17	19	15	14	15	0.15	1.5	6.6	6.4	2.9
Na	98	50	73	86	110	193	180	189	123	113	190	265	49	15	14	9.7
K	8.1	5.1	8.1	9.0	11	21	15	15	6.4	17	16	24	5.9	2.3	2.0	0.69
Fe	0.114	15	21	0.06	22	7.7	1.5	6.5	11	30	6.1	0.0084	0.007	2.2	0.53	0.11
Fe2+	0	13	17		19		1.2	5.8	10	27				1.9	0.7	
Al	0.029	17	27	0.104	27	10.2	2.63	26	30	16	28	0.0798	0.15	4.7	2.4	0.021
SiO ₂	200	280	250	160	280	120	330	250	300	330	190	250	170	100	76	54
B	0.50	0.31	0.56	0.92	9.1	15	3.6	15	6.8	2.0	13	5.6	0.57	0.016	0.011	0.004
Mn	1.5	4.6	1.0	0.99	0.49	3.7	1.2	1.6	1.0	1.1	1.4	0.012	0.2	0.15	0.11	0.0004
мкг/л																
Ba	170	27	95	100	78	130	24	56	79	110	19	41	32	71	63	3.0
Sr	320	100	270	280	140	180	87	97	100	260	220	81	110	110	110	29
Li	25	37	29	32	42	130	45	39	47	59	67	100	38	3.0	3.0	
Rb						260	240	350	430	150	110		100	120	120	100
Cu	8	3	12	6		5	4	8	10	13			5	13	11	
Zn	11	39	62	5	110	2800	170	290	550	93	110			31	17	
Ti		6.7			5		2.0		3.0	12						
V	3.8	55	52		49	34	12	37	62	22	41		3.0	7.0	6.0	4.0
Co	2.8	2	2	2	2				2	4						
As		320	330		75	76	260	350	2400	1100	170					
Sb			150	120		100			85							

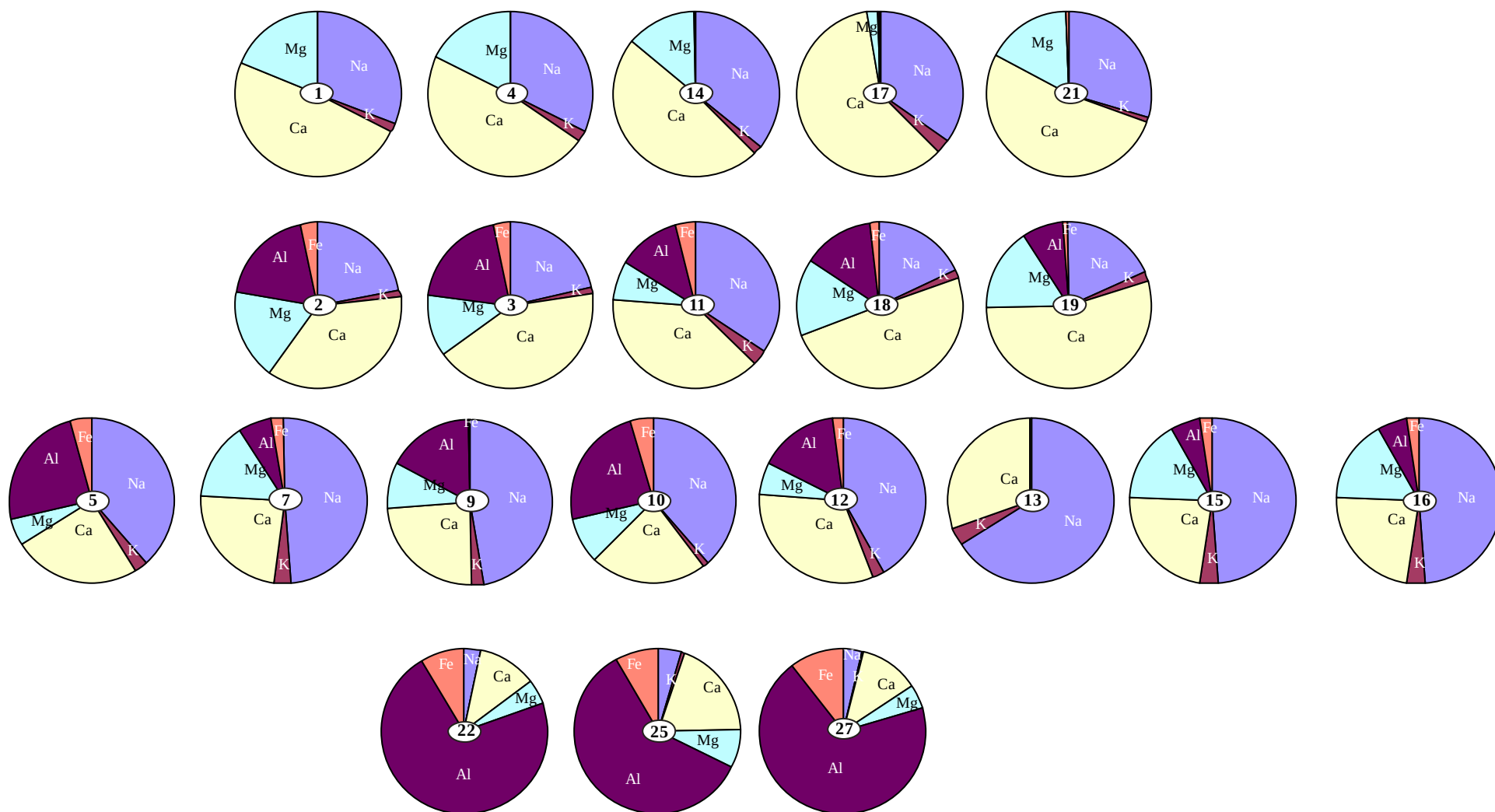


Рисунок 4.18 Основной катионный состав растворов термальных источников, мг-экв%

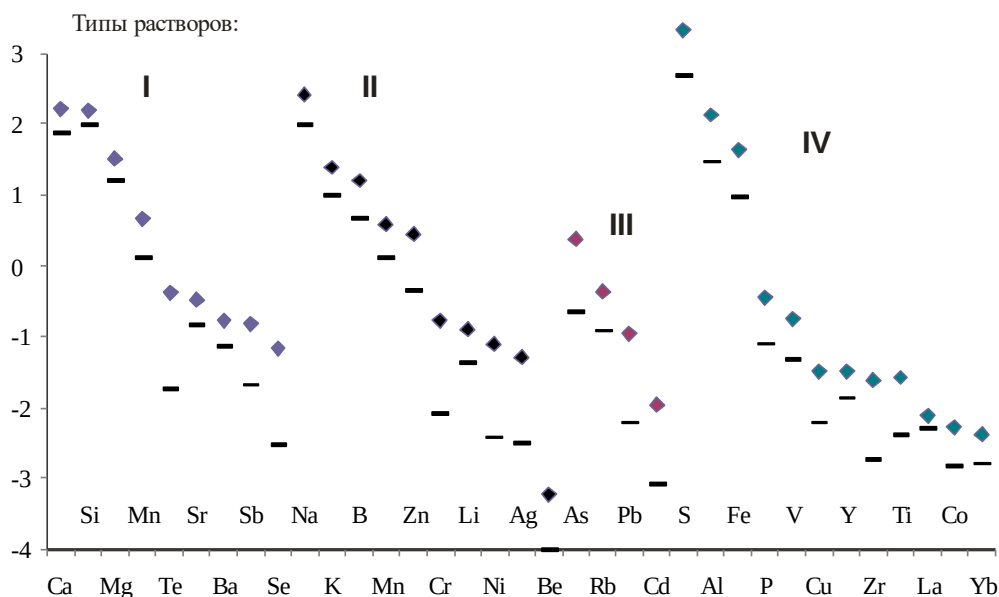


Рисунок 4.19 Log концентраций (максимальные – ромбы; среднее по выборке – горизонтальные штрихи) элементов в термальных растворах различных типов.

Для **II типа** выделяются ассоциации: **B-Li-Be** и металлы: **Cr-Ni-Zn-Ag**. Высокое содержание натрия в водах этого типа, возможно, связано с прониканием морских вод в подземные резервуары, а вместе с ними – в поверхностные разгрузки. Повышенные концентрации лития и бериллия, как правило, указывают на присутствие во вмещающих породах ореолов метасоматитов, обогащенных слюдами (мусковитом-серицитом) – основными минералами-концентраторами этих элементов. Ассоциация металлов, включающая хром и никель, свойственна гидротермалитам со значительной долей магматического флюида.

Тип III растворов содержит сравнительно повышенные концентрации **Pb-Cd** и **Rb-As**.

IV тип, представленный наиболее высокоминерализованными растворами на Центральном фумарольном поле, характеризуется следующими ассоциациями: **Cu-Co; Ti-V; Zr-Y-Yb-La; S-P**. Отметим, что в котлах руч. Кислый (влк. Менделеева), относящихся к этому же типу растворов, обнаружено максимальное содержание ванадия, что подтверждает приуроченность этого элемента к глиноземным растворам. Повышенные концентрации указанного списка элементов в

глиноземно-кальциевых растворах могут быть обусловлены подъемом кислых магматических флюидов из глубоких горизонтов, где взаимодействие с вмещающими породами происходило с разрушением породной матрицы и переходом в растворы даже таких геохимически инертных элементов, как цирконий, иттрий и иттербий.

Наибольшая контрастность в распределении характерна для ассоциации анионогенов: As, Sb, Te, Se и металлов: Cr, Ni, Ag, Cd, Pb, разница в максимальных концентрациях и средних по выборке составляет более, чем 10 раз. Высокая неравномерность в распределении элементов в растворах различных (хоть и рядом расположенных котлов) свидетельствует о действии механизма дифференциации, когда происходит избирательное концентрирование тех или иных элементов. В отношении анионогенов основным фактором, ответственным за уровень концентраций этих элементов в растворах, видимо, можно считать их геохимические свойства – большую подвижность и способность отделяться совместно с серой в паро-газовую фазу. Содержание металлов в растворах регулируется процессами их осаждения и концентрирования на определенных геохимических барьерах с последующим вовлечением металлов в миграционный путь с поднимающимися растворами. Большой диапазон окислительно-восстановительного потенциала в растворах даже на поверхности (табл. 4.12.) обусловлен, очевидно, еще большей контрастностью в значениях E_h в глубоких частях системы. Наличие восстановительных условий способствует формированию минеральных фаз металлов, не устойчивых в условиях агрессивных кислых флюидов. Тем самым концентрации этих элементов будут определяться совокупностью факторов: физико-химическими условиями в той или иной части гидротермальной системы, наличием геохимических барьеров и активностью лигандов, связывающих металлы в минеральные фазы.

Глава 5. Подповерхностное строение термальных полей и подводящих каналов.

Современные гидротермальные системы совмещают в себе все три фазовых состояния вещества находящиеся при разных температурах и давлениях, которые достаточно контрастно видны при электроразведке. Высокоминерализованные растворы обладают высокой проводимостью, в то время как газовые потоки, которые могут двигаться как совместно, так и отдельно от растворов, резко увеличивают их удельное электрическое сопротивление. Разогретые магматические тела также хорошо фиксируются в разрезе. Методами электроразведки удалось подтвердить предположения о наличии подповерхностных фазовых границ и камер. Использовалось несколько методов. Метод частотного зондирования (ЧЗ) даёт информацию об изменении сопротивления среды с глубиной посредством исследования частотных зависимостей компонент электромагнитного поля, создаваемого искусственным источником [Хмелевской, 1984; Ваньян, 1997]. Электротомография основана на многократном использовании метода вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) на постоянном токе или ЧЗ. Обычно применяется для малоглубинных исследований и построения двумерных и трёхмерных моделей удельного электрического сопротивления (УЭС) не только горизонтально слоистых сред. Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основан на изучении естественного электромагнитного поля обычно применяется для более глубоких исследований нежели методы ЧЗ и ВЭЗ.

Вулкан Мутновский

Магнитотеллурическое зондирование по профилю вулкан Горелый – вулкан Мутновский

В пределах Мутновского блока просматривается тесная пространственно - структурная связь между развитием кислого вулканизма и максимумом гидротермальной активности у поверхности Земли. Она обнаруживается не только в совпадении площадей развития и структурного контроля, но и в проявлении максимума гидротермальной активности вблизи земной поверхности и в недрах

системы в определенный этап развития кислого магматизма. Извержения всех возможных возрастов, известные в регионе, контролировались крупными трещинными зонами северо-восточного простирания и пересечением этих зон с дуговыми разломами различного ранга. Гидротермальные процессы в максимальном своем развитии, как в исследуемом районе, так и везде на Камчатке сопряжены с участками формирования экструзий дацитов и андезидацитов. Зоны развития этих вулканов приурочены к глубинному дуговому разлому, разделяющему крупные блоки тектоносферы в пределах сочленения островной дуги и полуострова. Кульминация развития термальной системы с формированием фаций гидротермально-измененных пород связана с формированием очагов кислых магм выше поверхности Конрада. Кровля очага расплавления магмы, связанного с потоком летучих располагается в 5-6 км от поверхности Земли. Над локальными очагами плавления пород коры на глубине 4-5 км, где можно ожидать наиболее интенсивное смешение трещинных вод и глубинных флюидов, в зонах глубинных разломов температура достигает 400-600°C. Выше этой зоны смешения («источник» флюида) процессы прогрева пород могут протекать иначе [Шарапов и др, 1979].

В восточной вулканической зоне на юге Камчатки, где располагается исследованный профиль, продолжаются вулканические процессы, связанные с излиянием базальтов. Как влияют эти процессы на более древние термальные системы, существование которых поддерживается охлаждением четвертичных гранитоидных массивов? Исследователи склонны считать [Вакин, 1968], что это может быть передовая волна мантийных флюидов, достигшая поверхности по наиболее проницаемым зонам вслед за базальтовыми расплавами, как это имело место на вулканах Ключевской и Толбачик.

Исследованный профиль проложен вдоль структур, термальное состояние которых может быть охарактеризовано как период новой активности. Следовательно, как показано выше, можно предполагать достаточно высокую температуру на глубинах 4-5 км, а над локальными очагами плавления в коре температура может достигать более высоких значений. Особенности

распределения удельного сопротивления верхней коры на профиле и полученные низкие сопротивления, вполне согласуются с температурным режимом в коре, возможно обусловленным подготовкой нового извержения. На профиле хорошо видны преимущественно низкие значения удельного сопротивления в пределах всего разреза (Рисунок 5.1). Кратер Мутновского вулкана расположен в пределах блока земной коры, сопротивление которого составляет 30-90 Ом/м. Этот блок прослеживается до глубин 14 км и ниже, с градиентным уменьшением сопротивления.

В районе пункта 16 выделяется субвертикальная проводящая неоднородность в интервале глубин 1250 м до -250 м, ниже которой располагается область более низких сопротивлений. Последняя характеризуется низким удельным сопротивлением – 0.6 Ом/м и именно она может отвечать предполагаемой современной магматической камере. В этой связи верхняя часть неоднородности с сопротивлением 3 Ом/м может рассматриваться как канал, связанный с термальной и гидротермальной переработкой. Восточнее, к рассмотренной неоднородности кратера Мутновского, примыкает область низких сопротивлений – 2-3 Ом/м сложной конфигурации. От -1500 м и глубже эта неоднородность имеет форму достаточно узкого канала, ограниченного глубинными разломами и прослеживается до глубин 8 км и далее. К поверхности от -1500 метров она расширяется и подходит к основанию нижнего приповерхностного слоя. По мнению геологов, зона такой конфигурации, характеризующаяся низким сопротивлением, могла сформироваться в зоне пересечения разнонаправленных разноглубинных активных разломов. Наиболее крупная область низких и очень низких значений удельного сопротивления располагается между пунктами наблюдений 7-10. Эта зона сформирована в результате гидротермальной переработки, связанной с глубинными магматическими камерами, о чем было сказано выше. В верхней части этой зоны в интервале глубин 250-750 метров располагается область с очень низким удельным сопротивлением (0.007-0.003 Ом/м), которая может отвечать зоне существования расплавленных пород.

В области пунктов 5-6 так же прослеживается зона низких удельных сопротивлений с глубины 1500 м, природа которой несомненно связана с существованием проницаемых глубинных разломов, по которым идет магматическая и гидротермальная переработка. Существование нескольких таких зон в пределах Мутновского блока показывает высокую активность магматических и гидротермальных процессов, свидетельствующих о высоких возможностях готовящегося извержения.

Несомненный интерес представляет верхняя часть разреза от поверхности до глубин 500 м, представляющая собой впадину чашеобразной формы (донная долина), сложенная двумя слоями. Верхний имеет сопротивления 5-8 Ом/м, а нижний 25-30 Ом/м. Эта структура сформирована продуктами извержения вулканов Горелый и Мутновский, сложенными дацитовыми пемзами и ингимбритами, выше которых залегает комплекс водно-ледниковых, аллювиально-пролювиальных и озерных отложений с прослоями вулканических пеплов и шлаков. Низкие значения удельного сопротивления верхней части разреза обусловлены высокой пористостью пород и их обводненностью минерализованными водами.

Итак, полученный разрез до глубины 14 км вскрыл внутреннюю структуру изучаемого участка, который в целом представляет собой массив пород с низким удельным сопротивлением: 2 – 50 Ом/м. Аномалии еще более низкого сопротивления, расположенные на разных глубинах, были обнаружены на всем протяжении профиля. Значения удельного сопротивления составляют: для аномалии 1–0.1–1 Ом/м (гл. 2.5 км); для аномалии 2–0.01–0.1 (гл. 750 м), для аномалии 3–0.015–0.1 (1 км) и для аномалии 4–0.6 Ом/м (гл. 1.5 км). Аномалии представляют собой локальные участки, не превышающие по протяжению 2 – 2.5 км. Аномалии по конфигурации можно разделить на две группы: 2-я и 4-я аномалии представляют собой замкнутые участки почти изометричной формы без выраженных глубинных корней. Аномалии 1 и 3 прослеживаются на всю исследованную глубину.

Судя по значениям и разнице в удельном сопротивлении аномалий, они представляют собой расплавы вещества отличающегося состава. Поскольку в постройке и фундаменте влк. Мутновский присутствуют породы от кислого до основного состава, весьма вероятно, что обнаруженные на профиле МТЗ аномалии соответствуют магматическим камерам, содержащим гранитный либо базальтовый расплавы. Кроме того, значения удельного сопротивления могут быть обусловлены фазовым состоянием вещества, например, присутствием растворов в поровом пространстве в виде перегретой жидкости под границей фазового барьера.

Наличие магматических тел в близповерхностном пространстве, значительно различающихся по составу, определяет генетическое разнообразие флюидов, поднимающихся к поверхности и разгружающихся в кратерах и на склонах вулкана. Подвижность тектонических процессов активного вулкана определяет вариабельность структурных путей флюидо-гидротермального транспорта в проницаемой вулканической постройке. Химизм поверхностных гидротерм будет отражать состав питающих источников, в данном случае – локальных магматических очагов разного состава и фазового состояния. Наличие контрастных по физико-химическим параметрам и геохимической специализации термальных источников может быть обусловлено в своей начальной фазе поставкой дифференцированных по составу флюидов.

Строение подводящих каналов Северо-Мутновского фумарольного поля

В 2007 г. на фумарольном поле А.К. Манштейном, Ю.А. Манштейном и Г.Л. Паниным было проведено частотное индукционное зондирование, что позволило выявить геоэлектрическую зональность подповерхностного пространства на глубину до 7 м (Рисунок 5.2) и способствовало объяснению особенностей большого разнообразия гидрохимического состава термальных проявлений на этом поле.

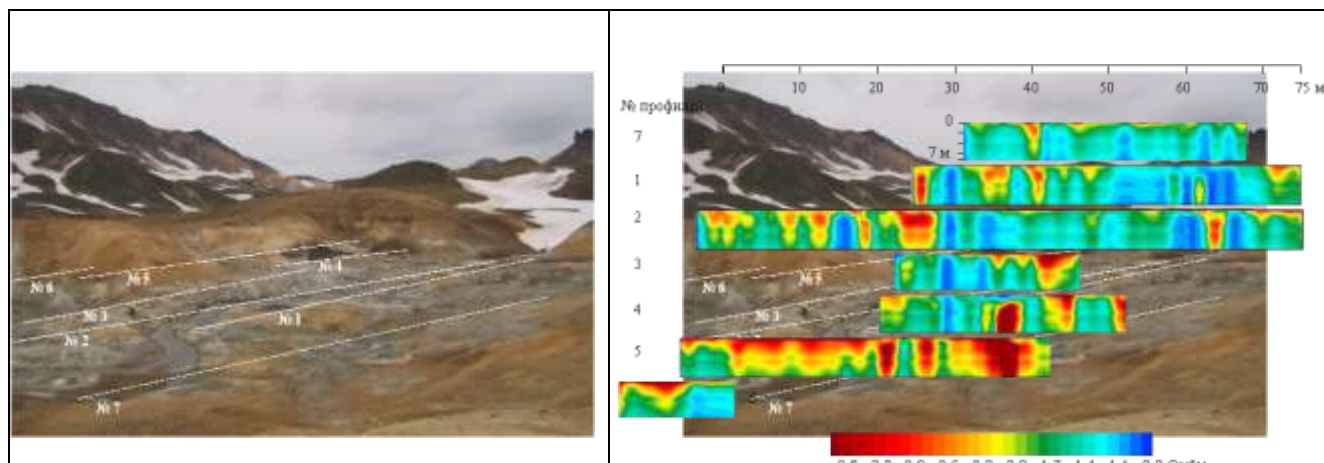


Рисунок 5.2 Расположение профилей ЧЗ на Северо-Мутновском фумарольном поле (левая фотография) и результаты зондирования по профилям.

На профилях контрастно проявлены зоны с относительно высоким (красный цвет) и низким (синим) электрическим сопротивлением. Следует отметить, что все фумарольное поле представляет собой хорошо проводящую среду, значения кажущегося сопротивления колеблются в интервале 0.8 – 3.2 Ом/м. Применительно к этому полю термины «зоны с низким» и «зоны с высоким» сопротивлением означают лишь небольшую, но видимую разницу в электропроводности среды. Низкоомные зоны имеют форму узких вертикальных полос, отделенных друг от друга участками с более высоким сопротивлением. Причем, если низкоомные зоны как бы «вырастают» из нижних частей разреза и, не достигая поверхности, трансформируются в некоторых случаях широкие, в некоторых случаях – узкие ореолы с более высоким сопротивлением, то высокоомные зоны, наоборот, «стекают» сверху, и на разных глубинах разреза заканчиваются ореолами с постепенно снижающимся сопротивлением. Другими словами, относительно изолирующие участки пород, расположенные на поверхностном уровне фумарольного поля, книзу истончаются и совсем исчезают за счет взаимодействия с поднимающимися агрессивными гидротермами.

Низкоомные зоны, по нашему мнению, отражают строение подводящих каналов и границу фазовых барьеров. Зависимость изменения удельного электрического сопротивления от параметров гидротермальной системы довольно сложная. Низкое удельное сопротивление не всегда указывает на наличие

высокоминерализованных растворов в поровом пространстве. На эту величину, кроме уровня минерализации, температуры и кислотности, влияет также минеральный состав взвеси и соотношение «вода-порода» в каждом конкретном случае. Но в целом, синий цвет оконтуривает зоны горячих кислых высокоминерализованных растворов с высоким значением «вода/порода».

Профили электротомографии, построенные в 2010 г позволили выявить более глубокое строение фумарольного поля – до гл. 40 м (Рисунок 5.3). Зональность удельного электрического сопротивления указывает на наличие единого гидротермального резервуара в подповерхностном пространстве. Следовательно, все термальные источники (грязевые котлы) принадлежат к одному и тому же резервуару с единым составом, а различия между ними происходят уже на пути подъема к поверхности, на интервалах последних нескольких метров. Видимо, фазовые приповерхностные барьеры играют основную роль в формировании состава поверхностных разгрузок.

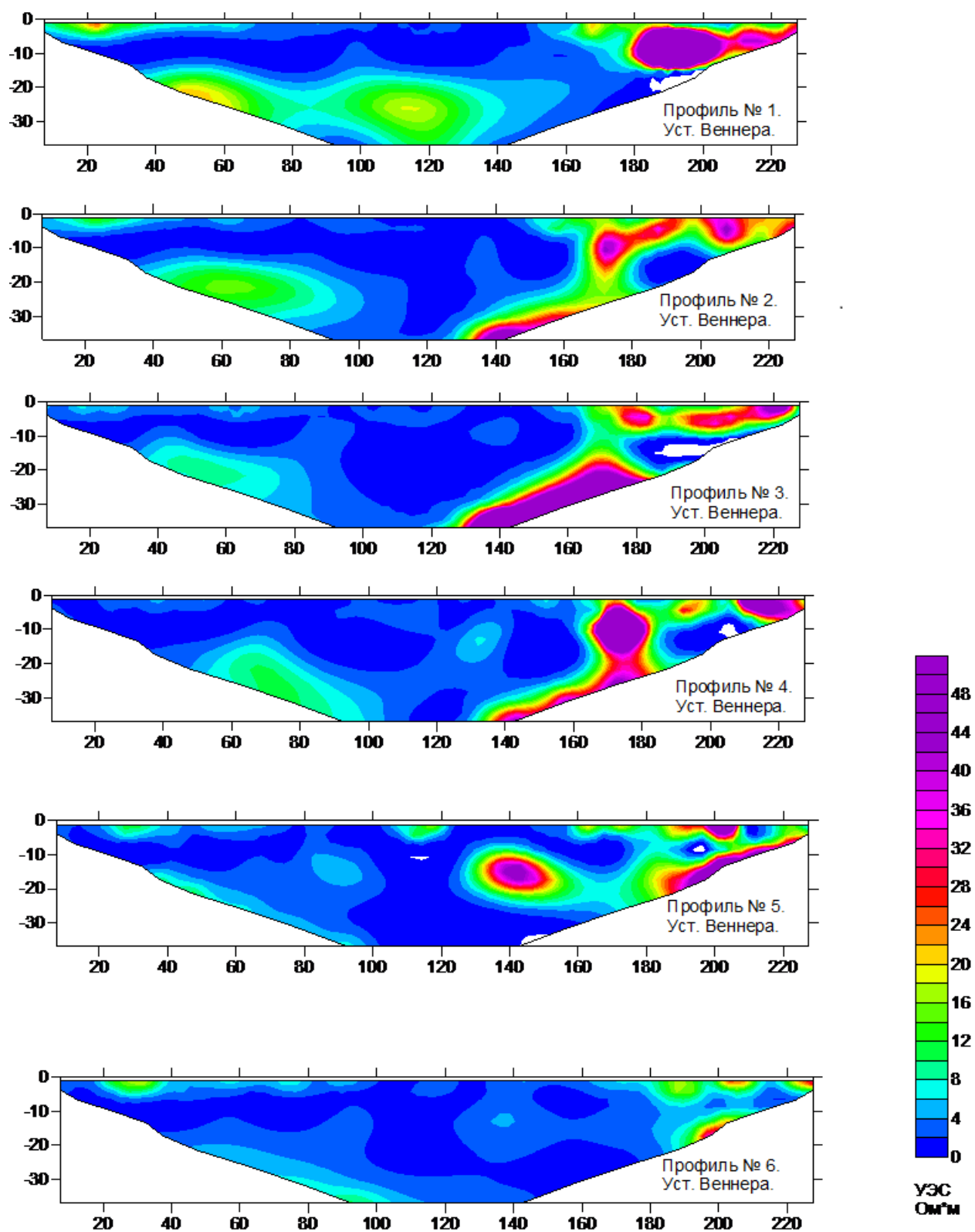


Рисунок 5.3 Результаты электротомографии Северо-Мутновского фумарольного поля.

Электроразведка площадки на Донном фумарольном поле с водоемами ярко-рыжего цвета

Задача, которая решалась зондированием этой площадки, состояла в выяснении происхождения нескольких водоемов на Донном поле, вода которых окрашена в характерный ярко-рыжий цвет. В растворах этих водоемов обнаружены аномально высокие концентрации некоторых химических элементов (табл. 5.1) при минимальном $pH=0.55$ [Бортникова и др., 2009].

Таблица 5.1.

Максимальные содержания некоторых химических элементов в растворах рыжих водоемов, мг/л

элемент	SO_4^{2-}	PO_4^{3-}	Na	Feобщ	NH_4^+	Al	Mn	As
содержание	28000	11	55	7820	5.2	850	11	5.7
элемент	Zn	Cu	V	Co	Cr	Ni	Ag	Be
содержание	2.3	10	0.82	2.7	0.34	1.9	0.12	0.017

Происхождение водоемов было неясно, т.к. подводных источников визуально не наблюдалось. Предполагалось, что цвет водоемов обусловлен поверхностными потоками снеготалой воды, смывающими со склонов гидроксиды и др. соединения железа.

Частотное зондирование, проведенное на площадке, позволило построить 3D модели поверхностей изосопротивлений до глубины 7 м. (Рисунок 5.4). Отчетливо видны каналы, по которым идет приток вещества к поверхности, благодаря чему и формируются данные водоемы.

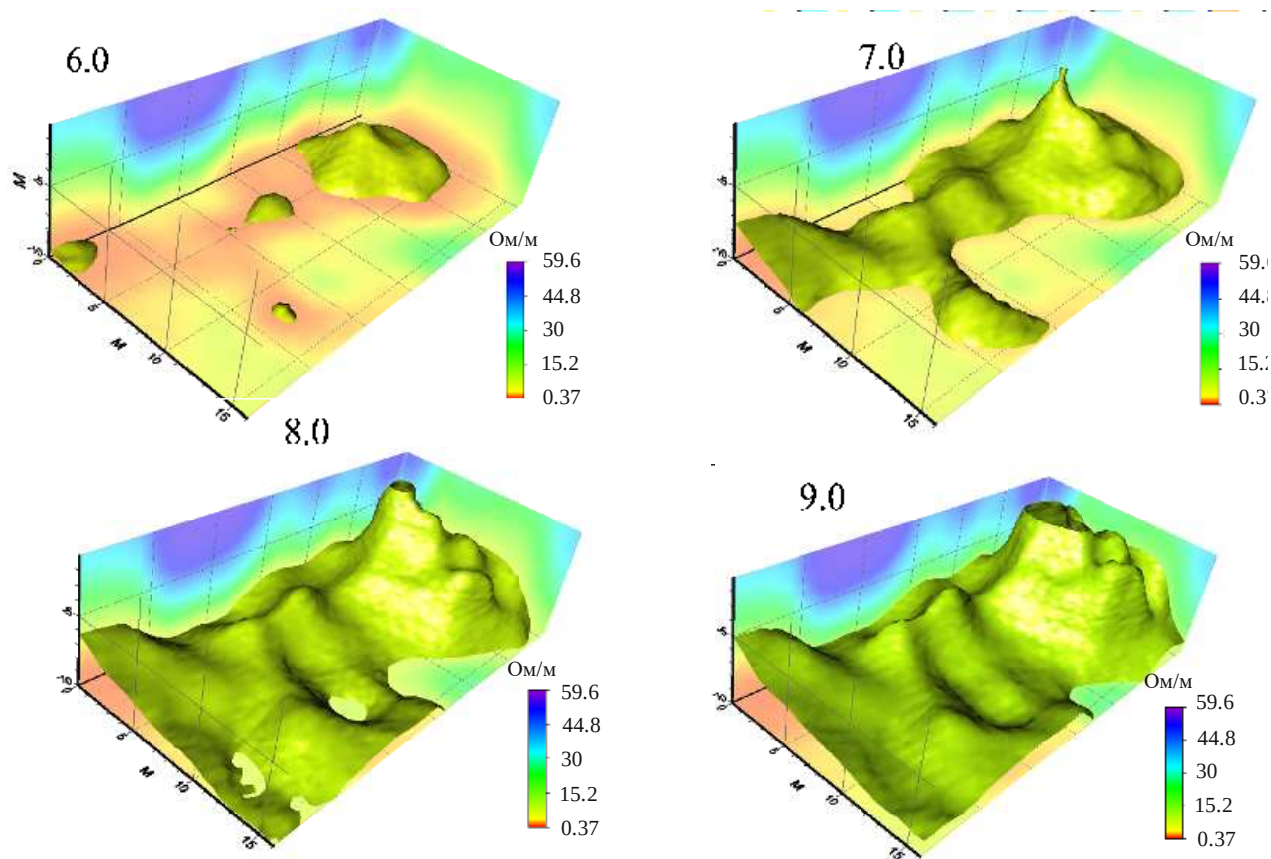


Рисунок 5.4 3D поверхности изосопротивлений, Ом/м

Электроразведка площадки на Донном поле, сопряженная с грязевыми котлами аномального состава

На Рисунок 5.5 показано расположение профилей частотного зондирования и пересекающий их профиль электротомографии, который показан белой линией. Цифрами «0,0» обозначено начало координат площадки ЧЗ, а цифры в рамках показывают номера электродов электротомографии на постоянном токе.



Рисунок 5.5 Расположение профилей ЧЗ и электротомографии

Полученные данные ЧЗ на площадке кипящих котлов Донного фумарольного поля представлены в виде отдельных разрезов, на которых выявилась геоэлектрическая зональность в подповерхностном пространстве термальной площадки (Рисунок 5.6) и изоповерхностей удельных электрических сопротивлений, определяющих форму и строение подводящих каналов (Рисунок 5.7). Кажущееся удельное электрическое сопротивление среды по данным частотного зондирования на Донном поле изменяется в пределах от 0.5 до 95 Ом/м (отношение – 190). По результатам трансформации данных частотного зондирования в кажущиеся сопротивления выделяется вертикальный характер аномалий кажущегося УЭС. Представленные четыре изоповерхности наиболее характерных кажущихся сопротивлений отображают предполагаемую подповерхностную структуру подводящих каналов площадки кипящих котлов для Донного поля. Высокий

контраст и кривизну поверхностей можно трактовать как приуроченность к газовым каналам, которые наблюдались как визуально на поверхности, так и выражались на разрезах кажущихся сопротивлений. Они хорошо локализуются на трехмерных изоповерхностях. Гидротермальные растворы зонально распределяются в подповерхностном пространстве, причем кажущееся сопротивление среды существенно ниже на этой площадке, чем на площадке с рыжими водоемами.

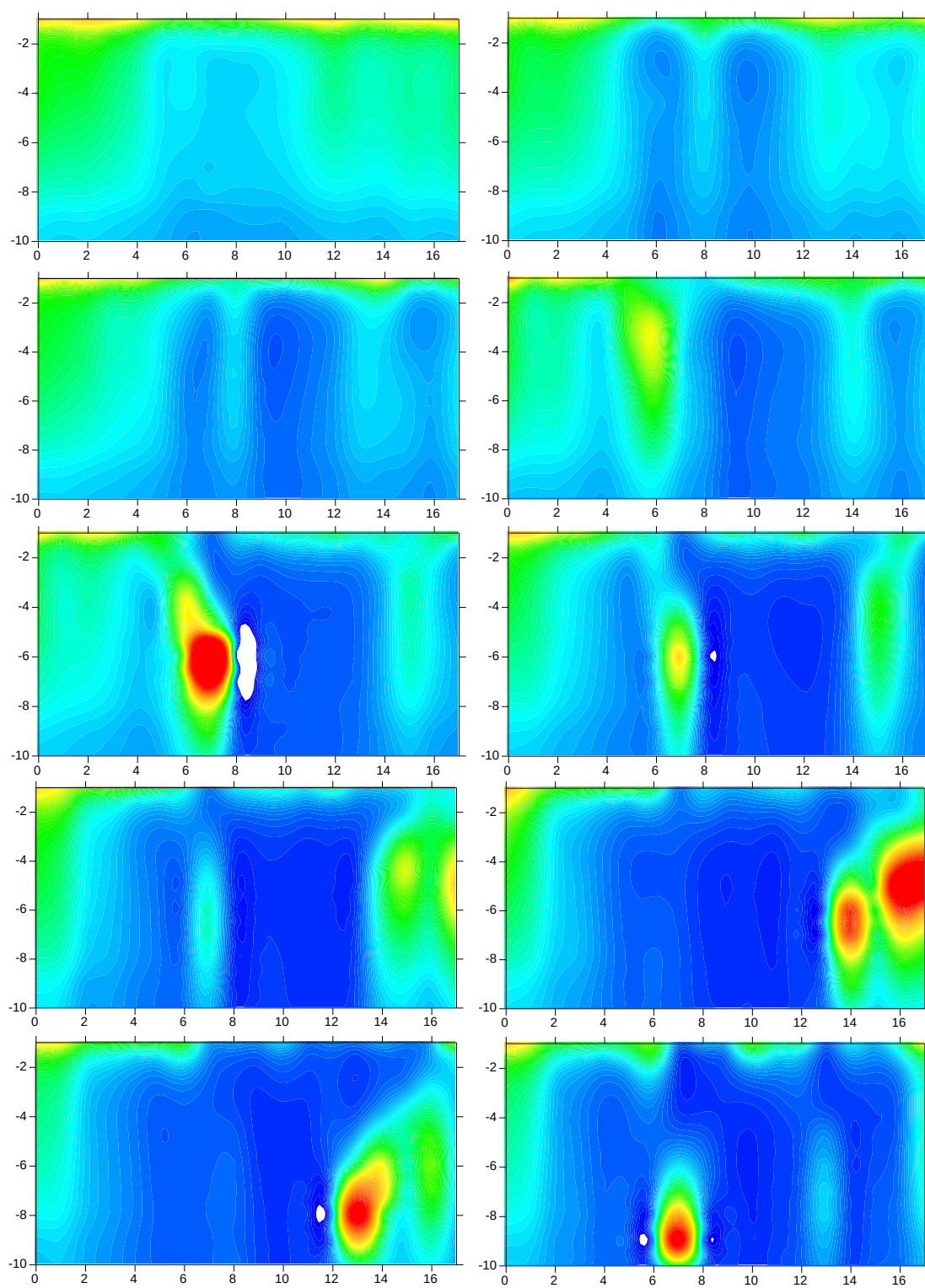


Рисунок 5.6 Профили ЧЗ на термальной площадке Донного поля, совмещенной с грязевыми котлами аномального состава.

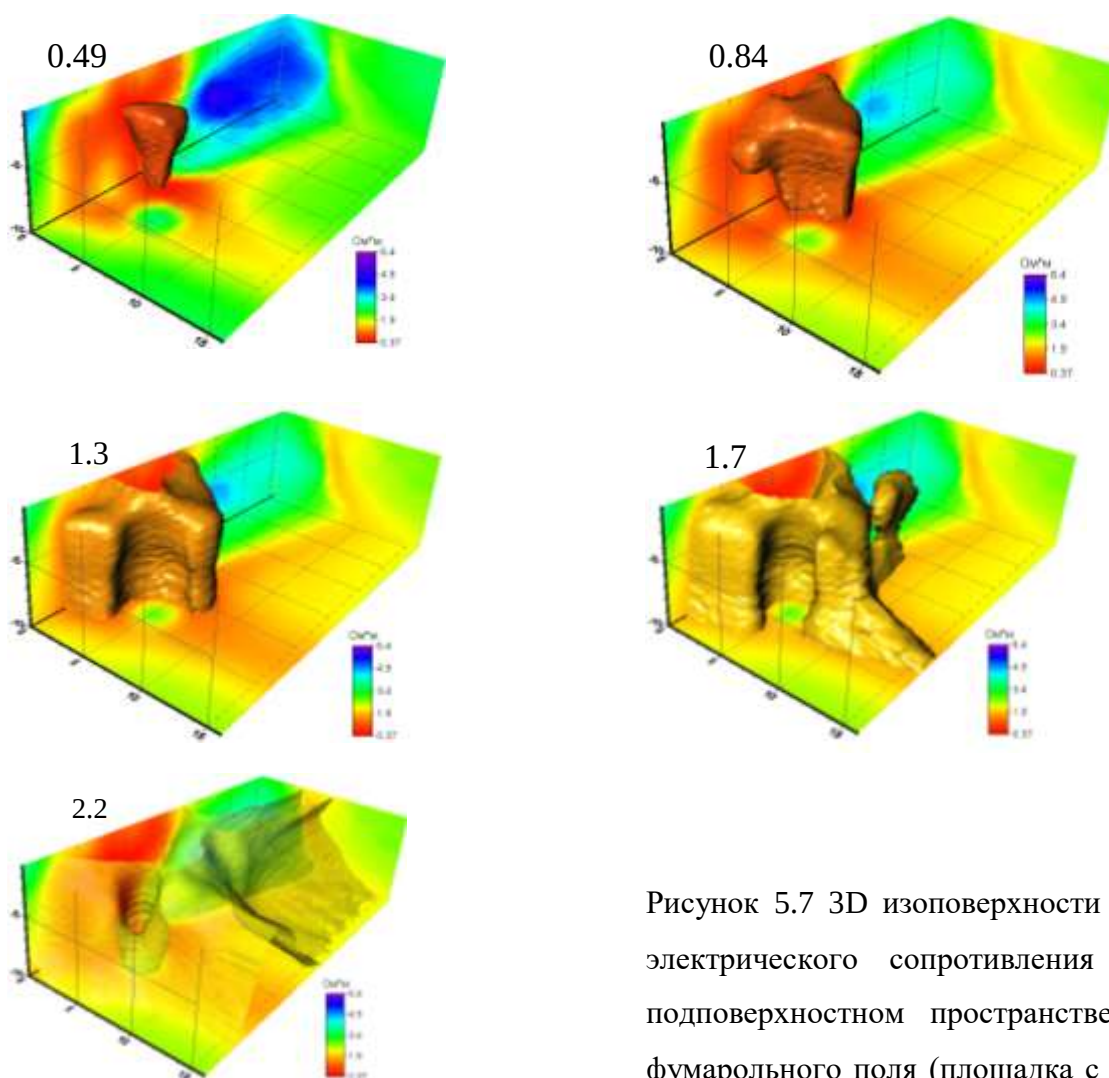


Рисунок 5.7 3D изоповерхности удельного электрического сопротивления среды в подповерхностном пространстве Донного фумарольного поля (площадка с грязевыми котлами)

Методом электротомографии были построены 2 разреза, характеризующие более глубокое строение этого термального поля. На Рисунок 4.8 приведен один из них, пересекающий вкрест линию грязевых аномальных котлов. По результатам электротомографии УЭС варьируется в пределах 0.1 – 33 Ом/м (отношение – 330), высокий контраст обусловлен захватом вмещающих пород (по краям профиля) с высокими УЭС. Одним из основных результатов следует считать хорошую сходимость значений удельного сопротивления среды, определенного методом электротомографии и кажущегося сопротивления, полученного методом частотного зондирования. В

результате значения сопротивлений среды по данным ЧЗ на подобных объектах могут определенно быть интерпретированы как *удельное сопротивление* и соотноситься с величиной общей минерализации растворов как на поверхности, так и в более глубоких частях разреза.

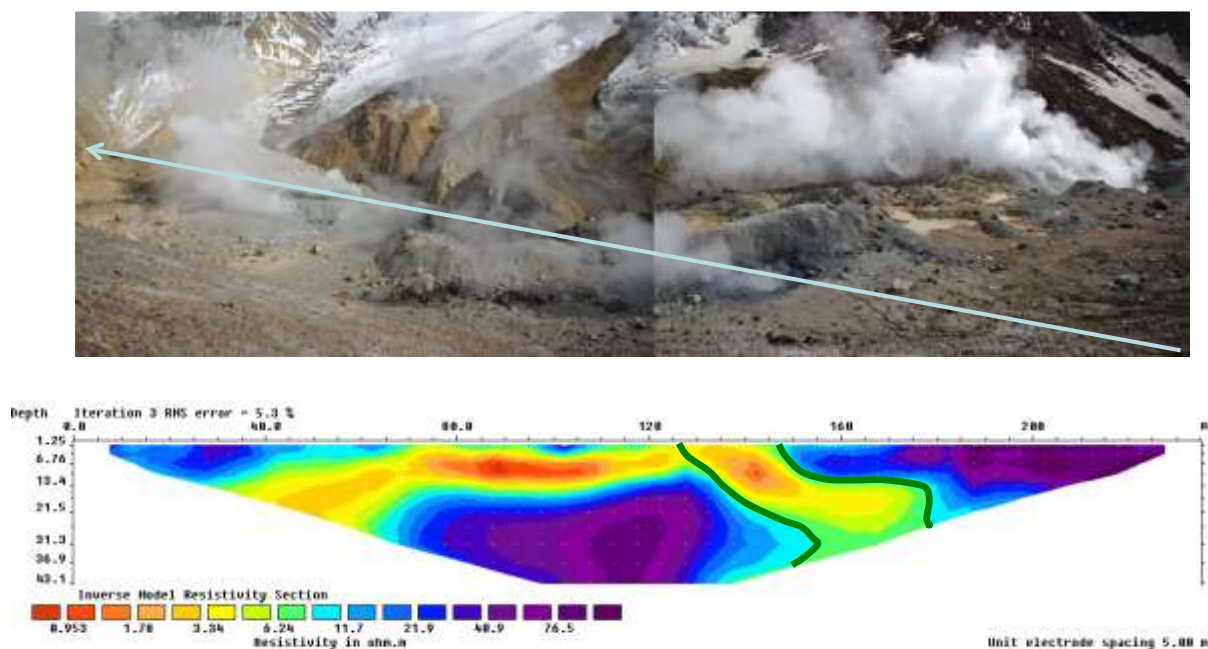


Рисунок 5.8 Профиль электротомографии на термальной площадке Донного поля влк. Мутновский

Важно, что конфигурация подводящего канала указывает на его глубокие корни, уходящие вниз субвертикально, что подтверждает сделанные предположения о трещиноватой проницаемой зоне подъема рассолов. Ю. А. Таран предполагал наличие резервуара с высококонцентрированным рассолом под Донным полем [Taran et al., 1991].

На той же площадке Донного поля была проведена геотермальная съемка, по результатам которой построены карты температур, совмещенные с картами удельного сопротивления среды на разных глубинах (Рисунок 5.9).

Оказалось, что между температурным режимом площадки и распределением электрического сопротивления среды полной корреляции нет. В целом, наибольшие температуры на поверхности и на глубине -0.5м, так же, как и

наибольший градиент температур приурочены к левой части площадки, примыкающей к линии грязевых кипящих котлов. Наименьшие электрические сопротивления также характерны для этой части площадки. Можно было бы предположить, что тепловой поток связан с активной гидротермальной деятельностью, проявлением которой являются кипящие котлы (распространение высокоминерализованных растворов в поровом пространстве приводит к высокой электропроводности и низкому электрическому сопротивлению среды). Однако, в частности, поле максимальных температур (и градиента), расширяющееся в нижней левой части разреза, не соответствует минимальным электрическим сопротивлениям. Именно в этой части площадки функционируют парогазовые выходы и полузатухшие небольшие фумаролы. Очевидно, парогазовые струи, имеющие даже на небольшой глубине (0.5 м) температуру, приближающуюся к температуре кипения, и обнаруживающие наибольший температурный градиент, являются более мощным проводником теплового потока, чем гидротермы. Относительно повышенные электрические сопротивления в этой части площадки свидетельствуют о наличии парогазовой фазы в общей системе термальной площадки с меньшей электропроводностью, чем электропроводность растворов (как в котлах, так и в поровом пространстве).

На основании этого, можно предположить наличие близповерхностного фазового барьера, на котором поднимающиеся из глубины гидротермальные растворы разделяются:

- 1) в котлы поступает и кипит в них сепарат с аномальными содержаниями многих химических элементов, распространение этих растворов в поровом подповерхностном пространстве маркирует зоны с низким удельным сопротивлением;
- 2) отделяющийся конденсат уходит в виде парогазовой смеси с более высокой температурой и контрастным градиентом, но с существенно меньшей электропроводностью.

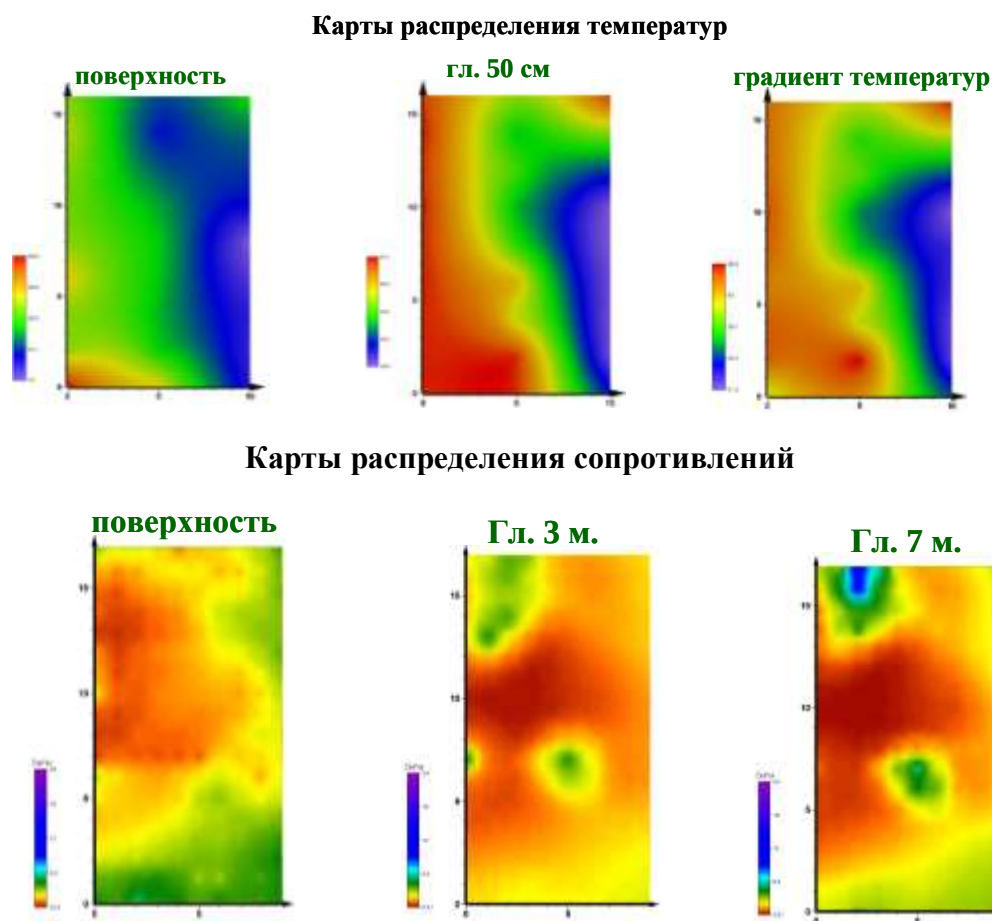


Рисунок 5.9 Результаты геотермической съемки термальной площадки Донного поля.

Подтверждением этим выводам служат трехмерные поверхности изосопротивлений (Рисунок 5.7) для подповерхностного пространства той же площадки. Отчетливо выделяется зона с относительно более высоким электрическим сопротивлением в виде канала яйцевидной формы, которая является выходом парогазовой струи в окружении среды, насыщенной минерализованными растворами. Таким образом можно понять механизм действия фазового барьера, разделяющего гидротермы на паро-газовую фазу, уходящую по различным каналам вверх, и оставшийся высокоминерализованный раствор (рассол), реализующийся в виде кипящих грязевых котлов.

Вулкан Эбеко

На влк. Эбеко для зондирования были выбраны две контрастные по электропроводности площадки: Июльское фумарольное поле, образовавшееся в 2005 г., когда на поверхности одного из склонов Северного кратера проявились многочисленные серные фумаролы, и Северо-Восточное фумарольное поле, на котором, помимо серных фумарол, стабильно функционирует грязевой котел Большой и несколько небольших водных котлов. В настоящее время фумаролы Июльского поля в большинстве своем затухли, существует только 2-3 небольшие активные фумаролы.

Северо-Восточное фумарольное поле

Удельное электрическое сопротивление пород на рабочем участке Северо-Восточного поля колеблется в пределах 0.5–30 Ом/м по данным интерпретации результатов электротомографии (Рисунок 5.10) (отношение - 60) и от 1 до 20 Ом/м по данным трансформации ЧЗ (Рисунок 5.11).

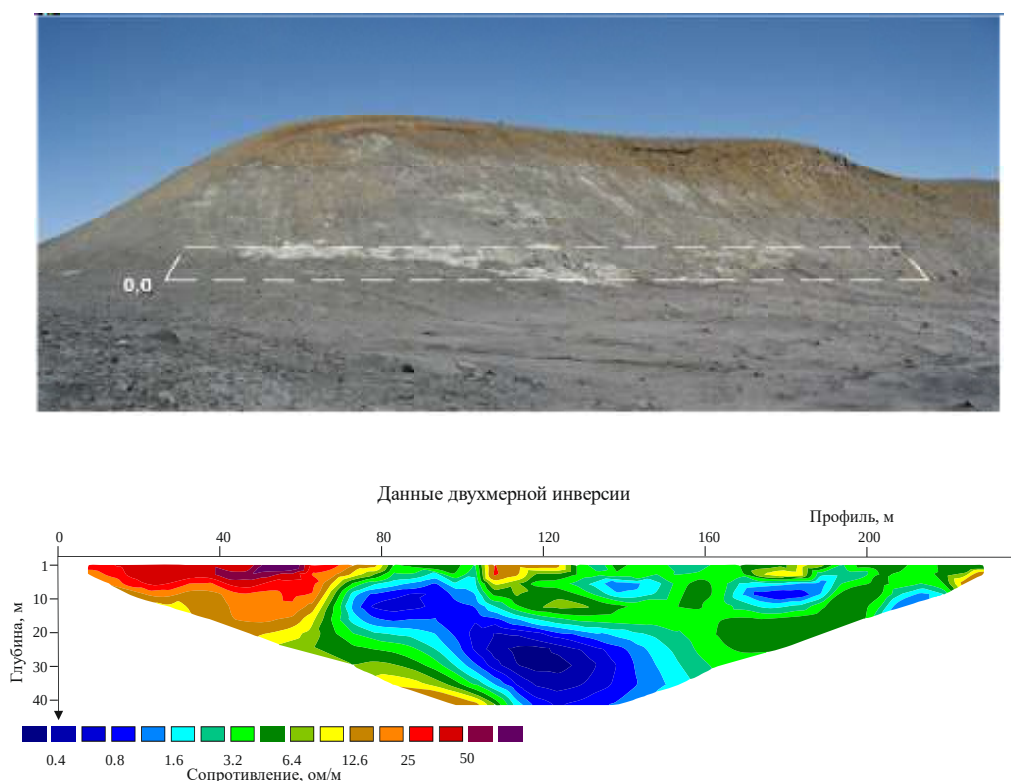


Рисунок 5.10 Один из профилей электротомографии на Северо-Восточном фумарольном поле вулкана Эбеко.

Наиболее низкое электрическое сопротивление наблюдается на участках открытых трещинных зон транспорта термальных котлов. Величина УЭС, согласно формуле для расчета данного параметра для свободных подземных вод $\rho = 8.4 / M$, где ρ – УЭС, Ом/м; M – общая минерализация, г/л, определяется только ионной проводимостью циркулирующего раствора и равна 0.43-1.4 Ом/м. Затем следуют менее пористые вмещающие породы, величина УЭС (2-16 Ом/м) которых определяется меньшей насыщенностью. Максимальные значения УЭС (40-63 Ом/м) наблюдаются в околожерловых участках фумарольных выходов. Величина электрического сопротивления мала и находится на нижней границе значений, характерных для гидротермально измененных пород. Это, очевидно, связано с высокой температурой: температура пород на поверхности во время зондирования составляла 29-45.6°C, во всех шурфах (глубина 0.5 м) наблюдался рост температуры в среднем на 32.9°C. Гидротермальные объекты хорошо выделяются в виде аномалий пониженного удельного сопротивления на картах распределения УЭС до глубины нескольких метров. Для Северо-Восточного поля по данным частотного зондирования выделяется коническая структура подводящих каналов (Рисунок 5.11), которая указывает на близкое расположение гидротермального резервуара, предположительно на глубине 5-8 метров.

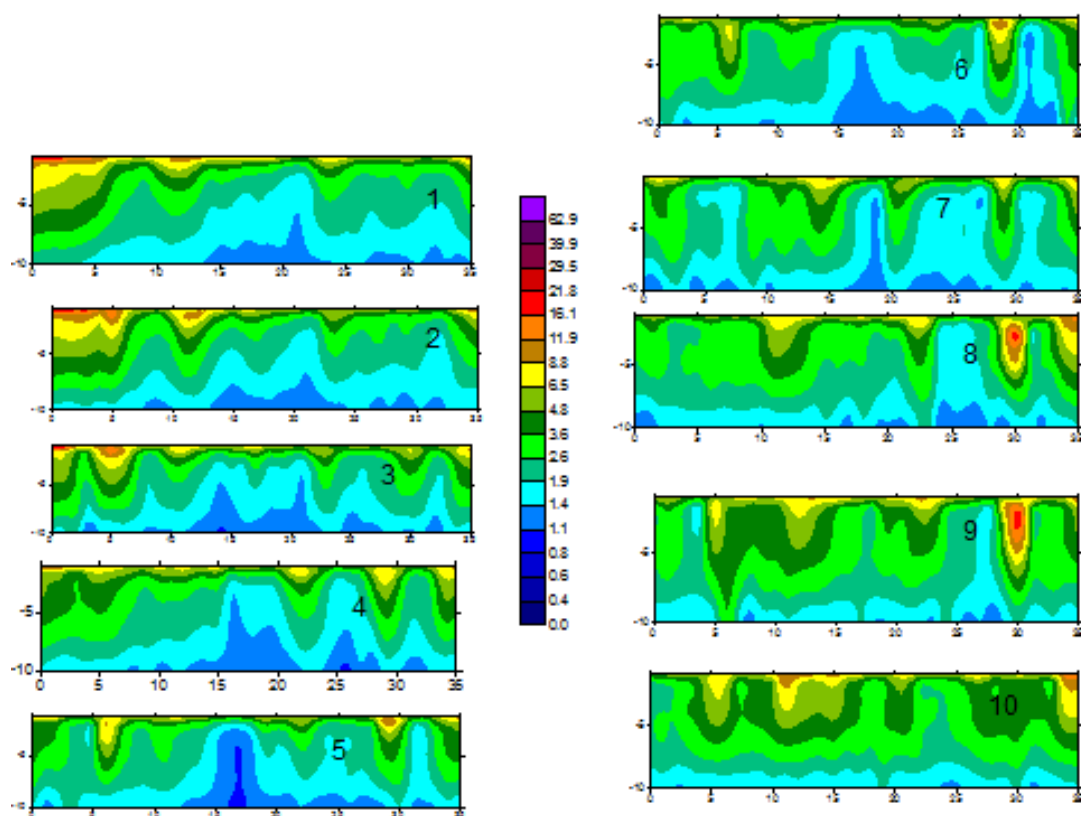


Рисунок 5.11 Профили ЧЗ на участке Северо-Восточного фумарольного поля

На Северо-Восточном фумарольном поле, где идет основная гидротермальная разгрузка вулканической деятельности, формирование состава поверхностных растворов осуществляется через их зональную эволюцию в близповерхностном пространстве, из области существования парогазовой фазы, переходящей в водную.

Последнее утверждение вытекает из полученных результатов электротомографии. На основе зондирований по пяти параллельным профилям на Северо-Восточном поле удалось получить трехмерную картину распределения удельного электрического сопротивления среды, которая может быть однозначно интерпретирована как наличие парогазовой зоны, которая к поверхности трансформируется в зону высокоминерализованных растворов.

Июльское фумарольное поле

По данным частотного зондирования на Июльском поле величины УЭС составили от 1 до 75 Ом/м (отношение – 75), что в среднем выше в 2.5 раза по

сравнению с Северо-Восточным полем. Такие высокие электрические сопротивления обусловлены меньшей водонасыщенностью, значительной газовой составляющей и большим содержанием самородной серы (Рисунок 5.12). Поверхность термального поля практически вся «бронирована» серными потоками. Наименьшие значения УЭС наблюдаются в канале, питающем термальный котел, они несколько выше, чем на Северо-Восточном поле благодаря меньшей минерализации термальных вод.

Для термального котла отслеживается один общий вертикальный подводящий канал. Его конфигурация позволяет предположить, что питающий гидротермальный резервуар расположен на большей глубине, чем на Северо-Восточном поле. В 2011 году был выполнен профиль электротомографии на Июльском поле вулкана Эбеко. Под небольшими углами к склону в разные стороны были раскинуты 3 профиля, все с шагом 5 м между электродами. Общая длина каждого профиля 235 м. Применялись установки Шлюмберже, как и в предыдущих работах. По результатам инверсии электрические сопротивления лежат в пределах 0.2 – 10 000 Ом/м (отношение – 50000), что фактически ведет к отбраковке половины измерений. Отметим также неблагоприятные условия заземления и низкий уровень «сигнал/помеха». Дополнительная обработка и частичная отбраковка данных, позволила обнаружить регулярную структуру в аномалиях УЭС по всем профилям. Это аномалия низкого сопротивления (0.1-1 Ом*м) в центре всех профилей на глубине примерно 20 м. Она расположена на внешней стороне кратера напротив активной воронки.

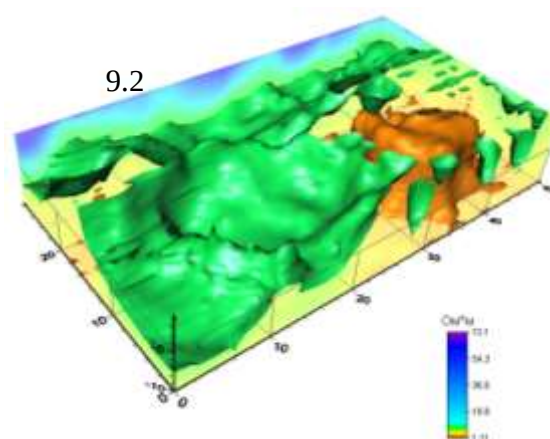
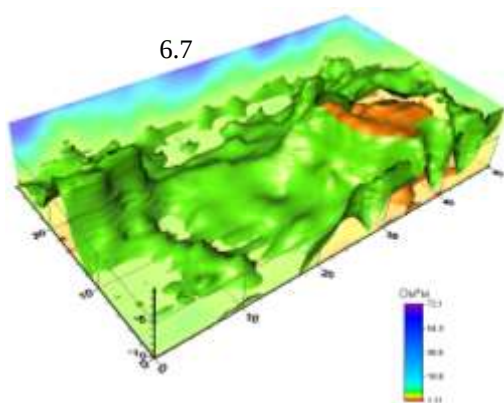
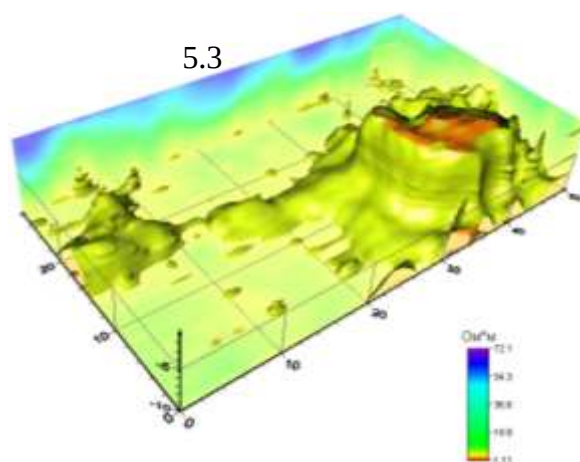


Рисунок 5.12 3D поверхности изосопротивлений среды в подповерхностном пространстве Июльского фумарольного поля

Электротомография на фумарольных полях озера Кипящее

В береговой зоне оз.Кипящее, на трех участках, которые обозначены красными линиями (Рисунок 5.13) было выполнено 6 профилей электротомографии различными схемами расстановки (два типа на каждой линии 1-Б, 2-Б, 3-Б). Неизменным оставалось положение электродов для каждой пары расстановок и направление профилирования. Разнос между крайними электродами был максимально возможным и составлял для использованных кабелей 235 метров. Шаг между электродами равнялся 5 м. Направление профилирования показано стрелкой. Для зондирования с акватории методом постоянного тока была изготовлена и затем успешно применена оригинальная плавающая установка (Рисунок 2 сверху). Через каждые 5 м. к косье были прикреплены поплавки. Оператор и измерительная аппаратура располагались в лодке. Шаг между электродами был выбран исходя из параметров кабеля и требованиям к пространственному разрешению. Он равнялся также 5 м. Измерения были выполнены по 8 профилям (Рисунок 5.13 внизу), расположенным на акватории оз. Кипящее и в его прибрежной зоне.

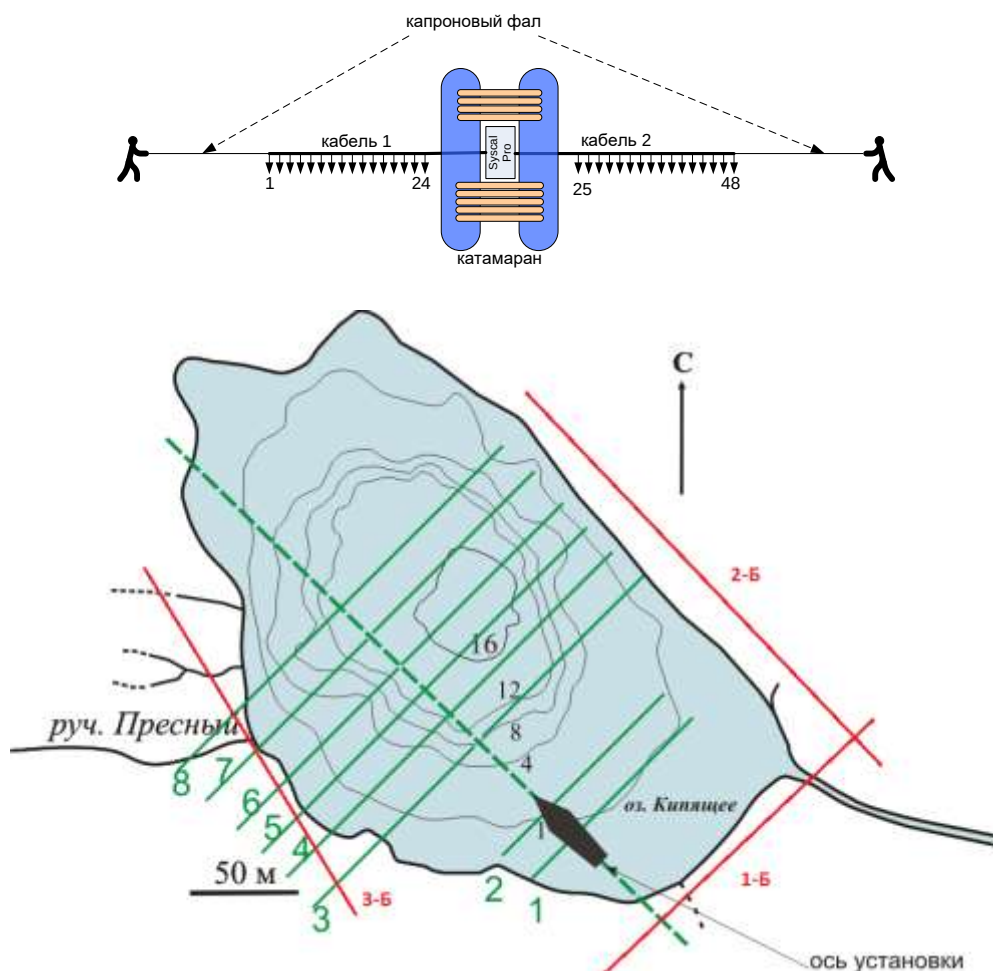


Рисунок 5.13 Схема плавучей установки и расположение профилей в акваторной(1..8) и береговой(1-Б..3-Б) частях озера.

Исследование глубинного строения термальных полей оз. Кипящее методом электротомографии продемонстрировало наличие мощных каналов, поставляющих гидротермальные флюиды к поверхности (Рисунок 5.14). Конфигурация каналов довольно изменчива, она определяется наличием горизонтов или блоков плохопроницаемых пород. Разнообразие составов в поверхностных разгрузках в большой степени определяется внутренней структурой полей: наличие трещинных каналов позволяет подъем к поверхности растворов из низкоомной зоны, а присутствие относительно непроницаемых блоков не дает возможности выходов растворов с большой долей глубинного компонента, а как бы «усредняет» состав термальных вод их смешением с поверхностными. Примеры подъема высокоминерализованных растворов из

сравнительно «глубинных» зон отчетливо видны на профилях электротомографии (мультиградиентных) №№2 и 3. Этим механизмом формируются кислые и ультракислые котлы с высоким содержанием химических элементов, привносимых магматическими флюидами. На этих же профилях соседние участки под изолирующими блоками вмещающих пород можно трактовать как зоны образования смешанных растворов с большей долей поверхностных вод. Выход таких растворов на поверхность может происходить в виде кислых, субнейтральных источников, в которых содержание «глубинных» компонентов существенно ниже, чем в соседних котлах, питаемых непосредственно из низкоомных зон. Профиль № 1 интересен тем, что, помимо положения и склонения питающего канала, на нем определились несколько небольших зон в близповерхностном пространстве, которые могут быть зонами сконденсированных растворов, поступающих в виде паро-газовой фазы от геохимического барьера, расположенного на глубине около 20 м от поверхности, а затем конденсирующихся под близповерхностным барьером, каковым являются небольшие блоки вмещающих пород, препятствующие подъему конденсата непосредственно на поверхность. Поскольку породы термального поля представляют собой метасоматически измененные разности, которые предшествующая гидротермальная проработка превратила в рыхлые, хорошо проницаемые образования, постепенно сконденсированные растворы находят пути и поднимаются, образуя разгрузки разного геохимического состава и с различающейся средой.

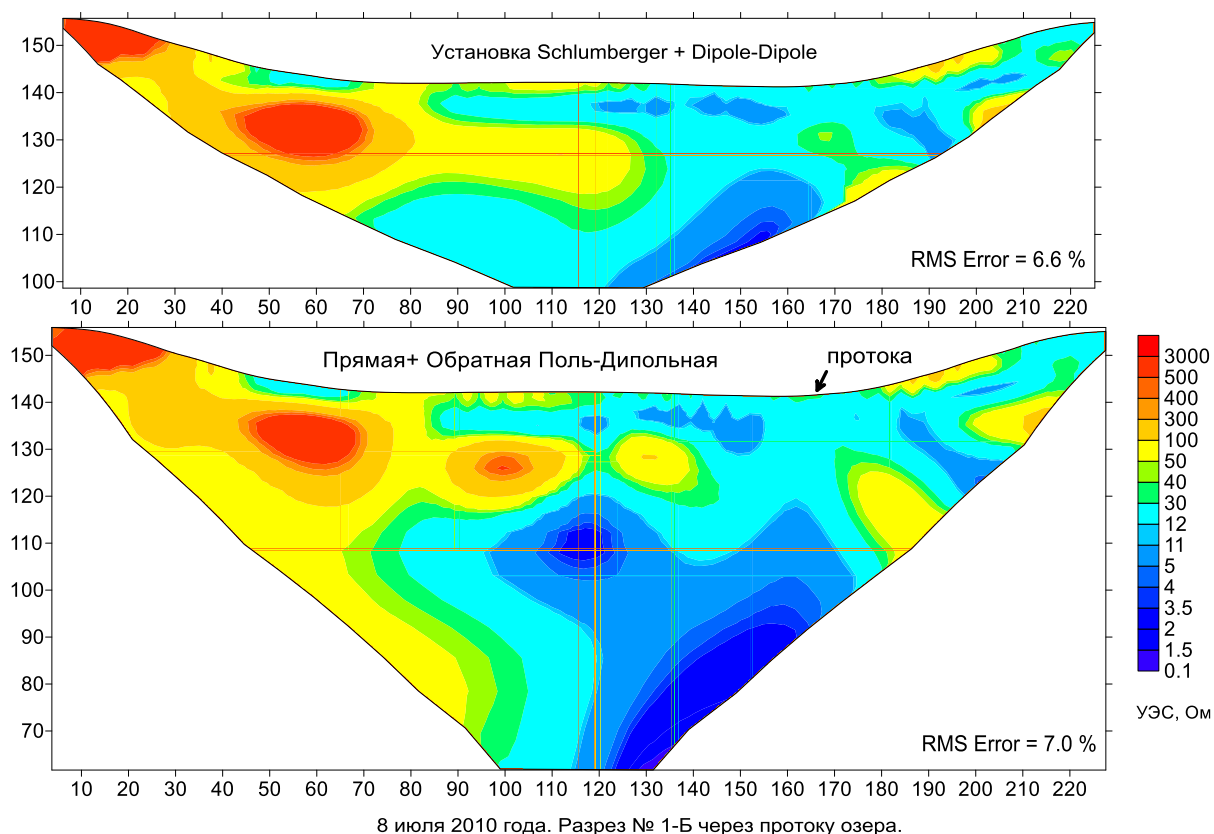


Рисунок 5.14 Профили электротомографии на термальных полях оз. Кипящее.

Интерпретация материалов электротомографии позволила установить структуру подповерхностного пространства (Рисунок 5.14). Удельное электрическое сопротивление пород на рабочем участке оз. Кипящее изменяется в очень широких пределах. По результатам количественной интерпретации данных электротомографии УЭС составило от 0.5 Ом/м до 10000 Ом/м. Высокие удельные сопротивления приурочены к консолидированным вмещающим породам, а низкие — к высоко минерализованным растворам и насыщенным этими растворами пористым породам.

На профилях электротомографии с высокой степенью контраста по УЭС зафиксирован подводящий канал, по которому идет транспорт высокоминерализованных растворов с глубины на поверхность озера. Геоэлектрическая структура береговой части озера на профиле «озеро-б» в районе пикетов 50-60 м на глубине до 10 м, указывает на наличие изолированных от основной акватории озера «карманов», которые соответствуют щелочным источникам - травертинам (в противоположность кислому составу озера). Видимо,

в изолированных структурах – «карманах» растворы длительно взаимодействуют с вмещающими породами, что приводит к растворению породной матрицы, нейтрализации среды, и в конечном итоге мы наблюдаем выход на поверхность субнейтральных – слабощелочных вод. Вертикальная структура основного подводящего канала, который наблюдается на всех профилях электротомографии в виде аномалии низкого удельного сопротивления, доказывает фреатическую природу образования озера. На вертикальных разрезах, полученных частотным зондированием, в большинстве случаев отчетливо проявлено субгоризонтальное строение внутренних зон (Рисунок 5.15).

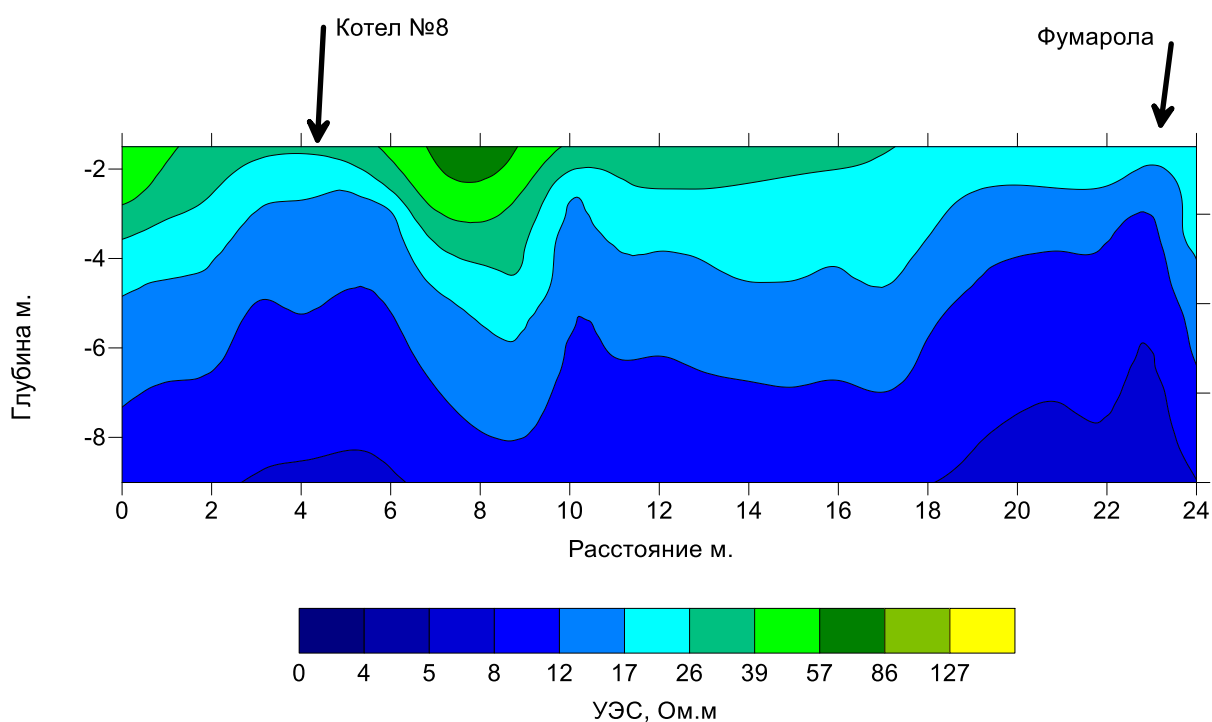


Рисунок 5.15 Субгоризонтальность верхней части разреза по данным ЧЗ, на примере результатов работы в районе кипящего котла №8.

Нижние зоны с низким сопротивлением (ок. 4 – 6 Ом/м), а, следовательно, с высокой электропроводностью соответствуют зонам, в которых поровое пространство вмещающих пород заполнено электролитом – относительно высокоминерализованным раствором. Распределение электролита в среде довольно равномерно, к поверхности зоны с увеличивающимся сопротивлением постепенно сменяют одна другую.

В некоторых участках (очевидно, ослабленных проницаемых структурах вмещающих пород) низкоомные зоны подходят к поверхности в виде сравнительно узких «языков», что и приводит к появлению поверхностных кипящих разгрузок (грязевых или водных котлов). Важно, что на всех профилях отрисовалась поверхностная очень узкая зона с сопротивлением более низким, чем подстилающие слои. Аналогичная ей, но более мощная зона расположена на гл. ок. 3 – 4 м от поверхности.

Результаты интерпретации материалов электротомографии на акватории, также как и в случае профилей по береговой линии показали сложную структуру подповерхностного пространства (Рисунок 5.16). Границы возможных УЭС среды составили от 0.5 Ом/м до 11 кОм/м.

На профилях электротомографии с высокой степенью контраста по УЭС зафиксирован подводящий канал, по которому идет транспорт высокоминерализованных растворов с глубины на поверхность озера.

Геоэлектрическая структура береговой части озера, полученная во время **акваторных** исследований на профиле «Профиль-6» в районе пикетов 50-60 м на глубине до 10 м, указывает на наличие изолированных от основной акватории озера «карманов», которые соответствуют щелочным источникам - травертинам (в противоположность кислому составу озера). Видимо, в изолированных структурах – «карманах» растворы длительно взаимодействуют с вмещающими породами, что приводит к растворению породной матрицы, нейтрализации среды, и в конечном итоге мы наблюдаем выход на поверхность субнейтральных – слабощелочных вод. Вертикальная структура основного подводящего канала, который наблюдается на всех профилях электротомографии в виде аномалии низкого удельного сопротивления, доказывает фреатическую природу образования озера.

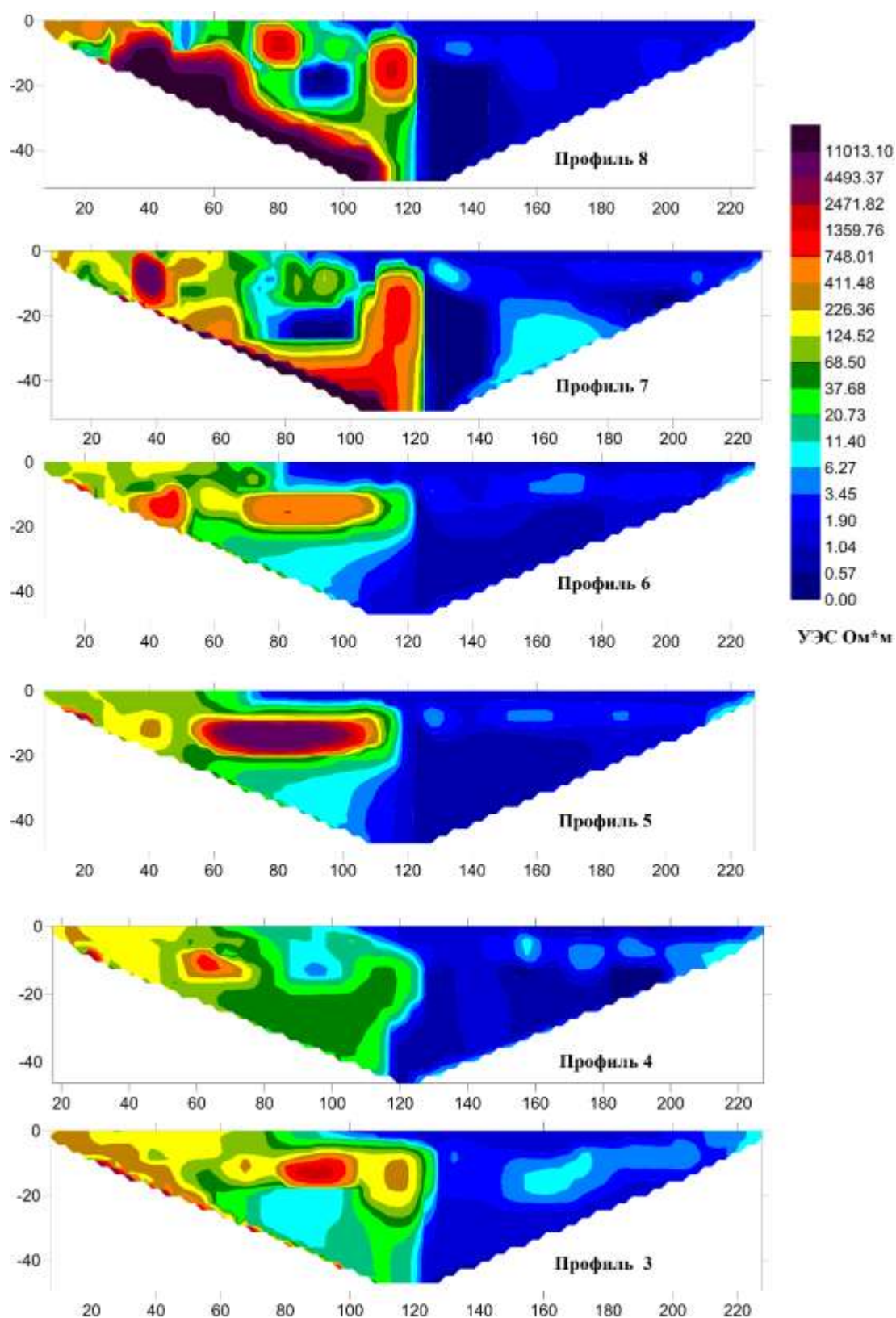


Рисунок 5.16 Данные инверсии электротомографии по профилям 3-6 в акваторной части озера Кипящее.

Результаты инверсии данных с высокой степенью контраста по УЭС зафиксирован подводный канал, по которому идет транспорт

высокоминерализованных растворов с глубины на поверхность озера. Геоэлектрическая структура береговой части озера на профиле №6 (Рисунок 4.16.) в районе пикетов 50-60 м на глубине до 10 м, указывает на наличие изолированных от основной акватории озера «карманов», которые соответствуют щелочным источникам - травертинам (в противоположность кислому составу озера). Вертикальная структура основного подводящего канала, который виден на всех профилях электротомографии в виде аномалии низкого удельного сопротивления, доказывает фреатическую природу образования озера.

Нижние зоны с низким сопротивлением (ок. 4 – 6 Ом/м), а, следовательно, с высокой электропроводностью соответствуют зонам, в которых поровое пространство вмещающих пород заполнено электролитом – относительно высокоминерализованным раствором. Распределение электролита в среде довольно равномерно, к поверхности зоны с увеличивающимся сопротивлением постепенно сменяют одна другую.

В некоторых участках (очевидно, ослабленных проницаемых структурах вмещающих пород) низкоомные зоны подходят к поверхности в виде сравнительно узких «языков», что и приводит к появлению поверхностных кипящих разгрузок (грязевых или водных котлов).

Для детализации строения щелочного источника (травертина), расположенного в левой части профиля электротомографии №8 (Рисунок 5.17) было выполнено площадное электромагнитное сканирование. На (Рисунке 5.17) хорошо видна структура травертина до глубины до 10 м. Подводящие каналы, питающие щелочной источник расположены субвертикально и характеризуются разветвленной структурой транспорта вещества. Размер площадки 23x15 м, шаг между пикетами 1 м.

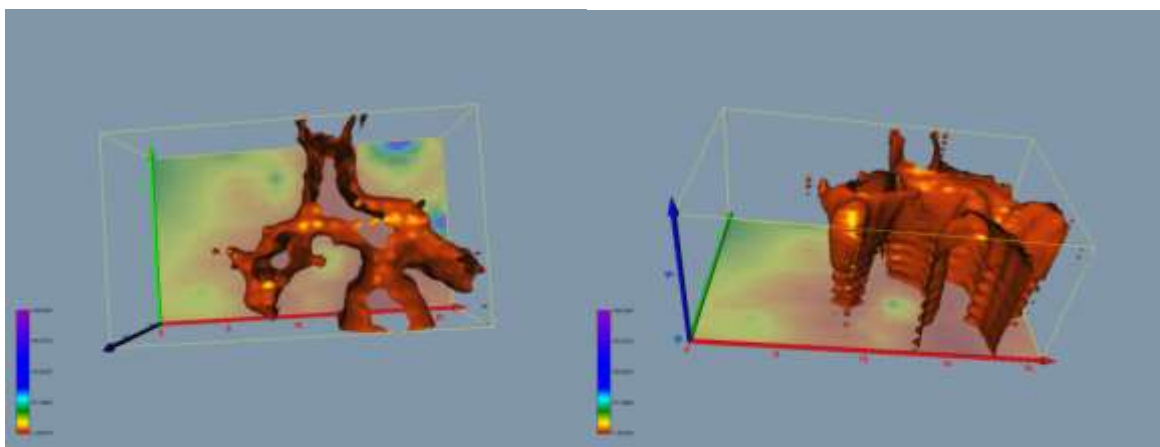


Рисунок 5.17 Результаты частотного зондирования площадки в районе щелочного источника (травертина). Показана изоповерхность 3 ом/м.

Исследование глубинного строения термальных полей оз. Кипящее продемонстрировало наличие мощных каналов, поставляющих гидротермальные флюиды к поверхности (Рисунок 5.14 и 5.16). Конфигурация каналов довольно изменчива, она определяется наличием горизонтов или блоков плохо проницаемых пород. Разнообразие составов в поверхностных разгрузках в большой степени определяется внутренней структурой полей: наличие трещинных каналов позволяет подъем к поверхности растворов из низкоомной зоны, а присутствие относительно непроницаемых блоков не дает возможности выходов растворов с большой долей глубинного компонента, а как бы «усредняет» состав термальных вод их смешением с поверхностными. Примеры подъема высокоминерализованных растворов из сравнительно «глубинных» зон отчетливо видны на профилях электротомографии № 7 и 8 (Рисунок 5.14). Этим механизмом формируются кислые и ультракислые котлы с высоким содержанием химических элементов, привносимых магматическими флюидами. На этих же профилях соседние участки под изолирующими блоками вмещающих пород можно трактовать как зоны образования смешанных растворов с большей долей поверхностных вод. Выход таких растворов на поверхность может происходить в виде кислых, субнейтральных источников, в которых содержание «глубинных» компонентов существенно ниже, чем в соседних котлах, питаемых непосредственно из низкоомных зон. Профиль электротомографии интересен тем, что, помимо

определения положения и склонения питающего канала, на нем определились несколько небольших зон в близповерхностном пространстве, которые, могут быть зонами сконденсированных растворов, поступающих в виде паро-газовой фазы от геохимического барьера, расположенного на глубине ок. 20 м от поверхности, а затем – конденсирующихся под близповерхностным барьером, каковым являются небольшие блоки вмещающих пород, препятствующие подъему конденсата непосредственно на поверхность. Поскольку породы термального поля представляют собой метасоматически измененные разности, которые предшествующая гидротермальная проработка превратила в рыхлые, хорошо проницаемые образования, постепенно сконденсированные растворы находят пути и поднимаются, образуя разгрузки разного геохимического состава и с различающейся средой.

Глава 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ.

Физико-химические модели в ряде случаев помогают интерпретировать термопроявления наблюдаемые на поверхности вулканов, а в ряде случаев предсказать развитие флюидно-магматических систем во времени и пространстве. Сделана попытка выявить основные параметры влияющие на формирование той или иной зональности в вулканогенном разрезе. В главе обсуждаются два рода термодинамических моделей, часть из них построена с помощью традиционной версии ПК «Селектор» [Чудненко, 2010], часть с помощью новейших разрабатываемых при участии автора ПК на основе физико-химических и гидродинамических моделей [Бессонова и др., 2010]. Традиционные физико-химические модели достаточно неплохо описывают равновесия в современных гидротермальных системах и служат основой для интерпретации особенностей состава термальных источников. Возможность учитывать «относительное время» позволяет анализировать формирование разрезов гидротермально-измененных пород в зависимости от структуры флюидопроводника и возраста системы. Наибольшее внимание уделено фазовому состоянию флюида и отложению минералов из растворов в разрезе вулканогидротермальной системы.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ.

Введение в проблему

Комплексное изучение флюидных систем активных вулканов позволяет получить информацию о динамике параметров состояния и изменении физических характеристик твердой фазы на нестационарной стадии формирования температурной и вещественной зональности метасоматических изменений в массивах пород и высокопроницаемых областях разгрузки гидротерм. Оценки их вариаций с глубиной до границ отделения магматических газов в кристаллизующихся малоглубинных интрузивных телах, являющихся источником тепла и вещества в магматогенных гидротермальных системах, позволяют

разработать эффективные методы прогноза и поиска рудных эпitherмальных месторождений активных континентальных окраин [Модельный..., 2009]. При построении структурно-генетических схем этих систем, наряду с установлением структурно-геологических характеристик месторождений, существенное место занимает задача выявления параметров минералогической зональности в зонах действия магматогенных флюидных систем [Гричук, 2002, Васильев и др. 2010]. В Курило-Камчатском регионе всеми исследователями-геохимиками отмечаются контрастные типы разгрузок газогидротерм на небольшом расстоянии друг от друга. Такие явления могут быть объяснены с точки зрения авторов особенностями миграции флюидов от магматической камеры к земной поверхности. Для создания численной модели вулканогидротермальной системы, разработан новый подход, при котором на каждом шаге расчета для любой точки в пространственно-временных координатах определяются теплофизические свойства, которые используются при расчете равновесного состояния системы. Это позволяет учитывать динамическое изменение ТР-условий в разрезе, миграцию фазовых границ и перейти от «условного» времени в характеристике эволюции магматогенной флюидной системе к «виртуально размерному времени» развития моделируемой рудно-магматической системы от момента начала кристаллизации расплава в интрузивной камере до прекращения ретроградного кипения расплава. Показано что, динамика фазового состояния флюида в локальных участках гидротермальных систем является определяющим фактором в гетерофазном массопереносе компонентов. В зависимости от структурных условий фильтрации (трещиновато-пористые среды или открытые трещины), особенностей разгрузки, теплоотдачи флюидопроводника будут получены различные типы термальных систем. При отделении от магматического расплава первоначально идентичные рудоносных флюиды из-за различного охлаждения во флюидопроводниках могут формировать существенно отличающиеся типы месторождений. При этом основные особенности минералогической зональности в зонах взаимодействия флюид-порода определяются в нестационарную прогрессивную стадию эволюции вулканогенных месторождений.

Особенности учета петрофизических свойств вулканических построек в физико-химических моделях.

Как показано [Фролова, 2008], вулканогенные породы, претерпевшие гидротермальные преобразования, обладают специфическим комплексом петрофизических свойств. Поэтому возникает проблема сопряженного описания динамики преобразований состава пород и их петрофизических характеристик при воздействии на них потоков магматогенных флюидов с меняющимся химическим и фазовым составом (магматический газ, гидротермальный раствор или парогазовая смесь). Удобным объектом для таких исследований являются современные гидротермальные системы.

Выбранная схема моделирования.

Реальный разрез построек большинства вулканов Курило-Камчатского региона под участками разгрузки активных гидротермальных систем не известен. Для представляемых моделей выбраны наиболее типичные для рассматриваемых вулканов системы с промежуточной камерой расположенной на глубине около 2000 метров от поверхности Земли и являющейся источником тепла и магматических газов. Основными примерами для построения моделей являлись вулcano-гидротермальные системы Эбеко и Мутновского, однако использовались и данные с других термальных полей и эпитеpmальных месторождений.

Исследование термальных источников [Бортникова, 2007] и фумарольных газов [Зеленский, 2003; Таран, 1991] в кальдере вулкана Мутновский, обнаружило резко выраженную контрастность их физико-химических свойств и составов. При этом различия фиксируются как между отдельными фумарольными полями (поле Верхнее и Активная воронка [Таран, 1991; Зеленский, 2003]), так и в отдельных точках гидротермального поля Донного [Зеленский, 2003; Бортникова, 2007]. Характерно, что в гидротермальных источниках этого поля обнаружены аномально высокие содержания ряда нехарактерных для гидротерм активных вулканов элементов [Бортникова, 2007; Bortnikova, 2010] Их заимствование возможно из ультрабазитовых пород мантийного клина [Bessonova, 2013], или базальтов

повышенной магнезиальности, покров которых обнаружен нами в основании постройки Мутновского вулкана [Гора, 2009]. Особенности состава этих оливиновых базальтов обусловлены наличием вкрапленников оливина с высоким содержанием NiO (до 0,3 мас.%), а также включениями хромшпинелида с содержанием Cr_2O_3 , достигающим 35 мас.%.

Структура моделей.

При моделировании были использованы два подхода. Первый тип - равновесные модели в которых в резервуаре наступало равновесие между флюидом и породой без потока вещества и взаимодействия с внешней средой. Традиционный термодинамический подход. Эти модели никак не привязаны к местоположению внутри системы, целью их создания было понять в каком диапазоне могут варьировать основные параметры и оценить возможность минералообразования из флюидов с заданными параметрами. Второй – модели предполагающие поток вещества и имитирующие динамику процесса взаимодействия вода-порода, ниже описаны параметры каждой конкретной модели.

Моделирование гидротермальных систем от магматической камеры до дневной поверхности.

Здесь необходимо обратить внимание на ряд моделей основанных на фактических данных по обсуждаемым вулканам, главной особенностью которых является наличие промежуточной малоглубинной камеры, являющейся источником тепла и магматических флюидов. В нескольких вариантах разобраны особенности преобразования вулканогенных пород от структурных особенностей флюидопроводника. Как показано ниже, именно строение флюидопроводника определяет особенности флюидного потока, а соответственно и зон преобладания газов или растворов в различных частях разреза. На рисунке 6.1 представлена структурно-вещественная модель вулкано-гидротермальной системы.

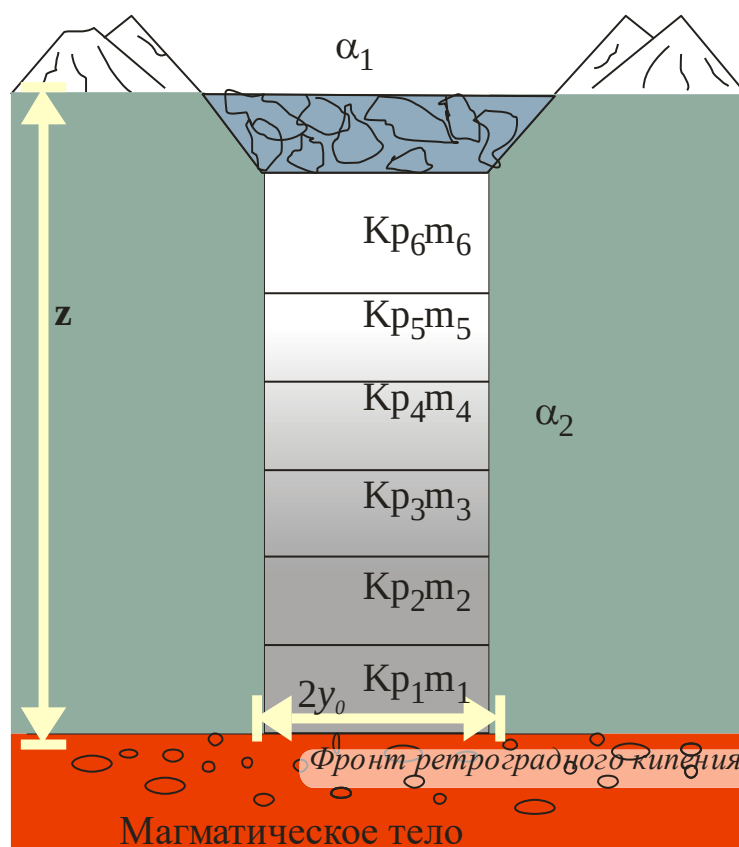


Рисунок 6.1 Структурная схема модели Kr – проницаемость, m^2 , m – пористость, %, α_1 – коэффициент теплоотдачи на верхней границе, α_2 – коэффициент теплоотдачи боковой поверхности флюидопроводника, z – глубина залегания магматической камеры, $2y_0$ – ширина флюидопроводника.

Высоко проницаемая плоская зона трещиноватости, пересекающая слоистый разрез вулканогенных пород, имеет послойно меняющуюся пористость (m) и проницаемость (Kr). Боковые стенки флюидопроводника слабопроницаемы, поэтому далее учитывается только теплообмен потока флюида и вмещающих пород введением эффективного коэффициента теплоотдачи α_2 [Шарапов, 2008]. На поверхности теплообмен флюида и атмосферы учитывается коэффициентом теплоотдачи α_1 . Влияние этого фактора на динамику развития и вырождения фазовых границ в магматогенном флюиде при стационарном распределении T и P было показано для разных структурных условий разгрузки вулканогенных систем в [Модельный..., 2009]. Используемые в численных экспериментах параметры сред приведены в таблице. 6.1.

Таблица 6.1.

Физические параметры сред, использованные в расчетах.

Параметр	Ед.изм.	Обозначение	Численное значение
Вязкость			
магматический флюид	Па·с	μ_1	$4.5 \cdot 10^{-5}$
водный раствор		μ_2	$1.8 \cdot 10^{-5}$
пар		μ_3	$1.5 \cdot 10^{-5}$
флюид в крит. точке		$\mu_{кр}$	$6 \cdot 10^{-5}$
Плотность			
магматический флюид	кг/м ³	ρ_1	120
водный раствор		ρ_2	965
пар		ρ_3	0.6
флюид в критической точке		$\rho_{кр}$	318
Теплоемкость			
магматический флюид	Дж/кг·К	c_1	3200
водный раствор		c_2	4310
пар		c_3	2000
флюид в критической точке		$c_{кр}$	1800
Теплопроводность			
магматический флюид	Вт/м·К	λ_1	0.17
водный раствор		λ_2	0.68
пар		λ_3	0.03
флюид в критической точке		$\lambda_{кр}$	0.415
Теплота парообразования	Q	Дж/кг	$2.256 \cdot 10^6$
Коэффициент сжимаемости жидкости	м ² /Н	β_2	$8.07 \cdot 10^{-5}$
Плотность пород	кг/м ³	ρ_r	2700
Теплоемкость пород	Дж/кг·К	c_r	1000
Теплопроводность пород	Вт/м·К	λ_r	2.4
Протяженность флюидопроводника	м	z	2000
Ширина флюидопроводника	м	2y ₀	10

Как показано в [Шарапов, 1990] основным «регулятором» динамики Т и Р в магматогенных флюидных системах являются петрофизические характеристики разреза над малоглубинной камерой. Наиболее существенным фактором следует считать строение флюидопроводящих каналов: наличие пластов с повышенной или пониженной проницаемостью, теплоотдача со стенок флюидопроводника, размер и форма флюидопроводника. Учитывая это обстоятельство, рассмотрен ряд случаев различных структурных зон.

Параметры моделей для исследования закономерностей изменения петрофизических свойств разреза.

Первая серия численных экспериментов направленная на выяснение изменения магнитных и плотностных свойств пород характеризуется следующими параметрами: А – с увеличением проницаемости у поверхности земли; В – равномерно увеличивающаяся пористость и проницаемость в разрезе; С – над верхним контактом интрузива имеется флюидоупор, выше его по разрезу системы значения пористости и проницаемости аналогичны варианту В (табл. 6.2).

Состав магматогенного флюида, отделяющегося от расплава, моделируется среднестатистическим составом летучих компонентов, определенных во включениях в минералах кислых изверженных пород островных дуг [Коваленко, 2000] (табл. 6.3). Для первой серии экспериментов рассматривались включения в основных породах (более характерных для вулкана Мутновский).

Анализ вариаций составов пород измененных при гидротермальном на них воздействии наиболее четко можно проследить для однородных исходных вулканогенных пород. Для первой серии численных экспериментов исходным был принят «средний базальт» для вулкана Мутновский, который подстилается указанным базальтовым покровом с повышенной магнезиальностью.

Физико-химическая динамика взаимодействия «флюид-порода» описана моделью с 40 равномерно распределенными проточными реакторами с шагом 50 м.

Такое распределение «точек наблюдения» позволяет получить при «разумных» затратах вычислительных ресурсов доступных ЭВМ достаточно подробную картину для оценок возникающих неоднородностей составов метасоматизированных пород.

Таблица 6.2.

Значения пористости и проницаемости слоев разреза, использованные при моделировании.

Глубина залегания, м	А		В		С	
	Пористость, %	Коэффициент проницаемости, м ²	Пористость, %	Коэффициент проницаемости, м ²	Пористость, %	Коэффициент проницаемости, м ²
100-0	10	10 ⁻¹³	10	10 ⁻¹³	10	10 ⁻¹³
300-100	7.5	10 ⁻¹⁴	7.5	10 ⁻¹⁴	7.5	10 ⁻¹⁴
500-300	5	10 ⁻¹⁵	5	10 ⁻¹⁵	5	10 ⁻¹⁵
1500-500	3	10 ⁻¹⁵	3	10 ⁻¹⁵	3	10 ⁻¹⁵
1800-1500	2	10 ⁻¹⁵	1	10 ⁻¹⁶	0.5	10 ⁻¹⁶
2000-1800	1	10 ⁻¹⁵	0.5	10 ⁻¹⁶	0.1	10 ⁻¹⁷

Таблица 6.3.

Химический состав модели.

	«Средний» базальт	Магнезиальный базальт
Основной состав, мас. %		
SiO ₂	51,7	51,1
TiO ₂	0.97	0.84
Al ₂ O ₃	17.9	16.7
Fe ₂ O ₃ общ.	9.77	9.73
MnO	0.17	0.15
MgO	4.43	7.61
CaO	8.54	9.07
Na ₂ O	3.15	2.88
K ₂ O	1.06	0.94
P ₂ O ₅	0.22	0.15
Микрокомпоненты, г/т		
V	207	187
Cr	65.5	456
Ni	23.7	117
Cu	86.1	59
Zn	76.8	73
Ag	0.30	0.34
Sb	0.34	0.31
As	9.7	0
Pb	10.4	11
Газы, мас. %		
H ₂ O	2.17	
Cl	0.168	
F	0.077	
S	0.134	

Параметры моделей для исследования влияния теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника.

Вторая серия численных экспериментов предполагала изучения возможности формирования фазовых барьеров, на которых будут накапливаться рудные компоненты. В данном случае варьировалась смена коэффициента теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника (α_2) как определяющего ТР условия во флюидопроводнике (Рисунок 5.1). В данном случае будут обсуждаться три контрастные варианта развития вулкано-гидротермальной системы, обусловленные значением коэффициента теплоотдачи (табл. 6.4). Важно подчеркнуть, что в отличие от вышеописанного численного эксперимента пористость и проницаемость разреза закономерно повышаются к поверхности, без контрастных переходов, и для всех вариантов постоянна. Состав пород во всем разрезе одинаков: был выбран среднестатистический андезит влк. Эбеко, состав которых, подробно обсуждается в главе 1 (табл. 6.4). Состав флюида так же, как и для вышеописанной модели был взят из [Коваленко и др., 2000].

Таблица 6.4.

Химический состав модели (среднестатистический андезит влк. Эбеко).

Основной состав	масс. %	Микрокомпоненты	г/т	Газы	масс. %
SiO ₂	69.6	Ag	5*10 ⁻³	H ₂ O	4.55
TiO ₂	0.5	Au	4.5*10 ⁻⁴	Cl	0.15
Al ₂ O ₃	13.5	Cu	2.0	F	0.09
Fe ₂ O ₃	5.6	Pb	2.0	S	0.03
MnO	0.2	Zn	6.0	CO ₂	0.005
MgO	0.5	V	117		
CaO	1.9	Ni	23		
Na ₂ O	3.0	Co	25		
K ₂ O	3.3				
P ₂ O ₅	0.1				

Результаты расчетов.

Растворение пород в ультракислом флюиде

Для понимания возможностей изменения составов растворов в ходе взаимодействия с породами постройки проведены термодинамические расчеты равновесия при взаимодействии флюида с разным количеством андезита при разных температурах. В результате формируются растворы от щелочных до ультракислых (Рисунок 6.2). Результаты расчетов демонстрируют, что всего несколько грамм андезита, ВСТУПИВШЕГО в реакцию, достаточно для нейтрализации ультракислых растворов. Температура взаимодействия, безусловно, влияет на интенсивность процесса, но значение её не определяющее.

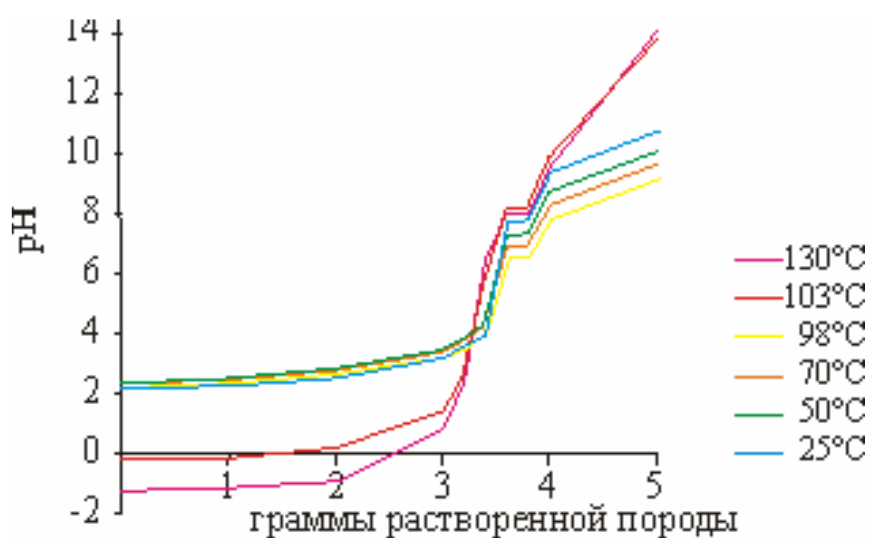


Рисунок 6.2 Расчетная зависимость кислотности термальных растворов от количества растворенной породы и температуры.

Интересно отметить формирование растворов с отрицательными pH за счет кипения. Их количество ограничивается десятыми долями процентов от общей массы флюида, однако, при взаимодействии с породами такие растворы предполагают совсем иной тип выщелачивания.

Формирование осадков термальных источников

Для группы растворов вулкана Головнина были рассчитаны равновесные состояния при разных температурах. Расчеты проводились при атмосферном давлении и температурах, которые могут фактически моментально меняться в

одном термальном источнике в процессе подъема на поверхность от 110°C до 25°C. Показано что при определенных условиях из растворов могут отлагаться в том числе и минералы рудных компонентов (Рисунок 6.3). Важно отметить, что основным параметром, влияющим на состав осадка является фазовое состояние флюида: при вскипании естественно повышается минерализация растворов и осаждение идет более интенсивно с большим разнообразием минералов.

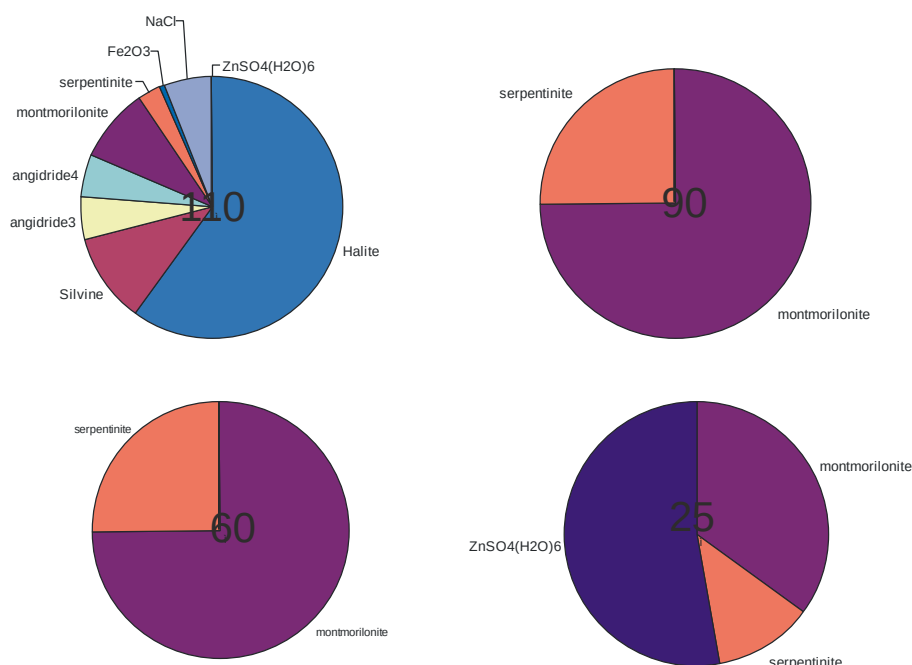


Рисунок 6.3 Расчетное отложение минералов из термального раствора в зависимости от температуры.

Возможность формирования состава гетерофазных флюидов при взаимодействии с породой

Наиболее интересный и обсуждаемый вопрос - пути насыщения термальных растворов элементами, в том числе рудными. Была построена модель с проточными реакторами, целью которой было выяснить различия в изменении состава флюидов и пород в зависимости от фазового состава флюида (Рисунок 6.4).

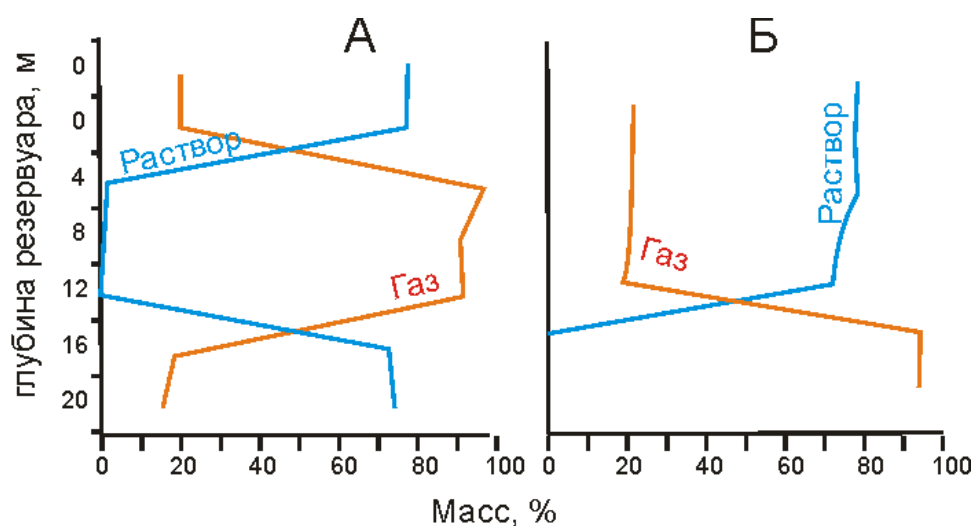


Рисунок 6.4 Фазовый состав модели в зависимости от глубины для двух вариантов распределения температуры и давления.

Пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей. В зависимости от условий миграции магматогенного флюида, отсутствия или наличия флюидоупоров, в приповерхностном пространстве активных гидротермальных систем могут формироваться различные эпитермальные месторождения, связанные не с особенностями системы поставляющей флюид, а с фазовыми барьерами, встречающимися на его пути.

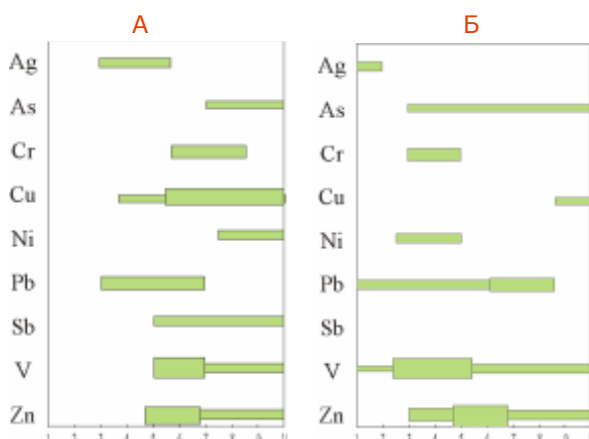


Рисунок 6.5 Накопление рудных элементов в подповерхностной зоне в зависимости от времени существования гидротермальной системы и типа пути миграции.

Реакция с породой приводит к защелачиванию флюида и насыщению его по всем компонентам. Важно подчеркнуть что даже при больших соотношениях вода/порода=20/1 на поверхность не будут подниматься кислые растворы. Происходит перераспределение вещества в разрезе – выносимые из нижней части элементы осаждаются выше и продолжают давать щелочную реакцию термальным растворам. Несмотря на высокую минерализацию и повышенное содержание всех макрокомпонентов, по микрокомпонентам растворы не достигают содержаний, фиксирующихся в термальных источниках. Так содержания хрома ниже на два порядка, никеля на три, а по магнию содержание превышено на 2 порядка. Это в очередной раз подтверждает что формирование ультракислых термальных растворов невозможно при взаимодействии с вмещающими породами. Для образования подобных терм необходимо наличие высокопроницаемого химически инертного канала, по которому флюиды поднимутся от приповерхностной магматической камеры до поверхности Земли. Источником компонентов в случае с вулканом Мутновский могут быть более глубокие камеры базитового или ультрабазитового состава.

Распределение вещества от магматической камеры до поверхности в зависимости от структуры разреза

Первая серия экспериментов.

Для варианта А на начальных этапах прогрев разреза идет не равномерно, однако после 300 лет работы промежуточной магматической камеры на поверхности достигаются экстремально высокие температуры и линейное распределение температуры в разрезе (Рисунок 6.6). При варианте В прогрев разреза проходит более равномерно, в верхней части разреза достигаются температуры среднетемпературного гидротермального процесса (260°C) лишь к 1000 годам. Вариант С отвечает условиям низкотемпературного гидротермального процесса, лишь на глубине до 1500 м температуры достигают 300°C, а в верхней части системы не превышают 120°C.

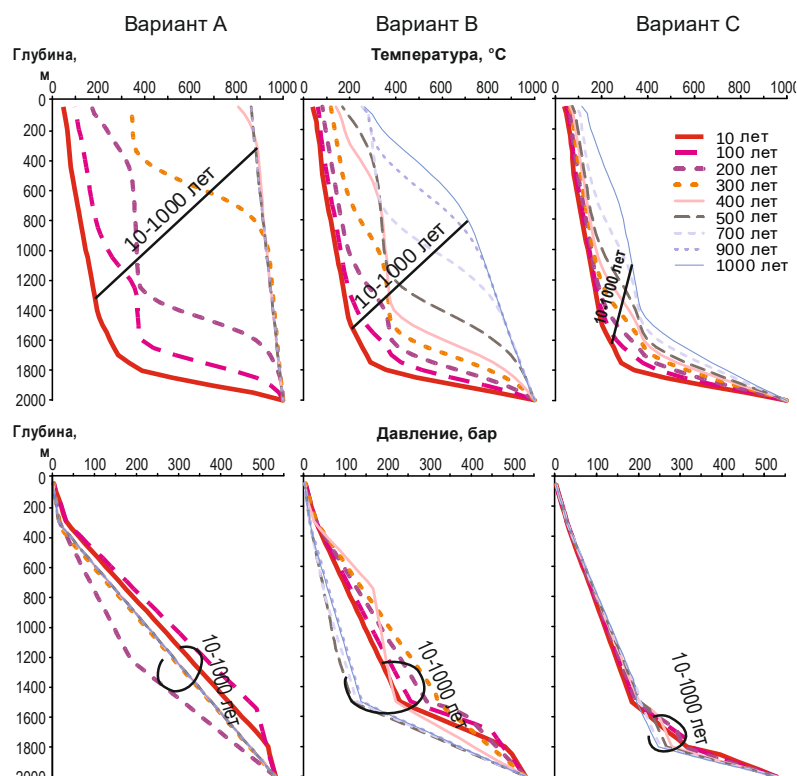


Рисунок 6.6 Динамика распределение температуры и давления в разрезе в зависимости от строения флюидопроводника

Следствием распределения температуры и давления являются фазовые переходы во флюиде (Рисунок 6.7). По сути, именно состояние флюида определяет особенности формирования разреза. Для варианта А преобладание раствора в разрезе возможно только в течении 100 лет развития системы, в дальнейшем конденсация высокоминерализованных рассолов будет происходить лишь у самой поверхности. Вариант В, с точки зрения фазовых переходов, достаточно контрастен – до 400 лет преобладающей фазой флюида является раствор, а позже – газ. Зона конденсации флюидов в средней части разреза (850-600 м.) начинает формироваться после 700 лет. Низкотемпературный вариант С характерен безусловным преобладанием растворов выше 1600 м.

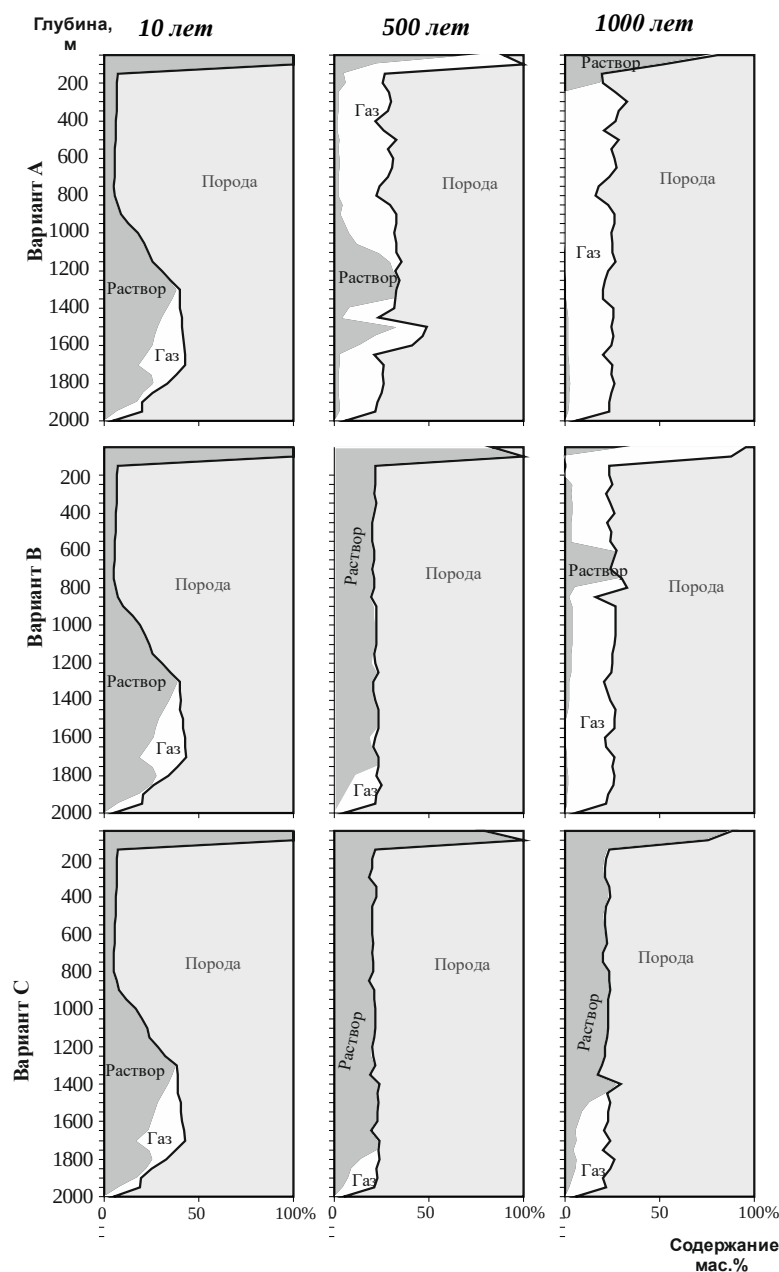


Рисунок 6.7 Массовая доля раствора и газа в системе в зависимости от возраста гидротермальной системы и строения флюидопроводника.

Для варианта А формирование устойчивых плотностных характеристик разреза происходит к 400 годам (Рисунок 6.8). Вдоль всего разреза видно заметное понижение плотности, от первоначальных почти 3 г/см^3 до $2,5 \text{ г/см}^3$. Корреляционные связи плотности породы с породообразующими минералами со временем несколько меняется: на начальных этапах наблюдается положительная корреляция с клинопироксеном и магнетитом. К 400 годам устанавливаются положительные корреляционные связи с магнетитом, биотитом и плагиоклазом,

отрицательная - с кристобалитом. Несмотря на то, что содержание клинопироксена в разрезе остается существенным, его состав меняется с более железистого на магнезиальный, поэтому его влияние на плотность породы становится слабее. Наблюдающиеся аномалии повышенной плотности на начальных этапах связаны с формированием вместо монтмориллонита хлорита с высоким содержанием железа.

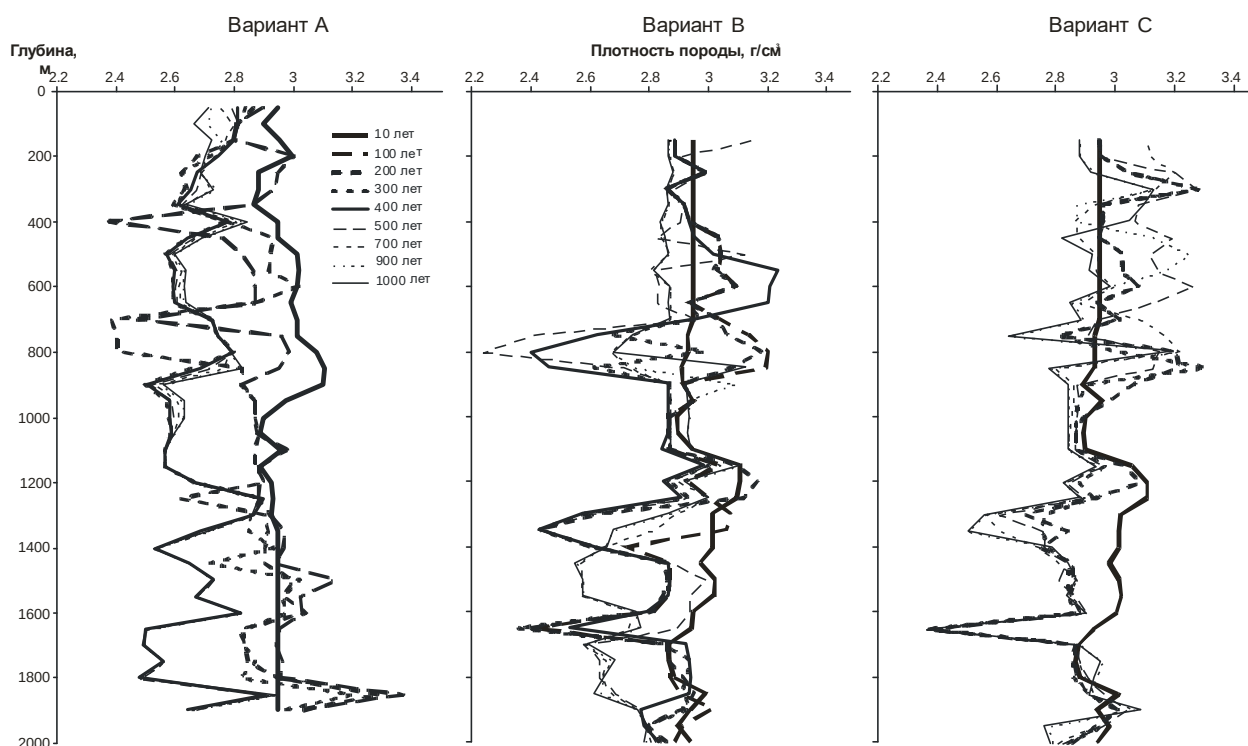


Рисунок 6.8 Динамика изменения плотности в разрезе для трех вариантов строения флюидопроводника.

Термальная система, развивающаяся по варианту В, не приводит к существенному снижению плотности в разрезе (Рисунок 5.8). Система становится стационарна к 700 годам развития. Выраженных корреляционных связей плотности с минеральным составом не обнаружилось. Заметное снижение плотности пород отмечается на глубинах 1550-1450 м, в связи с исчезновением ортопироксена и плагиоклаза, и 850-750 м, там пропадает монтмориллонит. Обе зоны практически полностью сложены кварцем. Однако сравнение с вариантом А позволяет заметить, что выщелачивание компонентов из пород разреза проходит слабее, и, соответственно, снижение плотности меньше.

Низкотемпературный вариант С демонстрирует совсем иной путь развития системы. Заметное выщелачивание вещества в нижней части, понижение плотности пород и переотложение в верхней части разреза, в том числе и высокоплотных минералов. Зон полного окварцевания в разрезе не формируется. Также как и в предыдущем случае корреляционных связей плотности пород с минеральным составом не выявлено.

Магнитные свойства разреза для изучаемых пород определяются количеством магнетита, остальные ферромагнетики присутствуют в следовых количествах и не могут оказывать заметного влияния. Для варианта А магнетит с 300 лет присутствует фактически вдоль всего разреза (Рисунок 6.9). Исключение составляют зоны 1350-1250 м. и 800-700 м., в которых железо входит в клинопироксен, что отражается и на пониженной плотности этих частей разреза. При варианте В магнетит присутствует на самой ранней стадии и образуется как вторичный минерал на последних рассматриваемых временах в нижней части разреза (до 1500 м). Если система развивается по варианту С, то магнетит на начальном этапе может сохраниться до 700 м., а как вторичный минерал образовывается только в нижней части разреза (до 1800 м.), но его количество превышает оба предыдущих варианта.

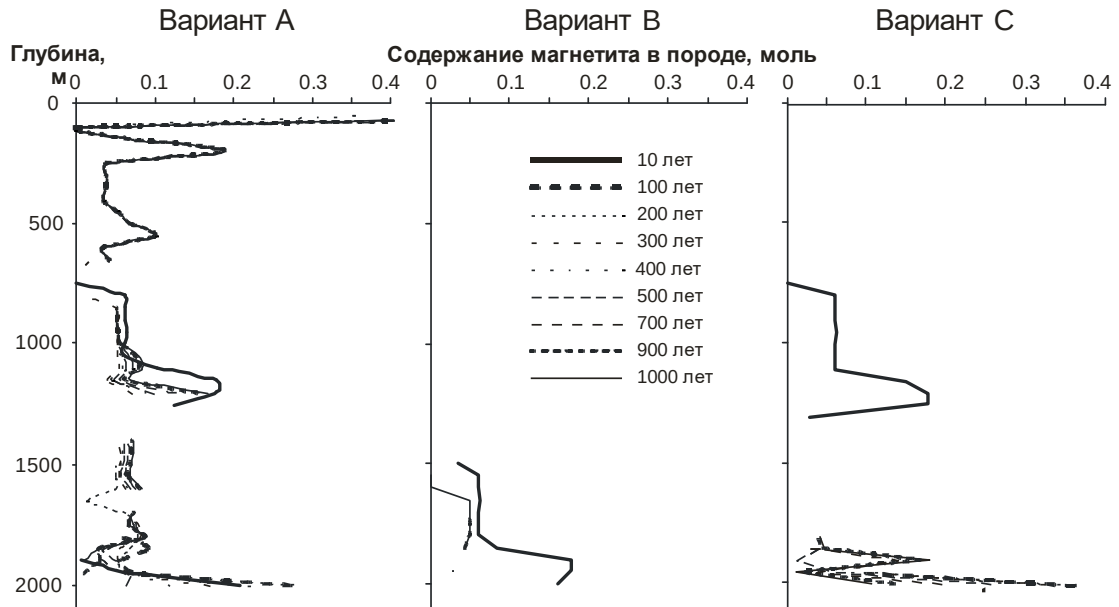


Рисунок 6.9 Содержание магнетита в гидротермально измененном разрезе при разных возрастах вулкано-гидротермальной системы для трех вариантов строения флюидопроводника

Вторая серия экспериментов

На Рис. 5.10 представлена динамика изменения температуры и давления для трех вариантов теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника (α_2). Как следует из результатов численного моделирования, в рассматриваемых флюидных магматогенных системах динамика формирования минеральной зональности в основных чертах определяется в нестационарный этап эволюции температурного поля.

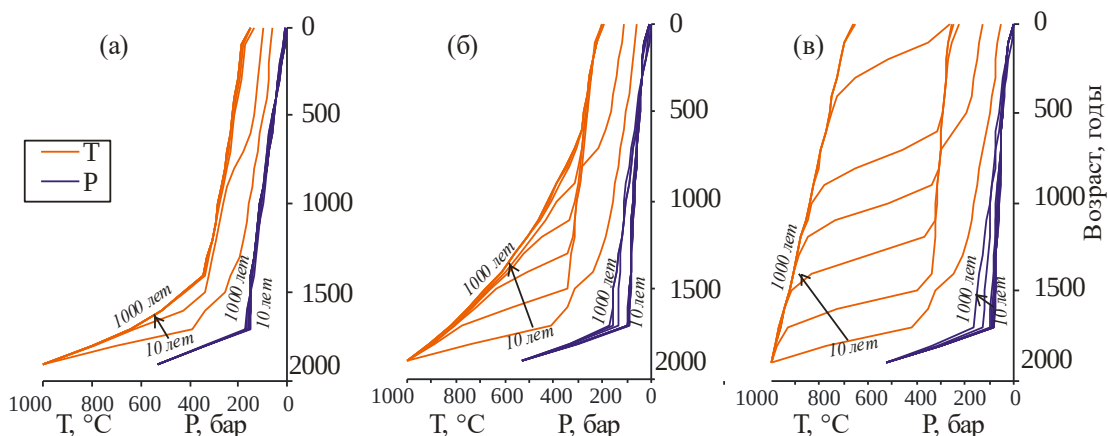


Рисунок 6.10 Распределение температуры и давления в разрезе в зависимости от коэффициента теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника: (а) - $\alpha_2 = 0,001$ Вт/м²·К; (б) - $\alpha_2 = 0,01$ Вт/м²·К; (в) - $\alpha_2 = 0,005$ Вт/м²·К

Различия в формирующемся разрезе определяются, в основном, фазовым составом флюида, и как следствие, его способностью к переносу компонентов. При вариации всего одного параметра (α_2) местоположение и количество фазовых границ в разрезе заметно меняется (Рисунок 6.11). Для системы с низким коэффициентом теплоотдачи с боковых стенок прогрев заканчивается быстрее. До 50 лет с глубины 1500 м. во флюиде преобладают растворы, а к 130 годам на поверхность может выходить пар. Прекращение миграции фазовых границ происходит к 400 годам, сохраняется один переход – газ/раствор на глубине 400 м. На этом этапе над границей конденсации магматического газа образуются «агрессивные» кислые слабовосстановленные (pH=2, Eh=-0,2 mV) гидротермальные растворы. При высоком коэффициенте теплоотдачи с боковых стенок прогрев, с формированием устойчивых фазовых границ, заканчивается к 300 годам. Зона очевидного преобладания газа отсутствует, формируется несколько устойчивых фазовых переходов.

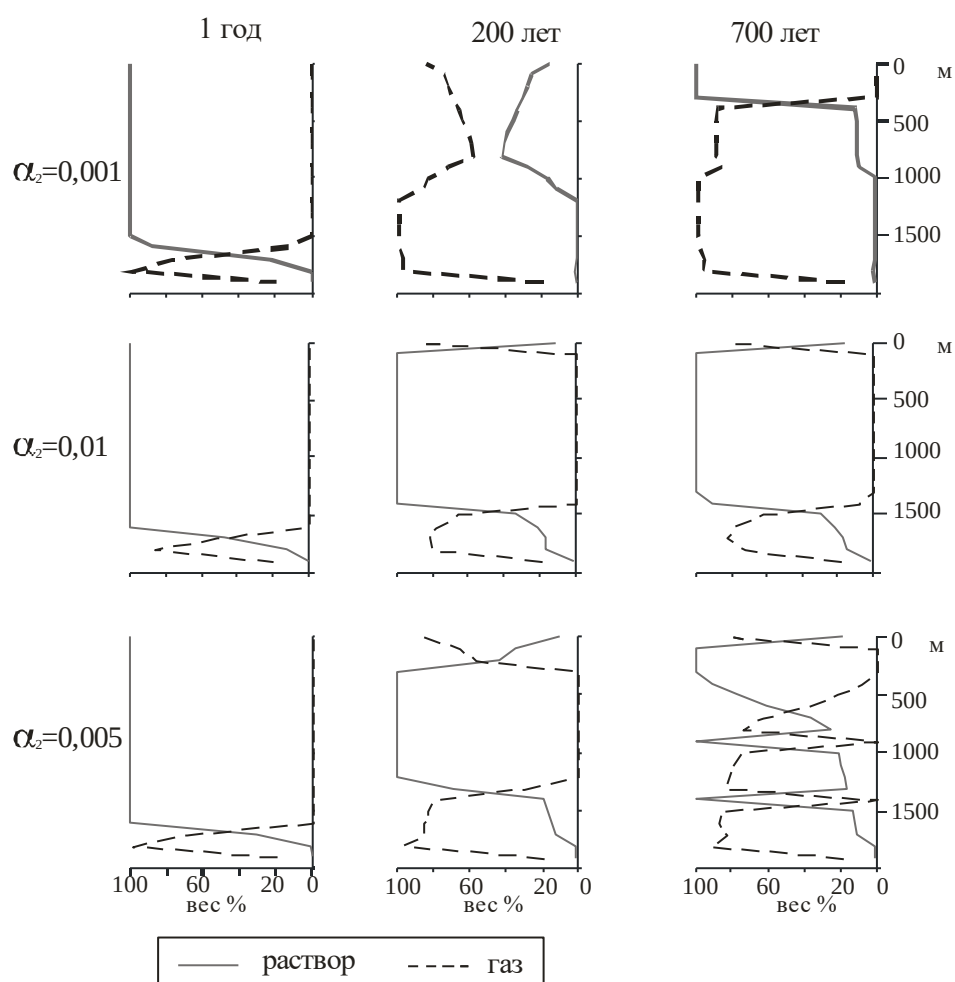


Рисунок 6.11 Массовая доля раствора и газа в системе в зависимости от возраста и коэффициента теплоотдачи.

Вариации в распределении петрогенных компонентов в разрезе системы в основном формируются на отрезке ~ 100 лет. На этом этапе над границей конденсации магматического газа образуются «агрессивные» кислые слабовосстановленные ($\text{pH}=2$, $E_h=-0,2$ mV) гидротермальные растворы. После начального метасоматического взаимодействия с породами и проявления зоны декомпрессионного вскипания этот процесс затухает, оставляя в интервале глубин 1600 - 700 м область окварцевания (Рисунок 6.12). Ниже нее располагается зона кварц-санидин-альбитовых, а выше – кварц-калишпат-альбитовых пород. Если при фильтрации флюида теплопотери в боковые породы более высокие ($\alpha_2 \geq 0,005$), то область декомпрессионного кипения отсутствует (Рисунок 6.11). Квазистационарное распределение по разрезу минералов околорудных пород и рудной минерализации формируется за более короткий срок - 100-150 лет

(Рисунок 6.12), его вид существенно отличается от случая, когда зона пародоминирования присутствует. Гидротермальные растворы имеют слабощелочную восстановленную среду и, соответственно, породы слагающие разрез меньше выщелачиваются, остаются более однородными.

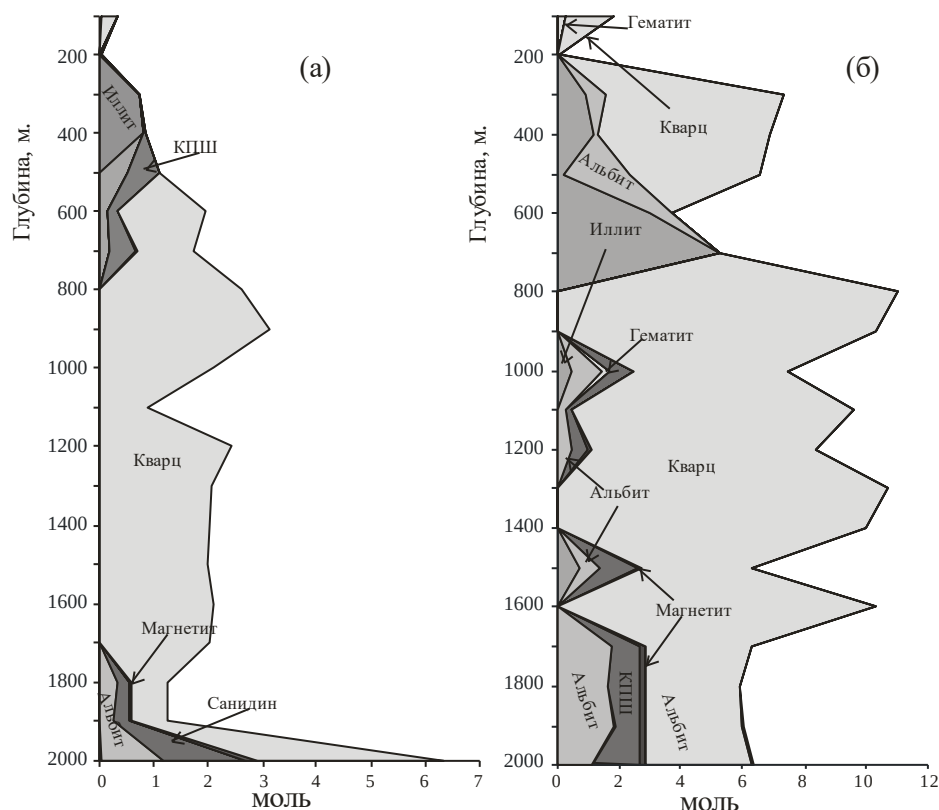


Рисунок 6.12 Состав минералов околорудных пород в разрезе системы для времени 400 тыс. лет и двух значений коэффициента теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника: (а) - $\alpha_2 = 0,001 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$, (б) - $\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}$

Как и зональность околорудных изменений, зональность рудной минерализации образуется в нестационарный этап эволюции гидротермальной системы (Рисунок 6.13). В области развития эпитеpмальной золото-серебряной минерализации полученное распределение Au качественно согласуется с таковой на Асачинском месторождении. Серебро в течение рассматриваемого времени накапливается на глубине 1500 м и выше (до 500 м), в виде аргентита, однако максимум с превышением в количестве на несколько порядков приходится на 1500 м.

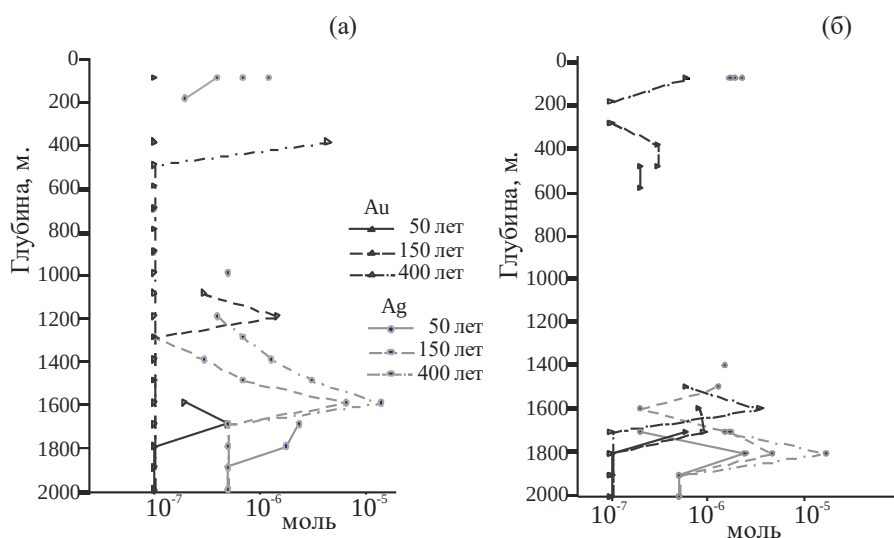


Рисунок 6.13 Распределение содержаний Au и Ag для различных моментов времени и двух значений коэффициента теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника: (а) - $\alpha_2 = 0,001 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$, (б) - $\alpha_2 = 0,005 \text{ Вт/м}^2\cdot\text{К}$.

Такое распределение является результатом начальной стадии процесса, когда на глубине 1600-1500 м. находится граница конденсации магматогенного флюида. Интересно поведение золота – начиная накапливаться на глубине 1600 м. на ранних стадиях развития, в дальнейшем мигрирует (целиком, не сохраняясь внизу) в верхние горизонты до 400 м., где и концентрируется в виде самородного золота. Кроме того, в незначительных количествах в виде интерметаллида с сурьмой золото отлагается на поверхности. В наших расчетах золото переносится в основном в газовой фазе в форме AuS . Перенос серебра преимущественно в гидротермальном растворе осуществляется в виде хлоридных комплексов. В полученных численных реализациях второй максимум формирования серебряно-золотой минерализации связан с областью конденсации магматического газа. Схожее с серебром поведение показывает свинец. В тех или иных количествах в течение всего процесса галенит отлагается почти по всему разрезу. Однако максимум накопления мигрирует от 1600 м (50 лет) к 900 метрам (1000 лет). Цинк накапливается аналогично серебру, имея постоянный максимум на глубине 1500 м, в небольших количествах распределяясь выше по разрезу. Медь концентрируется в самых глубоких горизонтах (1800 м) не образуя собственных минералов выше 1200 м. Отдельно необходимо обсудить поведение ассоциации элементов V-Co-Ni,

которые могут являться маркерами глубинных флюидов. В обсуждаемом варианте кобальт и ванадий накапливаются в средней части разреза на глубине 900-1000 м., а никель не глубже 1800 м.

В случае более интенсивного охлаждения, когда область декомпрессионного вскипания гидротермального флюида в системе не появляется, развитие рудной минерализации и зональности околорудных пород идет иным путем. Но и в этом случае появление зонального распределения околорудно измененных пород и рудной минерализации связано с нестационарным этапом эволюции теплофизических параметров во флюидопроводнике. Практически все рудные минералы отлагаются в нижних горизонтах разреза. Золото и серебро накапливаются в нижней части разреза, максимум для серебра наблюдается на глубине 1700 м., для золота – 1500 м. Кроме того, золото отдельно накапливается в верхней части разреза от 300 м. Схожее распределение показывают железо и медь. Свинец единственный отлагается почти вдоль всего разреза, но в количествах существенно меньших, чем в предыдущем случае. Кроме того, цинк, серебро и медь накапливаются в приповерхностном горизонте <100 м., под зоной вторичного кипения. Кобальт и ванадий практически полностью осаждаются в самой нижней части разреза (1900 м), в то время как никель образует два пика на глубине 1300 и 1600 м., в незначительных количествах распределяясь по разрезу до 400 м.

Обсуждение результатов численного моделирования

Соотнесение полученных результатов численных экспериментов с данными изучения термальных систем Мутновско-Гореловской группы вулканов [Фролова, 2008] и сопредельных эпитермальных месторождений Южной Камчатки [Лапухов, 2007] позволяет сделать ряд предположений. Сравнение результатов моделирования с данными изучения температур на выходе флюидов в кальдере Мутновского вулкана [Зеленский, 2003; Таран, 1991] и известными временными последовательностями эксплозивных извержений в Активной воронке [Мелекесцев, 1987; Гавриленко, 2007] позволяет полагать, что возмущения гидродинамического режима системы при таких событиях, по-видимому,

захватывают интервал глубин порядка 100-200 м от поверхности постройки. Это следует из того, что наблюдаемые времена восстановления в системе температуры на выходе газовых струй с температурой $>700^{\circ}\text{C}$ не более 30-40 лет. Характер температурного режима термального поля Верхнего близок к случаю средней теплоотдачи, Активной воронки – к случаю высокой теплоотдачи с боковых стенок флюидопроводника. Горячие термы месторождений типа трещинных зон, питающих продуктивные скважины Мутновской ГеоТЭС, при залегании интрузивного тела на глубине 3 -4 км вероятнее всего следует относить к ситуации с низкой теплоотдачей.

Анализ результатов изучения температурных условий формирования месторождений порфировой формации Южной Камчатки [Боровиков, 2009] с данными физико-химического моделирования формирования жил и околорудных пород (Рисунок 5.12, 5.13) свидетельствует в пользу того, что эпитермальные месторождения возникали в ситуациях с соотношениями параметров близким к случаю теплоотдачи с $\alpha_2 = 0,01$, а сульфидные жилы месторождения Мутновского – к случаю с низкой теплоотдачей.

Поскольку кондуктивный прогрев массива пород между трещинными зонами за рассмотренные отрезки времени не существенно влияет на равновесия во флюидопроводниках, то в зонах их разгрузки на поверхности вулканической постройки реализуются наблюдаемые в кальдере Мутновского вулкана отмеченные выше ситуации.

Показано, что в зависимости от отсутствия или наличия флюидоупора над промежуточной магматической камерой могут развиваться контрастные типы гидротермальных систем. Зависимость преобразования пород от типа растворов или парогазовой смеси обсуждается, начиная с работ Коржинского. Для в. Мутновский она подробно разобрана в работах Словцова [Словцов, 1994]. Зависимость изменения петрофизических свойств вулканогенных пород от типа гидротермального воздействия исследована Фроловой и Ладыгиным [Фролова, 2008], ими же показана зависимость изменения плотности пород от различных типов преобразований. Наши расчетные данные хорошо совпадают по тенденциям,

связанным с замещением первичных породообразующих минералов различными вторичными ассоциациями, с приведенными в [Фролова, 2008]. Однако, поскольку в данной работе мы не рассматривали смены состава флюида, которая, скорее всего, будет происходить со временем, то провести полную аналогию с фактическими данными не представляется возможным. Рассматриваемая в данной работе система имеет достаточно низкий окислительно-восстановительный потенциал, в которой магнетит является основным минералом железа, поэтому удалось проследить динамику магнитных характеристик пород при воздействии на них флюидов различных температур. В высокотемпературной системе, без существенных примесей атмосферных газов, магнитные свойства будут заметно повышены относительно неизмененных пород, в то время как в средне- и низкотемпературных системах ферромагнетики выщелачиваются, как и показано у [Фроловой, 2008].

Показано, что, попадая на разные пути развития, гидротермальная система при совершенно идентичных химических свойствах даст принципиально различные конечные результаты. Отложение микрокомпонентов, в том числе и рудных, зависит от формы переноса (в газе или растворе). При низкой теплоотдаче со стенок флюидопроводника серебро накапливается только в нижней части разреза, а золото мигрирует по всему разрезу, такое распределение может дать значительное число вариантов распределения рудных элементов в эпитермальных месторождениях. Допустим, если формирование было двустадийным, то примером может служить Асачинское золоторудное месторождение, где в нижней части разреза наблюдается ассоциация Ag-Au, а в верхней только Au. При высокой теплоотдаче золото и серебро накапливаются только в нижней части разреза. Ассоциация Co-Ni-V, предполагаемые элементы-маркеры, также показывают большое разнообразие в зависимости от теплофизических свойств разреза. В случае, когда они фиксируются лишь в глубинной части разреза, их появление в поверхностных термальных источниках, как на влк. Мутновский, можно объяснять лишь глубинным происхождением исходных флюидов. Но, как показано выше, Ni может иметь и совсем иное распределение по разрезу. Также следует обратить

внимание на распределение в разрезе полиморфных модификаций полевого шпата. Формы КППШ являются поисковым признаком для разных типов руд на Асачинском месторождении. В зависимости от структурных особенностей разреза распределение полевых шпатов может иметь существенные вариации. Итак, подводя итог, можно заключить, что разработанный комплекс позволяет выявить закономерности, проявляющиеся при анализе физико-химических моделей, которые ранее не фиксировались. Представляемый ПК на сегодняшний день, по мнению авторов, наиболее корректно позволяет описывать гидротермальные и метасоматические процессы в вулканогенном разрезе. Однако при построении моделей необходимо более четко представлять структурные особенности разреза или рассматривать спектр возможных вариантов.

Согласно результатам моделирования теплофизических и гидродинамических свойств систем, в зависимости от вертикальной протяженности, ширины и физических характеристик области флюидопроводности, длительность нестационарного этапа колеблется в интервале времен 100 – 300 лет. Отложение различных минеральных ассоциаций в трещиновато-пористых породах в рассматриваемых гидротермальных месторождениях происходит последовательно, очевидна недостаточность стационарных приближений при описании физико-химической динамики развития этих объектов.

Из проведенных расчетов возможно следующие заключения:

1. Структурные особенности флюидопроводящей зоны имеют определяющее значение для типа формирующихся газогидротерм. При едином магматическом источнике флюидов, но различном строении флюидопроводников, будут развиваться контрастные типы гидротермальных систем.
2. Динамика температур определяет фазовый состав флюида и, как следствие, его способность к транспортировке тех или иных химических компонентов. Даже при постоянном составе исходного флюида на поверхности могут

проявляться газогидротермы с сильно различающимися физико-химическими параметрами (T , pH , Eh , состав).

3. Показано, что в зависимости от типа развивающейся гидротермальной системы, формируется разрез метасоматизированных пород различных по составу и, соответственно, плотностным и магнитным характеристикам, используемым при интерпретации геофизических данных.
4. Одним из существенных факторов формационных особенностей эпитермальных месторождений являются тепловые потери потоков флюидов в трещинных флюидопроводниках в боковые породы. При этом основные элементы минеральной зональности в реальных рудообразующих системах, по-видимому, закладываются в нестационарную стадию их температурной эволюции.

Заключение

Диссертационная работа была направлена на исследование физико-химических параметров, состава и особенностей функционирования поверхностных разгрузок гидротермальных систем нескольких вулканов Курило-Камчатской островной дуги: Мутновского, Эбеко и Головнина. На основе фактических данных, собранных лично автором и при её участии, были сделаны предположения о генезисе гидротерм и источниках химических элементов в их составе. Термодинамическое моделирование, проведённое для типичных сценариев взаимодействия вода/порода в приложении к магматическому флюиду и вмещающим породам вулканической постройки, позволило объяснить процессы формирования контрастных типов термальных источников и количественно описать перераспределение химических элементов на пути подъёма флюида. С помощью геофизического исследования термальных полей получена геоэлектрическая зональность подповерхностного пространства, отражающая пути миграции и фазовых превращений гидротермальных растворов. В совокупности, результаты данной работы дали ответы на многие вопросы происхождения, трансформации и функционирования термальных проявлений на активных вулканах, но и поставили новые проблемы, решение которых будет осуществлено при будущих исследованиях.

Спектр физико-химических параметров обсуждаемых термальных источников изменяется по кислотности от ультракислых до слабощелочных вод, а по окислительно-восстановительному потенциалу от слабовосстановленных до сильноокисленных. Даже в пределах одной термальной площадки (Донное поле влк. Мутновский, Северо-Мутновское фумарольное поле, борта оз. Кипящее в кальдере Головнина) значения основных физико-химических параметров бывают крайне изменчивы.

Анализ взаимодействия «гидротермальный раствор – вмещающая порода» свидетельствует о сложном многоступенчатом процессе извлечения химических элементов из пород разреза, неоднократном концентрировании некоторых из них и

повторном вовлечении в гидротермальный транспорт обогащенные фации метасоматитов.

Методами малоглубинной геофизики для обсуждаемых объектов выявлены четкие границы подповерхностных фазовых переходов. Пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей. Ярким примером может служить Северо-Восточное поле вулкана Эбеко. Гидротермальные объекты хорошо выделяются в виде аномалий пониженного удельного сопротивления на картах распределения УЭС до глубины нескольких метров. Для Северо-Восточного поля по данным частотного зондирования выделяется коническая структура подводящих каналов, которая указывает на близкое расположение гидротермального резервуара, предположительно на глубине 5-8 метров. Эти данные подтверждаются результатами электротомографии, где отчетливо видна структура резервуара, питающего систему котлов и фумарол.

Таким образом, неизбежен вывод – генезис флюидов един, но пути миграции делают каждый термальный источник уникальным. Объяснение такого рода явлений следует искать в подповерхностных взаимодействиях флюид/порода и изменениях состава растворов на геохимических барьерах. Для численного описания возможности смены состава термальных растворов в ходе взаимодействия с породами флюидопроводника применялось физико-химическое моделирование, поскольку три обсуждаемых в работе вулкана в основном сложены андезитами, то при моделировании использовались усредненные составы. Для понимания возможностей изменения составов растворов в ходе взаимодействия с породами постройки проведены термодинамические расчеты равновесия при взаимодействии флюида с разным количеством андезита при разных температурах. В результате формируются растворы от щелочных до ультракислых. Результаты расчетов демонстрируют, что всего несколько грамм андезита, ВСТУПИВШЕГО в реакцию, достаточно для нейтрализации ультракислых растворов. Температура

взаимодействия, безусловно, влияет на интенсивность процесса, но значение её не определяющее.

Интересно отметить формирование растворов с отрицательными рН за счет кипения. Их количество ограничивается десятыми долями процентов от общей массы флюида, однако, при взаимодействии с породами такие растворы предполагают совсем иной тип выщелачивания.

Второй механизм изменения состава флюидов – фазовые барьеры. Наиболее интересный и обсуждаемый вопрос - пути насыщения термальных растворов элементами, в том числе рудными. Была построена модель с проточными реакторами, целью которой было выяснить различия в изменении состава флюидов и пород в зависимости от фазового состава флюида.

Пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей. В зависимости от условий миграции магматогенного флюида, отсутствия или наличия флюидоупоров, в приповерхностном пространстве активных гидротермальных систем могут формироваться различные эпитермальные месторождения, связанные не с особенностями системы поставляющей флюид, а с фазовыми барьерами, встречающимися на его пути.

Реакция с породой приводит к защелачиванию флюида и насыщению его большинством компонентов. Важно подчеркнуть, что даже при больших соотношениях вода/порода=20/1 на поверхность не будут подниматься кислые растворы. Происходит перераспределение вещества в разрезе – выносимые из нижней части элементы осаждаются выше и продолжают давать щелочную реакцию термальным растворам. Несмотря на высокую минерализацию и повышенное содержание всех макрокомпонентов, по микрокомпонентам растворы не достигают содержаний, фиксирующихся в термальных источниках. Так содержания хрома ниже на два порядка, никеля на три, а по магнию содержание превышено на 2 порядка. Это в очередной раз подтверждает, что формирование ультракислых термальных растворов невозможно при взаимодействии с

вмещающими породами. Для образования подобных терм необходимо наличие высокопроницаемого химически инертного канала, по которому флюиды поднимутся от приповерхностной магматической камеры до поверхности Земли. Источником компонентов в случае с вулканом Мутновский могут быть более глубинные камеры базитового или ультрабазитового состава.

Реальный разрез построек большинства вулканов Курило-Камчатского региона под участками разгрузки активных гидротермальных систем не известен. Для представленных моделей выбраны наиболее типичные для рассматриваемых вулканов системы с промежуточной камерой расположенной на глубине около 2000 метров и являющейся источником тепла и магматических газов.

Вулканогенные породы, претерпевшие гидротермальные преобразования, обладают специфическим комплексом петрофизических свойств. Поэтому возникает проблема сопряженного описания динамики преобразований состава пород и их петрофизических характеристик при воздействии на них потоков магматогенных флюидов с меняющимся химическим и фазовым составом (магматический газ, гидротермальный раствор или паро-газовая смесь).

Было оценено изменение химического и фазового состава флюида в зависимости от наличия или отсутствия флюидоупора в различных частях разреза. В основу теоретических построений положены фактические данные по петрофизическим свойствам пород, как свежих, так и гидротермально измененных. Важно подчеркнуть, что КАЖДАЯ разность вулканогенных пород имеет собственные характеристики пористости и проницаемости (не всегда находящиеся в очевидной зависимости), от которых зависят особенности потока флюида на разных этапах его эволюции. На основе разработанного автором подхода построен ряд моделей основанных на фактических данных по различным вулканам, главной особенностью которых является наличие промежуточной малоглубинной камеры, являющейся источником тепла и магматических флюидов. В нескольких вариантах разобраны особенности преобразования вулканогенных пород от структурных особенностей флюидопроводника. Показано что именно строение

флюидопроводника определяет особенности флюидного потока, а соответственно и зон преобладания газов или растворов в различных частях разреза

Высоко проницаемая плоская зона трещиноватости, рассекающая слоистый разрез вулканогенных пород, имеет послойно меняющуюся пористость и проницаемость. Результаты моделирования подтверждают, что в зависимости от строения разреза будут формироваться совершенно различные типы вулканогидротермальных систем со своеобразными проявлениями на поверхности. Для каждого из вариантов на разных временах развития характерны свои профили температуры и давления.

Наиболее яркие различия между типами систем видны в фазовом составе. В зависимости от времени жизни системы и её структурных особенностей вдоль разреза на различных уровнях будут формироваться несколько фазовых переходов, а на поверхность будет выходить флюид разного химического и фазового состава. По результатам термодинамических расчетов можно с уверенностью заключить, что подъем на поверхность ультракислых термальных растворов должен проходить без взаимодействия с вмещающими породами, по хорошо проработанным каналам.

В подповерхностном пространстве термальных полей фиксируются фазовые барьеры которые, очевидно, не только способствуют смене химического состава растворов, но и представляют собой зоны концентрации химических элементов, в том числе, и рудных.

Строение флюидопроводника определяет проявление газо-гидротермальной деятельности на поверхности и формирование геохимических аномалий внутри вулканогидротермальных систем. Важной особенностью является возможность формирования контрастных систем в пределах одной вулканической постройки.

Список литературы

Белоусов В.И. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы / В.И.Белоусов, С.Н.Рычагов, В.М.Сугробов// Вулканология и сейсмология. -2002. - № 1. - С. 34-50.

Бессонова Е.П. Новые возможности модели тепловой и физико-химической динамики для описания вулканогенных эпитеермальных месторождений (на примере Асачинского месторождения, Камчатка) / Е.П.Бессонова [и др.] // Докл. РАН. – 2010. – Т . 431, № 4 - С. 521–525

Бессонова Е.П. Оценка динамики изменения физических характеристик гидротермально измененного разреза по данным неизотермического физико-химического моделирования (на примере в. Мутновский) / Е.П.Бессонова [и др.] //Физика Земли. - 2011. - № 6. - С. 57-68.

Борисов М.В. Термодинамические модели формирования Pb-Zn жильных рудных тел/М.В. Борисов // Геохимия. - 2000. - № 8. – С. 829-851

Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования / М.В. Борисов - М. : Научный мир. - 2000. - 360 с.

Боровиков А.А. Физико-химические условия формирования эпитеермального Асачинского Au-Ag месторождения (Южная Камчатка) / А.А. Боровиков [и др.] // Геол. и геофиз. - 2009. – Т . 50, № 8. - С. 897-909.

Бортникова С.Б. Гидрогеохимия термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) / С.Б. Бортникова [и др] // Вулканология и сейсмология. - 2009. - № 6. - С.1-18.

Бортникова С.Б. Гидрогеохимия газогидротермальных источников вулкана Эбеко (о-в Парамушир) / С.Б. Бортникова [и др.] // Вулканология и сейсмология. - 2006. - № 1. - С. 39-51.

Бортникова С.Б. Гидрогеохимический состав источников фумарольного поля Донного Мутновского вулкана (Ю. Камчатка) и проблемы их связи с надкритическими магматическими флюидами / С.Б. Бортникова, В.Н. Шарапов, Е.П. Бессонова // ДАН. - 2007. – Т. 413, № 4. - С. 530-534.

Бортникова С.Б. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис/ С.Б. Бортникова, Е.П. Бессонова, М.П. Гора, А.Я. Шевко, Г.Л. Панин, Р.В. Жарков, И.Н. Ельцов, Т.А. Котенко, С.П. Бортникова, Ю.А. Манштейн, Л.В. Котенко, Д.Н. Козлов, Н.А. Абросимова, Ю.Г. Карин, Е.В. Поспеева, А.Ю. Казанский - отв. ред. О.Л. Гаськова; А.К. Манштейн. - Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – 282 с.

Вакин Е.А. Гидрогеология современных вулканических структур и геотермальных систем Юго-восточной Камчатки : автореф. дис. : канд. геол.-минер. наук / Е.А. Вакин : Институт вулканологии и сейсмологии ДВО АН - Петропавловск-Камчатский, 1968. - 17 с.

Веселов О.В. Геотермические и батиметрические исследования в бухте Броутона (вулкан Уратман, о. Симушир, Курильские о-ва) / О.В. Веселов, Д.Н. Козлов // Вулканология и сейсмология. - 2014. - № 4. - С. 54.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. - 1962. - № 7. - С. 555-571.

Гавриленко Г.М. Многолетний гидрогеохимический мониторинг вулкана Мутновский (Камчатка) и фреатическое извержение в апреле 2007 г. / Г.М. Гавриленко [и др.] // Вестник КРАУНЦ. -Науки о Земле. - 2007. - Вып.9, № 1. - С.125-130.

Гора М.П. К оценке глубинности питающего очага для лав базальтов и андезибазальтов Мутновского вулкана / М.П. Гора, А.Я. Шевко, Д.Ю. Кузьмин // Вулканизм и геодинамика : Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии 22-27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский : ИВиС ДВО РАН. 2009. - Т. 1. - С. 158-161.

Горшков Г.С. Каталог действующих вулканов Курильских островов / Г.С. Горшков // Бюллетень вулканологических станций. - 1957. - № 25. - С. 96-178.

Гричук Д.В. Сравнительный анализ методов равновесно-динамического моделирования инфильтрационной метасоматической зональности/ Д.В. Гричук, Ю.В. Шваров // Петрология. - Т 10, № 6, - С. 656-669

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем / Д.В. Гричук; Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. Геол. фак. - М. : Науч. мир, 2000. - 302 с.

Зеленов К.К. Алюминий и титан в кратерном озере вулкана Кава Инджен (Индонезия) / К.К. Зеленов // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. - 1965. - № 5. - С. 32-45.

Зеленов К.К. Вулканогенный титан в зоне гипергенеза / К.К. Зеленов // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. - 1965. - № 10. - С. 63-74.

Зеленский М.Е. Транспорт элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновский (Камчатка) : автореф. дис. : канд. геол.-минерал. наук/ М.Е. Зеленский : Институт вулканологии и сейсмологии ДВО АН Петропавловск-Камчатский. 2003. - 20 с.

Иванов В.В. Гидротермы очагов современного вулканизма Камчатки и Курильских островов / В.В. Иванов // ИВиС ДВО АН, Труды лаборатории вулканологии. - Вып. 12. - 1956. - С. 197-217.

Иванов В.В. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на о. Парамушир / В.В. Иванов // Геохимия. - 1957. - № 1. - С. 63-76.

Калачева Е.Г. Химический состав вод и условия формирования верхне-юрьевских термальных источников (о. Парамушир, курильские острова) / Е.Г. Калачева, Т.А. Котенко // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. - 2013. - № 2 (22). - С. 55-68.

Калачева Е.Г. Вулкано-гидротермальные системы о.Шиашкотан (Курильские острова):вынос магматических компонентов и химическая эрозия / Е.Г. Калачева, Ю.А. Таран, Т.А. Котенко // В сборнике: геологическая эволюция

взаимодействия воды с горными породами -Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием. - 2015. - С. 266-269.

Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии / И. К. Карпов ; отв. ред. Ф. А. Летников. - Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, - 1981. - 247 с.

Кирюхин А.В. Моделирование эксплуатации участка Дачный Мутновского геотермального месторождения в связи с обеспечением теплоносителем Мутновской ГеоЭС 50 МВт / А.В. Кирюхин [и др.] // Вулканология и сейсмология. - 2005. - № 5. - С. 19-41.

Коваленко В.И. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl , F , S) в магмах среднего и кислого составов различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол / В.И. Коваленко [и др.] // Петрология. - 2000. - V. 8, № 6. - С. 586–619.

Котенко Т.А. Эруптивная активность вулкана Эбеко (о. Парамушир) в 2010-2011 гг. / Т.А. Котенко [и др.] // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. - 2012. - № 19. - С. 160-167.

Котенко Т.А. Извержение вулкана Эбеко в 2009 г (о-в Парамушир, Курильские острова) / Т.А. Котенко [и др.] // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. - 2010. - № 1. - Вып. 15. - С. 56-68.

Лапухов А.С. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитемальном золото-серебряном месторождении (Ю. Камчатка) / А.С. Лапухов [и др.] // Доклады РАН. – 2007. – Т . 412, №6. - С. 794-798.

Манштейн Ю.А. Особенности строения проводящих каналов термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) / Ю.А. Манштейн [и др.] // Доклады Академии Наук. - 2008. – Т . 423, № 3. - С. 383-388.

Манштейн А.К. Аппаратура частотного электромагнитного зондирования „эмс" / А.К. Манштейн, Г.Л. Панин, С.Ю. Тикунов // Геология и геофизика. - 2008. – Т . 49, № 6. - С. 571-579.

Мархинин Е.К. *Роль вулканизма в формировании земной коры: на примере Курильской островной дуги* / Е.К.Мархинин - М. : Наука. 1967. - 256 с.

Мархинин Е.К. Гидротермы Курильских островов / Е.К. Мархинин, Д.С. Стратула - М. : Наука. 1977. - 212 с.

Мелекесцев И.В. Динамика активности вулканов Мутновский и Горелый в голоцене и вулканическая опасность для прилегающих районов (по данным тефрохронологических исследований) / И.В. Мелекесцев, О.А. Брайцева, В.В. Понамарёва // Вулканология и сейсмология. - 1987. - № 3. - С. 3-18.

Мелекесцев И.В. Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Часть II / И.В. Мелекесцев [и др.] // Вулканология и сейсмология. - 1993. - № 4. - С.24-42.

Меняйлов И.А. Активность вулкана Эбеко в 1987-1991 гг.; характер извержений, особенности их продуктов, опасность для г. Северо-Курильск / И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина, В.А. Будников // Вулканология и сейсмология. - 1992. - № 5 - 6. - С. 21-33.

Меняйлов И.А. Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко / И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина, В.Н. Шапарь // Вулканология и сейсмология. - 1981. - № 4. - С. 21-36.

Меняйлов И.А. Извержение вулкана Эбеко в октябре-декабре 1987 г. / И.А. Меняйлов, А.А. Овсянников, В.А. Широков // Вулканология и сейсмология. -1982. - № 3. - С. 105-108.

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / В.Н.Шарапов [и др.] ; отв. ред. Г.В.Поляков; - Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. - 409 с.

Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки./ Ю.Ф. Мороз -М. : Наука. 1991. - 182 с.

Панин Г.Л. Геофизико-геохимические исследования вулкана Эбеко / Т.А. Котенко, Л.В. Котенко, Ю.Г. Карин // Литосфера. – 2010. - № 3. - С. 171-176.

Петраченко Е.Д. Пренит-пумпеллиитовые породы Курильской дуги и их металлогеническое значение / Е.Д. Петраченко, Р.И. Петраченко // Рудоносность Дальнего Востока. – 1978. - С. 30.

Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки / Б. И.Пийп - Труды СОПС АН СССР. Сер. Камчатская. - 1937. - Вып. 2. - 268 с.

Побережная Т.М. Биогеохимические и анатомические особенности растений в местах проявления современного вулканизма / Т.М. Побережная, А.В. Копанина // Сибирский экологический журнал. - 2011. - Т. 18, № 2. - С. 285-292.

Побережная Т.М. Эндогенные источники поступления диоксинов в областях тектономагматической активизации (на примере сахалинокурильского региона) / Т.М. Побережная // Тихоокеанская геология. - 2012. - Т. 31, № 6. - С. 31-34.

Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). / Б.Г. Поляк - М. : Наука, 1966. - 180 с.

Пополитов Э.И. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса / Э.И. Пополитов, О.Н. Волынец – Новосибирск : Наука, 1981. - 182 с.

Разжигаева Н.Г. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцен-голоцене / Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей – Владивосток : Дальнаука, 2006. - 247 с.

Резников А.А. Методы анализа природных вод / А.А. Резников, Е.П. Муликовская, И.Ю. Соколов - М. : Недра, 1970. - 488 с.

Рид Р. Свойства газов и жидкостей: справочное пособие / Р. Рид, Дж. Праусниц, Т. Шервуд - Л. : Химия, 1982. - 592 с.

Рычагов С.Н. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах / С.Н. Рычагов [и др.] // Вулканология и сейсмология. - 2002. - № 4. - С. 3-21

Селянгин О.Б. Новое о вулкане Мутновский: строение, развитие, прогноз / О.Б. Селянгин // Вулканология и сейсмология. - 1993. - № 1. - С. 17-35.

Словцов И.Б. Минералого-геохимические критерии физико-химических условий в недрах геотермальных месторождений (на примере Мутновского геотермального месторождения, Камчатка): автореф. дисс. : канд. геол.-минерал. наук/ И.Б. Словцов ; М. : МГУ. 1994. - 28 с.

Таран Ю.А. Геохимические исследования в кратере вулкана Мутновский / Ю.А. Таран [и др.] // Вулканология и сейсмология. - 1991. - № 5. - С. 37-55.

Фазлуллин С.М. Донные осадки кратерного озера вулкана Головнина / С.М. Фазлуллин, В.В. Батоян // Вулканология и сейсмология. - 1989. - № 2. - С. 44-55.

Федорченко В.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение) / В.И. Федорченко, Р.И. Родионова – Новосибирск : Наука, 1975. - 140 с.

Фролова Ю.В. Петрофизические преобразования пород Мутновского вулканического района (Южная Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов / Ю.В. Фролова, В.М. Ладыгин // Вестник КРАУНЦ. - Науки о Земле. - 2008. – Вып. 11, №1. - С.158-170.

Фролова Т.И. Происхождение вулканических серий островных дуг/ Т.И. Фролова [и др.] М.: Недра, 1985. - 275 с.

Чудаев О.В. Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки / О.В. Чудаев [и др.] – Владивосток : Дальнаука, 2000. - 162 с.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения / К.В. Чудненко – Новосибирск : Гео, 2010. - 283 с.

Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. автореф. дисс. : докт. геол.-мин. наук. / Чудненко К.В. ; Иркутск : ИрГТУ, 2007. - 54 с.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения / К. В.Чудненко ; отв. ред. В. Н. Шарапов ; Российская акад. наук, Сибирское отд-ние, Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова. - Новосибирск : Гео, 2010. - 283 с.

Шарапов В.Н. К динамике фазовых барьеров во флюидных рудообразующих системах вулканических дуг / В.Н. Шарапов [и др.] // Геология и геофизика. - 2008. - Т. 49, № 11. - С. 1098-1109.

Шарапов В.Н. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки / В.Н. Шарапов [и др.] – Новосибирск : Наука, 1979. - 143 с.

Шарапов В.Н. К динамике фазовых барьеров во флюидных рудообразующих системах вулканических дуг / В.Н. Шарапов [и др.] / Геология и геофизика. - 2008. - Т. 49, № 11. - С. 1098-1109.

Шарапов В.Н. Влияние структурно-динамических условий разгрузки гидротермальных вулканогенных систем на рудообразование в их недрах / В.Н. Шарапов // ДАН, 2010. - Т. 432. - С.396-402.

Шваров Ю.В. Расчет инфильтрационной метасоматической колонки на основе принципа локального равновесия / Ю.В. Шваров, В.А. Жариков, Т.В. Жандарова // Геохимия. – 2000. - № 11. – С.

Шевко А.Я. Включения “оливиновых базальтов” в эффузивах острова Парамушир / А.Я. Шевко [и др.] // Вулканизм и геодинамика: материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург : ИГиГ УрО РАН, 2011. - С. 333-336.

Aiuppa A. Trace elements in the thermal groundwaters of Vulcano Island (Sicily)./A. Aiuppa [et al.] // J. of Volcan. and Geothermal Research. - 2002. - V. 98. - P. 189-207.

Aiuppa A. Trace metal modeling of groundwater–gas–rock interactions in a volcanic aquifer: Mount Vesuvius, Southern Italy)./A. Aiuppa [et al.] // Chemical Geology. - 2005. - V 216, I. 3-4. - P. 289-311.

Aizawa, Koki; Kanda, Wataru; Ogawa, Yasuo; et al. Temporal changes in electrical resistivity at Sakurajima volcano from continuous magnetotelluric observations//JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH Volume: 199 Issue: 1-2 Pages: 165-175 Published: JAN 1 2011

Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium / M. Bau // *Chemical Geology*. - 1991. - V. 93. - P. 219-230.

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O- K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ / R.G. Berman // *J. of Petrology*. – 1988. - V. 29/ - P. 445-522.

Bessonova E.P. Geochemistry and origin model for thermal springs from Kamchatka and Kuril Islands / E.P. Bessonova, S.B. Bortnikova // *Proceedings of the 13th International Conference on Water-Rock Interaction (Eds. P. Barkle and I.S. Torres-Alvarado), WRI-13, Guanajuato, Mexico, 16-20 August 2010*, - P. 149 – 152.

Bessonova E.P. Geochemical and geo-electrical study of mud pools at the Mutnovsky volcano (south Kamchatka, Russia): behavior of elements, structures of feeding channels and a model of origin / E.P.Bessonova [et al.] // *Applied Geochemistry*. - 2012. - T. 27, № 9. - C. 1829-1843.

Borisov M.V. Thermodynamic simulation of the genesis of filling veins/ M.V. Borisov, D.A. Bychkov, Yu.V. Shvarov // *Geochemistry International*. - 2002. - T. 40, S. 1.

Bortnikova, S.B. Hydrogeochemistry of Thermal Springs at Ebeko Volcano (Kuril Islands) / S.B. Bortnikova, E.P. Bessonova, M.E. Zelenskii // *In: Proc. World Geothermal Congress, 2005. Antalia, Turkey, 24–29 April, CD*.

Bortnikova S.B. Thermal Springs Hydrogeochemistry and Structure at North-Mutnovskoe Fumarole Field (South Kamchatka, Russia)/ S.B. Bortnikova, S.P. Bortnikova, Yu.A. Manstein, A.V. Kiryuhin, I.V. Vernikovskaya, N.A. Palchik// *PROCEEDINGS, Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 9-11, 2009. SGP-TR-187*.

Bortnikova S.P. Boiling Mud Pots: Origin and Hydrogeochemistry (Donnoe and North-Mutnovsky Fumarolic Fields, Mutnovsky Volcano; South Kamchatka, Russia) / S.P. Bortnikova [et al.] // *Proceedings World Geothermal Congress, 2010, Bali, Indonesia, 25-29 April, 2010 CD*

Caglar, I Geothermal exploration using geoelectric methods in Kestanol, Turkey / I. Caglar, M. Demiroer // GEOTHERMICS. – 1999. – V. 28, № 6. – P. 803-819.

Chase M.W., Jr., Davies C.A., Downey J.R., Jr., Frurip D.J., McDonald R.A., Syveerud A.N. JANAF Thermodynamical Tables Third Edition // Jour. Phys. and Chem. Reference Data. - 1985. - V. 14, Suppl 1. - part 1, 926 p., part 2, 1856 p.

Delmelle P. Geochemistry, mineralogy, and chemical modeling of the acid crater lake of Kawah Ijen Volcano, Indonesia / P. Delmelle, A. Bernard // *Geochimica et cosmochimica acta*. - 1994. - V. 58, № 11. - P. 2445-2460.

Edwards L.S. A modified pseudosection for resistivity and induced polarization / L.S. Edwards // *Geophysics*. - 1977. - V. 42. - P. 1020–1036.

Etiope, G. Gas seepage from Tokamachi mud volcanoes, onshore Niigata Basin (Japan): Origin, post-genetic alterations and CH₄-CO₂ fluxes / G. Etiope, R. Nakada, K. Tanaka, [et al.] // *Applied Geochemistry*. – 2011. - V. 26, I. 3. - P. 348-359

Fazlullin S.M. Geochemical system of the Yuriev River, Kuril Islands: addition and removal of chemical elements / S.M. Fazlullin // *Volcanol. Seismol.* - 1999. - V.21. - P. 79–99.

Ghiorso M.S. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures / M.S. Ghiorso, R.O. Sack // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1995. - V. 119. - P. 197-212.

Grichuk D.V. Comparative analysis of techniques used in the equilibrium-dynamic simulations of infiltration metasomatic zoning / D.V. Grichuk, Yu.V. Shvarov // *Petrology*. - 2002. - T. 10, № 6. - P. 580-592.

Halldórsson S.A. Resolving volatile Sources along the Western Sunda ARC, Indonesia / S.A. Halldórsson [et al.] // *Chemical Geology*. - 2013. - T. 339. - P. 263-282.

Hanley J.J. The aqueous geochemistry of the platinum-group elements (PGE) in surficial, low-T hydrothermal and high-T magmatic-hydrothermal environments / J.J. Hanley // *Exploration for Platinum-Group Element Deposits*. Ed. By J/E/ Mineralogical Association of Canada. Short Course. - 2005. - V. 35. - P. 35-56

Hedenquist J.W. The ascent of magmatic fluid: discharge versus mineralization./ J.W. Hedenquist // Mineralogical Association of Canada. Short Course. - 1995. - V. 23. - P. 263-289.

Hedenquist J.W. Modeling the Formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions / J.W. Hedenquist, Y.A. Taran // Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. - 2013. - V. 108, № 7. - P. 1523-1540.

Helgeson H. Thermodynamics of complex dissociation in aqueous solution at elevated temperature / H. Helgeson // Jour. Phys. Chem. - 1967. - V. 7. - P. 3121.

Helgeson H.C. A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems / H.C. Helgeson.// In Mineralogical Society of America Special Paper; Fiftieth Anniv. Symp. (ed. B. A. Morgan). - 1970. - V. 3. - P. 155-186.

Helgeson H.C. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals / H.C. Helgeson [et al.] // Amer. J. Sci. - 1978. - V.278-a.

Hernandez P.A. Diffuse emission of CO₂ from Showa-Shinzan, Hokkaido, Japan: A sign of volcanic dome degassing / P.A. Hernandez [et al.] // Pure Appl. Geophys. - 2006. - V. 163. - P. 869-881.

Hinsberg V. Extreme alteration by hyperacidic brines at Kawah Ijen volcano, East Java, Indonesia: II Metasomatic imprint and element fluxes / V. Hinsberg [et al.] // J. Volcan. Geotherm. Res. - 2010. - V. 196. - P. 169–184

Hirabayashi J. Formation of volcanic fluid reservoir and volcanic activity / J. Hirabayashi // J. Hot Spring Sci. - 1999. - V. 49. - P. 99-105.

Holland T.J.B. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest / T.J.B. Holland, R. Powell // Jour. Metamorphic. Geol. - 1998. - V. 16, № 3. - P. 309-343.

Joseph E.P. GAS AND WATER GEOCHEMISTRY OF GEOTHERMAL SYSTEMS IN DOMINICA, LESSER ANTILLES ISLAND ARC / E.P. Joseph // Journal of Volcanology and Geothermal Research. - 2011. - V. 206, № 1-2. - P. 1-14.

Karpov, I.K. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations. Conditions of equilibrium, and numerical algorithms./ I.K. Karpov, K.V. Chudnenko, D.A. Kulik // *Am. J. Sci.* - 1997. - V. 297. - P. 767–806.

Komori S. Vertical mapping of hydrothermal fluids and alteration from bulk conductivity: Simple interpretation on the USDP-1 site, Unzen Volcano, SW Japan / Komori S. [et al.] // *J. Volcan. Geotherm. Res.* - 2010. - V. 198. - P. 339–347.

Korzhinsky, M.A. Decade-long study of degassing at Kudriavy volcano, Iturup, Kurile Islands (1990-1999): gas temperature and composition variations, and occurrence of 1999 phreatic eruption / M.A. Korzhinsky [et al.] // *Earth, Planets and Space.* - 2002. - V. 54. - P. 337-347.

Kumagai, Hiroyuki; Nakano, Masaru; Maeda, Takuto; et al. Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches//*JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-SOLID EARTH* Volume: 115 Article Number: B08303 Published: AUG 3 2010

Loke M.H. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method / M.H. Loke, R.D. Barker // *Geophysical Prospecting.* - 1996a. - V. 44 (1). - P. 131–152.

Loke, M.H. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion techniques. / M.H. Loke, R.D. Barker // *Geophysical Prospecting.* - 1996b. - V. 44 (3). - P. 499–524.

Marrero R. Carbon dioxide discharged through the Las Canadas Aquifer, Tenerife, Canary Islands / R. Marrero [et al.] // *Pure Appl. Geophys.* - 2008. - V. 165. - P. 147-172.

Mather T.A. Halogens and trace metal emissions from the ongoing 2008 summit eruption of Kīlauea volcano, Hawai'i / T.A. Mather [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* - 2012. - V. 83. - P. 292-323.

Notsu, Kenji; Mori, Toshiya Chemical monitoring of volcanic gas using remote FT-IR spectroscopy at several active volcanoes in Japan//Conference: 9th International Conference on Gas Geochemistry Location: Taipei, TAIWAN Date: OCT 01-08, 2007 *APPLIED GEOCHEMISTRY* Volume: 25 Issue: 4 Special Issue: SI Pages: 505-512 Published: APR 2010

Ohba, Takeshi; Sawa, Takeshi; Taira, Noriyasu; et al. Magmatic fluids of Tatun volcanic group,

Taiwan//Conference: 9th International Conference on Gas Geochemistry Location: Taipei, TAIWAN Date: OCT 01-08, 2007 APPLIED GEOCHEMISTRY Volume: 25 Issue: 4 Special Issue: SI Pages: 513-523 Published: APR 2010

Pasternack G.B. The geochemistry of the Keli Mutu crater lakes, Flores, Indonesia./ G.B. Pasternack, J.C. Varekamp // *Geochem. J.* - 1994. - V. 28, - P. 243–262.

Robie R.A. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at higher temperatures / R.A. Robie, B.S. Hemingway - U. S. Geol. Survey Bull. - V. 2131. Washington. : 1995. - 461 p.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation / H.R. Rollinson – Essex : London Group UK Ltd., 1994. - 352 p.

Rowe G.L. The chemical and hydrologic structure of Poás Volcano, Costa Rica./ Rowe G.L. [et al.] // *J. Volcan. Geotherm. Res.* - 1995. - V. 64, - P. 233–267.

Saiga, Atsushi; Matsumoto, Satoshi; Uehira, Kenji; et al. Velocity structure in the crust beneath the Kyushu area//*EARTH PLANETS AND SPACE* Volume: 62 Issue: 5 Pages: 449-462 Published: 2010

Shinohara H. Geochemistry of volcanic gases and hot springs of Satsuma Iwojima, Japan: following Matsuo. / H. Shinohara [et al.] // *Geochem. J.* - 1993. - V. 27. - P. 271–285.

Shock E.L. Inorganic species in geologic fluids: Correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes / E.L. Shock [et al.] // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1997. - V. 61, № 5. - P. 907-950.

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// *Geoch. Cosmochim. Acta.* - 1997. - V. 61, № 7. - P. 1359-1412.

Symonds R.B. Volatilization, transport and sublimation of metallic and non-metallic elements in high temperature gases at Merapi Volcano, Indonesia / R.B. Symonds [et al.] // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1987. - V. 51. – P. 2083-2101.

Symonds R.B. Volcanic-gas studies: methods, results and applications / R.B. Symonds [et al.] // In Volatiles in Magmas, Rev. Miner. (eds. M. R. Carroll and J. R. Holloway), Miner. Soc. Am. - 1994. - V. 26. - P. 1–66.

Takano B. Analytical laboratory comparison of major and minor constituents in an active crater lake / B. Takano, S.M. Fazlullin, P. Delmelle // J. Volcan. Geotherm. Res. - 2000. - V. 97. - P. 497-508.

Taran, Y. A. Chemical and isotopic composition of fumarolic gases and the SO₂ flux from volcano de Colima, between the 1994 and 1998 eruptions / Y. A. Taran, J. C. Gavilanes, A. Cortes // J. Volcan. Geotherm. Res. - 2002. - V. 117. - P. 105–119.

Taran Y.A. Geochemistry of magmatic gases of Kudryavy volcano, Iturup, Kuril islands / Y. A. Taran [et al.] // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1995. - V. 59. - P. 1741–1761.

Taran Y. A. Geochemistry of volcanic and hydrothermal fluids and volatile budget of the Kamchatka-Kuril subduction zone / Y. A. Taran // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2009. - V. 73. - P. 1067-1094.

Taran Y.A. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico / Y. A. Taran [et al.] // Appl. Geochem. - 2000. - V. 15. - P. 337-346.

Taran, Y.A. Geochemical model of the hydrothermal system of Baransky volcano, Iturup, Kuril Islands. / Y.A. Taran, V.S. Znamenskiy, L.M. Yurova // Volcanol. 1996. Страницы?

Taran Y.A. Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico / Y. A. Taran [et al.] // Bull. Volcanol. - 2003. - V. 59. - P. 445-459.

Taran, Y.A. Geochemical study in crater of Mutnovsky volcano. / Y. A. Taran [et al.] // Volcanol. Seismol. - 1991. - V. 5. - P. 37–55.

Tian, You; Zhao, Dapeng Seismic anisotropy and heterogeneity in the Alaska subduction zone//GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL Volume: 190 Issue: 1 Pages: 629-649 Published: JUL 2012

Tutubalin A.V. Coupled hydrodynamic and thermodynamic model for a convecting hydrothermal system: 1. The marker method of modeling / A.V. Tutubalin, D.V. Grichuk // *Geochemistry International*. 1997. - V. 35, № 11. - P. 972-984.

Tutubalin A.V. Complex hydrodynamic and thermodynamic model for a convective hydrothermal system: 2. Self-mixing of solutions / A.V. Tutubalin, D.V. Grichuk // *Geochemistry International*. - 1997. - V. 35, № 12. - P. 1071-1082.

Uchida, Naoki; Kirby, Stephen H.; Okada, Tomomi; et al. Supraslab earthquake clusters above the subduction plate boundary offshore Sanriku, northeastern Japan: Seismogenesis in a graveyard of detached seamounts?//*JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-SOLID EARTH* Volume: 115 Article Number: B09308 Published: SEP 14 2010

Villemant, B. Andesitic magma degassing investigated through H₂O vapour–melt partitioning of halogens at Soufrière Hills Volcano, Montserrat (Lesser Antilles) / B. Villemant, J. Mouatt, A. Michel// *Earth Planet. Sci. Lett.* - 2008. - V. 269. - P. 212–229.

Wang, Jian; Zhao, Dapeng Mapping P-wave anisotropy of the Honshu arc from Japan Trench to the backarc//*JOURNAL OF ASIAN EARTH SCIENCES* Volume: 39 Issue: 5 Pages: 396-407 Published: OCT 9 2010

Wood S.A. The aqueous geochemistry of the platinum-group elements with applications to ore deposit. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (Ed. L.J. Cabri) / S.A. Wood // *CIM Special V. 54.* - Montreal. 2002. - P. 211-249.

Yamamoto, Mare; Sato, Haruo Multiple scattering and mode conversion revealed by an active seismic experiment at Asama volcano, Japan//*JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-SOLID EARTH* Volume: 115 Article Number: B07304 Published: JUL 14 2010

Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds / H. Yokokawa // *Journal of the National Chemical Laboratory for Industry.* - 1988. - V. 83. - P. 27-121.

Yousefi, Hossein; Noorollahi, Younes; Ehara, Sachio; et al. Developing the geothermal resources map of Iran//GEOTHERMICS Volume: 39 Issue: 2 Pages: 140-151 Published: JUN 2010

Zhao, Dapeng; Wei, Wei; Nishizono, Yukihsa; et al. Low-frequency earthquakes and tomography in western Japan: Insight into fluid and magmatic activity//JOURNAL OF ASIAN EARTH SCIENCES Volume: 42 Issue: 6 Pages:1381-1393 Published: NOV 11 2011

Zelenski M. Sublimate speciation at Mutnovsky volcano, Kamchatka. Eur / M. Zelenski, S. Bortnikova// J. Miner. - 2005. - V. 17. - P. 107–118.