

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Санкт-Петербургский горный университет»

На правах рукописи

Петров Владимир Антонович



ГИДРОГЕОХИМИЯ МЕТАНА И РУДООБРАЗУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ В
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ РОССИЙСКОГО РАЗВЕДОЧНОГО РАЙОНА
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА)

Специальность 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические
методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Судариков С.М.

Санкт-Петербург – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ.....	10
1.1 Формирование гидротермальной системы	10
1.1.1 Нисходящая ветвь	10
1.1.2 Восходящая ветвь.....	11
1.1.3 Формирование внутренних океанических комплексов	13
1.2 Формирование гидротермального ореола рассеяния.....	15
1.3 Формирование химического состава гидротермальных растворов и ореолов рассеяния	15
1.3.1 Взаимодействие морской воды и пород.....	16
1.3.2 Оценка влияния ювенильной составляющей на гидротермальные растворы.....	19
1.3.3 Магний	20
1.3.4 Метан.....	21
1.3.5 Медь.....	26
1.3.6 Цинк.....	27
1.3.7 Марганец	29
1.3.8 Железо	31
1.4 Проблема изменения химического состава и структуры ореола рассеяния	34
1.4.1 Химический состав	34
1.4.2 Пространственная структура	35
1.5 Выводы по главе 1.....	40
ГЛАВА 2 ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	41
2.1 Гидротермальный узел Ашадзе	43
2.2 Гидротермальное поле Коралловое.....	46
2.3 Гидротермальное поле Молодежное.....	47
2.4 Гидротермальный узел Логачев.....	48

2.5 Гидротермальное поле Пюи-де-Фоль	49
2.6 Выводы по главе 2.....	51
ГЛАВА 3 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	52
3.1 Зондирование водной толщи.....	52
3.2 Опробование водной толщи.....	53
3.3 Измерение концентраций метана	54
3.4 Анализ проб воды.....	54
3.5 Статистический анализ.....	55
3.5.1 Определение фоновых и аномальных значений	55
3.6 Интерпретация результатов	58
3.7 Выводы по главе 3.....	59
ГЛАВА 4 ГИДРОГЕОХИМИЯ МЕТАНА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ.....	60
4.1 Результаты измерения концентраций метана.....	60
4.1.1 Гидротермальное поле Логачев-1	60
4.1.2 Гидротермальные поля Молодежное и Коралловое.....	62
4.1.3 Гидротермальное поле Пюи-де-Фоль	64
4.2 Происхождение метана в гидротермальном растворе и ореоле рассеяния	67
4.2.1 Построение регрессионной модели.....	67
4.2.2 Соотношение CH_4/Mn	73
4.3 Формирование ореолов рассеяния метана.....	77
4.3.1 Содержание метана	78
4.3.2 Высота и дальность распространения ореола	79
4.4 Выводы по главе 4.....	80
ГЛАВА 5 ГИДРОГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ (Cu, Zn, Mn, Fe) В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ.....	82

5.1 Гидрогеохимическая характеристика придонных вод и ореолов рассеяния гидротермального поля Ашадзе-2	82
5.2 Распределение аномалий металлов вокруг гидротермального источника Ашадзе-2	85
5.2.1 Растворенная и взвешенная медь.....	86
5.2.2 Растворенный и взвешенный цинк.....	90
5.2.3 Растворенное и взвешенное железо.....	94
5.2.4 Растворенный и взвешенный марганец.....	98
5.3 Формирование вихревого гидротермального ореола рассеяния в пределах поля Ашадзе-2 .	102
5.4 Выводы по главе 5.....	109
ГЛАВА 6 МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ АКТИВНОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА	110
6.1 Выбор признака гидротермальной активности	110
6.2 Методика прогнозирования положения источника	112
6.3 Проверка предложенной методики в пределах гидротермального поля Ашадзе-1	116
6.4 Прогнозирование положения гидротермальных источников в пределах поля Ашадзе-3	118
6.5 Перспективы использования методики при средне- и мелкомасштабных работах	120
6.5.1 Прогнозирование положения гидротермальных источников впадины Маркова	120
6.5.2 Положение гидротермальных источников в районе 13–14° с.ш.	125
6.6 Выводы по главе 6.....	127
Заключение.....	129
Список литературы	130
ПРИЛОЖЕНИЕ А Акт о внедрении	157

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Современная гидротермальная активность в пределах срединно-океанических хребтов (СОХ) способствует формированию рудных полей глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС). Исследования данных объектов обладают не только научной значимостью, но и практическим значением. По разным оценкам, значительное количество рудных полей остается неоткрытым вследствие слабой изученности СОХ и недостатков в методиках прогнозирования и поисков [56, 60, 263].

Гидротермальные ореолы рассеяния (плюмы, «дымы» черных курильщиков), характеризующиеся высокими концентрациями ряда металлов (Cu, Zn, Mn, Fe и др.) и газов (CH₄, H₂ и др.), являются главными индикаторами гидротермальной активности. Знания о характере развития ореола рассеяния, его структуре и изменении его химического состава позволят с большой точностью определять положение гидротермального источника.

Диссертационное исследование направлено на изучение распределения метана и рудообразующих металлов (Cu, Zn, Mn, Fe) в гидротермальных ореолах рассеяния в пределах рудных полей Российского разведочного района Срединно-Атлантического хребта (САХ).

Степень разработанности темы исследования

Значительная часть предыдущих исследований сосредоточена на изучении мегаплюмов, сформировавшихся в результате интенсификации гидротермальной разгрузки при активной вулканической деятельности [134, 206, 225]. Наиболее полно гидротермальные ореолы рассеяния изучены: в непосредственной близости (первые метры) от источника – зоне интенсивного смешения гидротермального раствора и морской воды [110, 154, 170]; в глобальном масштабе (десятки-сотни километров от источника) – как фактор влияния на химический состав вод Мирового океана [73, 180, 181]. Важным вопросом остается изучение химического состава гидротермальных ореолов рассеяния в масштабе гидротермального поля – десятки-сотни метров от источника [100, 119, 261].

Содержание диссертации соответствует паспорту научной специальности по пунктам 13, 17, 18 и 21.

Объект исследования – гидротермальные ореолы рассеяния, формирующиеся в пределах рудных полей глубоководных полиметаллических сульфидов срединно-океанических хребтов.

Предмет исследования – процесс формирования и изменения химического состава и пространственной структуры гидротермальных ореолов рассеяния.

Цель работы – выявление гидрогеохимических закономерностей распределения металлов (Cu, Zn, Fe, Mn) и метана в гидротермальных ореолах рассеяния (на примере рудных полей Ашадзе-2, Логачев-1, Коралловое, Молодежное и Пюи-де-Фоль), а также совершенствование методики прогнозирования положения гидротермальных источников.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Обобщение и статистический анализ накопленных данных о составе гидротермальных растворов и ореолов рассеяния в пределах гидротермальных полей срединно-океанических хребтов.
2. Изучение закономерностей распределения метана и металлов в гидротермальных ореолах рассеяния.
3. Изучение структуры и характера развития ореола рассеяния, формирующегося в пределах рудного поля Ашадзе-2.
4. Оценка возможности применения предложенной методики для прогнозирования положения гидротермальных источников.

Научная новизна работы:

1. Установлены интервал распространения метана в придонной водной толще и закономерности распределения метана в гидротермальных ореолах рассеяния.
2. Выявлены закономерности распределения металлов (Cu, Zn, Fe, Mn) в пределах рудного поля Ашадзе-2. Показано, что миграция этих элементов происходит на нескольких горизонтах вокруг гидротермального источника во взвешенной и растворенной форме.
3. Обосновано формирование вихревой структуры ореола рассеяния вокруг активного гидротермального источника Ашадзе-2 и выявлены факторы, оказывающие влияние на ее формирование.

Теоретическая и практическая значимость работы:

На основании данных о распределении рудообразующих металлов (Cu, Zn, Fe, Mn) вокруг гидротермального источника Ашадзе-2 построена модель формирования вихревой структуры ореола рассеяния. Доказана надежность повышенного содержания метана, как признака гидротермальной активности, в пределах блоков ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта. Предложена методика прогнозирования положения гидротермальных источников на основе соотношений растворенных и взвешенных форм Zn, Cu, Fe и Mn, определяемых по результатам опробования водной толщи с учетом формирования вихревой структуры гидротермального ореола.

Результаты и научные выводы диссертации могут быть использованы при поисковых и геоэкологических исследованиях в рамках контрактных работ в пределах РРР-САХ в морских экспедициях, проводящихся АО «ПМГРЭ» и ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» (получен акт внедрения от 01.06.2023, приложение А), а также в учебных курсах «Прикладная гидрогеохимия» и «Специальная гидрогеохимия».

Методология и методы исследования. Методологической основой исследования является научный подход с комплексированием современных геохимических и океанологических методов. В диссертации были использованы результаты вертикального зондирования и опробования водной толщи зондом CTD SBE 911plus, с отбором проб воды кассетным пробоотборником SBE 32 Carousel оснащенный 12 пятилитровыми батометрами. Результаты получены сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции и ВНИИОкеангеология в ходе 20, 22, 24, 26, 30, 39, 41, 42 и 45 рейсов научно-исследовательского судна (НИС) «Профессор Логачев» в пределах САХ. Для отделения взвешенных форм металлов пробы фильтровались под вакуумом через полиядерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. Анализ гидрохимических проб проводился методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии во ВНИИОкеангеология. Составленная выборка состоит из 350 станций вертикального зондирования и 1842 пробы воды, отобранных из океанической толщи в пределах долины САХ. Для измерения концентраций метана был использован датчик растворенного метана Franatech METS methane sensor. Всего было проведено 12 измерений концентраций метана: 6 в районе полей Коралловое и Молодежное, 5 в пределах поля Пюи-де-Фоль и 1 в пределах поля Логачев-1. Полученные данные систематизированы и интерпретированы с использованием программ Surfer, Grapher, CorelDraw, Excel.

На защиту выносятся следующие положения:

1. В пределах Российского разведочного района Срединно-Атлантического хребта ореолы рассеяния метана локализованы в придонной части водной толщи (200 м от океанического дна), при этом, ореолы, пространственно ассоциированные с перидотитами, характеризуются более высокими концентрациями метана по сравнению с ореолами, приуроченными к базальтам.

2. Вокруг гидротермального источника Ашадзе-2 формируется вихревая структура ореола рассеяния, в котором миграция рудообразующих металлов в интервале 200–700 метров от источника происходит с разным соотношением растворенных и взвешенных форм: Cu и Zn распространяются преимущественно в растворенной форме, а Fe и Mn – во взвешенной, при этом, доля растворенных форм Cu, Zn и Fe постепенно снижается, а доля взвешенных форм этих элементов повышается с удалением от источника.

3. Поиск очагов гидротермальной разгрузки с учетом гидродинамических характеристик ореола рассеяния целесообразно осуществлять, используя в качестве признака гидротермальной активности аномальные соотношения растворенных и взвешенных форм металлов (Cu, Zn, Mn, Fe), а в качестве метода – адаптированный принцип мультилатерации.

Степень достоверности результатов исследования обусловлена точностью позиционирования в процессе опробования, представительностью проб воды, корректной статистической обработкой результатов измерений, регулярной поверкой измерительной аппаратуры и использованием аналитических данных, полученных в аккредитованных лабораториях ВНИИОкеангеология.

Апробация результатов. Основные положения и результаты работы докладывались на семинарах, конкурсах и конференциях. В их числе: XXIII Международная Научная Конференция (Школа) по морской геологии (Москва, 2019), XIII Международная научно-практическая конференция «Геология в развивающемся мире» (Пермь, 2020), Конкурс научных работ студентов и аспирантов Санкт-Петербурга в области океанологии (Санкт-Петербург, 2021), Geological International Student Summit 2022 (Санкт-Петербург, 2022), XXIV Международная Научная Конференция (Школа) по морской геологии (Москва, 2022), XVIII Большой географический фестиваль (Санкт-Петербург, 2022), X Международная научная конференция «Молодые – наукам о Земле» (Москва, 2022), Международный молодежный научный форум «Ломоносов-2022» (Москва, 2022), Научная конференция «Полезные ископаемые России и их освоение» (Санкт-Петербург, 2022), XV Международная научно-практическая конференция «Геология в развивающемся мире» (Пермь, 2022), XIV Большой географический фестиваль (Санкт-Петербург, 2023); X Международная конференция «Полезные ископаемые Мирового океана» (Санкт-Петербург, 2023).

Личный вклад автора заключается в постановке цели и формулировке задач диссертационного исследования, анализе научной литературы по проблематике исследования, участии в камеральных работах, обработке аналитических данных, интерпретации и обобщении результатов, и формулировке выводов.

Публикации. Результаты диссертационного исследования в достаточной степени освещены в 12 печатных работах (пункты списка литературы № 28-33, 38, 41, 42, 258-260), в том числе в 2 статьях – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук, в 3 статьях – в изданиях, входящих в международную базу данных и систему цитирования Scopus.

Структура работы. Диссертация состоит из оглавления, введения, 6 глав с выводами по каждой из них, заключения, списка литературы, включающего 288 наименований. Диссертация изложена на 157 страницах, содержит 72 рисунка и 10 таблиц.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность своему научному руководителю д.г.-м.н., профессору Сударикову С.М., а также коллективам кафедры гидрогеологии и инженерной геологии и кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии за всестороннюю поддержку. Автор считает своим долгом выразить благодарность Бельтеневу В.Е., Черкашеву Г.А. (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Наркевскому Е.В., Добрецову И.Г., Антиповой И.В. (АО «ПМГРЭ») за проведение аналитических работ, предоставленные ценные материалы и обсуждение результатов. Автор благодарит Питаль С.В., Исакова В.А. (ФГБУ «Гидроспецгеология») за помощь при проведении исследований.

ГЛАВА 1 СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1 Формирование гидротермальной системы

Гидротермальную систему срединно-океанического хребта (СОХ) описывает модель рециклинга, заключающаяся в формировании конвективной системы, в которой экзогенный компонент (морская вода) нагревается эндогенным источником тепла (магматическая камера) и разгружается на океаническом дне, формируя так называемые черные курильщики. Выделяются две ветви гидротермальной системы – нисходящая (в пределах которой поступающая морская вода преобразуется в гидротермальный раствор) и восходящая (по которой поднимается гидротермальный раствор). Помимо этого, выделена также зона разгрузки, где формируются «дымы» черных курильщиков в результате смешения морской воды и гидротермального раствора [11].

Существование обеих ветвей конвективной системы переноса было доказано по результатам бурения в районе зон спрединга. Так бурение вблизи разлома Тамайо (Восточно-Тихоокеанское поднятие) показало поступление горячих вод на забое скважин после окончания бурения [114], что указывает на «вскрытие» восходящей ветви системы. В свою очередь, бурение и проведение гидрогеологических исследований вблизи рифта Коста-Рико и Панамского разлома показало поглощение морской воды со скоростью 6–7 м³/час при дефиците давления почти 10 атмосфер [61]. Вероятно, эта скважина оказалась в области нисходящей ветви конвективной системы.

Магматический контроль определяет формирование и интенсивность гидротермальных систем, источником тепла для которых является близко расположенная магматическая камера. В условиях сегментов, характеризующихся слабой магматической активностью и низкой скоростью спрединга (<4 см/год), важное значение приобретает тектонический фактор [22].

1.1.1 Нисходящая ветвь

Океаническая вода, проникая по трещинам в глубинные части коры при постепенном нагревании и повышении давления, реагирует с вмещающими породами (в основном, базальтами или габбро-перидотитами). На данный момент считается, что взаимодействие с породами и нагрев гидротермального раствора протекает согласно гипотезе «фронта растрескивания». При охлаждении горячих пород происходит сжатие пород и развитие трещин контракции, по которым вода проникает далее в массив горных пород. Формирование конвективной системы поддерживает

поступление свежих «холодных» вод, поэтому продвижение фронта – процесс самоподдерживающийся [11, 185]. Нагрев и поддержание температуры горных пород обосновывается конвекцией расплава внутри магматической камеры, существование которой было подтверждено геофизическими методами (рисунок 1) [22, 99].

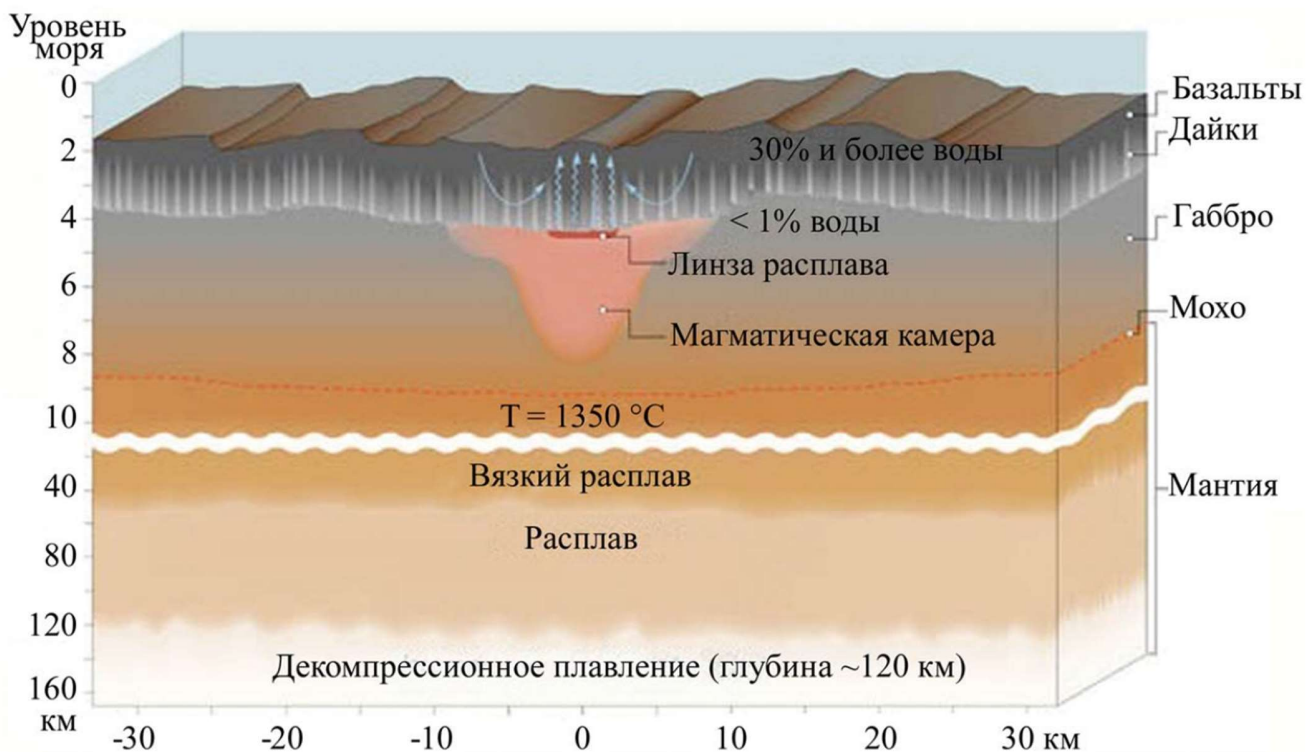


Рисунок 1 – Положение магматической камеры в пределах САХ [22, 99].

Конвективное перемешивание внутри камеры, сопровождающее кристаллизационную дифференциацию, приводит к постоянному поступлению тепла. Затвердевание камеры, в таком случае, протекает снизу вверх за счет накопления кумулатов, в то время как кровля камеры наращивается за счет «примерзания» к ней расплава, формирующего слой изотропных габбро [84]. Поддержание температуры пород, взаимодействующих с водой, приводит к относительной стабилизации фронта растрескивания. В случае полного затвердевания магматической камеры, фронт растрескивания начинает быстро продвигаться вглубь коры, что приводит к затуханию гидротермальной активности [83]. Внедрение новой порции расплава может привести к мощному возобновлению гидротермальной активности [67].

1.1.2 Восходящая ветвь

После достижения критической температуры раствор начинает свой подъем через толщу пород по восходящей ветви гидротермальной системы. Подъем происходит быстро и тепло-

массообмен со стенками трещин малосущественен, а сам процесс близок к адиабатическому. Процессы в восходящей ветви гидротермальной системы могут протекать по нескольким вариантам:

- 1) подъем раствора с адиабатическим охлаждением;
- 2) подъем раствора с существенным кондуктивным охлаждением;
- 3) подповерхностное смешение с холодной морской водой [11].

Высокие температуры растворов непосредственно в зоне разгрузки гидротермальных систем указывает на преимущественную реализацию первого варианта. Подъем раствора в адиабатическом режиме приводит лишь к незначительному охлаждению относительно температуры в области наиболее интенсивного взаимодействия вода/порода (очаг) [11, 68].

В процессе подъема к поверхности первичного гидротермального раствора протекает фазовая сепарация (дифференциация). В случае функционирования гидротермальной системы на глубинах до 3000 метров, фазовая сепарация проявляется в виде кипения. На глубинах более 3000 метров фазовая сепарация проявляется в виде разделения неустойчивого рудоносного раствора в результате уменьшения гидростатического давления на тяжелую фазу с повышенной соленостью, обогащенную металлами, и легкую фазу, в которой сконцентрированы газы [5, 7].

Химический состав гидротермального раствора в процессе подъема практически неизменен, но в процессе его кипения и фазовой сепарации в подповерхностных условиях, раствор разделяется на преимущественно минерализованную «тяжелую» составляющую и обогащенную газами «легкую» составляющую. Металлы переносятся преимущественно тяжелой обогащенной хлоридом фазой. Гетерогенизация растворов приводит к разделению металлов и газов в разные фазы и увеличению растворимости сульфидов, что приводит к усилению мобилизации металлов из пород и увеличению концентраций в растворе на 1–2 порядка. Тем самым кипение способствует повышению рудогенерирующего потенциала гидротермальных систем в отношении цветных металлов [69, 175].

Вблизи океанического дна возможен подток «свежих» морских вод, что приводит к подповерхностному смешению раствора и изменению его состава. В таком случае, падение температуры будет способствовать осаждению рудных элементов непосредственно в толще коры с образованием штокверковой минерализации [11, 50].

Рудоотложение в зоне разгрузки гидротермального источника может протекать по нескольким сценариям: медленного охлаждения, быстрого охлаждения и охлаждения при смешении [11].

При сценарии *медленного охлаждения* отлагаются преимущественно кварц и пирит с примесью сульфидов цветных металлов, для которых возможно фракционирование в ходе отложения при снижении температуры в следующем порядке $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb$. Формирование массивных рудных тел при таком сценарии маловероятно, поскольку рудная минерализация сильно разбавлена кварцем, отлагающимся в широком интервале температур. Такой сценарий характерен для низкотемпературных гидротермальных систем (низкие температуры непосредственно в зоне разгрузки) [11].

Модель *быстрого охлаждения* соответствует зонам смешения высокотемпературного гидротермального раствора и морской воды, при которой многие химические реакции между компонентами растворов не успевают протекать. Состав формируемых руд при таком сценарии в большей степени зависит от температуры формирования раствора и в меньшей от объема прореагировавшей породы (соотношение П/В). При низких температурах раствора рудные осадки представлены преимущественно аморфным кремнеземом (опалом) и пиритом. При повышении температуры ведущая роль в рудообразовании отходит пирротину. Это связано с сильной температурной зависимостью накопления железа в нисходящей ветви гидротермальной системы. Пирит осаждается из растворов при сильном преобладании серы над железом, а пирротин при примерно равных их концентрациях, что характерно для наиболее высокотемпературных растворов. Повышение П/В при высоких температурах приводит также к накоплению в рудах (первые проценты) сфалерита, халькопирита и галенита. При этом, в отличие от модели медленного охлаждения не происходит значительного разделения халькофильных элементов [11].

Сценарий *охлаждения при смешении* обладает значительным сходством с моделью быстрого охлаждения. Отличия заключаются в изменении минеральной ассоциации – преобладают тальк, ангидрит, серпентин, пирротин, магнезит и в меньшей степени тремолит [11].

1.1.3 Формирование внутренних океанических комплексов

С.А. Силантьев отмечал, что «внутренние океанические комплексы (ВОК, oceanic core complex) являются характерным тектоническим компонентом строения медленно-спрединговых СОХ и представляют собой блоки глубинных пород, выведенные к поверхности дна океана по системе разломов срыва (detachment fault или детачменты), проникающих до подошвы океанической коры» [36].

Условиям формирования ВОК следует уделить особое внимание, поскольку большая часть изучаемых в данной работе гидротермальных полей связано с габбро-перидотитами океанических комплексов.

Детачменты во многом контролируют гидротермальную деятельность в пределах полей, связанных с породами внутренних океанических комплексов. Процессы образования этих комплексов к настоящему времени практически не изучены. Существующая гипотеза говорит о протрузии пород верхней мантии в результате растяжения по детачментам и площадной серпентинизации [118, 191, 251]. Зона детачмента выступает единым каналом для поступления гидротермального раствора [215]. Расположение рудного поля в пределах висячего или лежащего блока разлома определяет к каким породам приурочена систем – базальтам или габбро-перидотитам, соответственно [22].

Высокая скорость спрединга подразумевает наличие близповерхностного магматического очага с температурой $\sim 1200^\circ\text{C}$. Данный очаг препятствует проникновению океанической воды вглубь коры и далее, в мантию, формируя конвекционную ячейку близко к поверхности океанического дна. В результате этого, в пределах высокоспрединговых хребтов, где доказано существование очагов близко к поверхности, масштабная серпентинизация и формирование ВОК невозможно [7].

При низкой скорости спрединга магматические процессы находятся в подчиненном состоянии и превалирует тектонический контроль над гидротермальными системами. При отсутствии неглубокой магматической камеры морская вода способна проникать по трещинам в глубокие части коры и даже в верхи мантии. Размеры конвективной ячейки при таких условиях в разы превышает аналогичные ячейки в пределах хребтов с высокой скоростью спрединга. В результате взаимодействия океанической воды и вмещающих пород формируются серпентиниты плотностью 2.6 г/см^3 . Плотность базальтов, окружающих формирующиеся серпентиниты – 3 г/см^3 , перидотитов – 3.3 г/см^3 . В случае серпентинизации значительного объема пород в нижней части литосферы, в соответствии с законами изостазии происходит вздымание блоков. Стоит отметить, что последующие интрузии габбро усложняют гидротермальную систему и приводят к изменению количества и размеров конвективных ячеек [7].

Рудоносные растворы, связанные с блоками серпентинитов, отличаются от растворов полей, приуроченных к базальтам, более высокими температурой, соленостью и концентрациями металлов [7].

Оценка размеров рудных тел и ресурсов рудной массы показало значительные превышения (на порядок) по сравнению с аналогичными объектами в пределах быстросрединного хребта ВТП [22]. Это обуславливает экономическую выгоду для дальнейших поисково-разведочных работ именно в пределах долины САХ и совершенствования поисковых методов.

1.2 Формирование гидротермального ореола рассеяния

Разгрузка гидротермального раствора, обладающего меньшей плотностью по сравнению с окружающими водами, приводит к формированию восходящего гидротермального ореола рассеяния, известного также как гидротермальный плюм или «дым» курильщика. Пониженная плотность, повышенная температура и насыщенность газами обуславливают его плавучесть. За счет резкого перепада температуры и смешения с морской водой большая часть элементов рудообразующего раствора выносится именно на начальной стадии формирования ореола рассеяния и отлагаются вблизи источника.

При достижении равенства плотностей плюма и окружающих вод гидротермальный раствор теряет свою плавучесть и образует латеральный ореол рассеяния (плюм нейтральной плавучести), распространяемый придонным течением [189]. Высота подъема вод в плюме определяется дебитом и скоростью гидротермальной струи, температурой растворов и стратифицированностью водной толщи. Вследствие V-образной и/или U-образной формы долины Срединно-Атлантического хребта и значительной высотой ее бортов, плюм нейтральной плавучести не выходит за пределы долины и перемещается вдоль ее оси. Направление перемещения латерального ореола рассеяния в сторону от источника раствора определяется направлением придонного течения. Это приводит к тому, что все гидротермальное вещество осаждается исключительно в пределах рифтовой долины [7]. Схематичное первичное представление о формирующемся гидротермальном плюме отражено на рисунке 2.

1.3 Формирование химического состава гидротермальных растворов и ореолов рассеяния

Основываясь на терминологии, традиционно применяемой на разных этапах гидрогеохимических исследований [8], автором выделено несколько типов природных вод в зависимости от их связи с гидротермальной системой:

- Фоновые (морские) воды, формирующиеся вне влияния гидротермальных источников под воздействием общих региональных факторов;

- Гидротермальные растворы, циркулирующие в пределах конвективной системы и обогащенные продуктами взаимодействия воды и вмещающих пород;
- Ореольные воды, формирующиеся в результате разгрузки гидротермальных растворов в фоновую океаническую толщу и характеризующиеся постепенным снижением концентраций рудных элементов и газов при удалении от источника.

Далее автором рассмотрены источники, поведение, формы нахождения и переноса магния, сульфат-иона, метана и рудообразующих металлов в гидротермальных растворах, фоновых и ореольных водах. Отдельное внимание уделено вопросам взаимодействия океанических вод и пород и оценке влияния ювенильной составляющей на гидротермальные растворы.

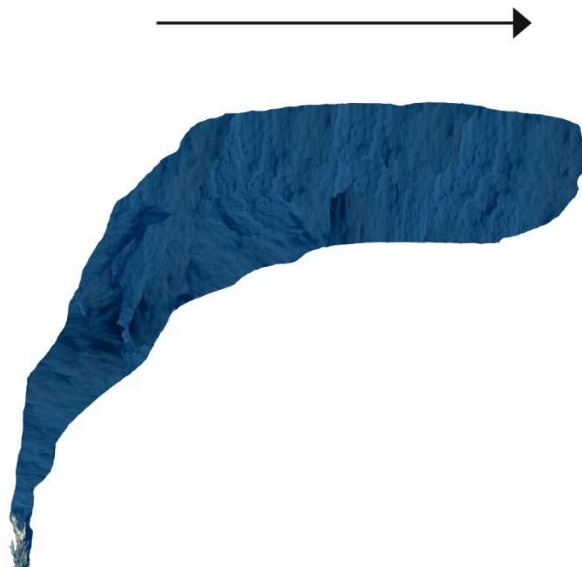


Рисунок 2 – Упрощённая схема формирования гидротермального ореола рассеяния. Стрелкой показано направление придонного течения.

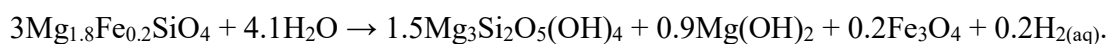
1.3.1 Взаимодействие морской воды и пород

Состав первичных гидротермальных растворов контролируется множеством факторов, в том числе:

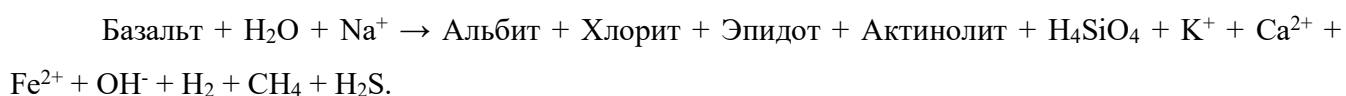
- состав вмещающих пород;
- глубина залегания магматической камеры;
- температура и давление раствора;
- соотношения порода/вода (П/В) [7, 116].

При малых П/В и низких значениях температуры (до 230°C) в базальтах развивается характерная ассоциация (I): кварц + хлорит + гематит + ангидрит ± каолинит ± тальк. Дальнейшее

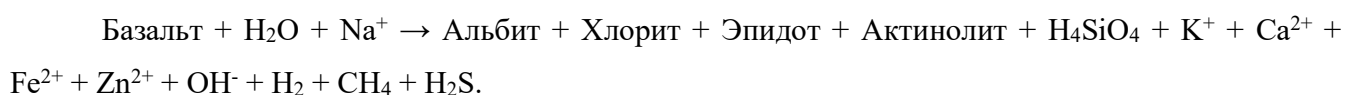
повышение П/В и температуры (>230°C) приводит к преобразованию ассоциации к виду (II): хлорит + эпидот + актинолит ± кварц ± сульфиды. рН раствора до температуры ~230°C определяется осаждением минералов Mg (талк, хлорит) и контролируется концентрациями магния в растворе, в том числе согласно следующей совокупной реакции [11, 53]:



В упрощенном виде совокупность реакций взаимодействия базальта с раствором при температурах до 300 °C и П/В~0.169 на нисходящей ветви гидротермальной системы можно представить следующим образом [11]:



При повышении температуры до 370°C и П/В~0.732, аналогичная реакция принимает вид:



Повышение температуры способствует контролю рН реакциями буферной минеральной ассоциации (эпидот + альбит + хлорит + актинолит) с Na и Ca. При повышении кислотности раствора протекает ионный обмен H^+ и Na^+ на Ca^{2+} . Минимум рН достигается при максимальном нагреве в очаге гидротермальной системы и ее восходящей ветви.

Тем не менее, реакции и процессы, протекающие в пределах Срединно-Атлантического хребта, обладают некоторыми отличиями от описанных выше, поскольку состав и структура срединно-океанического хребта зависит от характера спрединга, обусловленного глубиной положения магматической камеры (рисунок 3). Для САХ характерен ассиметричный спрединг, способствующий выводу на поверхность океанического дна апоперидотитовых серпентинитов и габброидов и формированию внутреннего океанического комплекса [125]. Как результат, химический состав растворов, а также формирующихся минеральных ассоциаций во многом определяется реакциями серпентинизации.

Реакции серпентинизации в гидротермальных системах изучены благодаря исследованию поступающих растворов [89, 113, 164], а также исходя из результатов математических экспериментов и петрографических исследований [49, 202]. Этот процесс имеет множество последствий: он может повлиять на реологию океанической литосферы [117], на миграцию и накопление химических веществ в океане [252, 266]. Полевые и экспериментальные исследования показали, что серпентинизация при низких или умеренных температурах (до 250 °C) является неравновесным процессом, способствующим обогащению гидротермальных растворов рудными

элементами [210]. Процесс серпентинизации оливина при температурах ниже 250 °С описывается следующей реакцией [53]:

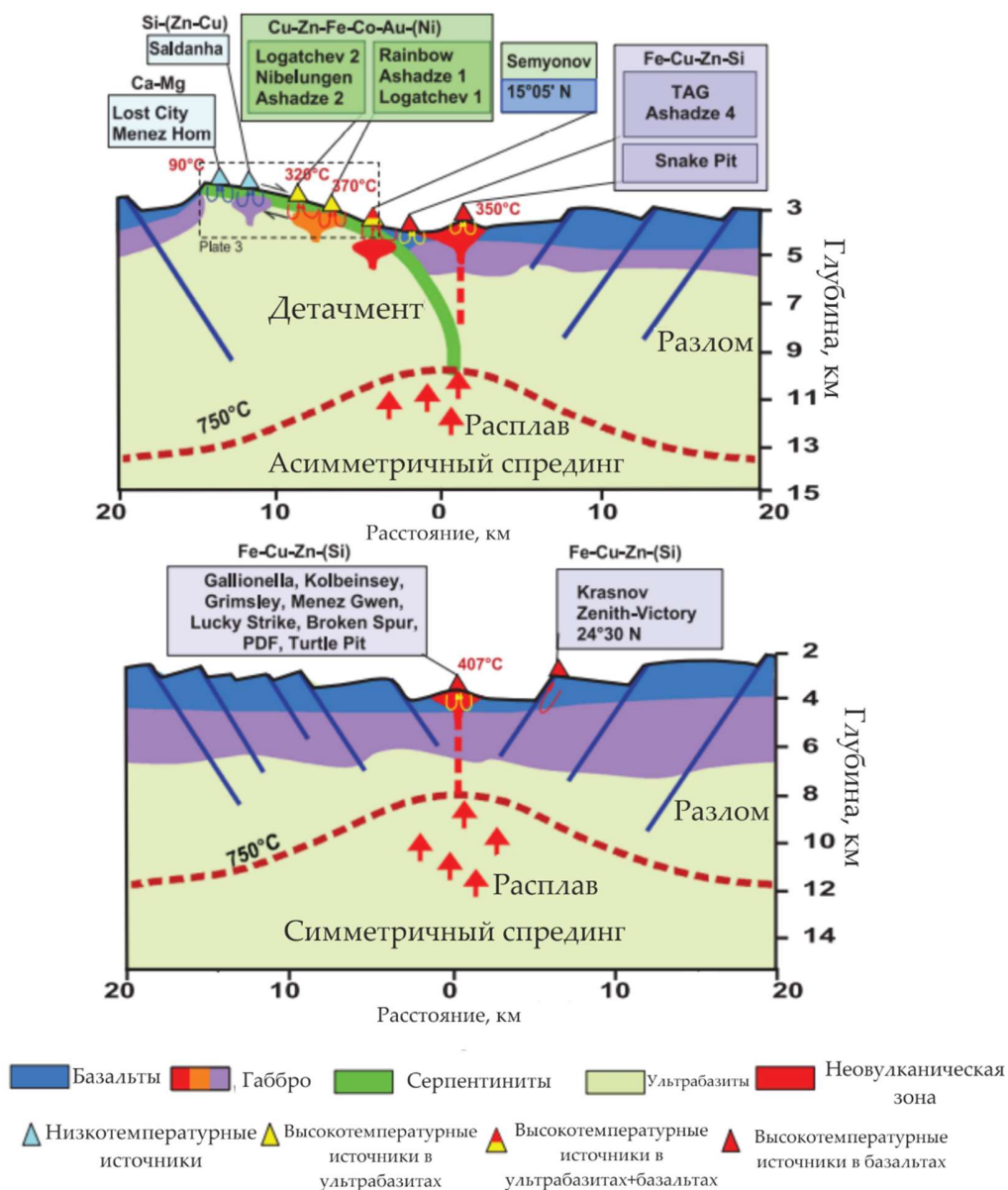
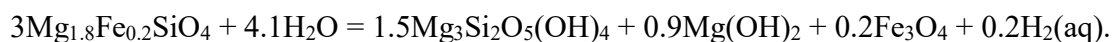


Рисунок 3 – Схематичные поперечные разрезы Срединно-Атлантического хребта в областях развития симметричного и асимметричного спрединга [125].

На данный момент известно о нескольких экспериментах, изучавших взаимодействие морской воды с различными породами при различных P-T условиях с целью оценки масштабов выноса рудных элементов из них. Большая часть исследований сосредоточены на изучении взаимодействия морской воды с базальтами [70, 141, 204]. Однако, кроме базальтов

взаимодействие с морской водой изучалось также для перидотитов [53, 151, 245], осадочных пород [66, 268], риолитов и андезитов [248]. Было установлено, что химические элементы и соединения формируют три группы, характеризующиеся пониженными или повышенными концентрациями в гидротермальных растворах по сравнению с океанической водой:

- 1) Mn, Fe, Co, Zn, Cs, Be, Ba, Ra, V, W, Ag, Au, Si, Ge, As, Sb, Al, CH₄, H₂S, H₂ – повышенные концентрации;
- 2) Mg, P, O, F, сульфат-ион – пониженные концентрации;
- 3) Cu, Na, K, Li, Rb, Ca, Sr, Cr, Mo, Ni, B, C, N, S, Se, Cl, Br – концентрации могут быть как повышенными, так и пониженными [7, 11, 108].

1.3.2 Оценка влияния ювенильной составляющей на гидротермальные растворы

Ряд исследователей считает вероятным поступление и влияние ювенильных вод на процесс формирования химического состава гидротермального раствора в непосредственной близости от магматической камеры. В ранее опубликованных исследованиях, магматогенный флюид рассматривается либо как основной источник газов и рудных компонент [46], либо как один из основных наравне с морской водой (полигенное происхождение раствора) [9, 10].

Тем не менее, первые же работы, содержащие данные по химическому и изотопному составу гидротермальных растворов показали, что главным (и, вероятно, единственным) их источником является морская вода [116, 277]. Так, исследование изотопного состава водорода и кислорода показало, что доля ювенильной компоненты в растворе крайне мала (<5 %) [11, 74]. Оценка ювенильной составляющей по изотопным отношениям Pb, S, Sr и He малоинформативна, поскольку указанные элементы способны поступать в раствор как непосредственно из магматогенного флюида, так и при выщелачивании включений, захваченных при кристаллизации пород. Четко различить эти два пути поступления невозможно, поэтому они не могут служить доказательством поступления магматогенных флюидов [11].

Дополнительные исследования возможности поступления ювенильных вод в гидротермальную систему проводились при использовании различных косвенных методов.

В первую очередь, долю магматогенного флюида можно оценить при оценке объемов вод, поступающих из мантии и разгружающихся из гидротермальных источников в районе современной гидротермальной активности. По различным оценкам, масса вод, поступающих из мантии в Мировой океан, составляет порядка $1-5 \cdot 10^{14}$ г/год [25, 45, 149]. Объем воды, поступающий из гидротермальных источников был измерен по тепловым потокам вблизи

гидротермальных источников и составляет $\sim 10^{17}$ г/год [34, 201]. Таким образом, оценив соотношение соотношения поступающих вод, был сделан вывод о том, что доля магматогенной воды в общем потоке не превышает 0.1–0.5 % [11].

Доли ювенильной составляющей была также получена путем расчета количества воды, требуемой для охлаждения единицы массы базальтового расплава. Среднее содержание воды, выделяемой при кристаллизации базальтов, оценивалось разными авторами и составляет ~ 0.12 –0.96 % [80, 81, 129]. Если предположить, что эта вода полностью выделяется при кристаллизации, то доля ювенильных вод в общем объеме вод, необходимых для охлаждения единичной массы базальта, составляет ~ 0.17 –1.3 % (среднее – 0.28 %). При этом, выделение летучих компонентов (в т.ч., воды) непостоянно в течение жизни магматической камеры и максимальное выделение происходит на последнем этапе жизни изолированных магматических очагов [11].

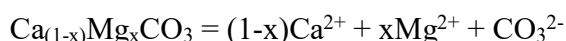
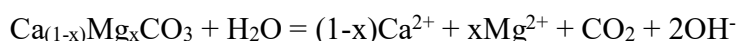
Одной из главных особенностей магматогенных флюидов является резкое преобладание CO_2 над всеми остальными газами [12, 131, 172]. Сравнение концентраций углекислого газа, поступающего с магматогенным флюидом, и его содержаний в конечном гидротермальном растворе показало, что доля флюида составляет всего 0.02–0.3 % [11].

Таким образом, по разным оценкам, в гидротермальную систему поступает небольшое количество магматогенной воды – 0.02–1.3% от общего объема формирующегося гидротермального раствора. Для обеспечения значительного влияния на состав и металлоносность раствора, минимально необходимая доля ювенильной составляющей оценивается в первые десятки процентов. В случае поступления магматогенных флюидов в подобных количествах это было бы выявлено изотопными методами [11].

1.3.3 Магний

Источник

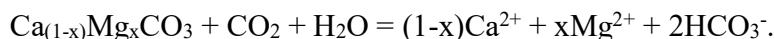
Поступление магния в океан контролируется эоловым переносом и речным стоком, а также растворением карбонатных минералов в поверхностной гидрохимической зоне (~ 0 –80 метров) согласно реакциям [2]:



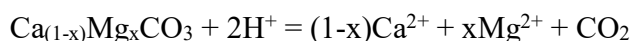
Поведение

Растворенный магний активно участвует в формировании магниевых карбонатов, составляющих скелет мелководных организмов (красных водорослей, фораминифер, мшанок и

др.). В результате биохимического и химического разложения органического вещества регенерируется CO_2 , способствующий химическому выветриванию минералов и поступлению Mg^{2+} в океаническую толщу:

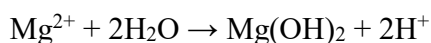


Растворение низкомагнезиальных карбонатов в глубоких частях океана будет протекать согласно следующей реакции:



В процессе поступления морской воды в гидротермальную систему и ее взаимодействия с вмещающими породами, магний выносится из раствора [11].

Удаление Mg из раствора осуществляется в виде следующей реакции:



Продуктами этой реакции являются: 1) брусит ($\text{Mg}(\text{OH})_2$), который при температуре выше 70°C участвует в образовании вторичных силикатов (сметит, хлорит, актинолит-тремолит и тальк); 2) ион водорода, обуславливающий быстрое снижение pH раствора. Удаление Mg^{2+} из морской воды уравнивается по отношению к электрическому заряду в растворе в основном путем выщелачивания Ca^{2+} из породы.

Таким образом, в гидротермальных системах формируются растворы с концентрациями магния близкими к нулю [207]. М. В. Змиевский отмечал, что «наличие магний-иона в составе растворов говорит о смешении их с морской водой. Для корректной характеристики химического состава рудоносных растворов, исключения влияния разбавления растворов (без учета примеси морской воды), а также для сопоставления состава гидротермальных растворов различных участков принято использовать регрессионные модели вида [элемент]/[Mg]» [14, 37].

Форма переноса

Средние содержания Mg в океанических водах остаются практически неизменными и составляют $\sim 1.2\text{--}1.3$ г/л. В глубинных частях Мирового океана магний переносится преимущественно в виде MgSO_4 и свободного иона Mg^{2+} [2, 7, 11].

1.3.4 Метан

Если источник и поведение рудных компонент в гидротермальных растворах хорошо изучены и практически не вызывают вопросов у научного сообщества, то процесс формирования метана и других углеводородов до сих пор остается вопросом, на который нет однозначного ответа. По этой причине, далее автором чуть более подробно расписаны возможные источники

поступления метана в гидротермальный раствор и процессы, протекающие в гидротермальной системе.

Источник

Выделяется два основных источника метана в Мировом океане: жизнедеятельность организмов и разгрузка холодных метановых сипов в зонах шельфа (влияние газогидратов).

В поверхностных водах Атлантики концентрации метана составляют порядка 0.001–0.005 мкмоль/л [166], образуя локальные максимумы в местах активной жизнедеятельности организмов (до 0.6 мкмоль/л) [130]. С глубиной концентрации уменьшаются вплоть до 0.0002–0.004 мкмоль/л на глубинах ниже 1 км [91, 126, 211, 243, 258], за исключением областей континентальных окраин, где концентрации в придонной толще могут достигать от 0.001 до 1.5 мкмоль/л [71, 96, 211].

Широкий интервал изменения концентраций CH_4 определяется несколькими факторами: 1) влияние поступающих при таянии ледников охлажденных и распресненных вод в приполярных районах океана [166, 228]; 2) высокая биологическая активность в приповерхностных бескислородных водах в районе низких широт [156]; 3) разные скорости окисления метана [228]; 4) поступление биогенного метана из донных осадков [211]; 5) апвеллинг – вертикальные перемещения вод, вызванные изменениями температуры и плотности воды и воздуха [58, 173].

Глубинные воды Атлантики формируются в районах моря Лабрадор и Гренландского моря, откуда холодные талые воды распространяются по рифтовой долине на тысячи километров к югу. Низкие температуры вод способствуют замедлению процессов метаногенеза и обуславливают низкие концентрации CH_4 в водах, поступающих в гидротермальную систему по нисходящей ветви в пределах САХ [228].

Поведение

В гидротермальных растворах, приуроченных к базальтам типа N-MORB, E-MORB и ультраосновным породам, концентрации метана повышаются до 120 мкмоль/кг, 1.35 ммоль/кг и 2.6 ммоль/кг, соответственно [87, 88, 89, 113, 126, 153, 169, 197]. Суммарный поток метана только через осевые зоны и фланги СОХ по разным оценкам составляет $\sim 0.24\text{--}7.19 \cdot 10^9$ моль/год. При этом, приведенные объемы являются значительно заниженными поскольку при расчетах использовались только данные о концентрациях метана из растворов полей, приуроченных к базальтам [18].

Продолжительное время считалось, что основная часть метана в гидротермальных растворах СОХ образовалась в условиях высокотемпературного синтеза ($T \geq 400^\circ\text{C}$) в результате частного случая реакции Фишера-Тропша, называемым процессом Сабатье [19, 146, 195].

Однако, последующие исследования показали – несмотря на то, что подобная система может существовать в реальности, она не дает тех концентраций метана, что были обнаружены в природе в гидротермальных системах, связанных с габбро-перидотитами [194, 198].

Образованию метана в ультраосновных породах посвящено несколько ранее опубликованных работ [138, 167, 198]. На данный момент выделяют несколько стадий этого процесса (рисунок 4).

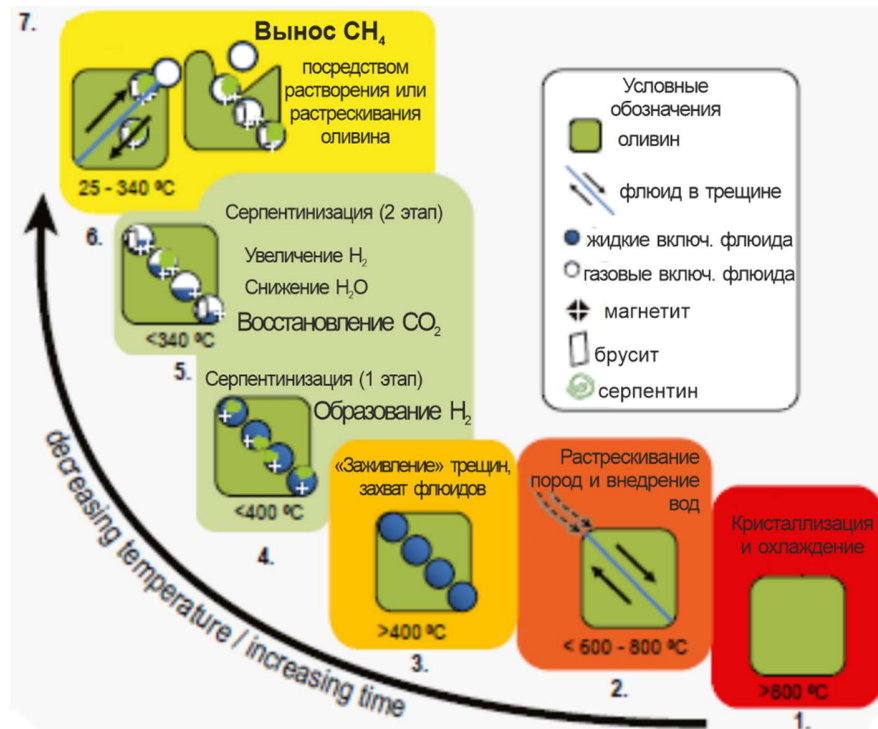
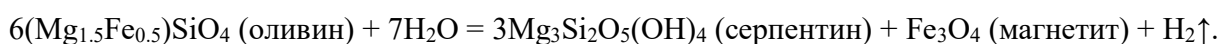
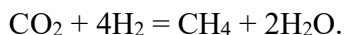


Рисунок 4 – Модель образования CH_4 в оливинах, содержащих флюидные включения. Охлаждение (1) и последующее растрескивание (2) позволяет воде проникнуть в породу. «Заживление» заполненных водой трещин (3) способствует формированию флюидных включений. При охлаждении ниже 400°C начинается серпентинизация (4). При охлаждении ниже 340°C повышенное содержание H_2 способствует образованию CH_4 (5–6). При повторном растрескивании и/или растворении CH_4 выносится на поверхность гидротермальным раствором (7) [167].

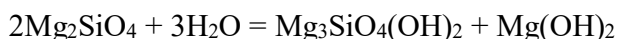
По мере остывания первичные ультраосновные породы сначала растрескиваются, после чего под действием высокой температуры и воды, проникшей по этим трещинам, происходит их «заживление» и способствует формированию флюидных включений. При температуре выше 400°C захваченные CO_2 и H_2O остаются доминирующими элементами включения. При дальнейшем снижении температуры и воздействии захваченного раствора на стенки включения образуются водород, серпентин и магнетит [167]:



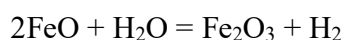
Ниже $\approx 340^\circ\text{C}$ увеличивается количество водорода, серпентина и магнетита, появляется брусит и метан. Формирование CH_4 протекает по следующей реакции:



Вода, образующаяся в результате реакции, способствует дальнейшей серпентинизации оливина согласно следующей реакции:



Окисление двухвалентного железа в оливине до трехвалентного железа способствует образованию H_2 :



Формирование H_2 способствует генезису CH_4 согласно реакции, приведенной выше. Описанные реакции могут протекать до тех пор, пока H_2O или CO_2 включения не будут исчерпаны.

Обобщенно, гидратация оливина описывается следующей схематичной реакцией [167]:



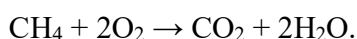
В дальнейшем, при взаимодействии вмещающих пород с новыми порциями воды и/или образования в них новых трещин, происходит освобождение содержимого включений (в том числе метана) и вынос на поверхность гидротермальным раствором [167].

Приведенная на рисунке 4 модель формирования метана подтверждается изучением флюидных микровключений в оливинах в различных частях Мирового океана (рисунок 5) [167].

Помимо абиогенного синтеза метана, возможно также увеличение его концентраций в результате термоллиза морского осадочного вещества в случае значительной мощности осадочной толщи, перекрывающей нижележащие породы. Подобный процесс, например, характерен для условий впадины Гуаймас (Калифорнийский залив), где концентрации метана, доходят вплоть до 16 ммоль/кг [65].

В пределах низкотемпературных гидротермальных полей возможно образование метана вследствие жизнедеятельности организмов [169, 184, 286], обнаруженных в значительных количествах вокруг гидротермальных источников [35]. В основном, это представители метаногенных микроорганизмов, продуцирующие метан из CO_2 и H_2 [75, 213, 262].

После разгрузки гидротермального раствора метан быстро окисляется до диоксида углерода растворенным кислородом [91, 243]:



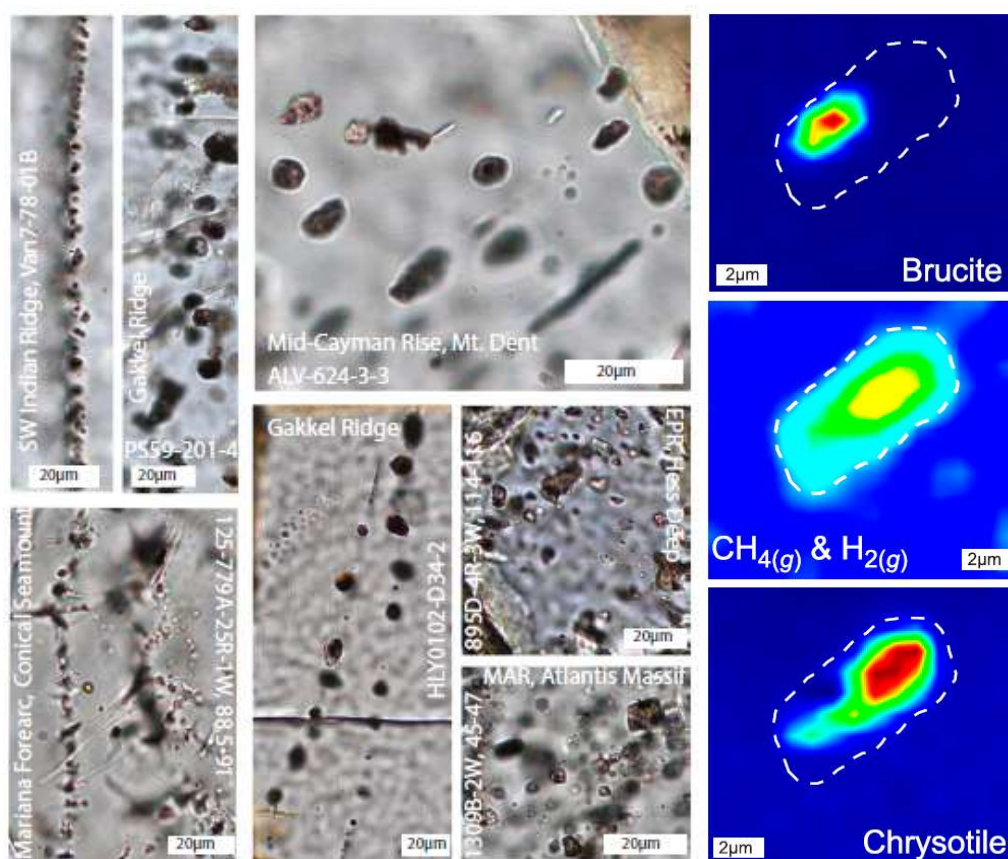


Рисунок 5 – Слева - Микрофотографии тонких разрезов оливинов, содержащих флюидные включения, из Юго-Западного Индийского хребта (SW Indian Ridge), хребта Гаккеля (Gakkel Ridge), Срединно-Каймановского поднятия (Mid-Cayman Rise), Марианской дуги (Mariana Forearc), Восточно-Тихоокеанского поднятия (EPR) и Срединно-Атлантического хребта (MAR). Справа - схемы распределения брусита, хризотила и CH₄+H₂ в одном из включений по результатам Рамановской спектроскопии [167].

Анаэробное метановое окисление также способствует снижению концентраций метана в ореоле рассеяния. Реакция окисления происходит при участии метанотрофных архей (например, *Methanoperedens* sp. или *Methanosaeta* sp.) и сопутствующих бактерий (например, *Desulfosarcina* sp. или *Desulfobacter* sp.) в процессе сульфатной, нитратной редукции и других механизмов. Эта реакция происходит с выделением значительного количества энергии, которая может быть использована бактериями для поддержания их жизнедеятельность [86, 115, 182].

Форма переноса

Метан в водной толще распространяется в растворенной форме, либо, в виде отдельных пузырей, которые наблюдались непосредственно в зоне разгрузки гидротермальных источников или метановых сипов [183].

1.3.5 Медь

Источники меди в морской воде

Морская вода обогащается медью преимущественно в ходе растворения глинистых и карбонатных минералов, поступающих в океан в ходе жизнедеятельности организмов, с речным стоком и посредством эоловой деятельности [250]. По приблизительным оценкам, гидротермальные источники поставляют порядка 14 % от всей поступающей в океан меди [236].

Концентрации меди, в отличие от цинка, практически идентичны в различных частях Мирового океана и обладают близким к линейному трендом увеличения и увеличиваются от 0.5 нмоль/л в приповерхностных водах до >3 нмоль/л на глубинах свыше 3 км [144, 186].

Поведение

В ходе движения по нисходящей ветви морская вода обогащается медью в процессе растворения рассеянных в породах сульфидов и рудных минералов – магнетита (Fe_3O_4), титаномагнетита (Fe_2TiO_4), ильменита (FeTiO_3) [82, 135, 283]. Концентрации растворенной Cu в гидротермальных растворах, циркулирующих в ультраосновных породах и базальтах, варьируются в пределах 0.6–162 мкмоль/л и 3–130 мкмоль/л, соответственно [87, 88, 89, 113, 125, 153, 164]. Поступление гидротермальных растворов из систем, приуроченных к базальтам, способствует выносу 1.6 млн. тонн меди в год [7].

Y. Fouquet отмечал, что «повышенные концентрации меди в апоперидотитовых серпентинитах поля Rainbow (248 ppm) указывают на аккумуляцию значительной части Cu в подповерхностных условиях в ходе подъема гидротермального раствора и смешения с морской водой. Превалирующими минералами меди в гидротермальных отложениях полей САХ являются халькопирит (CuFeS_2), изокубанит (CuFe_2S_3) и, в меньшей степени – борнит (Cu_5FeS_4)» [125].

Форма переноса

Термодинамическое моделирование образования гидротермальных растворов с различной минерализацией позволило получить данные о формах переноса меди в растворах и ореолах рассеяния (рисунок 6). Минерализация не оказывает влияния на соотношение форм миграции. Медь в гидротермальном растворе мигрирует в виде хлоридных комплексов при температурах свыше 100°C, а при более низких температурах ведущая роль в переносе меди отходит свободному иону Cu^{2+} и карбонатному комплексу (CuCO_3) [14, 15, 39]. В зоне активного смешения гидротермального раствора с морской водой (первые метры от источника) медь быстро переходит во взвешенное состояние [189]. Взвеси представлены частицами халькопирита, изокубанита,

барита размером до 60 мкм [120, 276]. Их количество редко превышает 10% от общего объема взвешенного материала [120].

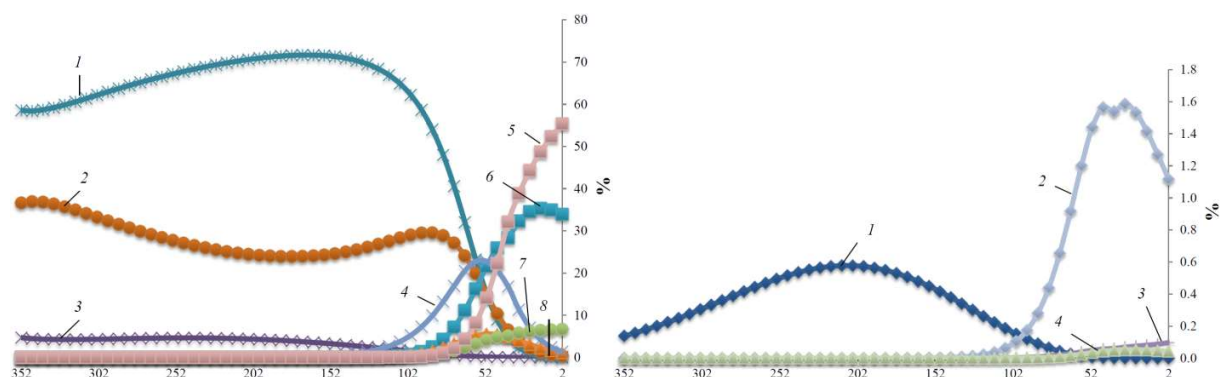


Рисунок 6 – Изменение отношений основных (слева – 1 – CuCl_2^- , 2 – CuCl_3^{2-} , 3 – CuCl , 4 – CuO , 5 – CuCO_3 , 6 – Cu^{2+} , 7 – CuCl^+ , 8 – CuOH^+) и второстепенных (справа – 1 – Cu^+ , 2 – CuSO_4 , 3 – CuCl_2 , 4 – CuHCO_3^+) форм миграции меди в гидротермальном плюме с изменением температуры и степени разбавления раствора морской водой [14, 15, 39].

Среди второстепенных комплексов меди выделяют Cu^+ , CuSO_4 , CuCl_2 и CuHCO_3^+ . М. В. Змиевский в своей работе отмечал, что «максимальное содержание отмечается у свободной формы и сульфатной формы. Появление сульфатного комплекса происходит при высокой степени разбавления, в то время как свободная форма Cu^+ достигает максимума в зоне повышенных температур. Другие формы переноса меди не влияют на перенос меди (~0%)» [14, 15, 39].

Активное взаимодействие Cu с океанической биосферой способствует тому, что вдали от гидротермальных источников перенос более чем 99 % всей растворенной меди в океане происходит в виде органических соединений [97, 150, 271].

1.3.6 Цинк

Источник

Согласно последним исследованиям, гидротермальные источники считаются главными поставщиками цинка в океане, в несколько раз превышая количество цинка, поступающего с речным стоком [231].

В Атлантическом океане концентрации цинка увеличиваются от 0.1 нмоль/л на поверхности до 2 нмоль/л на глубине >3000 метров, что меньше, чем в Тихом, Индийском и Южном океанах в 5–7 раз и объясняется региональными особенностями формирования состава придонных вод [186].

Поведение

Обогащение гидротермального раствора цинков протекает в результате растворения рассеянных сульфидов и рудных минералов, по аналогии с медью. Концентрации цинка в гидротермальных растворах, циркулирующих в ультраосновных породах и базальтах, достигают 29–160 мкмоль/л и 2–350 мкмоль/л, соответственно [87, 88, 89, 113, 125, 153, 164]. С гидротермальными растворами в океаническую толщу поступает 1.1 млн. тонн цинка, выносимого из базальтов, в год [7]. Цинк в значительной степени аккумулируется и формирует гидротермальные отложения в подповерхностных условиях в виде сфалерита [125].

Форма переноса

Данные о формах переноса цинка в гидротермальном растворе и ореоле рассеяния получены при термодинамическом моделировании процессов формирования гидротермальных растворов различной минерализации (рисунок 7). Цинк в гидротермальной системе мигрирует преимущественно в форме хлоридных комплексов ($ZnCl_4^{2-}$, $ZnCl^+$, $ZnCl_2$), однако в относительно распресненных растворах (29.1 г/л) перенос в относительно малом объеме также осуществляется в виде $ZnOH^+$ [14, 15, 39].

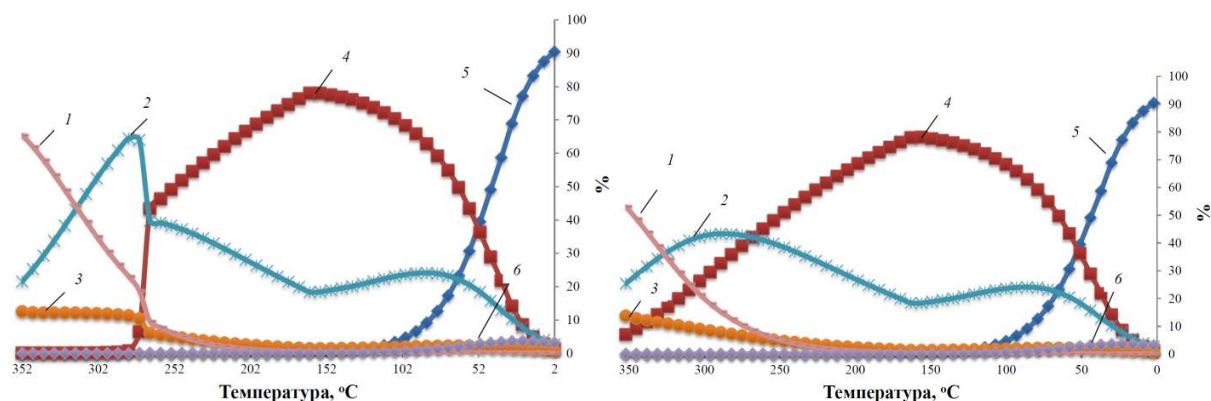


Рисунок 7 – Изменение соотношений основных форм водной миграции цинка в гидротермальном плюме с изменением температуры и степени разбавления раствора морской водой (слева – минерализация 40.2 г/л; справа – минерализация 29.1 г/л): 1 – $ZnCl_4^{2-}$, 2 – $ZnCl^+$, 3 – $ZnCl_2$, 4 – $ZnOH^+$, 5 – Zn^{2+} , 6 – $ZnSO_4$ [14, 15, 39].

В ореоле рассеяния, в ходе разбавления гидротермального раствора морской водой и снижения температуры до ~ 270 °С, роль хлоридных комплексов в миграции цинка снижается, и перенос осуществляется преимущественно в виде $ZnOH^+$ и $ZnCl^+$ [14, 15, 39]. Часть растворенного цинка переходит во взвешенное состояние – в виде микрочастиц (0.1–100 мкм) сфалерита и вюрцита (Рисунок 8) [120, 234]. В зависимости от состава первоначального гидротермального раствора сульфиды цинка составляют до 18% от общего объема взвесей [17, 276].

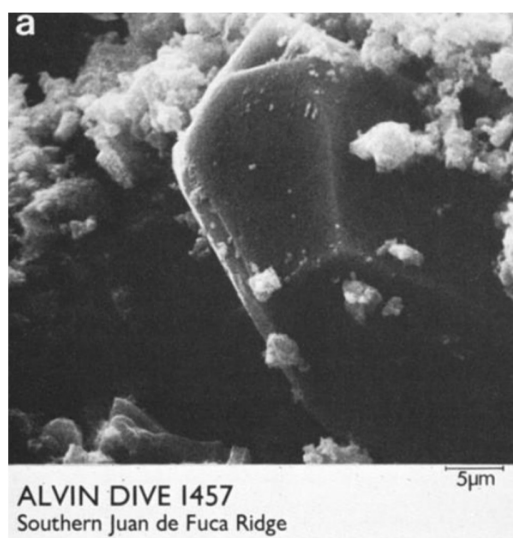


Рисунок 8 – Микрофотография сфалерита из ореола рассеяния (хребет Хуан-де-Фука) [120].

Максимальное разбавление сопровождается высоким содержанием свободной формы переноса цинка. Среди второстепенных форм миграции цинка наблюдаются следующие комплексы: $ZnCl_3^-$, ZnO , $ZnSO_4$, $ZnCO_3$, $ZnHCO_3^+$ (рисунок 9). Прочие формы переноса цинка оказывают ничтожное влияние (около 0%) и считаются несущественными [14, 15, 39].

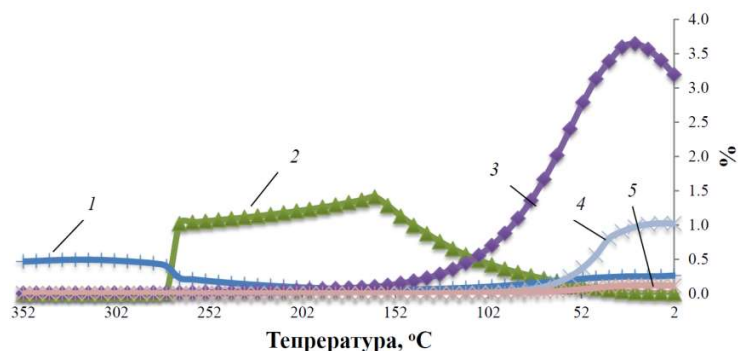


Рисунок 9 – Изменение соотношений второстепенных форм водной миграции цинка в гидротермальном плюме с изменением температуры и степени разбавления раствора морской водой: 1 – $ZnCl_3^-$, 2 – ZnO , 3 – $ZnSO_4$, 4 – $ZnCO_3$, 5 – $ZnHCO_3^+$ [14, 15, 39].

1.3.7 Марганец

Источник

Концентрации марганца в пределах Атлантического океана быстро уменьшаются с глубиной от 2 нмоль/л до ~0.2 нмоль/л в интервале глубины 0–200 метров. В более глубоких горизонтах его содержание остается практически неизменным (0.2–0.3 нмоль/л) [142, 282].

Поведение

Марганец в рассеянном виде распространен в переменных количествах в большинстве породообразующих минералов пород, слагающих океаническую кору: Mn способен находиться как в шестерной координации, замещая Fe^{2+} и другие ионы, так и в восьмерной координации, замещая Ca^{2+} . Растворение этих минералов способствует обогащению гидротермального раствора марганцем. Его концентрации в растворах составляют 0.33–2.25 и 0.06–0.71 ммоль/л для полей, приуроченных к ультраосновным породам и базальтам, соответственно [87, 88, 89, 113, 125, 153, 164]. Изучение гидротермально измененных базальтов в кернах скважин и определение дебитов гидротермальных источников позволило установить, что из базальтов выносятся 485 млн. тонн марганца в год [7].

Термодинамические расчеты показали, что марганец не способен формировать сульфидные минералы [2]. Растворенный Mn соосаждается с сульфидами и гидроксидами других металлов частицами и/или окисляется и осаждается с образованием тодорокита $((\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_2\text{Mn}_6\text{O}_{12} \cdot 3(\text{H}_2\text{O}))$, бернессита $((\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})\text{Mn}_2\text{O}_4 \cdot 1.5(\text{H}_2\text{O}))$ и пиролюзита (MnO_2) [109, 125, 282].

Энергия активации окисления Mn^{2+} велика, что обуславливает низкую скорость этой реакции и устойчивость растворенного марганца в обычных морских условиях. Время пребывания Mn в плюме оценивается в 50 лет [43]. Однако, при повышении pH может происходить ускорение процесса окисления и даже преобразование его в автокаталитический (при образовании оксидов происходит адсорбция ионов Mn^{2+}), что увеличивает скорость окисления [72].

Скорость окисления и осаждения марганца быстро уменьшается при удалении от гидротермального источника [180, 181, 229]. Медленный вынос Mn (растворенного и взвешенного) из ореола рассеяния способствует его распространению на значительные расстояния (тысячи километров) [121, 257] и формированию устойчивого поля повышенных концентраций [40].

Форма переноса

При термодинамическом моделировании процессов формирования гидротермальных растворов различной минерализации были получены данные о формах переноса марганца в этих растворах и ореолах рассеяния (рисунок 10).

Исходя из результатов термодинамического моделирования следует, что MnCl^+ и MnCl_2 являются наиболее распространенными формами миграции марганца в гидротермальном растворе. Изменение минерализации не оказывает влияния на основные формы миграции марганца. В ходе разбавления гидротермального раствора морской водой ведущая роль в миграции марганца отходит Mn^{2+} [14, 15, 39].

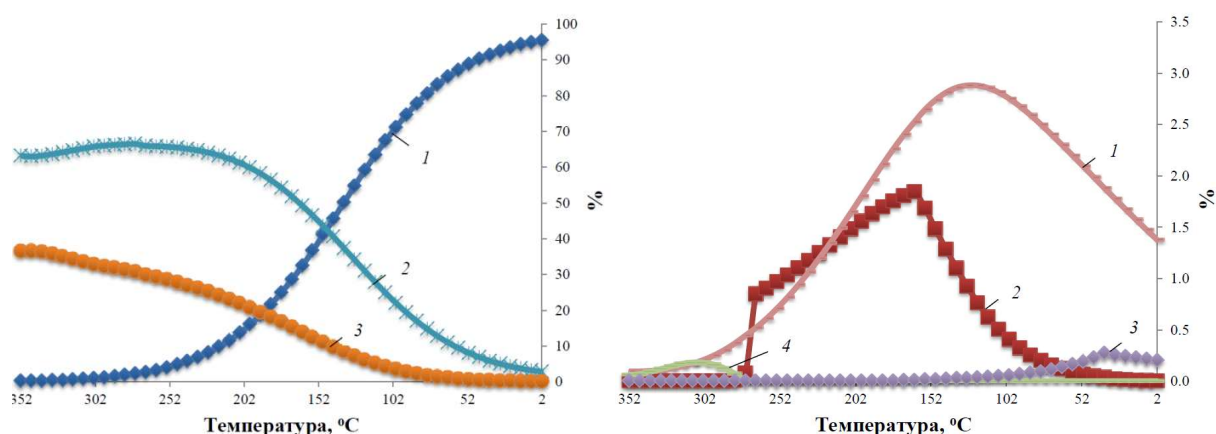


Рисунок 10 – Изменение соотношений основных (слева – 1 – Mn^{2+} , 2 – MnCl^+ , 3 – MnCl_2) и второстепенных (справа – 1 – MnSO_4 , 2 – MnOH^+ , 3 – MnCO_3 , 4 – MnHSO_4^+) форм водной миграции марганца в гидротермальном плюме с изменением температуры и степени разбавления раствора морской водой [14, 15, 39]

М. В. Змиевский в своей работе писал о том, что «сульфатный комплекс присутствует только в незначительном количестве (1.5%) в латеральном плюме, а гидроксидный комплекс характерен для температур 325–125°C и может быть обнаружен только в восходящем плюме. Эти комплексы относятся к «второстепенным» формам миграции. Остальные формы переноса марганца, такие как карбонатные комплексы и др., оказывают ничтожное влияние (<0.5%) и классифицируются как незначительные» [14, 15, 39].

1.3.8 Железо

Источник

Содержание растворенного железа быстро увеличивается в приповерхностной части океанической толщи (0–600 метров) от 0.1 до 0.3–0.5 нмоль/л. Региональные и локальные особенности водной толщи оказывают большое влияние на дальнейшие изменения концентрации железа. С глубиной его содержания могут увеличиваться, уменьшаться или оставаться практически без изменений [142, 168, 212].

Поведение

Гидротермальный раствор обогащается Fe в ходе растворения оливинов, рудных минералов. Растворы полей, приуроченных к ультрабазитам, характеризуются меньшей вариабельностью и более высокими концентрациями железа (2.5–24 ммоль/л) по сравнению с растворами базальтовых полей (0.002–5.17 ммоль/л) [87, 88, 89, 113, 125, 153, 164].

Аккумуляция железа происходит не только в подповерхностных условиях, но и в гидротермальных образованиях (железо-марганцевых корках) непосредственно на океаническом дне [125]. Превалирующими минералами железа в гидротермальных отложениях полей САХ являются пирит (FeS_2), пирротин ($\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$) и, в меньшей степени – гематит (Fe_2O_3) и гетит ($\text{FeO}(\text{OH})$) [125].

Согласно публикациям [123, 124], содержание железа уменьшается при удалении от источника в ходе его осаждения. По разным оценкам ~50–65 % всего железа выпадает вблизи источника (первые метры) в виде сульфидов [121, 233] и гидроксидов (при высоком отношении Fe/S) [119, 132], способствуя поступлению 118 млн. тонн железа в год из одних только базальтов [7]. Продолжительное поступление гидротермальных растворов приводит к росту фоновых концентраций железа в придонной толще вокруг гидротермального поля [142].

Соотношения Fe/S зависит от нескольких факторов:

- температура формирующегося раствора – при высоких температуры ($>370^\circ\text{C}$) повышается Fe/S;
- соотношение П/В – при увеличении П/В уменьшается Fe/S;
- стадия развития гидротермальной системы – на начальной стадии развития системы Fe/S гораздо меньше, чем в развитых системах [11].

Долгое время гидротермальные растворы практически не рассматривались как источник растворенного железа в океане [133]. Тем не менее, последние исследования показали, что часть железа остается в гидротермальном плюме и способна распространяться на значительные расстояния от источника (до нескольких тысяч километров) в коллоидной форме [123, 142, 281] и в органических комплексах, поставляя в океан 11–22 % от общего количества поступающего растворенного железа [64].

Форма переноса

При моделировании термодинамических процессов, связанных с формированием гидротермальных растворов разной минерализации, были получены данные о формах переноса железа в растворах и в ореолах рассеяния (рисунок 11).

Минерализация растворов оказывает сильное влияние на соотношение форм миграции железа. Анализ результатов показывает, что при высоких температурах (350–275 °C) в гидротермальном растворе железо мигрирует преимущественно в форме FeCl_2 , FeCl^+ , Fe^{2+} , HFeO_2 , FeO_2^- , и FeO^+ [14, 15, 39].

М. В. Змиевский отмечал, что «среди второстепенных форм миграции железа присутствуют оксидные и гидроксидные комплексы (FeO , HFeO_2^- , $\text{Fe}(\text{OH})_2$, FeOH_2^+), которые в основном находятся в интервале температур около 220–270 °С. Влияние других форм переноса железа незначительно» [14, 15, 39].

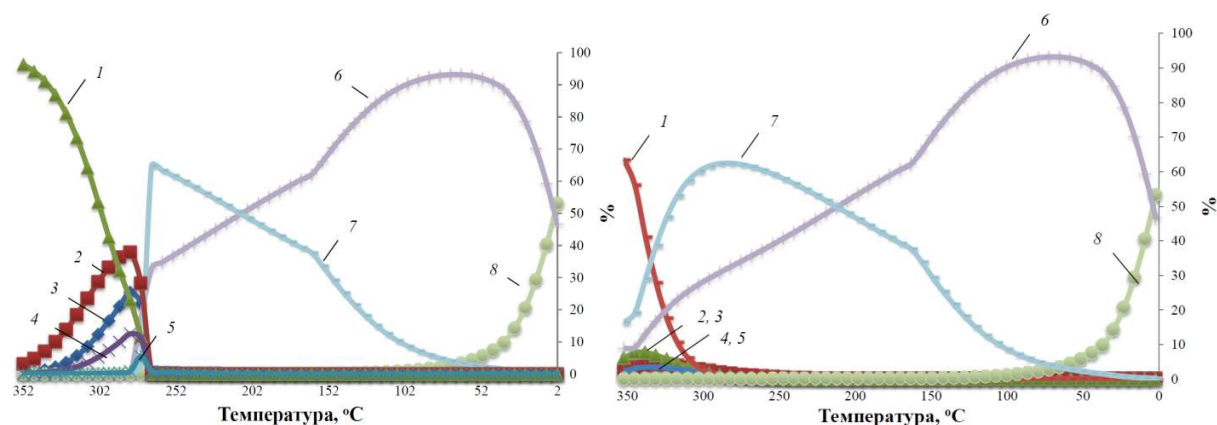


Рисунок 11 – Изменение соотношений основных форм водной миграции железа в гидротермальном плюме с изменением температуры и степени разбавления раствора морской водой (слева - минерализация 40.2 г/л; справа – минерализация 29.1 г/л): 1 – FeCl_2 , 2 – FeCl^+ , 3 – Fe^{2+} , 4 – FeSO_4 , 5 – FeOH^+ , 6 – HFeO_2^- , 7 – FeO_2^- , 8 – FeO^+ [14, 15, 39]

При разбавлении гидротермального раствора морской водой богатой кислородом (особенно, в условиях Северной Атлантики [242]), снижении температуры и повышении pH ведущая роль в миграции Fe отходит оксидным и гидроксидным комплексам (HFeO_2^- , FeO_2^- , FeO^+) [14, 15, 39, 205] и металлоорганическим комплексам [147].

На всем этапе разбавления гидротермального раствора морской воды происходит переход растворенного железа во взвешенную форму. Вблизи источника взвеси представлены микрочастицами халькопирита (4–9 %), пирротина (до 0.2 %), пирита (45–92 %) размером до 100 мкм. При удалении от источника (≥ 1 км) взвешенные частицы представлены преимущественно оксидами и гидроксидами Fe размером до 2 мкм [120, 270, 276].

Металлоорганические комплексы – это молекулы, которые содержат ион металла (например, железа), связанный с одним или несколькими органическими лигандами. В океане эти комплексы могут вырабатываться бактериями и другими организмами, которые выделяют органические соединения, называемые сидерофорами. Сидерофоры – это органические молекулы, которые используются микроорганизмами и растениями для захвата и транспортировки железа. Они позволяют организмам использовать железо, которое обычно не доступно из-за его низкой растворимости в воде и почвах. Сидерофоры могут быть различными по структуре и свойствам, но

обычно они образуют комплексы с железом, увеличивая его растворимость и транспортируемость через мембраны [101, 226].

1.4 Проблема изменения химического состава и структуры ореола рассеяния

1.4.1 Химический состав

На данный момент имеется ограниченное количество исследований, содержащих информацию о распределении металлов в гидротермальных ореолах рассеяния. Большая часть работ сосредоточена на изучении плюмов нейтральной плавучести на больших расстояниях от источников с целью оценки гидротермального привноса веществ в океан или, напротив, на исследовании зоны смешения для оценки влияния гидротермальных растворов на эндемичные сообщества организмов в непосредственной близости от источников.

Ранее на расстоянии ~500 метров от гидротермального источника Восточного Тихоокеанского поднятия (ВТП) были обнаружены концентрации меди схожие с полученными нами – 10–20 нмоль/л [239], что более чем в два раза превышает максимальные фоновые концентрации глубоководной части Тихого океана [232]. Помимо этого, косвенные данные о дальности распространения металлов можно получить при анализе осадочных пород вокруг гидротермального поля. Так, повышенные концентрации меди были обнаружены в осадочных породах (~350 мкг/г при фоновых ~100–150 мкг/г) по направлению движения гидротермального плюма на удалении 5 км от гидротермального источника Rainbow [85]. Это указывает на то, что растворенная медь (в концентрациях достаточных для формирования повышенных концентраций в осадках) способна удаляться от источника как минимум на 5 км. В случае источника Rainbow, это может объясняться тем, что концентрации Cu в его КГР достигает 121–162 мкмоль/л, что в 4–5 раз превышает концентрации на поле Логачев-1. При этом концентрация H₂S в растворе источника Rainbow одна из самых низких в пределах САХ – 1.2 ммоль/л [89]. Повышенные концентрации Cu при пониженных значениях H₂S могут способствовать уменьшению скорости образования и осаждения сульфидов Cu.

Многолетние исследования вблизи гидротермальных полей хребта Endeavour показали, что концентрации железа, серы и меди (одних из основных элементов-индикаторов гидротермальной активности) в осадках значительно превышают фоновые вблизи гидротермальных источников [100]. Тем не менее, уже на расстояния ~400–600 метров от источников, концентрации этих элементов возвращаются к фоновым, что указывает на быстрое снижение концентраций взвешенных соединений и неустойчивых растворенных соединений металлов в гидротермальном

ореоле рассеяния, в результате чего оставшихся в ореоле металлов недостаточно для формирования значительных концентраций в осадках на удалении от источника.

1.4.2 Пространственная структура

Стандартная модель формирования и распространения плюма в определенном направлении под воздействием придонного течения приведена выше (рисунок 2). Тем не менее, при анализе опубликованной литературы было отмечено, что существует ряд оставленных без внимания факторов, способных оказать влияние на структуру гидротермального ореола рассеяния, в т.ч.:

- плотность поступающего гидротермального раствора;
- направление придонных течений;
- топографические особенности участка;
- количество разгружающихся источников в пределах участка;
- дискретный характер разгрузки гидротермальных растворов;
- нестабильность гидротермального плюма и сила Кориолиса.

Ниже разобраны факторы, по мнению автора, оказывающие наибольшее влияние на формирование ореола рассеяния.

1) Пространственно-временная изменчивость придонных течений.

На данный момент имеется крайне мало сведений о проведенных глубоководных гидрографических исследованиях. Большая часть опубликованных работ посвящена изучению придонных течений в Тихом океане или северной и южной частях САХ, оставляя экваториальную и тропическую часть САХ практически неисследованной. Существующие исследования указывают на сложный характер придонных течений в районе срединно-океанических хребтов.

Изменчивость придонных течений в пространстве и времени была отмечена ранее в районе гидротермального поля Endeavour (Тихий Океан) [272]. Авторы исследования первоначально полагали, что гидротермальный плюм над полем Endeavour будет распространяться в едином интервале глубины в направлении движения основного течения. Основное течение в долине хребта Endeavour направлено в северном, северо-северо-восточном направлении. Тем не менее, основное течение подвергается сильным колебательным движениям, вызванным, приливно-отливным режимом, что подтверждается полусуточным диапазоном частоты изменения течения (рисунок 12) [272].

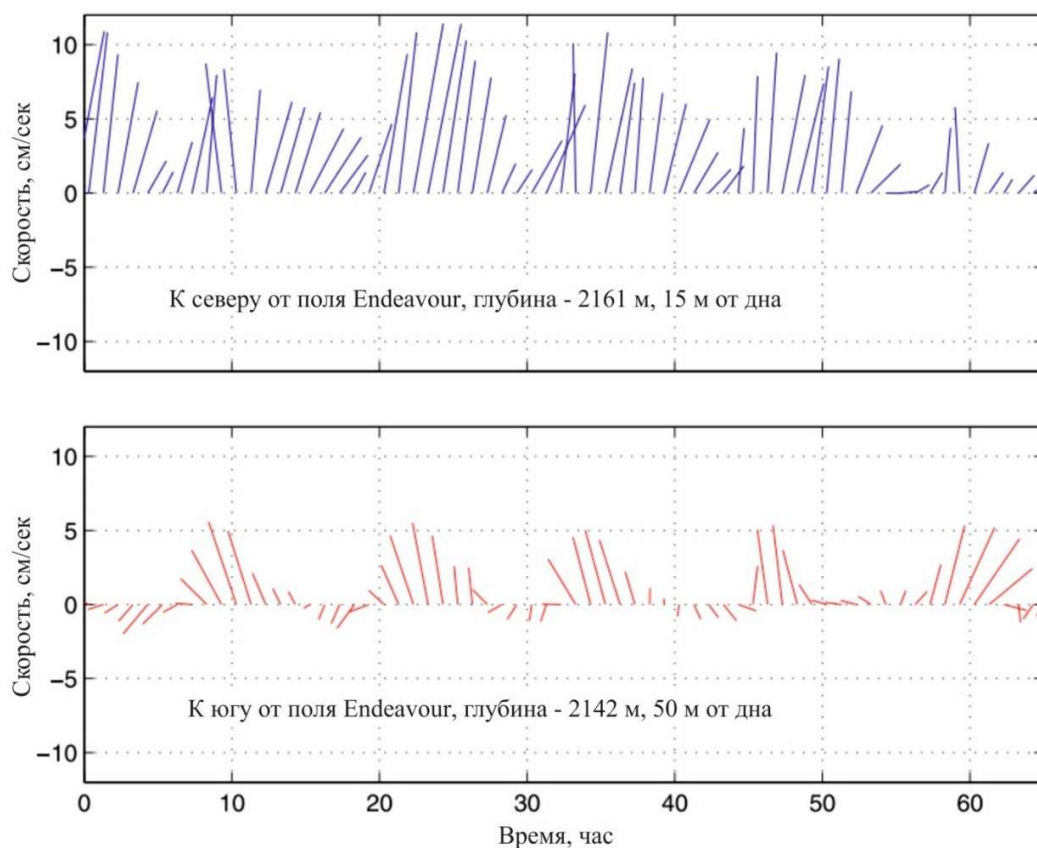


Рисунок 12 – 65-часовой временной ряд среднечасовых течений в пределах осевой долины Endeavour к северу (сверху) и к югу (снизу) от поля Endeavour. Направление линии указывает направление движения течения. Истинный север сверху [272].

Гидрографические исследования позволили также измерить тепловой поток от гидротермального источника. Тепловой поток, указывающий на движение гидротермального ореола рассеяния, оказался также крайне изменчив как в пространстве, так и во времени. Полученная изменчивость может иметь несколько объяснений:

1) Спорадическая активность нескольких гидротермальных источников в пределах поля вкупе с различными химическими и физическими характеристиками поступающих растворов может привести к формированию неустойчивого многослойного гидротермального плюма, обуславливающего наблюдавшуюся изменчивость теплового потока.

2) Осцилляция основного течения может оказать значительное влияние на динамику и распространение гидротермальных плюмов даже от одного источника. Данная гипотеза была подтверждена моделированием [272].

Аналогичные гидрографические исследования в районе 36–37° с.ш. долины САХ также показали высокую пространственную и временную вариабельность скорости и направления

течений на нескольких горизонтах глубин (рисунок 13, 14) [174, 267]. В пределах долины САХ, зафиксирована осцилляция течений с полусуточным диапазоном частоты [163].

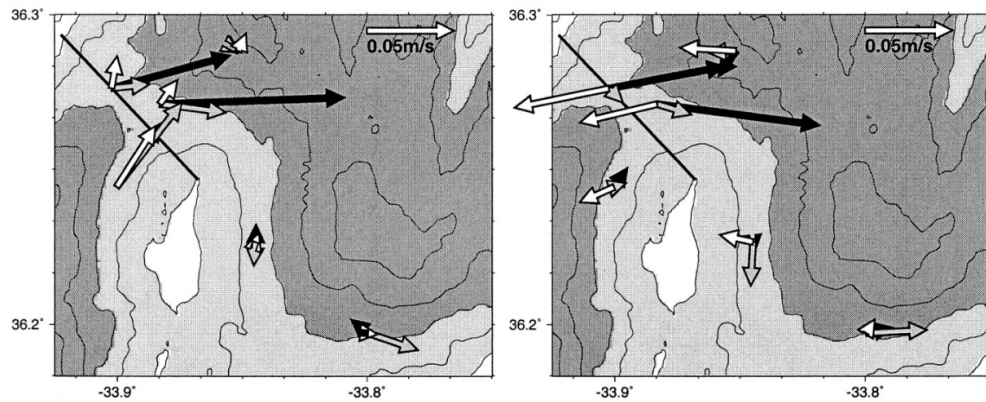


Рисунок 13 – Средние скорости течения в районе 36° с.ш. долины САХ, зарегистрированные в начале исследования (слева) и через ~50 недель (справа); черные, серые и белые стрелки обозначают скорости и направления течения на глубине 2300, 2100 и 1800 м, соответственно [267].

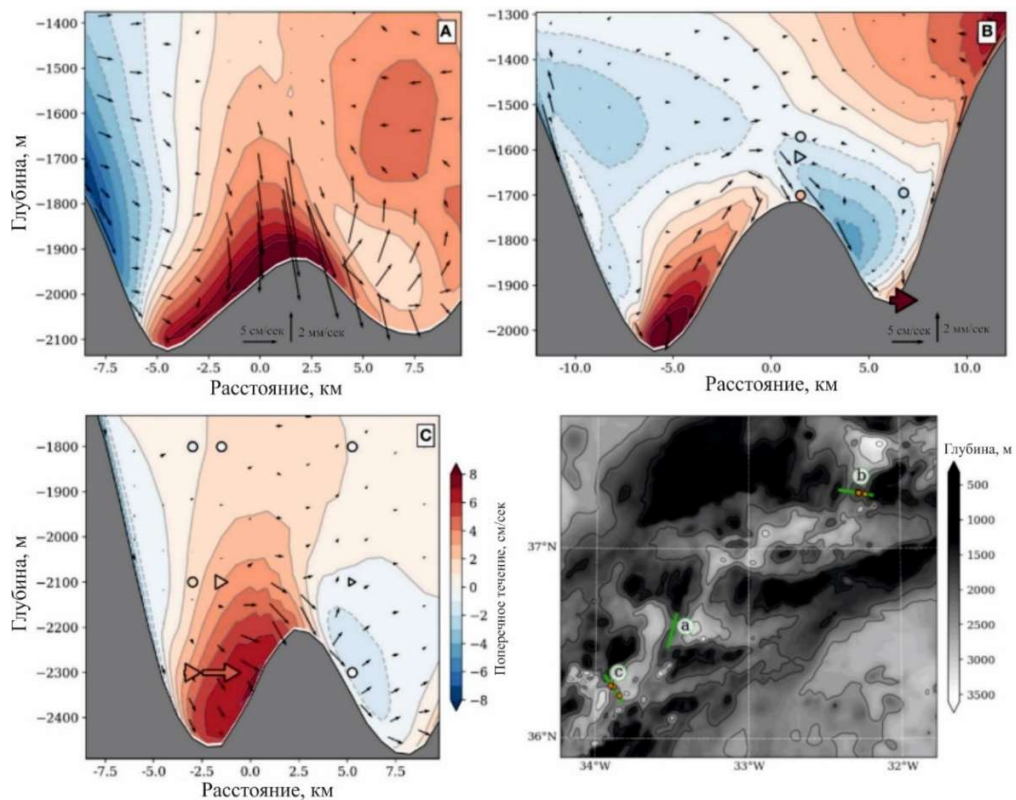


Рисунок 14 – Усредненные придонные течения, в пределах участков дна рифтовой долины САХ: участок AMAR-FAMOUS (A), Lucky-Strike (B) и Rainbow (C). Цветом показана скорость поперечного сечения, а стрелками – скорость в плоскости сечения [174].

Вблизи района исследования, в ~50 км к юго-востоку от гидротермального поля Ашадзе-2, в долине трансформного разлома Марафон была установлена одиночная станция зондирования, позволившая провести краткосрочные замеры придонных течений. Проведенное исследование показало пространственную вариабельность течений, неоднократно изменяющих направление и скорость движения (рисунок 15) [203].

Таким образом, неоднократные исследования придонных течений в пределах областей современного спрединга указывают на их сильную пространственную и временную изменчивость. Очевидно, что подобная изменчивость должна оказывать сильное влияние на характер распространения и распределения гидротермальных плюмов.

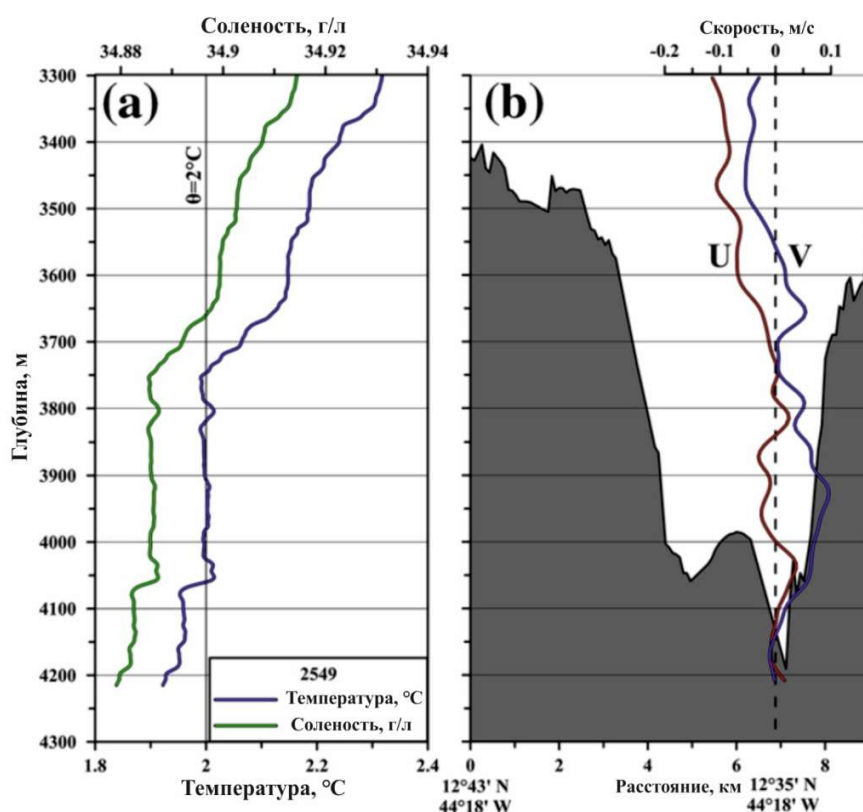


Рисунок 15 – Профили температуры, солёности, широтной компоненты скорости (V – красный) и меридиональной компоненты (U – синий) в зоне разлома Марафон. Вертикальная линия на 2°C показывает границу между Антарктическими придонными водами и Североатлантическими глубинными водами на глубине ~3750 м. Вертикальная пунктирная линия показывает нулевую скорость, а также местоположение станции [203].

2) Закручивание окружающей водной толщи гидротермальным потоком и нестабильность гидротермального плюма.

В пределах восходящей части плюма окружающие воды способны формировать циклонический вихрь, закручивающийся мощной струей гидротермального раствора (рисунок 16). Размеры циркулирующей структуры могут превышать размер гидротермального поля или высоту подъёма плюма на несколько порядков. В пределах латеральной части плюма обладает антициклоническим характером циркуляции и движется по спирали по часовой стрелке вокруг источника (при взгляде сверху) [139, 254].

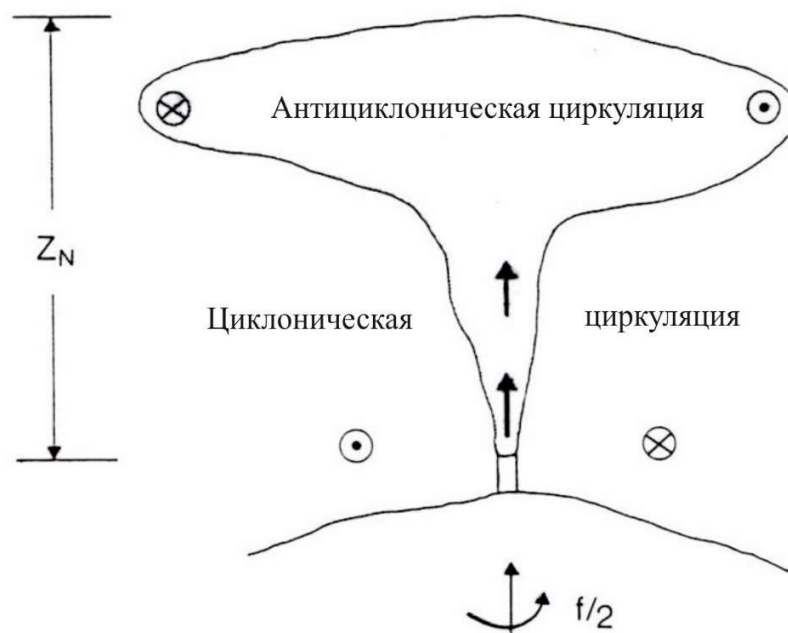


Рисунок 16 – Вихревой поток, создаваемый струей гидротермального раствора [254].

Формируемые структуры отличаются нестабильностью, способствующей их разделению на несколько более мелких вихрей, и имеют тенденцию удаляться от источника под действием собственного движения. Их траектории будут зависеть от множества факторов. В частности, от взаимодействия между отдельными вихрями, от направления окружающего течения и характера окружающего рельефа. Помимо этого, структура гидротермального плюма может зависеть от геометрии источника (точечный или линейный) и характера разгрузки (постоянный или импульсивный) [254]. Последующие лабораторные исследования подтвердили формирование нескольких вихреобразных структур, распространяющихся в разные стороны от источника (рисунок 17) [187].

Вероятно, на структуру ореолов рассеяния влияет как изменчивость придонных течений в пространстве и времени, так и нестабильность гидротермального плюма, приводящей к формированию нескольких вихреобразных структур.

Сформированные (после разделения нестабильного плюма) ореолы рассеяния могут распространяться в нескольких направлениях и менять направления движения на противоположные, поскольку придонные течения обладают как пространственной, так и временной изменчивостью. В процессе осцилляции придонного течения один и тот же ореол рассеяния способен распространяться сначала к северу от источника, а затем к югу (в соответствии с полусуточным диапазоном частоты).

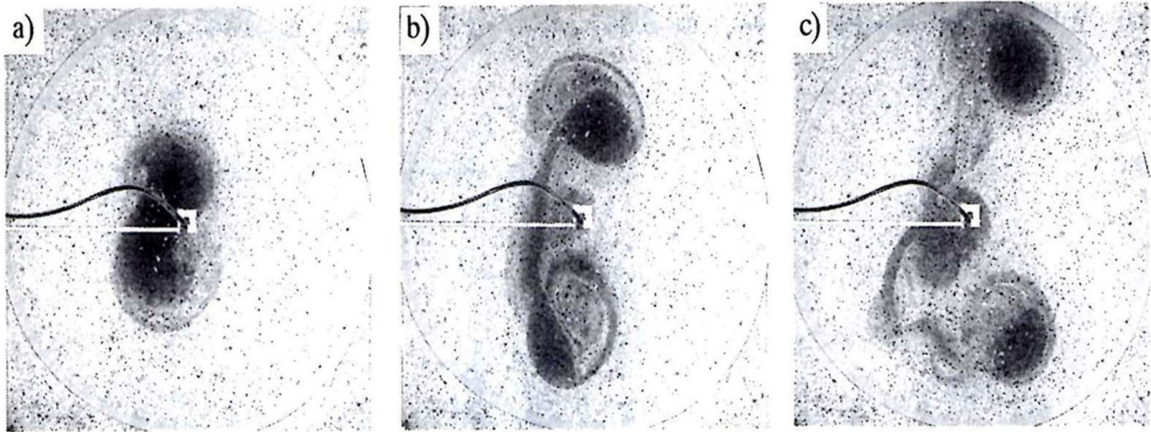


Рисунок 17 – Фотографии, показывающие развитие двух вихрей в результате разделения нестабильной структуры. Вид сверху [143].

1.5 Выводы по главе 1

В последнее время при изучении гидротермальных систем значительное внимание уделяется проблеме генезиса гидротермальных растворов и изменения их химического состава в процессе смешения с морской водой и формирования ореолов рассеяния. Тем не менее, опубликованные исследования оставляют значительный пробел в области знаний, касающихся миграции и распределения металлов и газов в ореолах рассеяния при удалении от источника. Помимо этого, остается открытым вопрос о пространственной структуре ореолов рассеяния, поскольку стандартные модели, описывающие характер его распространения, не учитывают ряд факторов, способных оказать существенное влияние. Изучение поставленных проблем позволит усовершенствовать методику прогнозирования и поисков площадей современной гидротермальной активности.

ГЛАВА 2 ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Российский Разведочный Район расположен в пределах осевой части северной приэкваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта ($12^{\circ}48'36''$ N – $20^{\circ}54'36''$ N). Исследуемая территория разделяется на отрезки длиной от 13 до 72 км, ограниченные трансформными и нетрансформными разломами [22].

На данный момент в пределах РРР открыто девять гидротермальных полей: Краснов [63, 95], Петербургское [48], Зенит-Виктория [93], Юбилейное [4], Пюи-де-Фоль [93], Сюрприз [4], Коралловое, Молодежное [258], Холмистое и пять гидротермальных узлов: Ашадзе [93, 126, 215], Ириновское [94, 118, 191], Логачев [93, 126], Победа [94, 127] и Семенов [62, 191] (таблица 1). Объектами исследования данной работы являются гидротермальные поля Логачев-1, Коралловое, Молодежное, Ашадзе-1, 2, 3 и Пюи-де-Фоль. Их положение показано на рисунке 18.

Таблица 1 – Открытые гидротермальные поля и кластеры в пределах РРР и расстояния между ними (с юга на север). За точку отсчета принят гидротермальный узел Ашадзе.

Название объекта	Положение на САХ		Расстояние между полями, км
	с.ш.	з.д.	
Узел Ашадзе	$12^{\circ}58.40'$	$44^{\circ}51.80'$	0
Поле Коралловое	$13^{\circ}07.23'$	$44^{\circ}53.84'$	16.77
Поле Молодёжное	$13^{\circ}09.34'$	$44^{\circ}51.84'$	5.32
Узел Ириновское	$13^{\circ}19.97'$	$44^{\circ}54.60'$	20.31
Узел Семёнов	$13^{\circ}30.82'$	$44^{\circ}57.78'$	20.91
Узел Логачёв	$14^{\circ}42.50'$	$44^{\circ}58.00'$	132.85
Поле Краснов	$16^{\circ}38.40'$	$46^{\circ}28.50'$	268.72
Узел Победа	$17^{\circ}09.00'$	$46^{\circ}25.20'$	57.05
Поле Холмистое	$17^{\circ}57.00'$	$46^{\circ}29.30'$	89.25
Поле Петербургское	$19^{\circ}52.00'$	$45^{\circ}52.00'$	222.93
Поле Зенит-Виктория	$20^{\circ}07.75'$	$45^{\circ}37.35'$	38.77
Поле Юбилейное	$20^{\circ}09.00'$	$45^{\circ}44.60'$	12.83
Поле Пюи-де-Фоль	$20^{\circ}30.50'$	$45^{\circ}38.50'$	41.23
Поле Сюрприз	$20^{\circ}45.40'$	$45^{\circ}38.60'$	27.61

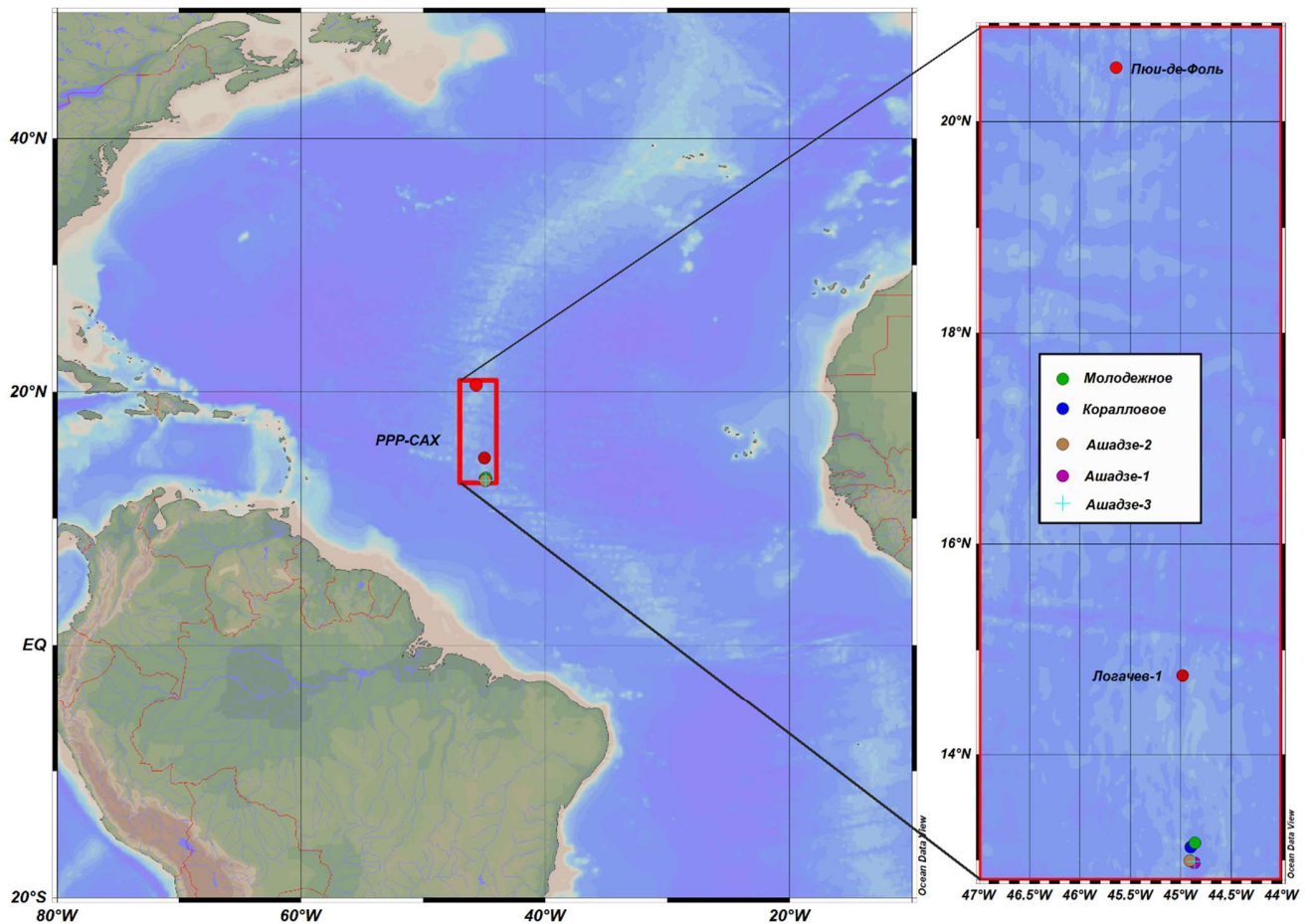


Рисунок 18 – Обзорная карта

В приведенном тексте термин «рудное поле» используется для обозначения одного и более близко расположенных рудных тел. «Гидротермальное поле» используется для обозначения участков дна, где функционирует гидротермальная система или отмечено влияние гидротермальных растворов. «Рудный узел» и «гидротермальный узел» обозначает скопление (кластер) рудных и гидротермальных полей, соответственно.

До недавнего времени считалось, что средние расстояния между гидротермальными полями в зависимости от скорости спрединга СОХ варьируются в пределах 12–220 км (от быстрого до ультрамедленного спрединга). Исходя из скорости спрединга в пределах PPP (~25 мм/год) расстояния между полями должны составлять 40–200 км (в среднем ~70 км) [60]. Расстояния между гидротермальными полями PPP (включая, считающиеся неактивными поля) изменяются в гораздо большем интервале (5.3–268.7 км), но в среднем составляют ~73.5 км (таблица 1), что согласуется с приведенными расчётами.

Тем не менее, детальные исследования, позволившие обнаружить большое количество низкотемпературных гидротермальных полей, показали, что расстояния между полями в пределах

быстро- и средне-спрединговых СОХ составляют ~3.3–19 км [56], что в 3–6 раз больше, чем предполагалось (11–87 км) [60]. Вероятно, проведение аналогичных детальных работ в пределах медленно-спрединговых хребтов (САХ, в частности) позволит выявить большее количество областей гидротермальной разгрузки, что приведет к необходимости переоценки влияния гидротермальных источников на глобальные биогеохимические циклы в Мировом океане.

2.1 Гидротермальный узел Ашадзе

Узел Ашадзе расположен в пределах западного борта рифтовой долины в 30 км к северу от трансформного разлома Марафон и приурочен к ВОК 13° с.ш. в пределах западного борта долины САХ [93]. Тектонический контроль данного сегмента обуславливает асимметричный профиль долины и отсутствие активного вулканизма в пределах ее днища. Весь западный склон представляет из себя единый сложный габбро-перидотитовый массив, возвышающийся над днищем на 2.5 километра [22].

Гидротермальный узел Ашадзе состоит из четырех близко расположенных рудных объектов (поля Ашадзе-1, 2 и рудопроявления Ашадзе-3, 4). В данной работе исследуются только поля Ашадзе-1, Ашадзе-2 и рудопроявление Ашадзе-3. Все они располагаются в пределах небольших субгоризонтальных ступеней-террас, вызванных сочетанием нескольких тектонических нарушений (линеаментов): субширотного простирания для Ашадзе-1, Ашадзе-3 и субмеридионального простирания для Ашадзе-2 [22].

Предположительно, узел Ашадзе представляет из себя единую сложную гидротермальную систему, регулирующую деятельность всех составляющих (полей) [215]. Это подтверждается схожим химическим составом гидротермальных растворов полей Ашадзе-1 и Ашадзе-2 [90].

Гидротермальное поле Ашадзе-1 располагается на расстоянии 3.7 км от оси хребта на глубине 4100 метров [22, 260]. Поле Ашадзе-1 размерами в 450х350 м включает в себя два основных рудных тела с прилегающими металлоносными осадками, высоко обогащенными Fe, Cu и Zn (рисунок 19). Сульфидные отложения в основном представлены фрагментами труб курильщиков. Гидротермальные источники были обнаружены в нескольких близко расположенных зонах в западной части поля. Состав гидротермальных построек разнообразен – от преимущественно Cu-содержащих труб до преимущественно Zn-содержащих и их промежуточные варианты. Сульфиды Cu преобладают в трубах активных курильщиков, в то время как сульфиды Zn преобладают в неактивных и низкотемпературных постройках.

медно-колчеданных руд с повышенным содержанием меди, золота и кобальта [22]. Гидротермальные отложения и постройки характеризуются присутствием, изокубанита (CuFe_2S_3), халькопирита (CuFeS_2), а также арагонита (CaCO_3) с примазками атакамита ($\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$) [215].

Основная разгрузка растворов приурочена к гидротермальному кратеру на глубине 3260 метров (рисунок 20). Существование кратера указывает на импульсивный (взрывной) характер разгрузки растворов, разрушающий существовавшие до этого холмообразные постройки [22].

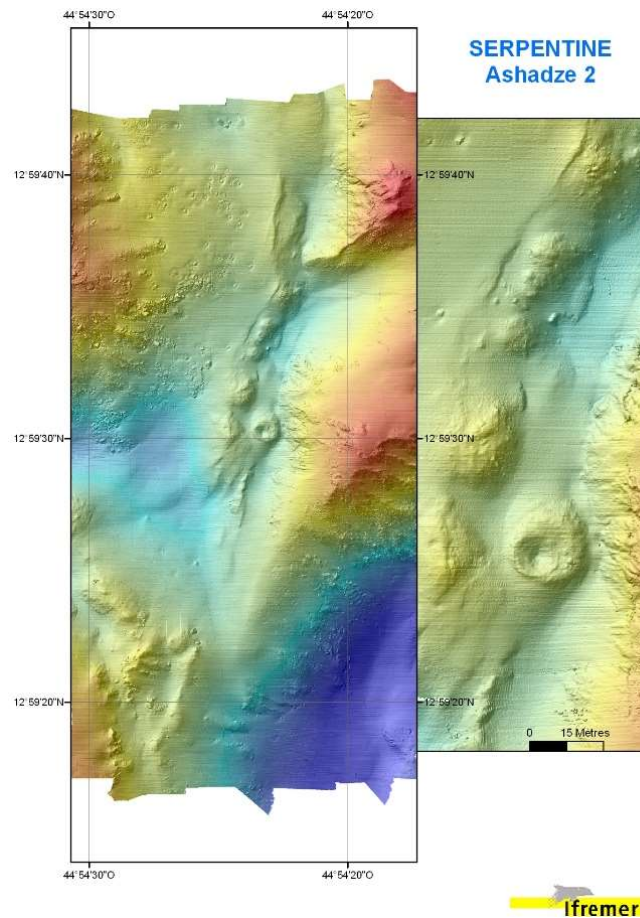


Рисунок 20 – Батиметрическая карта гидротермального поля Ашадзе-2. Справа – увеличенный участок расположения гидротермального кратера [126].

Рудопроявление Ашадзе-3 расположено в 1.8–1.9 км к северу от поля Ашадзе-1 на глубинах 4100–4220 м и приурочено к узлу пересечения зон краевого разлома и субширотных тектонических деформаций. Поднятые породы представлены преимущественно габброидами и, в меньшей степени, серпентинизированными перидотитами. Гидротермальные образования представлены металлоносными осадками, гематит-опаловыми образованиями с вкрапленностью сульфидных минералов (пирит в виде ориентированных цепочек, халькопирит) и гидротермально-измененными перидотитами с прожилковой и вкрапленной кварцевой и сульфидной минерализацией. При этом,

реликты зерен халькопирита замещены халькозином, а пирит замещается оксигидроксидами железа. Отмечена вкрапленность барита и атакамита в гематит-опаловых образованиях. Поднятые перидотиты интенсивно хлоритизированы, серпентинизированы и окварцованы. Окварцевание проявлено в виде прожилков различной мощности от 0.5 мм до 3–5 мм, кварц катаклазирован. В измененных перидотитах отмечается вкрапленность сульфидных минералов пирита, халькопирита и атакамита. На данный момент нет достоверных сведений подтверждающих наличие активных гидротермальных источников в пределах рудопроявления.

2.2 Гидротермальное поле Коралловое

Поле Коралловое (13°07' с.ш. 44°54' з.д.) расположено в срединной части борта рифтовой долины в пределах одного внутреннего океанического комплекса с узлом Ашадзе, в ~20 км к северу от последнего и залегает на пологом участке склона в интервале глубин 2800–2850 м [251] (рисунок 21). Породы, слагающие данный комплекс, представляют из себя апоперидотитовые серпентиниты и габброиды. Гидротермальная разгрузка сосредоточена в северной части поля.

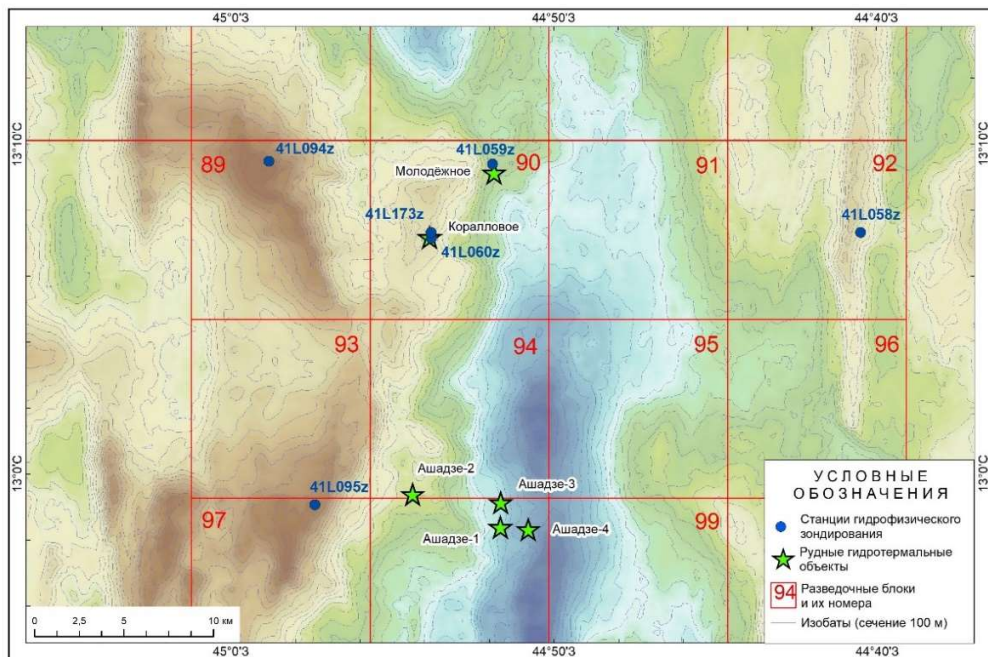


Рисунок 21 – Батиметрическая карта внутреннего океанического комплекса 13° с.ш. [258].

По результатам батиметрических исследований и телепрофилирования выявлено, что гидротермальные постройки и отложения поля Коралловое расположено на пологом склоне горы на относительно ровной площадке.

Рудное поле пересекает субмеридиональный разлом, имеющий глубину около 30 м с крутопадающими, практически вертикальными стенками, который в масштабе используемой

батиметрической основы никак не выражается. И в стенках этого разлома также выявлены выходы гидротермальных образований и металлоносных осадков.

Большую часть гидротермальных образований составляют прожилково-вкрапленные руды, обломки труб и гидротермальные корки. В осадочных породах отмечен пирит, марказит, пирротин, кварц и опал. Присутствие кварца и опала указывает на вероятную низкотемпературную разгрузку в пределах поля [164].

Трубы рудного поля Коралловое отличаются зональным строением и сложены преимущественно сульфидами меди и цинка: халькопирит, сфалерит, борнит, марказит. Во внешней зоне гидротермальных построек встречен также опал [258].

Минеральный состав прожилково-вкрапленных руд поля Коралловое разнообразен и не зависит от рудного тела. Наиболее богатые вкрапленные руды представлены халькопирит-борнитовым типом, иногда с пирротинном. Пиритовая минерализация встречается реже. Отмечается наличие опаловых и опал-карбонатных гидротермальных построек, что может свидетельствовать о низкотемпературной гидротермальной деятельности.

2.3 Гидротермальное поле Молодежное

Гидротермальное поле Молодёжное расположено на расстоянии около 5 км к северо-востоку от поля Коралловое, в пределах одного внутреннего океанического комплекса. Поле залегает на менее крутом участке склона в интервале глубин 3500–3550 м и гидротермальные постройки расположены на относительно ровных поверхностях. В районе поля подняты габбро, серпентинизированные перидотиты и гидротермально-измененные базальты.

Гидротермальные постройки представлены трубами и обломками труб. Наличие относительно «свежих» неразрушенных комплексов труб значительного размера (первые метры) указывает на активную высокотемпературную разгрузку, которая, вероятно, обладает спорадическим характером.

Трубы рудного поля Молодежное отличаются зональностью. Выделяется две зоны – внешняя опал-сульфидная и внутренняя халькопирит-борнитовая. С.М. Судариков отмечал, что «в каналах часто встречается опал, что может указывать на низкотемпературную разгрузку в пределах поля. Халькопирит во внутренних зонах образует довольно крупные кристаллы (до 2 мм). Также наблюдаются гнезда мелкозернистого сфалерита. Количество борнита к внешней зоне постепенно возрастает. Внешняя часть представлена опал-сульфидными агрегатами (халькопирит и борнит

преобладает над сульфидами меди)» [258]. Прожилково-вкрапленные руды представлены гнездовой и прожилковой пиритовой минерализацией в оталькованных серпентинитах.

2.4 Гидротермальный узел Логачев

Узел Логачев расположен в 45 км к югу от трансформного разлома Зеленого Мыса в пределах внутреннего океанического комплекса в восточном борту долины САХ. Для этого сегмента характерны признаки тектонического контроля: узкое днище, слабое проявление осевого вулканизма, асимметричный профиль долины. Массив сложен преимущественно габбро-перидотитами, базальты отмечены только вблизи днища долины [22].

На вероятную магматическую активность, способную оказать влияние на функционирование гидротермальной системы указывает аномальный состав базальтов, сопоставимый с базальтами Азорских островов и Исландии и указывающий на их формирование в результате плавления обогащенного мантийного субстрата, что позволяет предположить обильное образование расплава [112, 249]. В ~2.5 км к западу от гидротермального узла расположены молодые вулканы и была зафиксирована максимальная тектоническая активность в пределах сегмента, что возможно, оказало дополнительное влияние на гидротермальную систему [22, 136].

В пределах гидротермального узла Логачев выделено несколько рудных объектов – поля Логачев-1 и 2 и рудопроявления Логачев-3, 4 и 5. Объектом исследования данной работы является поле Логачев-1.

Гидротермальное поле Логачев-1 располагается в пределах тектонической ступени восточного склона рифтовой долины САХ на глубине 2900–3100 м (рисунок 22). Ступень сложена апоперидотитовыми серпентинитами и габброидами и контролируется областью пересечения продольного разлома с секущей зоной тектонических дислокаций [22, 126].

Геологическое строение поля характеризуется преобладанием апоперидотитовых серпентинитов и габброидов, перекрытых сверху слоем фораминиферовых осадков и гидротермальными отложениями [59, 235]. По сравнению с другими полями, руды поля Логачев обогащены медью, цинком, барием, кобальтом, мышьяком [20, 208, 209].

Поле состоит из 10 холмообразных построек, вытянутых в цепь. S. Petersen отмечал, что «каждая постройка имеет размеры ~10–20 метров и отстоит от соседней на 30–120 метров» [223]. Промежутки между постройками перекрыты мощной толщей осадков [126, 222], что указывает на формирование нескольких рудных тел, а не единого большого тела. Однако, бурение указало на возможное подповерхностное объединение всех построек на более глубоком уровне [22]. Помимо

типичных холмообразных построек отмечены также структуры дымящихся кратеров [6], аналогичных кратеру поля Ашадзе-2 [126].

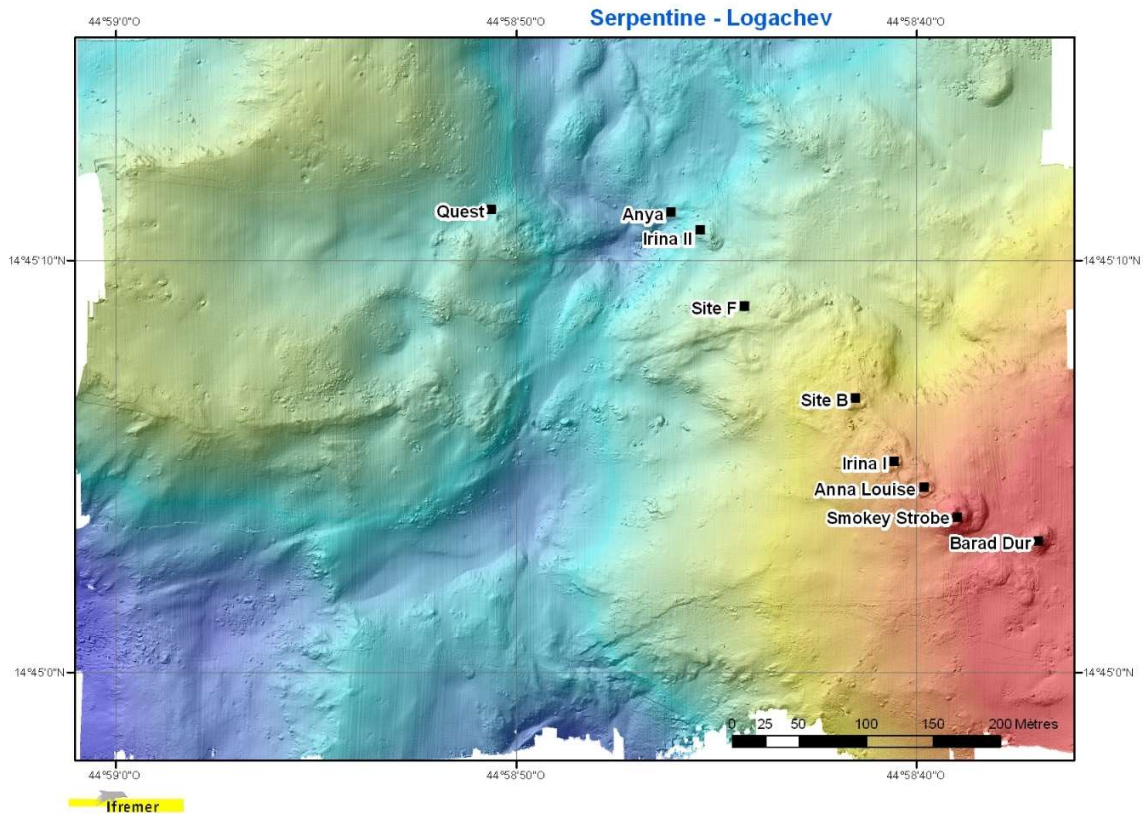
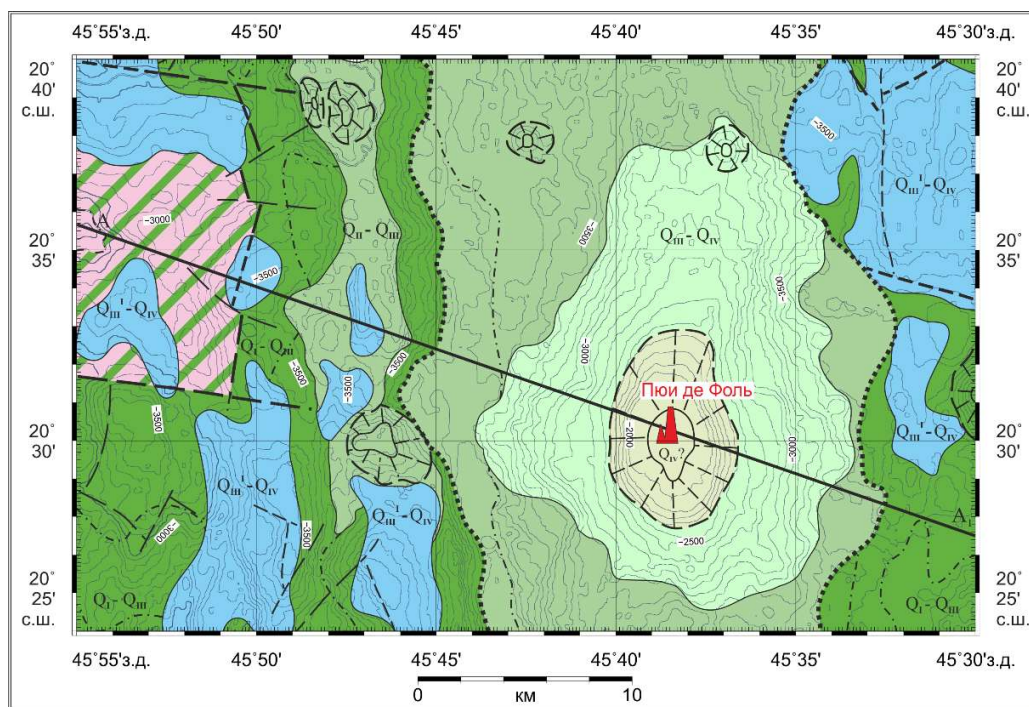


Рисунок 22 – Батиметрическая карта поля Логачев-1 с обозначенными источниками [126].

2.5 Гидротермальное поле Пюи-де-Фоль

Гидротермальное поле приурочено к вершинной поверхности anomalно крупного вулкана центрального типа, расположенного в области нетрансформного разлома. Гора Пюи-де-Фоль представляет из себя уникальное сооружение, представляющее из себя овальное сводово-вулканическое поднятие высотой около 1800 метров с многочисленными ступенями-террасами и «боковыми» вулканами на склонах. Диаметр уплощенной вершины – 5 км. Магматические породы представлены базальтами (рисунок 23). Оценка возраста вулкана показала соответствие возрасту днища долины, что указывает на его относительно недавнее возникновение в ходе подъема большого объема расплава из очень глубокого мантийного источника. Источником тепла для гидротермальной системы в таком случае может быть промежуточный малоглубинный очаг [22].



Схематический геологический разрез

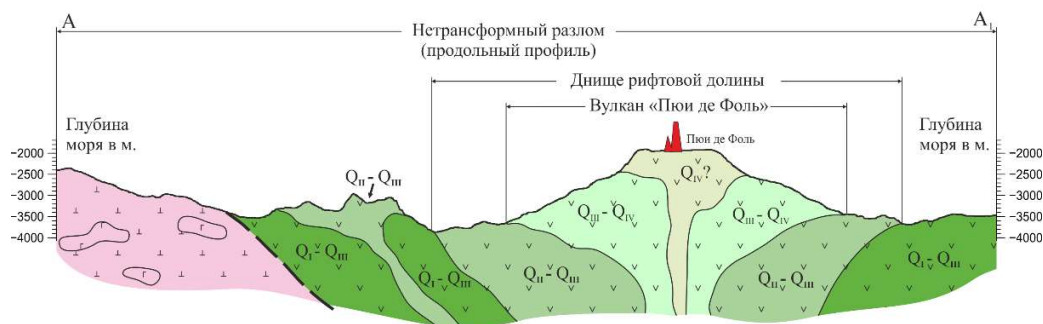


Рисунок 23 – Геологическая карта и разрез вулкана Пюи-де-Фоль (по данным [22]).

Л. И. Лобковский и Г. А. Черкашев в своей работе отмечали, что «в пределах рудного поля обнаружено 7 рудных тел в виде холмообразных построек с трубами на вершине, расположенных в непосредственной близости друг от друга. Руды представлены преимущественно цинково-

медными и медными колчеданными разновидностями. Наличие свежего вулканического стекла совместно с сульфидами указывает на тесную связь между магматическими, гидротермальными и рудообразующими процессами» [22].

В 2023 году в результате крупномасштабных батиметрических и телеметрических исследований вкупе с гидрогеохимическими работами в пределах рудного поля была подтверждена высокотемпературная гидротермальная разгрузка [265].

2.6 Выводы по главе 2

Исследованные объекты расположены в тропической части долины Срединно-Атлантического хребта между 12° и 20.5° с.ш. В пределах САХ выделяются магматически- и тектонически-контролируемые сегменты зоны спрединга. Первые отличаются преимущественным контролем гидротермальной активности магматической деятельностью и приуроченностью рудных полей к базальтам. Тектонические сегменты связаны с выводом на поверхность глубинных пород (преимущественно, габброиды и апоперидотитовые серпентиниты), где гидротермальная активность контролируется зонами глубоких тектонических разломов (детачментов).

ГЛАВА 3 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Поступающий высокотемпературный гидротермальный раствор способствует формированию физико-химических аномалий в водной толще. Использование набора датчиков и инструментов, фиксирующих изменения в водной толще, в вертикальной плоскости (зондирование) и горизонтальной плоскости (профилирование), позволяет обнаружить подобные аномалии. Ниже автором приведены прямые и косвенные признаки разгрузки гидротермальных источников, фиксируемые при исследованиях.

3.1 Зондирование водной толщи

CTD-зондирование (Conductivity, Temperature, Density) позволяет регистрировать изменение мутности, температуры, давления и электропроводности в водной толще *in-situ*.

Для зондирования водной толщи применялся зондирующий комплекс SBE 911plus. Датчики комплекса позволяют измерять гидростатическое давление, мутность, электропроводность и температуру водной толщи. Частота сканирования составляла 24 Гц, и измерения проводились от поверхности до дна с использованием метода tow-уо: после каждого зондирования комплекс поднимался на глубину 1000 м, судно двигалось, а затем комплекс снова опускался на дно, при этом выотомер оповещал, когда расстояние от дна достигалось в пределах 7–20 м. Позиционирование судна во время зондирования контролировалось подруливающим устройством, а для привязки использовалась подводная навигационная система Sigma-1001.

Зонд опускался и поднимался с помощью лебедки, которая проходила через гидравлический U-образный портал. Для спуска зонда использовался кабель длиной 4.5 км. Средняя скорость спуска составляла 1 м/с, но в нижнем слое (>1000 м) она снижалась до 0.5 м/с, для повышения точности измерений.

Для придонной фоновой атлантической водной массы тропического типа характерен близкий к линейному тренд уменьшения распределения солености и температуры и увеличение плотности с многочисленными микроинверсиями. Наблюдаемую линейность искажают аномалии гидротермальной природы. Гидрофизические аномалии отражают приблизительный состав поступающего гидротермального раствора, его температуру и характер разгрузки.

S. G. Sander отмечал, что «повышенная мутность вблизи источников вызвана формированием микрочастиц сульфидов железа, меди и цинка, а также ангидрита, гетита и аморфного кремнезема. Мелкодисперсные коллоидные частицы аморфного кремнезема оксигидроксидов и органических комплексов марганца и железа обуславливают повышенную

мутность вдали от источников» [236]. Фоновые значения мутности составляют 0.012–0.024 FTU (Formazin Turbidity Unit, единица мутности по формазину). Формазин очень плохо растворим в воде, и при непосредственном синтезе в водном растворе при смешении сульфата гидразина ($N_2H_6SO_4$) и гексаметилентетрамина ($C_6H_{12}N_4$) образует коллоидные частицы небольшого размера. Поскольку формазин является стабильным синтетическим материалом с однородным размером частиц, он обычно используется в качестве стандарта для калибровки нефелометров и контроля воспроизводимости измерений. Суспензия 1.25 мг/л сульфата гидразина и 12.5 мг/л гексаметилентетрамина в воде имеет мутность в один FTU. Приблизительный коэффициент пересчета FTU в мг/л в гидротермальном плюме составляет 0.96–1.28 (1 FTU = 0.96–1.28 мг/л) [54, 287].

На графиках распределения *температуры и солености* могут наблюдаться как отрицательные, так и положительные аномалии (относительно фоновых вод). Пониженная температура и соленость могут объясняться формированием плюма атлантической модели, заключающаяся в вовлечении распресненной холодной вода из рифтовой долины САХ турбулентной струей гидротермального плюма. Разница в аномалиях солености может быть также связана с фазовой дифференциацией гидротермального раствора в подповерхностных условиях [194, 216], в результате чего разгружается как распресненный, так и минерализованный гидротермальный раствор [14].

Аномалии *плотности* определяются температурой и соленостью гидротермального раствора. Низкая плотность ореола рассеяния может указывать на насыщенность его газами [126, 258]. Поступление раствора с большей плотностью, чем окружающая вода, способствует формированию реверс-плюма, обладающего отрицательной плавучестью [280].

В ходе 20, 22, 24, 26, 30, 32, 39 и 41 НИС «Профессор Логачев» в районе долины Срединно-Атлантического хребта сотрудниками ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и АО «ПМГРЭ» было установлено 350 станций вертикального зондирования с отбором проб.

3.2 Опробование водной толщи

Для отбора проб воды использовался кассетный пробоотборник SBE 32 Carousel, оснащенный двенадцатью 5-литровыми емкостями Niskin. Пробы воды были отобраны на всех станциях STD-зондирования, исходя из положения физических аномалий водной толщи (мутности, температуры). В случае отсутствия аномалий, пробы отбирались примерно через каждые 50 метров глубины в ~600 метровом придонном слое.

Всего в ходе 20, 22, 24, 26, 30, 32, 39 и 41 рейсов НИС «Профессор Логачев» сотрудниками ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и АО «ПМГРЭ» было отобрано 1842 пробы воды.

3.3 Измерение концентраций метана

Измерение концентраций метана вблизи гидротермальных источников неоднократно выполнялось в придонной толще путем отбора проб при зондировании для последующего анализа в лаборатории [159, 161, 278, 284, 285, 288]. Тем не менее, этот метод ограничен количеством проб, которые можно отобрать в процессе одного погружения зонда, что связано с количеством батометров (в среднем – 12). Измерение растворенного CH_4 *in-situ* позволяет в реальном времени практически непрерывно с высокой точностью фиксировать изменения концентраций метана в придонной толще. Данная методика измерений позволяет лучше определять положение и структуру аномалий.

Для измерения концентрации CH_4 использовался датчик метана Franatech METS, прикрепленный к зондирующему комплексу SBE 911plus. Датчик работает на основе полупроводникового датчика из оксида олова (SnO_2) [244]. Растворенный метан диффундирует через мембрану в измерительную ячейку, где он взаимодействует с молекулами кислорода, способствуя увеличению проводимости SnO_2 [177]. Датчик может использоваться на глубине до 4000 м и при температуре воды от 2°C до 20°C. Он был откалиброван производителем при атмосферном давлении и концентрации метана в диапазоне от 1 нмоль/л до 500 нмоль/л.

Использование датчика метана вместо различных устройств для отбора проб позволяет избежать ошибок при измерении его концентраций, вызванных утечкой газа из контейнеров для хранения проб, а также облегчает непрерывный мониторинг изменения концентраций CH_4 .

Ранее, зондирование с использованием датчика METS широко использовалось при опробовании и долгосрочном мониторинге придонных вод в областях разгрузки субмаринных газогидратов [137, 211].

В данной работе использованы результаты зондирования, полученные в ходе 39, 41 и 43 рейсов НИС «Профессор Логачев» сотрудниками ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и АО «ПМГРЭ» в пределах гидротермальных полей Коралловое, Молодежное, Логачев-1, Пюи-де-Фоль.

3.4 Анализ проб воды

Пробы воды отбирались на всех гидрофизических станциях во время подъема зонда, после того как были получены и проанализированы графики вертикального распределения параметров в

придонном слое. Как правило, гидрохимический пробоотбор охватывал придонный 100–300-метровый слой.

После подъема зонда (пробоотборника) на борт пробы воды сливались в пятилитровые полиэтиленовые канистры и доставлялись в судовую гидрохимическую лабораторию, где проводилась предварительная фильтрация проб для разделения взвешенной и растворенной фракций тяжелых металлов. Для отделения взвесей вся проба фильтровалась под вакуумом через полиадерные фильтры с диаметром пор 0.45 мкм. Фильтры с осажденными взвесями консервировались для последующего анализа в лаборатории ФГБУ «ВНИИОкеангеология». На анализ растворенной формы тяжелых металлов направлялось 2 литра пробы. Для предварительной концентрации пробы использовался 0.5% раствор 1-(2-пиридил-азо)-2-нафтол (ПАН) в растворе соляной кислоты (1:9). Кислотность раствора устанавливалась в интервале рН=8.7–10.0. Раствор после нейтрализации оставлялся на 6 часов при периодическом перемешивании и контроле рН. После коагуляции осадка его отфильтровывали через разборные воронки под вакуумом (диаметр пор фильтра – 0.45 мкм) и помещали в стеклоуглеродный тигль, где осадок смывался 7–10 мл раствора соляной кислоты (1:9). Для полного растворения осадка тигль подогревался до кипения смеси. Микрокомпонентный состав (Cu, Zn, Fe, Mn) определялся методом пламенной атомно-абсорбционной спектrophотометрии [258].

Составленная автором совокупность данных включает до 1842 значений концентраций металлов в водной толще в пределах долины Срединно-Атлантического хребта.

3.5 Статистический анализ

3.5.1 Определение фоновых и аномальных значений

В качестве основной (нулевой) гипотезы предполагалось, что выборка подчиняется нормальному закону распределения (получена из нормально распределённой генеральной совокупности), что согласуется с ранее опубликованными исследованиями [160, 165, 230]. Оценка нормальности распределения проводилась несколькими способами: 1) графический (построение квантильных графиков); 2) критерий омега-квадрат (Крамера–Мизеса–Смирнова); 3) критерий Пирсона (хи-квадрат); 4) Тест Харке – Бера.

Критерий Пирсона (или χ^2 -критерий) основан на сравнении фактического распределения данных с теоретическим нормальным распределением данных при помощи критерия χ^2 (хи-квадрат). В статистике принято считать, что общее количество наблюдений (сумма частот) должна

быть не менее 50 и ожидаемая частота в каждой группе должна быть не менее 5. Расчет критерия Пирсона проводился следующим образом (1):

$$\chi_n^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}, \quad (1)$$

где χ_n^2 – критерий Пирсона;

O_i – наблюдаемые значения;

E_i – ожидаемые значения.

Критическое значение χ^2 зависит от уровня значимости и числа степеней свободы. Уровень значимости традиционно принимается равным 0.05, а число степеней свободы при нормальном распределении рассчитывается по формуле (2):

$$k = s - 3, \quad (2)$$

где k – число степеней свободы;

s – число интервалов, на которые была разделена выборка.

Для определения “оптимального” числа интервалов применялась эвристическая формула Старджесса [21] (3):

$$s = \log_2 n + 1 = 3.322 \lg(n) + 1. \quad (3)$$

Исходя из уровня значимости и числа степеней свободы, согласно справочной таблице [13], выбирается критическое значение критерия Пирсона. Если критерий χ^2 больше критического значения, мы можем отклонить нулевую гипотезу и заключить, что наблюдаемые данные значимо отличаются от ожидаемых. Если же критерий χ^2 меньше критического значения, то мы принимаем нулевую гипотезу о нормальном распределении выборки.

Критерий Пирсона обладает чувствительностью к объему выборки и дискретности данных – необходимость группировать результаты наблюдений в интервалы и объединять интервалы с небольшим количеством наблюдений играет большую роль при сравнительно небольшом объеме выборки ($n \leq 100$). В этой связи рекомендуется использовать дополнительные критерии, чтобы дополнить проверку соответствия распределений по критерию χ^2 .

Критерий омега-квадрат (критерий Крамера–Мизеса–Смирнова) – это статистический тест, используемый для проверки гипотезы о том, что две выборки (эмпирическая и гипотетическая) имеют одинаковое распределение [23]. Этот тест достаточно надёжен при объеме выборки $n \geq 15$. Критерий основан на расчете средних значений квадратов отклонений между эмпирической и гипотетической функцией распределения. Статистику критерия для нормального распределения, расположив результаты в вариационном ряду, можно рассчитать так (4):

$$\omega^2 = \left(\frac{1}{12n} + \sum_{i=1}^n (F(x_i) - W)^2 \right) \left(1 + \frac{1}{2n} \right), \quad (4)$$

где ω^2 – критерий омега-квадрат;

$F(x_i)$ – значения эмпирической функции распределения;

W – значения гипотетической функции нормального распределения (накопленная частость);

n – объем выборки.

Накопленная частость определяется по следующей формуле (5):

$$W = \frac{i - 0.5}{n}. \quad (5)$$

Затем этот показатель сравнивается с критическим значением, полученным из справочной таблицы [23] или рассчитанный по формуле (6):

$$\omega_{\text{крит}}^2 = 0.027 - 0.033 \ln(p), \quad (6)$$

где $\omega_{\text{крит}}^2$ – критическое значение критерия омега-квадрат;

p – уровень значимости.

При уровне значимости 0.05 критическое значение критерия составляет 0.126. В случае, если значение критерия омега-квадрат меньше критического, нет оснований для отклонения нулевой гипотезы о нормальном распределении выборки.

Тест Харке-Бера (Jarque-Bera test) — это статистический тест на нормальность распределения, основанный на коэффициентах асимметрии и эксцесса данных [152]. Коэффициент асимметрии показывает, насколько данные отклоняются от нормального распределения по оси симметрии. Коэффициент эксцесса показывает, насколько данные вытянуты вверх или вниз по сравнению с нормальным распределением.

Оценка критерия Харке-Бера производится согласно следующей формуле (7):

$$JB = \left(\frac{n}{6} \right) \left(S^2 + \frac{K^2}{4} \right), \quad (7)$$

где JB – критерий Харке-Бера;

S – асимметрия выборки;

K – эксцесс выборки.

По таблице критических точек распределения Пирсона (число степеней свободы 2) определяется критическое значение. При стандартно принимаемом уровне значимости 0.05, критическое значение равно 5.991. Если расчетный критерий меньше критического значения, то мы не можем отвергнуть гипотезу о нормальности распределения, и можем считать данные нормально распределенными.

Для определения фоновых значений концентраций металлов, из выборки были исключены заведомо аномальные точки, которые выбирались согласно следующему критерию (8):

$$C_{з.а.} > 10C_{min}, \quad (8)$$

где C_{min} – минимальное содержание данного элемента.

Расчет местного гидрогеохимического фона проводился по формуле (9):

$$C_{\phi} = \frac{\sum C_i}{n}, \quad (9)$$

где C_{ϕ} – местный гидрогеохимический фон;

C_i – содержание элемента в данной пробе;

n – общее число точек опробования (за вычетом заведомо аномальных).

Исходя из принятых гипотезы о нормальности распределения, для определения аномальных значений было использовано правило трех сигм, которое утверждает, что вероятность того, что нормально распределенная случайная величина отклонится от своего математического ожидания более чем на три среднеквадратических отклонения, не превышает 0.28%.

Таким образом, если наблюдаемые значения нормально распределённой случайной величины, выходят за границы интервала трёхкратного стандартного отклонения от среднего их можно отнести к аномальным, значит интересным в поисковом отношении. При этом выход за его левую границу будет означать отрицательные аномальные значения, а выход за правую будет фиксировать положительную аномалию [27].

Приведенный способ наиболее статистически обоснован. Бывает, что влияние от рудного тела или от источника настолько мало, что соизмеримо со случайными факторами. Тогда появляется опасность не выделить по данному способу слабоконтрастные аномалии. По этой причине в данной работе также выделяются повышенные и высокие значения, которые выше среднего на 1 и 2 стандартных отклонения.

Результаты статического анализа общего массива данных концентраций растворенных и взвешенных металлов (Cu, Mn, Fe и Zn) отражены в таблице 2.

3.6 Интерпретация результатов

Интерпретация результатов химического анализа проб воды проводилась при помощи построений схем изолиний концентраций и профилей. Для этого были использованы возможности программных продуктов Surfer, CorelDraw и Grapher.

В качестве метода интерполяции при построении схем производилось при помощи метода естественной окрестности (Natural neighbor). Метод естественной окрестности позволяет создавать

изолинейные карты высокого качества на основе наборов данных, которые содержат скопления выборочных точек в некоторых областях исследуемой территории и разреженные точки в других. Значения концентрации или параметра в любой произвольной точке будет находиться в пределах диапазона значений, близких к этой точке. В построенной модели не будет никаких "пиков", "ям", "хребтов" или "долин", которые не были представлены в исходных данных. Метод обеспечивает точную интерполяцию.

Таблица 2 – Статистические характеристики общего массива данных концентраций растворенных и взвешенных форм Cu, Mn, Fe и Zn (мкг/л).

-	Cu	Mn	Fe	Zn	Cu	Mn	Fe	Zn
	Раствор				Взвесь			
Мин.	0.03	0.03	0.12	0.05	0.02	0.02	0.44	0.06
Медиана	0.16	0.05	0.61	0.31	0.04	0.06	1.60	0.16
Среднее (X)	0.16	0.06	0.64	0.31	0.06	0.06	1.71	0.17
Ст. откл. (S)	0.05	0.02	0.21	0.08	0.01	0.02	0.33	0.05
X+S	0.21	0.07	0.84	0.38	0.07	0.08	2.04	0.23
X+2S	0.26	0.09	1.05	0.46	0.09	0.10	2.37	0.28
X+3S	0.32	0.11	1.25	0.54	0.10	0.12	2.70	0.33

3.7 Выводы по главе 3

Для поисков и изучения ореолов рассеяния применяется несколько методов, включающих зондирование и профилирование различными наборами инструментов и датчиков. Применение целого комплекса современных гидрогеохимических методов, позволяющих достаточно точно определить химический состав придонной океанической толщи, а также ее физические параметры (мутность, температура, соленость, плотность), позволило получить достаточно представительные аналитические данные для выявления особенностей распределения и миграции элементов в ореолах рассеяния от гидротермальных источников.

ГЛАВА 4 ГИДРОГЕОХИМИЯ МЕТАНА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ

4.1 Результаты измерения концентраций метана

Ореолы рассеяния метана в пределах Срединно-Атлантического хребта в целом и, в пределах объектов исследования (поля Коралловое, Молодежное, Логачев-1 и Пюи-де-Фоль) в частности, отличаются слабой изученностью. На данный момент опубликованы всего две работы, содержащие разрозненные сведения о концентрациях и распределении метана вблизи гидротермального поля Логачев-1:

1) В 2005 году был зафиксирован ореол рассеяния метана в пределах гидротермального поля Логачев-1. Максимальные концентрации метана (113.9 нмоль/л) были получены в ~38 метрах к ЮЗ от источника Smokey Strobe (приблизительно, в центре гидротермального поля) на высоте ~200–250 от дна. Высокая скорость рассеяния метана способствовала тому, что в 440 метрах к СЗ концентрации метана в плюме достигали всего 7.1 нмоль/л на высоте ~250–300 метров от дна. На расстоянии ~1 км и больше от поля ореол рассеяния с концентрациями ~3 нмоль/л был отмечен на высоте ~500 метров от дна [288];

2) Данные, полученные в ходе исследований в 2007–2008 году, указывали на формирование значительного по своим размерам ореола рассеяния метана с концентрациями более 10 нмоль/л, распространяющегося более чем на 10 км к северу и к югу от гидротермального поля Логачев-1. Была также отмечена значительная высота распространения ореола (до 500 метров) и корреляция аномалий метана и мутности [161]. Ранее, аналогичные по амплитуде и протяженности аномалии наблюдались в районе хребта Хуан-де-Фука и Центрально-Индийского хребта [103, 253].

Представленные исследования указывают на формирование хорошо выраженного в плане ореола рассеяния метана, распространяющегося на расстояния до ~10 км от источника на высоте ~200–500 м от дна [161, 288]. Некоторые различия в концентрациях метана и высоте подъема ореола от дна могут объясняться вариабельностью химического состава поступающего гидротермального раствора.

4.1.1 Гидротермальное поле Логачев-1

В пределах поля Логачев-1 измерение концентраций метана совместно с гидрофизическим зондированием производилось в ~50 м к СЗ от источника Ирина-1. В результате был зафиксирован

плюм нейтральной плавучести, многослойный восходящий плюм и ступень холодных рифтовых вод (рисунок 24) [29, 258].

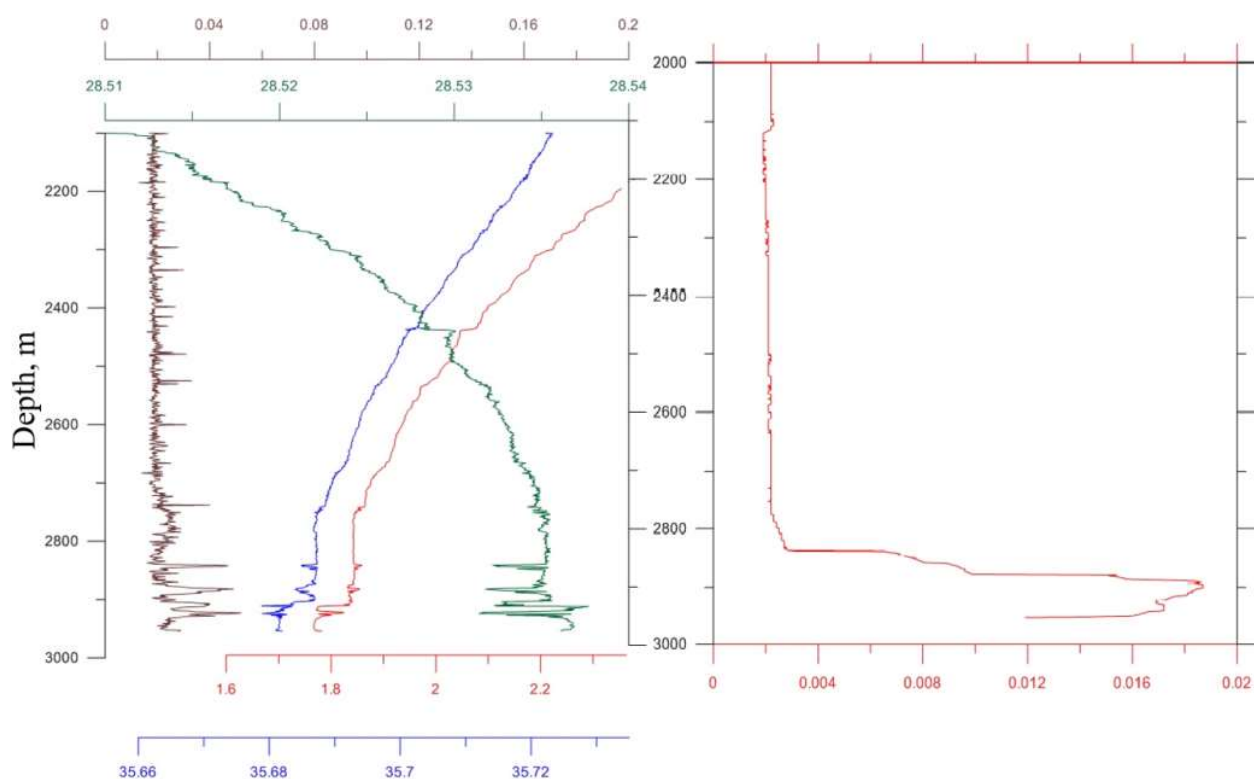


Рисунок 24 – Изменение гидрофизических параметров вблизи гидротермального поля Логачев: коричневый – мутность, FTU; синий – соленость, ‰; красный – температура, °C; зеленый – плотность, кг/м³); справа - изменение концентраций растворенного метана, мкмоль/л [258].

Фоновые концентрации растворенного метана слегка превышали полученные в предыдущих исследованиях (2.1–2.5 нмоль/л > 1–1.7 нмоль/л) [288] и значительно превышали (в 4–5 раз выше) фоновый уровень Атлантического океана за пределами долины САХ (0.4–0.5 нмоль/л) [91]. Максимальные концентрации метана (до 18.7 нмоль/л) были отмечены в интервале многослойного восходящего плюма (2840–2930 м), в то время как в интервале плюма нейтральной плавучести установлено лишь небольшое повышение концентраций метана относительно вышележащей толщи. Подобное распределение метана можно объяснить высокой скоростью окисления этого газа, что приводит к стремительному снижению его концентраций при удалении от источника. В пределах ступени холодных Антарктических придонных вод (~2910 м и глубже) быстрое снижение концентраций метана прерывается восходящем гидротермальным плюмом, способствующего появлению локального максимума его содержаний [38, 42].

4.1.2 Гидротермальные поля Молодежное и Коралловое

Поскольку поля Коралловое и Молодежное были открыты в 2020 году [41, 258], концентрации метана в их пределах измерялись впервые.

Над гидротермальным полем Молодежное наблюдалась выраженная аномалия мутности в интервале глубины ~3300–3450 м, а также слабые отрицательные аномалии температуры и солености вкупе с положительной аномалией плотности (рисунок 25). Подобное распределение параметров указывает на формирование латерального плюма. В 300-метровой придонной толще обнаружена слабая аномалия метана с максимальными концентрациями (до 3.5 нмоль/л) на глубине ~3520 м, максимум которой отстоит от максимума мутности более чем на 150 метров.

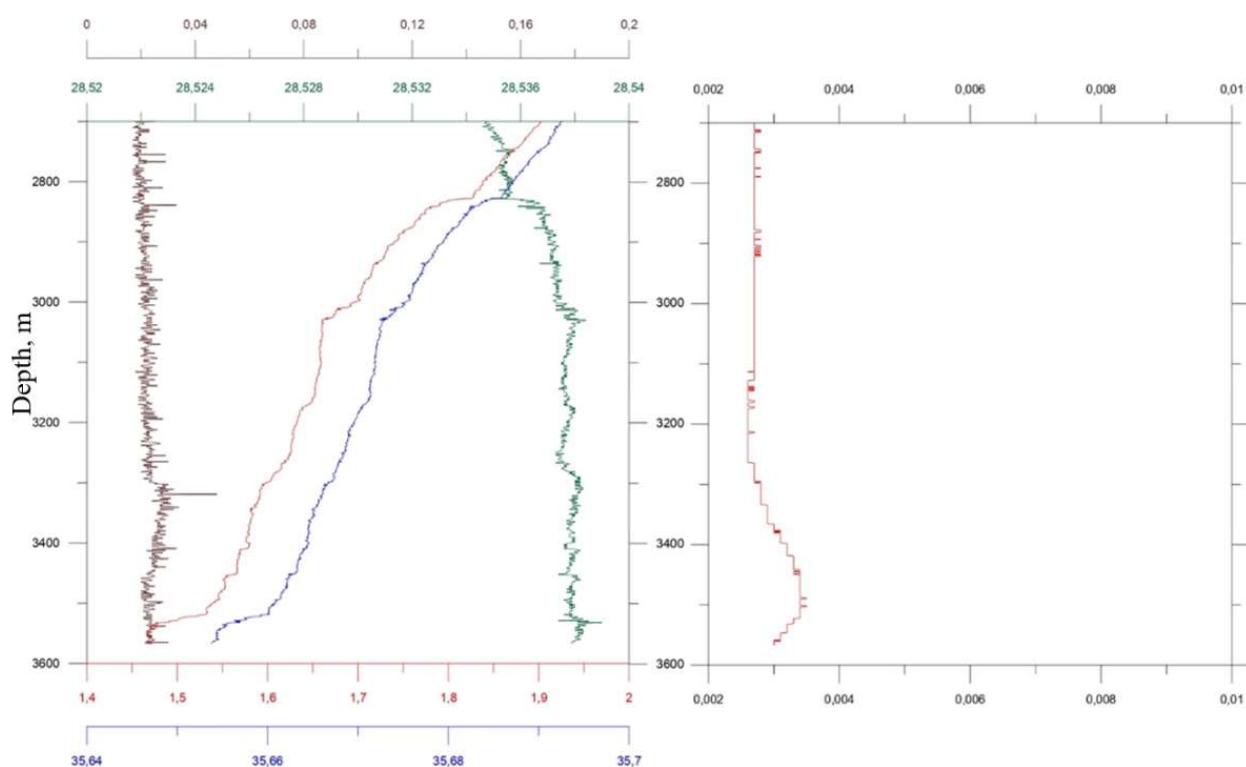


Рисунок 25 – Изменение гидрофизических параметров вблизи гидротермального поля Молодежное: коричневый – мутность, FTU; синий – соленость, ‰; красный – температура, °C; зеленый – плотность, кг/м³; справа - график концентрации метана, нмоль/л [258].

В ~200 метрах к ЮВ от поля Коралловое на станции зондирования обнаружена слабая аномалия метана (до 5 нмоль/л, рисунок 26) в интервале от ~2660 м до дна (~2850 м) и аномалия мутности в интервале глубин ~2640–2790 м. Глубины максимальных значений данных аномалий разнесены более чем на 50 метров по глубине. Также, как и в пределах поля Логачев-1, аномалия метана «прижата» к океаническому дну.

Вторая станция зондирования в пределах поля Коралловое (~190 м к ССВ) позволила обнаружить аномалию растворенного метана, сопровождаемую микроинверсиями гидрофизических параметров (рисунок 27). В интервале 2750–2800 м, концентрации CH_4 достигли 16.7 нмоль/л, что превышает фоновые значения в 6–7 раз. Аномалия метана на данной станции оказалась наиболее «прижатой» к океаническому дну (до ~50 метров от дна).

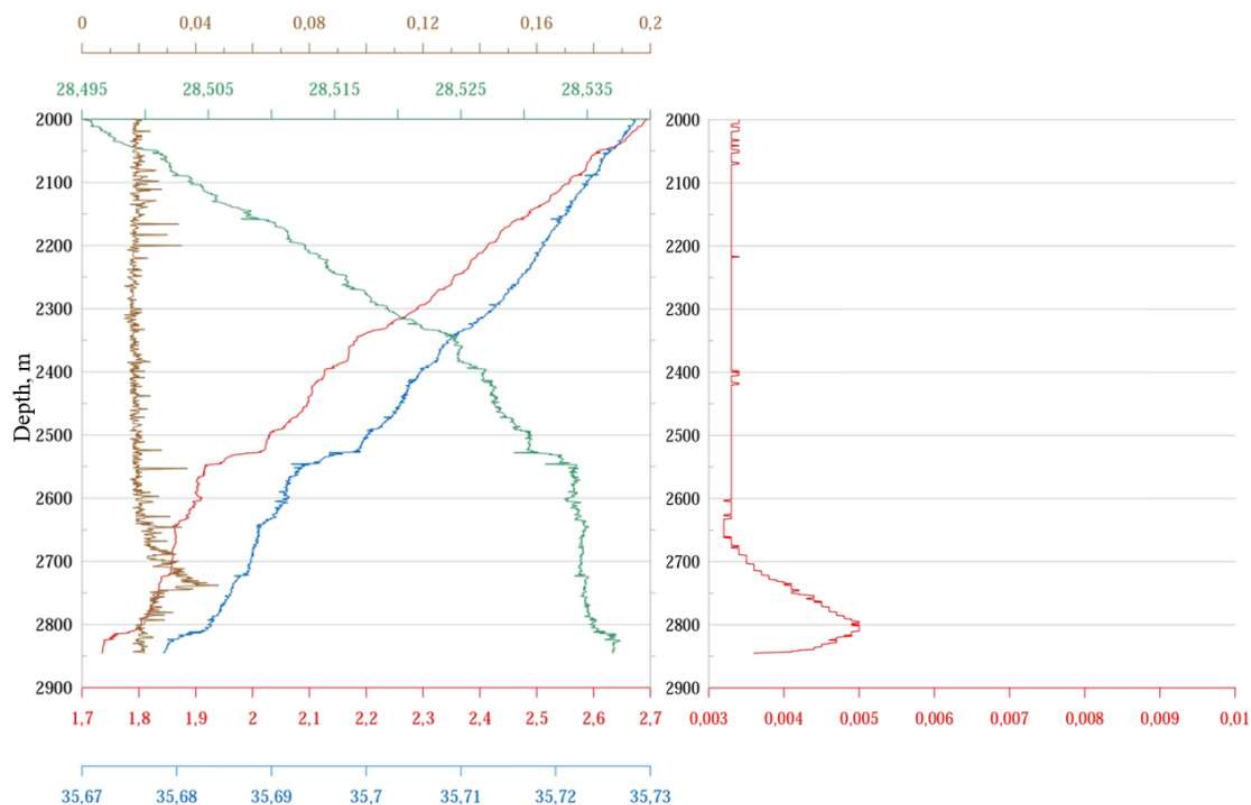


Рисунок 26 – Изменение гидрофизических параметров в ~200 метрах к ЮВ от поля Коралловое: коричневый – мутность, FTU; синий – соленость, ‰; красный – температура, °C; зеленый – плотность, кг/м^3 ; справа - график концентрации метана, мкмоль/л [258].

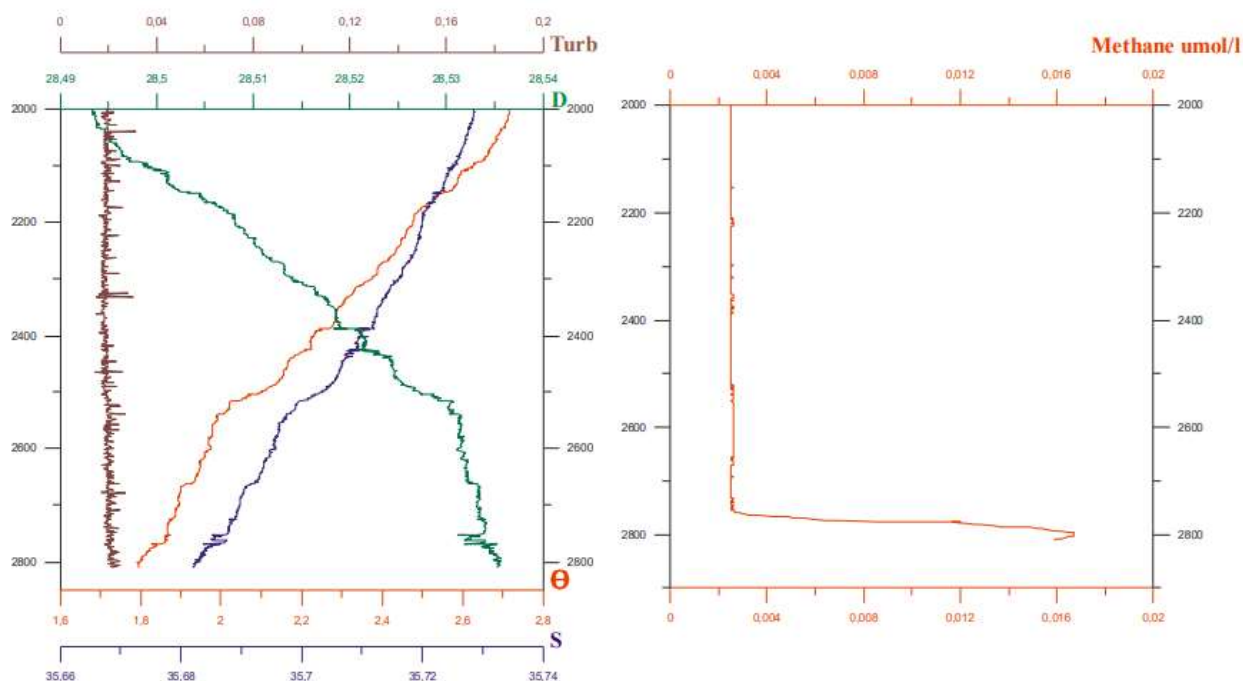


Рисунок 27 – Изменение гидрофизических параметров в ~190 метрах к ССВ от поля Коралловое: коричневый – мутность, FTU; синий – соленость, ‰; красный – температура, °C; зеленый – плотность, кг/м³; справа - график концентрации метана, мкмоль/л [258].

4.1.3 Гидротермальное поле Пюи-де-Фоль

В северной части гидротермального поля было выполнено 5 станций зондирования (рисунок 28). На всех станциях были отмечены аномалии мутности, характерные для гидротермальных ореолов рассеяния (рисунок 29).

Наиболее ярко выраженный гидротермальный плюм наблюдается на станции 45L002z. Вертикальное распределение мутности носит сложный, многоступенчатый характер, наблюдается четыре локальных максимума мутности, самый крупный расположен на глубине 1891 м и достигает 0.111 FTU. Вблизи станции при телепрофилировании была отмечена живая гидротермальная фауна, что указывает на близкое расположение гидротермального источника.

Станция 45L009z располагалась в ~200 м на север от станции 45L002z. Здесь также наблюдается аномалия мутности с максимумом 0,049 FTU на горизонте 1934 м в слое глубин 1876 -1956 м.

Станция 45L001z расположена в 1200 м на северо-запад от станции 45L002z, здесь наблюдается аномалия мутности в 40 метровом придонном слое в диапазоне глубин 1908–1949 м, с максимумом 0.064 FTU на горизонте 1923 м, в 50 м над дном. Вблизи станции при

телепрофилировании был зафиксирован белый дым, что указывает на гидротермальную разгрузку вблизи станции зондирования.

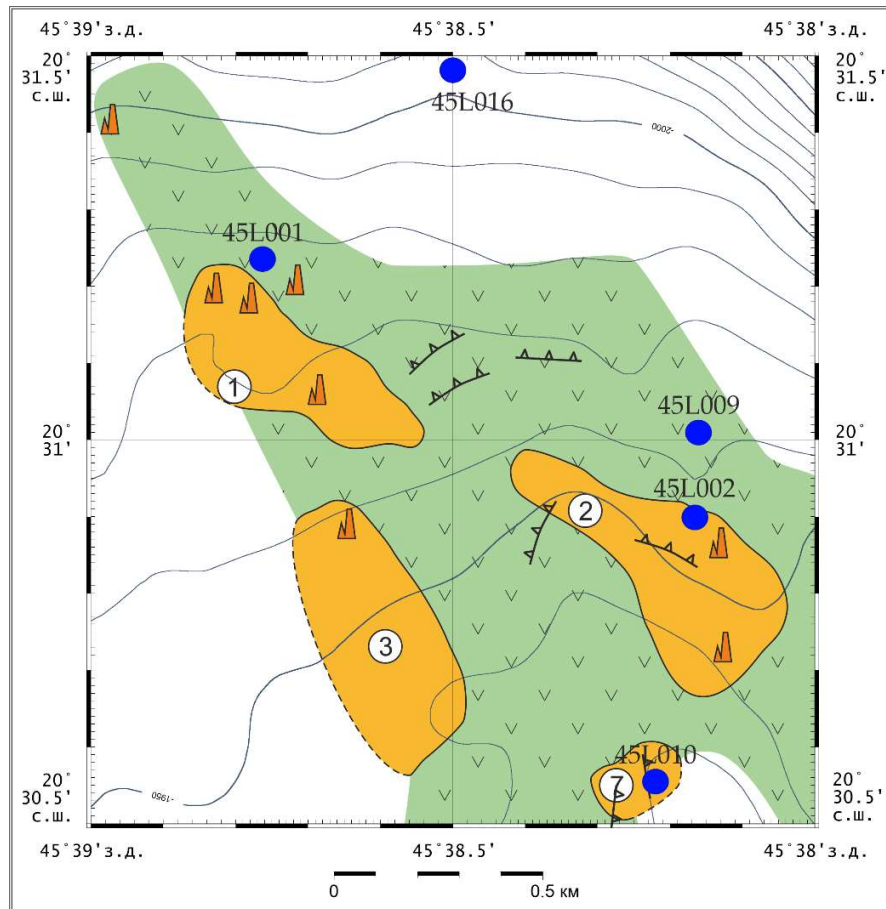


Рисунок 28 – Схема опробования в пределах рудного поля Пюи-де-Фоль (по данным [22]).

Условные обозначения аналогичны рисунку 23.

Станция 45L010z выполнена в 600 м к югу от станции 45L002z непосредственно над небольшим рудным телом. Аномалия мутности с максимумом 0.041 FTU на горизонте 1874 м расположена в слое глубин 1871–1937 м.

На склоне, в 300 м на северо-восток от станции 45L001z выполнена станция 45L016z. Максимум мутности в пределах данной станции расположен в непосредственной близости от океанического дна. Вероятно, аномалия вызвана взмучиванием осадков придонным течением или склоновыми процессами. Возможно, что на профиль мутности оказывает также влияние и гидротермальный ореол рассеяния.

Расположение станций зондирования и уровней распространения аномалий мутности указывает на разгрузку нескольких гидротермальных источников, расположенных вблизи станций зондирования 45L001 и 45L002 (рисунок 28). Наличие нескольких источников было подтверждено

в 2023 году – в результате крупномасштабных исследований было обнаружено несколько гидротермальных источников [265].

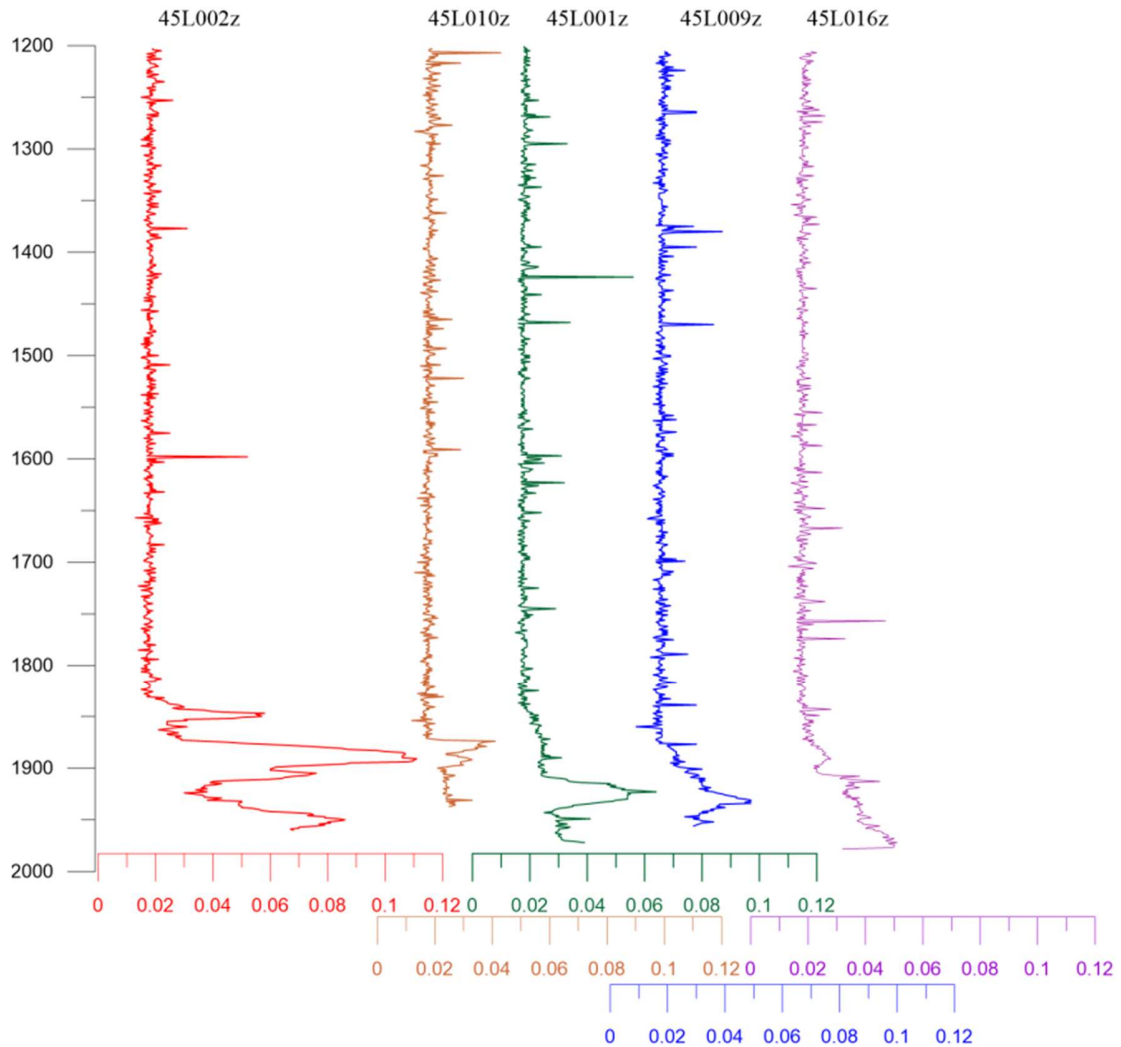


Рисунок 29 – Изменение мутности (FTU) в пределах гидротермального поля Пюи-де-Фоль. Сверху – номер станции (по данным ПМГРЭ).

Зондирование датчиком метана показало, что повышенные содержания метана наблюдались только в пределах станций 45L001 и 45L002, расположенных ближе всего к гидротермальным источникам (~50 метров). Максимальные концентрации метана, тем не менее, не превышали 4 нмоль/л, что лишь в два раза превышает фоновые значения. Также, как и в пределах других объектов, аномалии обнаружены в непосредственной близости от океанического дна (до 70 метров от дна). В пределах остальных станций зондирования концентрации метана на всем интервале измерения не превышали фоновые.

Отсутствие выраженных аномалий метана в придонной толще поля Пюи-де-Фоль – сложный вопрос, раскрытие которого требует дополнительных исследований. Можно предположить, что в пределах данной гидротермальной системы концентрации метана в растворах значительно ниже по сравнению с растворами полей Коралловое и Логачев-1, что способствует быстрому окислению этого газа в непосредственной близости от источника.

4.2 Происхождение метана в гидротермальном растворе и ореоле рассеяния

4.2.1 Построение регрессионной модели

Происхождение метана в гидротермальных системах до сих пор представляет из себя нерешенный вопрос и обычно определяется сочетанием процесса образования (химического или биологического) и источника углерода (неорганического или органического). Согласно одной из гипотез, абиогенный синтез метана протекает в результате взаимодействия H_2 и CO_2 в недрах гидротермальной системы [167, 194, 198]. Термогенный метан образуется в результате термического разложения органического вещества осадков [65, 158]. Биогенный генезис метана обусловлен микробной активностью и подразделяется на гидрогенотрофный и органотрофный метаногенез (неорганический и органический источники углерода, соответственно) [75, 158, 217]. Несколько возможных путей поступления метана в гидротермальные растворы, позволило сделать предположение о влиянии геологических условий на характер распределения и содержания метана в ореолах рассеяния.

Для определения закономерностей распределения метана в гидротермальных ореолах рассеяния в зависимости от особенностей геологического строения рудных полей были использованы данные, полученных С.М. Судариковым в ходе рейса НИС «Атлантис» (DiversExpedition) [14, 257], а также находящаяся в открытом доступе база данных MARHYS (MARine HYdrothermal Solutions) [110]. Составленная выборка включает в себя информацию о химическом составе растворов гидротермальных полей в условиях срединно-океанических срединговых центров, приуроченных к различным породам (осадочным, перидотитам и базальтам) [14, 51, 57, 77, 78, 79, 89, 92, 105, 106, 128, 140, 145, 153, 154, 157, 170, 171, 196, 197, 200, 214, 217, 218, 219, 220, 221, 224, 227, 238, 240, 241, 246, 247, 255, 256, 257, 274, 279].

Исходя из предположения о синтезе метана непосредственно в гидротермальной системе, была использована регрессионная модель вида [компонент]/[Mg], применяемая для определения концентраций компонентов в неразбавленном морской водой гидротермальном растворе [14, 273]. Зависимость между компонентами, поступающими с гидротермальным раствором, и магнием

носит линейный характер ($[компонент] = a*[Mg] + b$). Расчетные концентрации в неразбавленном растворе соответствуют нулевым концентрациям магний-иона. Данная модель позволяет определить концентрации в растворе одного поля или нескольких близких по условиям формирования растворов полей. Использование большого массива данных для полей, значительно отличающихся по условиям формирования растворов, не позволит получить точные закономерности и концентрации определяемых компонентов, ввиду широкого варьирования значений последних.

Для верификации выбранной регрессионной модели были использованы данные о зависимостях между магнием и сульфат-ионом, магнием и соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Гидротермальные растворы характеризуются близкими к нулевым концентрациями сульфат-иона, что обусловлено сульфат-редукцией [273], а также низкими значениями соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близкими к таковым в породах океанической коры (0.70389) [162], что вызвано длительным взаимодействием воды и вмещающих пород гидротермальной системы [1]. Графики регрессии отражены на рисунке 30.

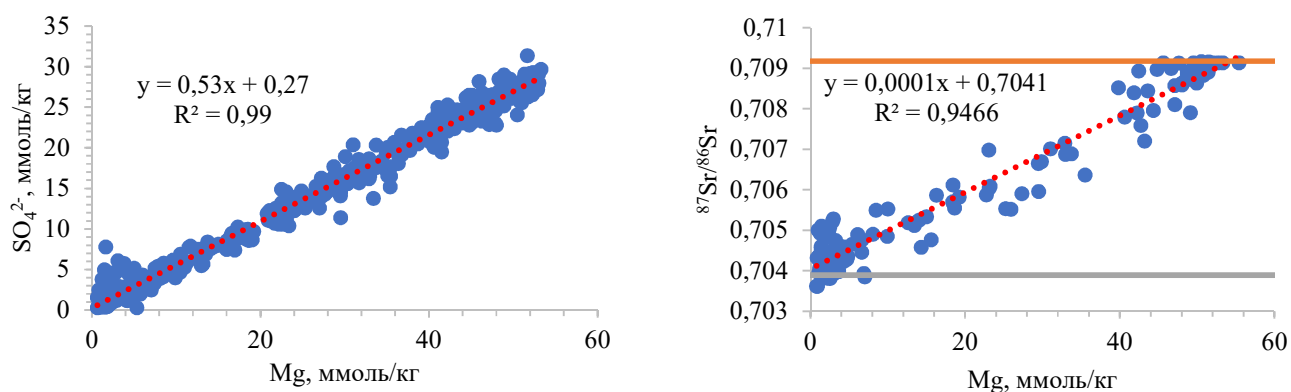


Рисунок 30 – Слева: график регрессии $[\text{SO}_4^{2-}]/[\text{Mg}]$; справа – график регрессии $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}/[\text{Mg}]$, где оранжевая и серая линии – среднее соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морской воды и для океанической коры соответственно.

Минимальные концентрации магния соответствуют «около нулевым» концентрациям сульфат-иона и низким значениям соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, то есть получены в пробах с максимальной гидротермальной составляющей. Полученные зависимости соответствуют опубликованным ранее и указывают на репрезентативность и достоверность собранных данных.

В таблице 3 представлена корреляционная матрица для всего массива данных. Значимость коэффициентов корреляции определялась исходя из объема выборки попарно сравниваемых компонентов и уровня значимости ($p=0.05$). Ввиду большого количества источников данных, а также отсутствия определения ряда компонентов в отдельных публикациях, объем выборки для

отдельных пар элементов составил от 80 до 701. Данные о критических значениях коэффициентов корреляции и объемах выборок представлены в таблице 4.

Прослеживаются положительные корреляционные связи между рудообразующими металлами, указывающие на их совместную миграцию в гидротермальных растворах независимо от условий гидротермальных полей.

Таблица 3 – Корреляционная матрица химического состава гидротермальных растворов для общего массива данных. Значимые коэффициенты выделены полужирным.

-	Cu	Fe	Mg	Mn	Zn	CH ₄
Cu	1.00	-	-	-	-	-
Fe	0.64	1.00	-	-	-	-
Mg	-0.22	-0.33	1.00	-	-	-
Mn	0.53	0.86	-0.55	1.00	-	-
Zn	0.49	0.62	-0.26	0.63	1.00	-
CH ₄	-0.12	-0.03	-0.21	-0.04	-0.09	1.00

Таблица 4 – Критические коэффициенты корреляции (внизу) и объем выборки (вверху).

-	Cu	Fe	Mg	Mn	Zn	CH ₄
Cu	1	262	290	287	274	80
Fe	0.12	1	635	593	323	134
Mg	0.11	0.08	1	701	360	266
Mn	0.11	0.08	0.07	1	355	125
Zn	0.11	0.11	0.10	0.10	1	85
CH ₄	0.22	0.17	0.12	0.18	0.21	1

Относительно слабая связь между ионами Mg и прочими компонентами объясняется вариабельностью их концентраций в гидротермальных растворах, обусловленных различными условиями формирования растворов. Результаты анализа общего массива данных приведены на рисунках 31–33. На графиках наглядно представлено отсутствие явной связи между элементами, однако, максимальные концентрации метана появляются при минимальных концентрациях магния, что ранее было отмечено только для металлов [14].

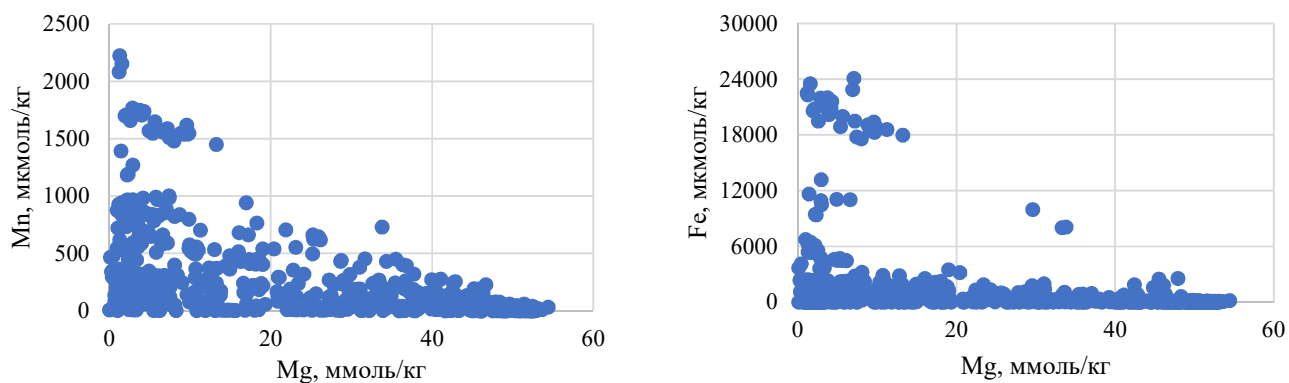


Рисунок 31 – Диаграмма Mn/Mg (слева) и Fe/Mg (справа) для общего массива данных гидротермальных растворов.

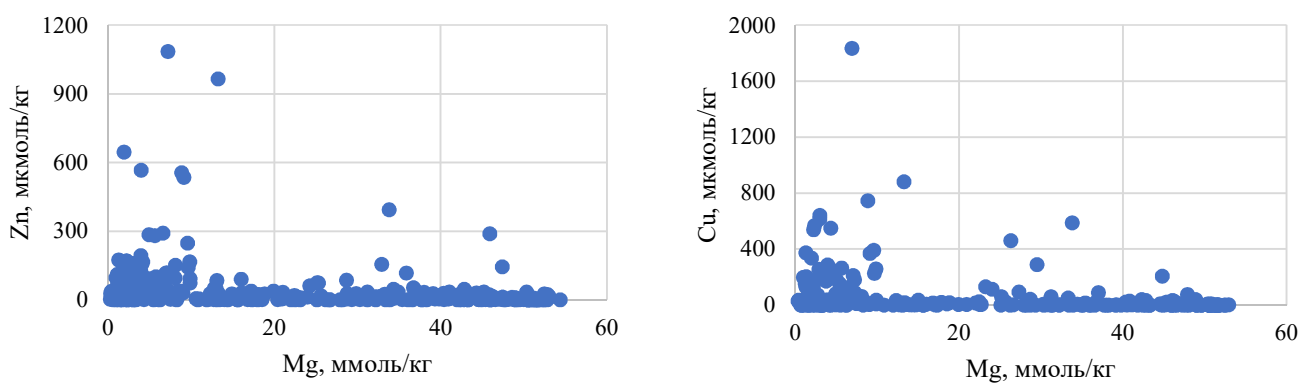


Рисунок 32 – Диаграмма Zn/Mg (слева) и Cu/Mg (справа) для общего массива данных гидротермальных растворов.

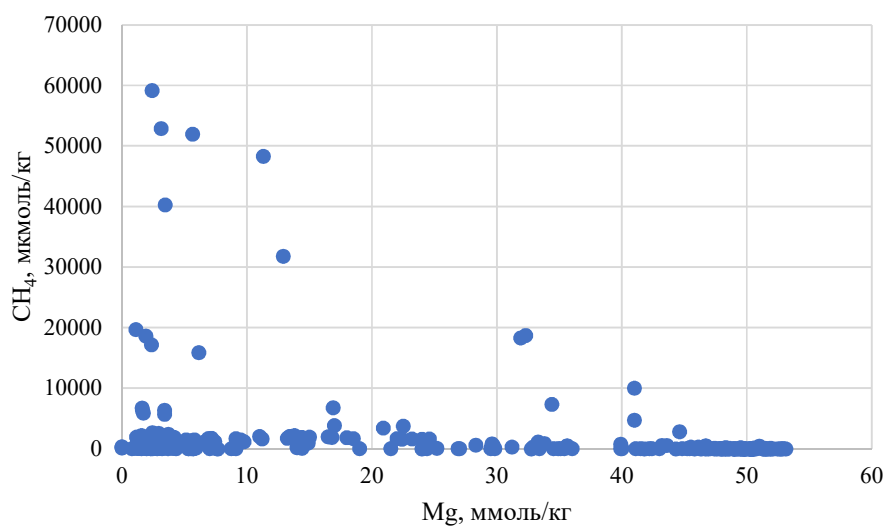


Рисунок 33 – Диаграмма CH₄/Mg для общего массива данных гидротермальных растворов.

Поскольку в данной работе изучаются гидротермальные системы, приуроченные к блокам ультраосновных пород, из общего массива данных была составлена отдельная выборка, отражающая химический состав гидротермальных растворов, связанных с перидотитами [89, 145, 170, 196, 227, 240, 241, 246, 247]. Результаты попарного корреляционного анализа по составленной выборке представлены в таблице 5. В таблице 6 представлены критические значения коэффициентов корреляции и объемы выборки.

Низкие коэффициенты корреляции между парами элементов Cu–Zn и Fe–Mn обусловлены различным возрастом сравниваемых гидротермальных систем, поскольку с увеличением возраста меняется химический состав гидротермальных растворов и формируемых ими гидротермальных построек. Для пары CH_4 –Mg отмечено увеличение силы корреляционной связи.

Исключение из выборки низкотемпературных источников (<200 °C), позволило в некоторой степени ограничить влияние гидрогенотрофного и органогенотрофного метаногенеза (поступление метана в результате жизнедеятельности микроорганизмов). Низкотемпературные источники, характеризующиеся высокой разбавленностью гидротермальных растворов, отличаются наибольшей изученностью ввиду высокой микробиологической активности вблизи них, что привлекает значительное количество исследователей [110].

Таблица 5 – Корреляционная матрица химического состава гидротермальных растворов рудных полей, приуроченных к ультраосновным породам. Значимые коэффициенты выделены полужирным.

-	<i>Cu</i>	<i>Fe</i>	<i>Mg</i>	<i>Mn</i>	<i>Zn</i>	<i>CH₄</i>
Cu	1.00	-	-	-	-	-
Fe	0.56	1.00	-	-	-	-
Mg	-0.17	-0.37	1.00	-	-	-
Mn	0.51	0.99	-0.47	1.00	-	-
Zn	0.47	0.60	-0.15	0.59	1.00	-
CH_4	-0.18	0.27	-0.65	0.06	-0.11	1.00

Таблица 6 – Критические коэффициенты корреляции (внизу) и объем выборки (вверху).

-	<i>Cu</i>	<i>Fe</i>	<i>Mg</i>	<i>Mn</i>	<i>Zn</i>	<i>CH₄</i>
Cu	1	64	57	64	57	26
Fe	0.25	1	107	100	64	39
Mg	0.26	0.19	1	93	57	53
Mn	0.25	0.2	0.2	1	64	27
Zn	0.26	0.25	0.26	0.25	1	27
CH_4	0.39	0.32	0.27	0.38	0.38	1

Имеющиеся на данный момент данные указывают на довольно слабую изученность содержаний метана совместно с Mg и рудообразующими металлами в высокотемпературных источниках, приуроченных к ультраосновным породам (16 определений совместно с Fe и Mn и 37 определений совместно с Mg) [89, 113, 227, 247]. Парный корреляционный анализ позволил выявить тесную отрицательную связь между метаном и магнием ($r = -0.88$), а также положительные корреляционные связи между парами CH_4 -Fe и CH_4 -Mn (0.95 и 0.98). Критическое значение коэффициента корреляции при объемах выборки $n=16$ и $n=37$ и уровне значимости ($p=0.05$) составляет 0.5 и 0.33, соответственно, что указывает на значимость полученных корреляционных связей. Графики регрессии отражены на рисунках 34 и 35.

Снижение концентраций Mg в пробах указывает на увеличение гидротермальной составляющей. Таким образом, максимальные концентрации метана были получены в пробах с максимальной гидротермальной составляющей. Положительная корреляция рудных компонентов (Fe и Mn) с метаном указывает на их совместное поступление с гидротермальным раствором.

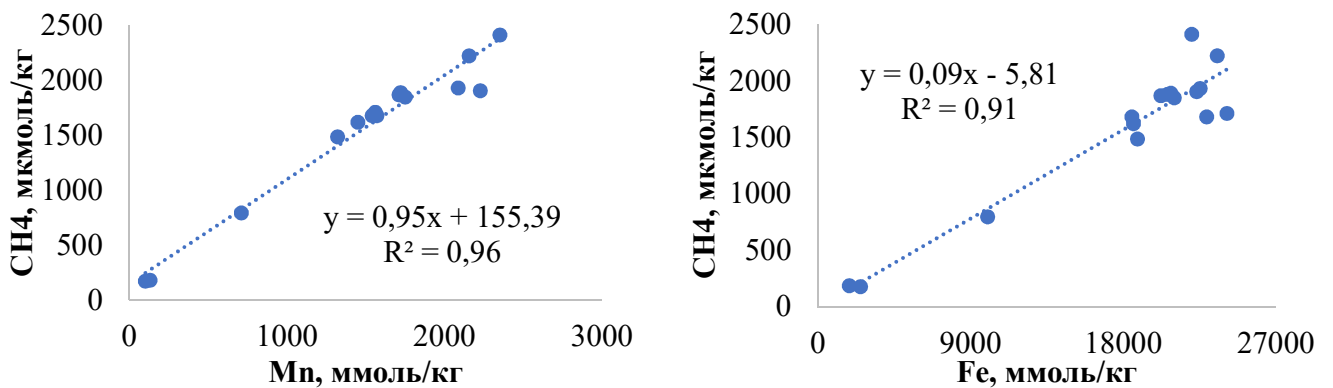


Рисунок 34 – График регрессии CH_4/Mn (слева) и CH_4/Fe (справа).

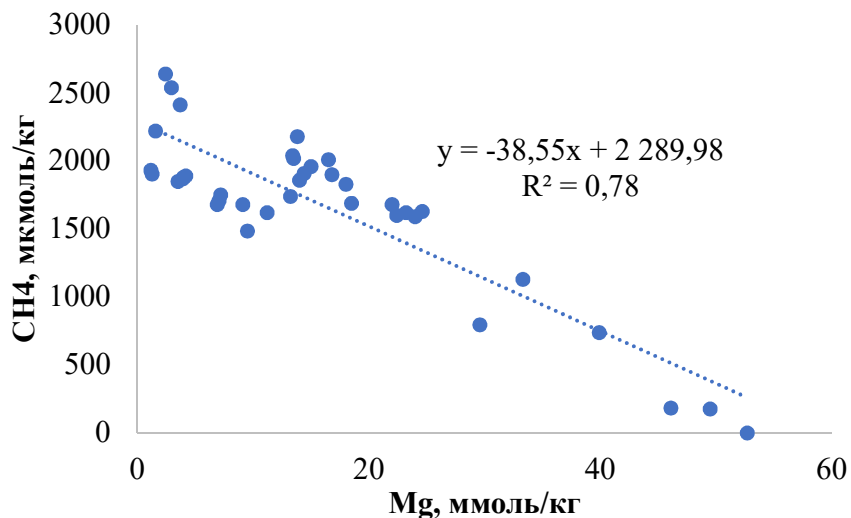


Рисунок 35 – График регрессии CH_4/Mg .

4.2.2 Соотношение CH_4/Mn

Для характеристики и сравнения гидротермальных растворов и ореолов рассеяния от различных источников используют соотношение CH_4/Mn . Данное соотношение позволяет косвенно охарактеризовать процессы, протекающие в гидротермальной системе в ходе взаимодействия воды и вмещающих пород, а также определить степень влияния гидротермальных растворов на придонную водную толщу [188, 206]. Существующие публикации дают разрозненные представления об абсолютных концентрациях метана и марганца и их соотношениях в гидротермальных растворах при различных геологических условиях. Тем не менее, в опубликованных работах отмечено, что соотношения >1 в ореолах рассеяния довольно редки и указывают на спорадическое обогащение газами гидротермального раствора [76].

Для проверки существующих представлений, а также определения значений концентраций метана и марганца и их соотношения в различных геологических условиях были использованы данные о концентрациях CH_4 и Mn в гидротермальных растворах в пределах срединно-океанических хребтов, хранящиеся в открытой базе данных MARHYS [110]. Оценка распределения абсолютных значений концентраций и их соотношений в растворах проводилась путем построения гистограммы и коробчатой диаграммы (рисунок 36). Поскольку размах вариации как абсолютных значений концентраций метана и марганца, так и их соотношения велик и варьируется неравномерно, при построении гистограммы соотношений CH_4/Mn была использована группировка с неравными интервалами, выбранными исходя из интервалов, приведенных в ранее опубликованных работах [76, 188, 206]. По этой же причине на коробчатой диаграмме были показаны значения логарифмов концентраций метана, марганца и их соотношений.

Гидротермальные растворы полей, приуроченных к базальтам, характеризуются, в целом, самыми низкими соотношениями CH_4/Mn (среднее – 17, медиана – 0.28) и концентрациями метана (среднее – 1336 мкмоль/л, медиана – 112 мкмоль/л). Максимальные значения наблюдались в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия и объяснялись поступлением обогащенного газами раствора в результате магматической активности, вызвавшей интенсификацию гидротермальной разгрузки [76].

Растворы полей, приуроченных к мощным осадочным толщам, отличаются наибольшими концентрациями метана (среднее – 8803 мкмоль/л, медиана – 6545 мкмоль/л) и соотношениями CH_4/Mn среди всех трех сравниваемых обстановок (среднее – 211, медиана – 236). Столь высокие соотношения объясняются низкими концентрациями Mn и высокими концентрациями метана, поступающего в раствор в результате термического разложения органического вещества осадков.

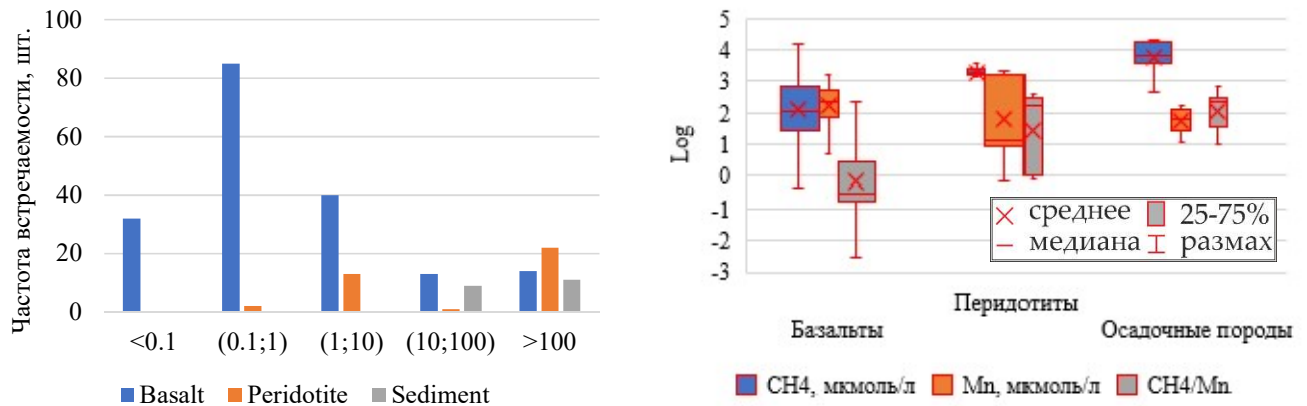


Рисунок 36 – Гистограмма соотношений CH_4/Mn (слева) и коробчатая диаграмма CH_4 , Mn и соотношений CH_4/Mn в логарифмическом масштабе в гидротермальных растворах полей, приуроченных к базальтам, перидотитам и осадочным отложениям в пределах срединно-океанических хребтов.

Растворы полей, приуроченных к перидотитам, характеризуются соотношениями близкими к обнаруженным в пределах полей, связанных с осадочными толщами (среднее – 148, медиана – 173), но более низкими концентрациями метана (среднее – 2028 мкмоль/л, медиана – 1895 мкмоль/л). Несмотря на то, что, в среднем, концентрации Mn в растворах, циркулирующих в перидотитах, выше, чем в растворах полей, приуроченных к базальтам, полученные соотношения CH_4/Mn значительно выше в первых.

Маломощная осадочная толща в пределах полей, приуроченных к базальтам и перидотитам, и низкие концентрации метана (по сравнению с растворами, циркулирующими в осадочных породах) позволяет исключить возможность значительного влияния поступления термогенного метана в гидротермальный раствор. Приняв, что биогенный метан оказывает равнозначное влияние на состав гидротермальных растворов, можно сделать предположение о том, что метан поступает в гидротермальные растворы полей, приуроченных к базальтам и перидотитам, согласно гипотезе выдвинутой в работе [167], где образование метана обусловлено взаимодействием H_2 , сформировавшегося в результате гидратации оливина, и CO_2 . По этой причине в растворах полей, приуроченных к перидотитам (в составе которых преобладают оливин и пироксены), концентрации метана и соотношение CH_4/Mn достигают более высоких значений.

В ходе разгрузки гидротермальных растворов в океаническую толщу и их смешения с морской водой протекают значительные изменения химического состава растворов, включающие в том числе окисление и осаждение марганца и микробное окисление метана (метанотрофными микроорганизмами). Марганец способен сохраняться в ореолах продолжительное время – от

нескольких месяцев до нескольких лет [104, 176, 192], однако время нахождения метана в ореоле рассеяния варьируется в более узком интервале (дни-недели) [107, 155]. Как результат, соотношение CH_4/Mn в гидротермальных ореолах рассеяния может также измениться. Опубликованные на данный момент работы предоставляют разнящиеся сведения о соотношениях CH_4/Mn в ореолах рассеяния и касаются только гидротермальных полей, приуроченных к базальтам и перидотитам.

С целью сравнения соотношений в растворах и ореолах рассеяния, а также обобщения имеющейся информации о соотношениях CH_4/Mn в ореолах были использованы данные о соотношениях из опубликованных работах [73, 98, 134, 148, 159, 188, 190, 206, 225, 261], а также данные опробования ореола рассеяния в районе поля Коралловое, полученные в ходе 41-го рейса НИС «Профессор Логачев» [32]. Построение гистограммы и коробчатой диаграммы по собранным данным позволило оценить распределение соотношений в ореолах рассеяния полей, приуроченных к базальтам и перидотитам (рисунок 37).

В ореолах рассеяния полей, приуроченных к базальтам, соотношение CH_4/Mn отличается широким размахом вариации (от 0.01 до 16). Можно отметить общее снижение соотношений по сравнению с растворами (среднее – 0.96, медиана – 0.1). Максимальные значения, также, как и в случае с растворами наблюдались в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, где в результате магматической активности и последующей интенсификации гидротермальной разгрузки в водную толщу поступал значительный объем обогащенных метаном растворов, способствующих формированию мегаплюмов [76].

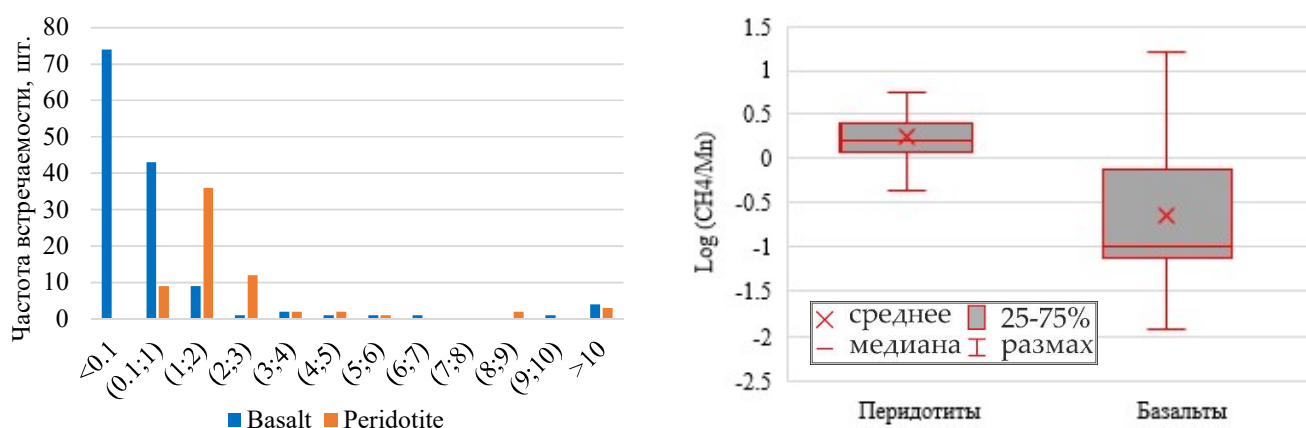


Рисунок 37 – Гистограмма (слева) и коробчатая диаграмма соотношений CH_4/Mn в гидротермальных ореолах рассеяния полей, приуроченных к базальтам и перидотитам в пределах срединно-океанических хребтов.

Ореолы рассеяния полей, связанных с перидотитами, отличаются относительно небольшим размахом вариации (0.43–25), но при это более высокими в среднем соотношениями (среднее – 2.8, медиана – 1.6), по сравнению с ореолами полей, приуроченных к базальтам. В частности, ореол поля Коралловое характеризуется соотношениями $\sim 9\text{--}20$, что указывает на поступление обогащенного газами раствора [76]. Однако, при дальнейшем распространении от источника, в интервале плюма нейтральной плавучести, соотношение CH_4/Mn снижается до $\sim 3\text{--}3.5$.

Полученные соотношения указывают на относительно стабильное поступление обогащенных метаном растворов в пределах полей, связанных с перидотитами. Достижение аналогичных соотношений для ореолов полей, связанных с базальтами, достигается только при интенсификации гидротермальной разгрузки, вызванной магматической активностью.

Снижение соотношения CH_4/Mn по сравнению с растворами в обоих случаях указывает на стремительное окисление метана при менее интенсивном выносе марганца из ореола рассеяния. При этом, для перидотитов отмечено уменьшение соотношения более чем в 60 раз, а для базальтов, в среднем – в 2–3 раза. Вероятно, это вызвано региональными особенностями химического состава придонной водной толщи (в т.ч., концентрациями кислорода) и видовым составом и разнообразием сообществ живых организмов в пределах рудных полей.

Проведенный корреляционный анализ данных опробования ореолов рассеяния в пределах полей, связанных с перидотитами [159, 258, 261], позволил установить тесную положительную связь между CH_4 и Mn ($r = 0.98$), что указывает на совместное распространение этих компонентов в ореоле рассеяния. При заданном объеме выборки ($n=62$) и уровне значимости ($p=0.05$) критический коэффициент корреляции составляет 0.25. Полученный коэффициент корреляции значительно выше критического значения, что указывает на значимость связи. Построенный график регрессии указывает постепенное снижение концентраций обоих компонентов в ореоле рассеяния (рисунок 38).

Полученные данные позволяют сделать предположение о генезисе метана в результате взаимодействия CO_2 и образующегося в результате серпентинизации H_2 . При этом, в пределах полей, приуроченных к перидотитам объем поступающего в растворы метана значительно выше, чем в растворах, циркулирующих в базальтах.

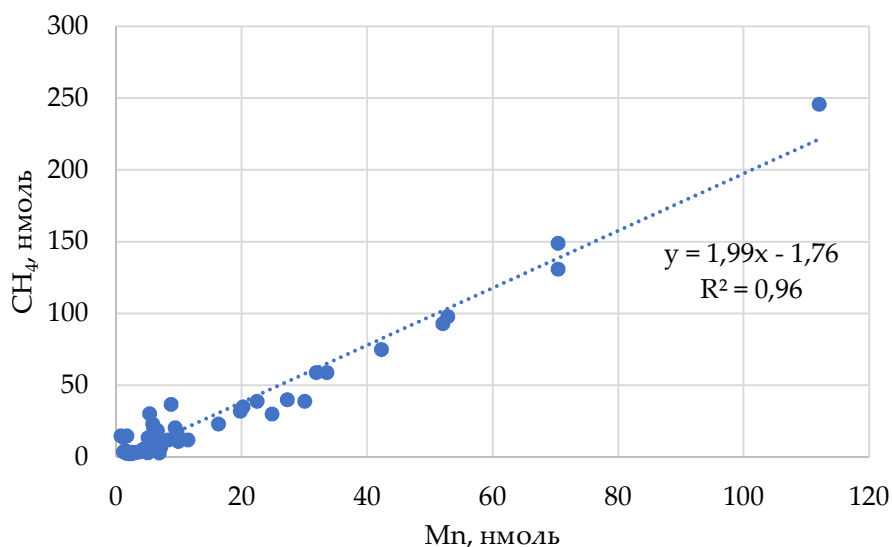


Рисунок 38 – График регрессии CH₄/Mn.

4.3 Формирование ореолов рассеяния метана

Исходя из вышесказанного, можно сделать вывод, что в пределах всех объектов исследования были обнаружены аномалии метана в придонной толще, вызванные гидротермальной разгрузкой. На рисунке 39 показано сравнение графиков растворенного метана и мутности, являющейся основным признаком гидротермальной активности при зондировании [263]. Аномалии метана обладают различной геометрией в зависимости от расстояния от источника и температурного характера источника.

Опубликованные на данный момент работы несут противоречивые сведения о связи между метаном и мутностью, указывая как на корреляцию между ними [159, 284], так и на отсутствие связи [103, 253]. Представленные в данной работе данные указывают на обнаружение аномалий метана сопровождаемые аномальными и фоновыми значениями мутности. Сила и направление корреляционной связи между метаном и мутностью крайне изменчивы и неинформативны, поскольку механизм формирования аномалии мутности (контакт морской воды с гидротермальным раствором) отличается от механизма формирования аномалии метана.

Тем не менее, метан формирует значительные по размаху высоты аномалии (по сравнению с аномалиями мутности), что с позволяет с большей вероятностью обнаружить гидротермальный ореол рассеяния и его источник.

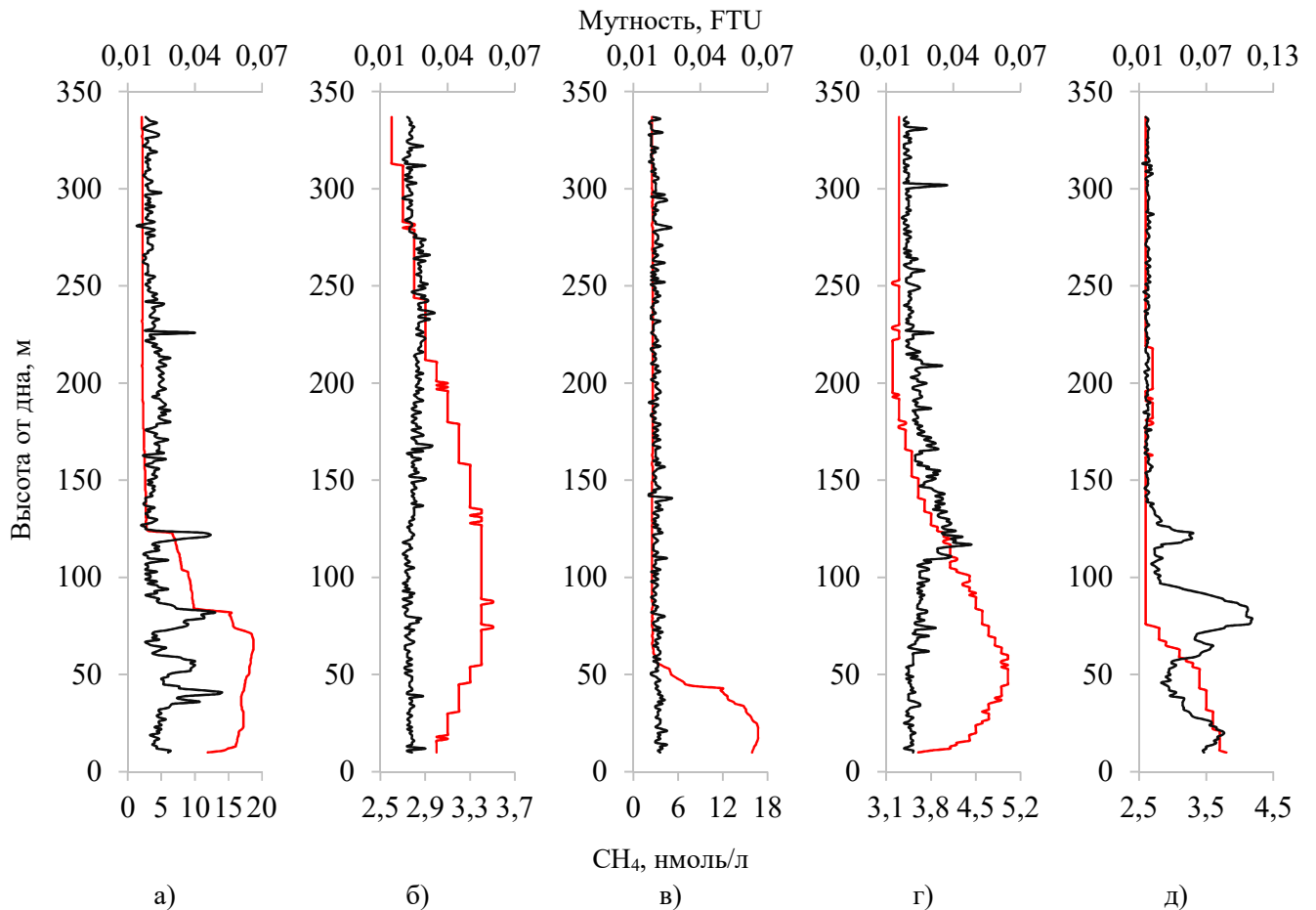


Рисунок 39 – Изменение концентраций растворенного метана (красный) и мутности (черный) с глубиной: а) поле Логачев-1; б) поле Молодежное; в) и г) поле Коралловое; д) поле Пюи-де-Фоль.

4.3.1 Содержание метана

Несмотря на наличие аномалий метана в пределах всех объектов исследования, обращает на себя внимание значительное различие в максимальном содержании метана в ореолах рассеяния различных полей.

Так, в пределах гидротермальных полей Коралловое и Логачев-1, приуроченных к перидотитам внутренних океанических комплексов максимальные обнаруженные концентрации достигали ~17–19 нмоль/л в непосредственной области влияния восходящего плюма. Более низкие концентрации в районе гидротермального поля Молодежное (также связанного с перидотитами) объясняются удаленностью от источника – большая часть поступающего метана успела окислиться.

Однако, в пределах гидротермального поля Пюи-де-Фоль, приуроченного к неовулканическому поднятию, сложенному базальтами, максимальные концентрации метана в

придонной толще достигали значений всего в $\sim 3\text{--}4$ нмоль/л только в непосредственной близости от гидротермального источника (область влияния восходящего плюма). Низкие концентрации метана в гидротермальных растворах поля Пюи-де-Фоль обуславливают стремительное окисление этого газа в пределах первых десятков метров от источника. Столь явное различие в концентрациях может объясняться путем поступления метана в гидротермальный раствор, рассмотренным выше.

4.3.2 Высота и дальность распространения ореола

В пределах гидротермальных полей Логачев-1, Коралловое, Молодежное и Пюи-де-Фоль ореолы рассеяния метана оказались «прижаты» ко дну – они ограничены снизу непосредственно океаническим дном. Максимумы концентраций отмечены на высотах $\sim 10\text{--}80$ метрах от дна. Распространение ореола рассеяния метана в пределах гидротермального поля Логачев-1 протекает на высоте до 130 м от дна. На удалении от источника, в области распространения латерального ореола рассеяния высота подъема аномалий метана увеличивается до $\sim 200\text{--}300$ метров. Низкий уровень распространения при низких максимальных концентрациях не согласуется с сообщенными ранее уровнями распространения гидротермального плюма и концентрациями метана [161, 288].

Обращает на себя внимание также дальность распространения ореолов рассеяния метана от источников. Ранее опубликованная модель показала, что метан формирует масштабный ореол рассеяния и его концентрации достигают ~ 5 нмоль/л в гидротермальном плюме на расстояниях как минимум $\sim 4\text{--}10$ км от источника [161]. Данная модель не соответствует результатам измерения концентраций метана *in-situ*, когда подобные концентрации достигаются на расстояниях ~ 200 метров от источника. В ~ 5.2 км к северо-востоку от поля Коралловое были получены фоновые концентрации метана, что указывает на отсутствие единого ореола рассеяния метана и небольшую дальность его распространения от источника.

Таким образом, в районе изучаемых гидротермальных полей не были обнаружены ореолы рассеяния метана, аналогичных описанным ранее по размерам и амплитуде (≥ 10 км, ≥ 10 нмоль/л) [103, 161, 253]. Метан быстро рассеивается при подъеме от источника, вследствие чего аномалии метана формируются у очага разгрузки вблизи океанического дна (в восходящей части плюма) и не достигают в полной мере плюма нейтральной плавучести.

По мнению автора данного исследования, масштабные ореолы рассеяния метана, обнаруженные в пределах САХ и отраженные в ранее опубликованных работах [161, 288], могут быть обусловлены формированием «мегаплюмов».

Появление «мегаплюмов» вызвано активной вулканической деятельностью, сопровождаемой поступлением большого объема гидротермальных растворов. Их появление было отмечено ранее в пределах хребта Хуан-де-Фука и Восточно-Тихоокеанского поднятия [55, 275].

«Мегаплюмы» характеризуются высокими концентрациями метана [103], а следы их присутствия могут быть обнаружены даже спустя месяцы после формирования. Так, спустя 7 месяцев после подводного вулканического извержения в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия между 9°45' и 9°52' с.ш. на нескольких станциях пробоборы были обнаружены высокие концентрации метана (до ~90 нмоль/л) [206]. Высота обнаружения максимальных концентраций варьировалась от 20 до 310 метров (преимущественно в интервале 150–300 метров). Единственная станция, в пределах которой максимальные концентрации метана (~20 нмоль/л) были обнаружены на высоте ~20–70 метров от дна [206], вероятно зафиксировала плюм, сформированный значительно позже извержения. На это указывают схожие геометрия и амплитуда аномалии с приведенными в данной работе. Прочие аномалии метана обусловлены подводным вулканическим извержением, сопровождавшимся разгрузкой слабоминерализованного и обогащенного газами раствора [275], с характерными для таких растворов низким содержанием Mn [76] и высоким соотношением CH_4/Mn [206]. Крайне высокие концентрации газов в растворе способствовали увеличению их времени пребывания в гидротермальном плюме.

Формирование мегаплюмов в пределах САХ ограничено ввиду слабой магматической активности и высоких бортов его долины. Тем не менее, в ~2.5 км к западу от гидротермального поля Логачев-1 были обнаружены молодые вулканы и была зафиксирована тектоническая активность, что возможно, оказало дополнительное влияние на гидротермальную систему [22, 136] и привело к масштабной гидротермальной разгрузке. Вероятное увеличение интенсивности гидротермальной разгрузки могло способствовать появлению мегаплюма, который был обнаружен позднее [161, 288]. Это объясняет достижение метаном горизонта формирования и распространения плюма нейтральной плавучести. Отсутствие подобной аномалии в данном исследовании, предположительно обусловлено редким характером вулканической деятельности.

4.4 Выводы по главе 4

В пределах гидротермальных полей Коралловое, Молодежное, Логачев-1 и Пюи-де-Фоль при использовании датчика растворенного метана в ходе зондирования были зафиксированы аномальные содержания метана в придонной водной толще. Наибольшие концентрации метана (~16–19 нмоль/л) достигались в интервале влияния восходящего плюма от высокотемпературного

источника в пределах полей Коралловое и Логачев-1, приуроченных к перидотитам внутренних океанических комплексов. Концентрации метана быстро снижаются в до ~3–5 нмоль/л при удалении от источника на первые сотни метров. В пределах гидротермального поля Пюи-де-Фоль, приуроченного к базальтам неовулканического поднятия, концентрации метана в ореоле рассеяния не превышали ~3–4 нмоль/л. Отмечены различия между распределением метана и мутности по глубине, что указывает на различный характер распределения полей метана и гидрофизических параметров.

Использование результатов измерения метана в пределах гидротермальных полей Логачев-1, Коралловое, Молодежное и Пюи-де-Фоль, а также привлечение опубликованных данных позволило провести построение регрессионной модели, обобщить и статистически обработать накопленные сведения о соотношении CH_4/Mn , что позволило охарактеризовать гидротермальные растворы и ореолы рассеяния и определить закономерности распределения метана в гидротермальных ореолах рассеяния в зависимости от особенностей геологического строения рудных полей.

В пределах Российского разведочного района Срединно-Атлантического хребта ореолы рассеяния метана локализованы в придонной части водной толщи (200 м от океанического дна), при этом, ореолы, пространственно ассоциированные с перидотитами, характеризуются более высокими концентрациями метана по сравнению с ореолами, приуроченными к базальтам.

Значительные по размаху высоты аномалии и высокая чувствительность к гидротермальной активности делает метан надежным признаком гидротермальной разгрузки. Однако, быстрая скорость его рассеяния предполагает необходимость постановки густой сети станций зондирования или профилей для точного определения положения источника.

ГЛАВА 5 ГИДРОГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ (Cu, Zn, Mn, Fe) В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ

5.1 Гидрогеохимическая характеристика придонных вод и ореолов рассеяния гидротермального поля Ашадзе-2

В непосредственной близости от гидротермального источника (до 700 метров) было установлено 28 станций вертикального зондирования с отбором проб [28]. Выдвинутая гипотеза о нормальности распределения растворенных и взвешенных металлов в водной толще в пределах поля подтвердилась по результатам проверки критериями согласия. Исходя из рассчитанного гидрогеохимического фона были выделены пробы с повышенным, высокими и аномальными концентрациями металлов, указывающие на влияние гидротермального ореола рассеяния. Концентрации растворенных и взвешенных железа, меди, цинка и марганца в ореоле рассеяния над полем Ашадзе-2 приведены в таблице 7.

Положение точек опробования с аномальными содержаниями металлов указывает на формирование структуры ореола рассеяния (рисунок 40), отличающейся от приведенной в главе 1 (рисунок 3).

Таблица 7 – Концентрации растворенных и взвешенных металлов (нмоль/л) в гидротермальном ореоле рассеяния над полем Ашадзе-2.

Fe(p)	Fe(в)	Cu(p)	Cu(в)	Zn(p)	Zn(в)	Mn(p)	Mn(в)
12.18	53.72	4.23	2.20	42.12	4.44	0.55	1.27
8.12	41.19	4.94	1.89	19.93	3.67	0.36	0.91
16.23	32.23	4.94	1.42	18.60	3.06	1.41	1.09
10.82	34.02	3.29	1.02	46.51	2.45	0.55	0.91
8.12	41.19	3.69	1.57	25.25	3.98	0.36	1.27
16.23	34.02	16.22	2.05	82.39	3.36	2.12	0.91
10.82	39.39	4.23	2.05	42.52	4.59	0.55	0.91
10.82	37.60	7.05	1.89	25.25	2.91	1.27	1.27
18.80	94.91	10.97	8.66	51.28	11.62	1.01	3.82
9.36	64.46	6.43	2.52	45.16	6.42	1.01	1.64
14.46	64.46	10.06	2.83	52.29	6.73	1.34	1.64
9.36	51.93	5.59	1.57	30.56	4.59	1.01	1.27
4.25	50.14	6.98	2.83	31.24	4.59	1.01	1.46
64.65	161.16	9.22	2.68	43.80	6.88	1.34	1.82
27.22	162.95	20.67	3.78	68.25	5.66	1.68	2.00
17.91	107.44	6.77	3.62	38.24	5.51	3.69	1.82
8.51	50.14	4.19	2.05	28.60	3.67	1.01	1.64
23.82	59.09	4.75	2.05	30.56	3.21	1.68	1.27

Продолжение таблицы 7

Fe(p)	Fe(в)	Cu(p)	Cu(в)	Zn(p)	Zn(в)	Mn(p)	Mn(в)
22.97	84.16	7.82	2.99	42.11	6.27	1.01	2.00
15.29	25.07	3.08	1.26	18.35	1.99	1.02	0.73
6.70	132.51	3.37	6.61	12.67	8.57	1.32	1.64
12.99	102.07	5.05	4.72	16.89	6.12	1.54	1.64
8.37	66.25	5.04	3.78	16.89	5.05	1.10	1.27
5.02	32.23	3.37	1.57	12.33	3.36	1.32	1.27
13.74	107.44	6.32	3.15	19.42	6.42	0.88	1.64
7.54	78.79	6.14	3.78	21.11	5.51	1.76	1.46
10.05	55.51	5.19	2.83	18.58	4.13	1.54	1.09
5.86	69.84	3.37	2.99	27.02	4.28	0.88	0.91
6.70	75.21	3.79	3.78	16.89	11.32	0.88	1.27
10.05	94.91	6.74	5.19	16.89	6.88	0.88	1.27
7.56	62.67	3.70	3.15	21.14	7.95	0.88	1.46
6.70	55.51	2.53	2.68	16.89	16.82	1.32	0.91
4.16	28.65	2.50	2.20	13.20	4.28	0.97	0.73
3.43	30.44	2.28	1.73	14.99	4.13	0.73	1.09
2.94	34.02	3.41	2.20	14.85	4.44	0.49	1.09
3.91	50.14	3.41	3.46	17.03	5.35	0.49	1.09
5.23	50.14	2.28	1.57	18.29	5.66	0.97	0.91
3.59	51.93	3.15	2.36	24.47	4.89	0.49	1.46
4.89	34.02	5.69	1.89	15.43	2.45	0.49	1.27
4.76	35.81	5.51	2.68	28.66	4.28	0.49	1.27
3.43	50.14	3.41	2.68	30.86	3.82	0.49	1.46
4.89	46.56	4.55	2.68	15.30	3.52	0.97	1.09
2.94	44.77	2.84	2.83	19.07	5.35	0.49	1.27
3.91	35.81	2.28	1.89	14.33	4.28	0.97	1.09
19.70	44.77	9.91	2.36	54.30	2.29	0.83	1.27
14.33	32.23	8.50	1.73	31.05	2.91	0.41	1.46
8.40	30.44	8.81	3.62	75.71	3.82	1.24	1.27
4.80	28.65	2.10	1.02	15.31	2.29	1.24	1.46
7.20	28.65	3.15	1.10	29.53	1.99	1.45	1.09
14.33	35.81	6.31	1.73	32.81	3.06	0.41	1.46
18.00	35.81	5.25	1.26	26.25	2.14	0.83	1.09
7.20	32.23	6.31	1.57	17.50	2.91	1.03	1.27
8.40	37.60	4.20	1.57	56.87	3.36	0.41	1.27
21.60	37.60	17.87	2.05	94.05	3.82	6.61	1.82
6.00	44.77	6.31	3.15	28.43	3.21	0.41	1.64
5.40	30.44	5.25	2.05	15.31	2.45	0.41	0.91

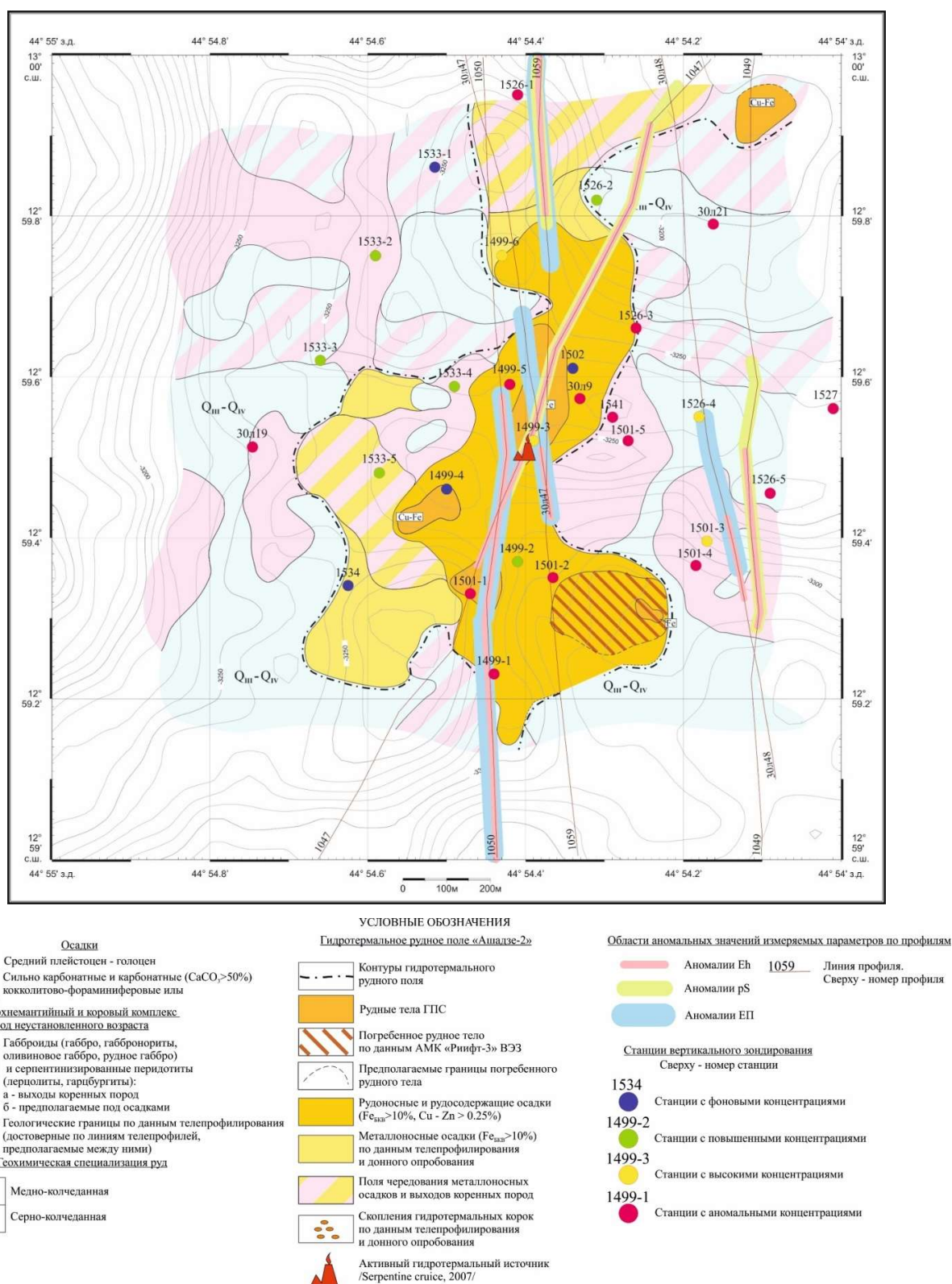


Рисунок 40 – Геологическая карта гидротермального поля Ашадзе-2 с нанесенными станциями опробования и профилями, зафиксировавшими аномалии гидротермальной природы по данным 26-го и 30-го рейсов НИС «Профессор Логачев» [52, 199].

Ряд ранее опубликованных исследований касался проблемы распространения гидротермальных ореолов рассеяния в пределах поля Ашадзе-2. Считалось, что гидротермальный источник расположен в юго-восточной части гидротермального поля вблизи станции 1501-4, исходя из предположения, что растворенное железо не способно распространяться далеко от источника [16, 26]. Д. В. Каминский в своей работе отмечал, что положение аномалий металлов и мутности относительно источника указывают на преобладающее северо-западное направление придонных течений, обуславливающих распространение ореола рассеяния [16].

Тем не менее, новые данные о точном положении гидротермального источника–кратера, полученные по результатам экспедиции SERPENTINE [126] ставят под сомнение сделанный вывод и указывают на необходимость переинтерпретации результатов гидрогеохимической съемки.

5.2 Распределение аномалий металлов вокруг гидротермального источника Ашадзе-2

Распределение аномалий по глубине позволяет сделать предположение о формировании 2–3 интервалов в водной толще вокруг источника Ашадзе-2, где фиксировались гидрогеохимические аномалии: ~3175–3250, ~3075–3100 и ~3000 метров, что в свою очередь вновь усложняет схему формирования и распространения гидротермального плюма (рисунок 41). Ранее сделанный вывод о приуроченности аномалий металлов в пределах поля Ашадзе-2 к придонному слою воды ~50–70 метров от дна [16, 26] не соответствует действительности. Наличие нескольких интервалов распространения может объясняться вероятным пульсационным характером разгрузки гидротермального раствора с различной температурой, плотностью и концентрациями элементов.

Для проверки данной гипотезы были построены схемы максимальных концентраций, профили и схемы распределения концентраций по нескольким горизонтам глубины, отраженные ниже, что позволило изучить распределение металлов по площади и по глубине.

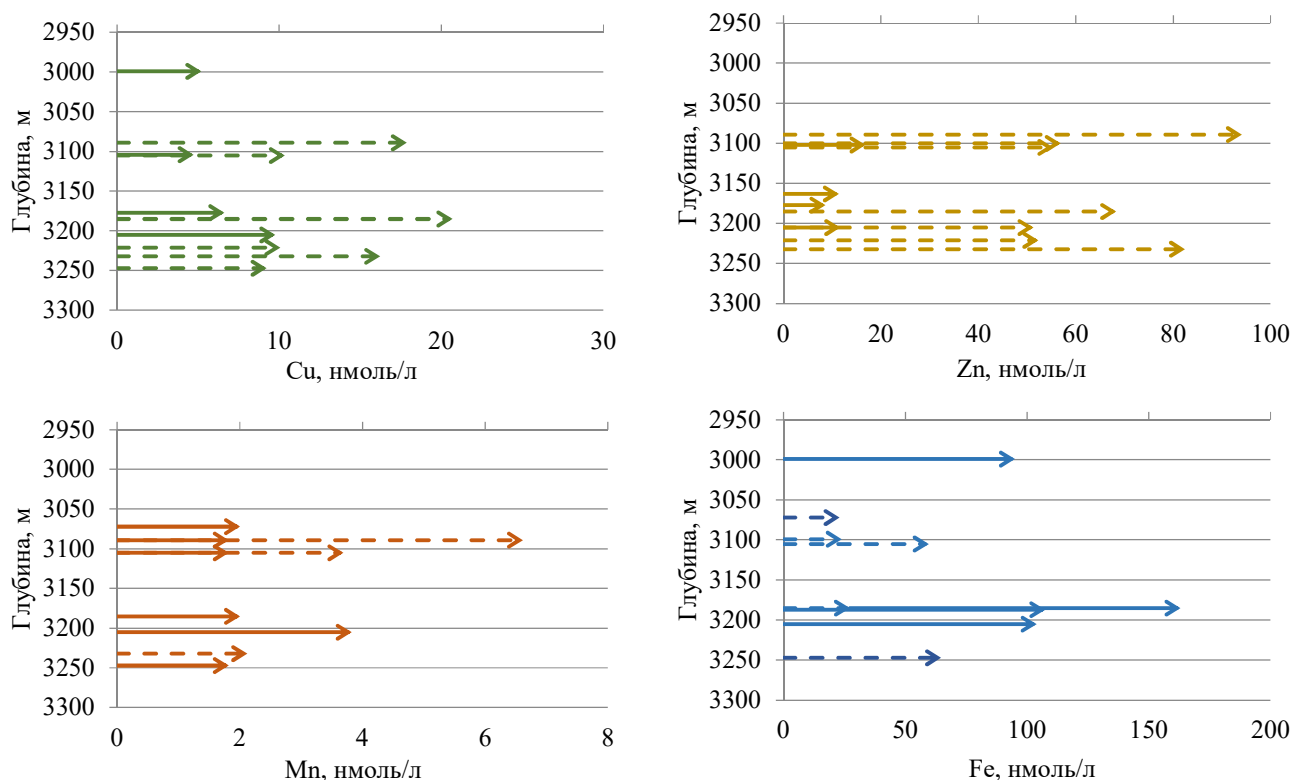


Рисунок 41 – Глубины расположения аномалий растворенных (пунктирные стрелки) и взвешенных (сплошные стрелки) металлов (Cu, Zn, Mn, Fe).

5.2.1 Растворенная и взвешенная медь

На основе полученных в результате опробования данных были построены схемы максимальных концентраций растворенной и взвешенной меди в придонной толще гидротермального поля Ашадзе-2 (рисунок 42). Через станции зондирования содержавшие наиболее выраженные аномалии были проведены линии профилей, отраженных на рисунке 43.

В глубинных горизонтах (3250–3200 метров) наблюдались максимальные концентрации Cu(p) к северу и югу от источника и Cu(v) (до 0.009 мкмоль/л) к юго-западу. Выше, аномалия Cu(p) располагалась к юго-востоку, а взвешенная медь, в свою очередь обнаруживалась к северу от источника. В интервале 3160–3120 аномалии меди обнаружены не были. Еще выше Cu(p) формировала аномалии к юго-западу и западу [30]. Взвешенная медь формируют лишь одну аномалию на глубине ~3100–3110 метров, и выше ее концентрации близки к фоновым (рисунок 44, 45).

Аномальные концентрации Cu(v), в отличие от Cu(p), тяготеют к нижним частям опробованной водной толщи, что, по-видимому, связано со стремительным переходом большей

части Cu во взвешенное состояние вблизи источника. Как результат, в случае формирования ореола рассеяния на удалении от дна, отмечаются лишь местами повышенные концентрации взвешенной меди. Аномалии растворенных форм меди на удалении от источника обусловлены формированием устойчивых к осаждению комплексов [237].

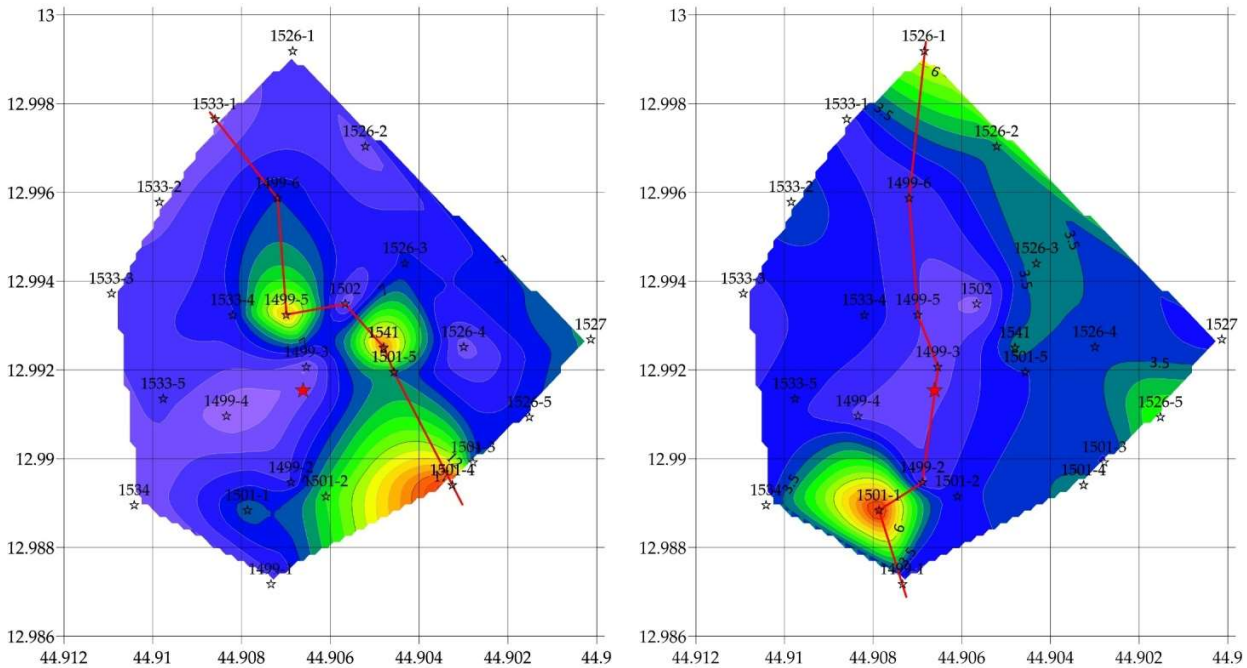


Рисунок 42 – Максимальные концентрации растворенной (слева) и взвешенной меди (справа) в точках опробования (нмоль/л). Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника. Красная линия – профиль через станции зондирования.

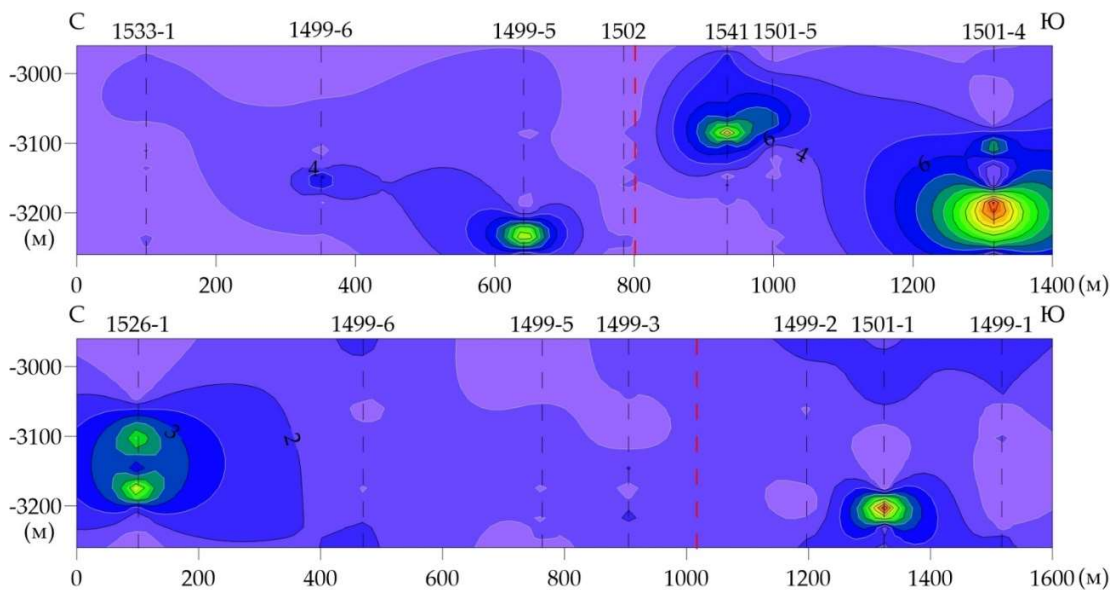


Рисунок 43 – Профили растворенной (сверху) и взвешенной меди (снизу), нмоль/л. Красным пунктиром обозначена проекция положения гидротермального источника на линию профиля.

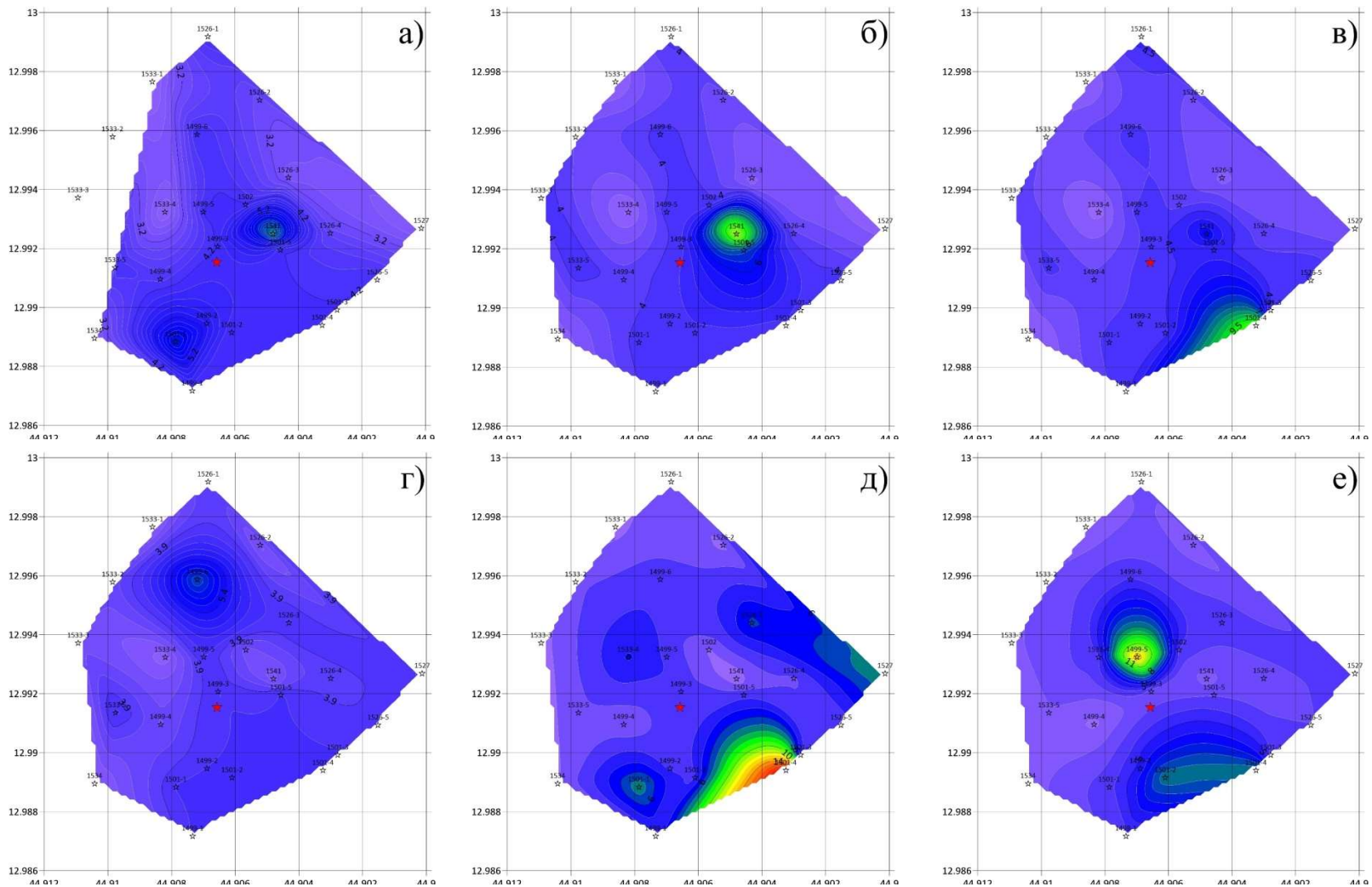


Рисунок 44 – Концентрации растворенной меди (нмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3190 м; д) 3210 м; е) 3230 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

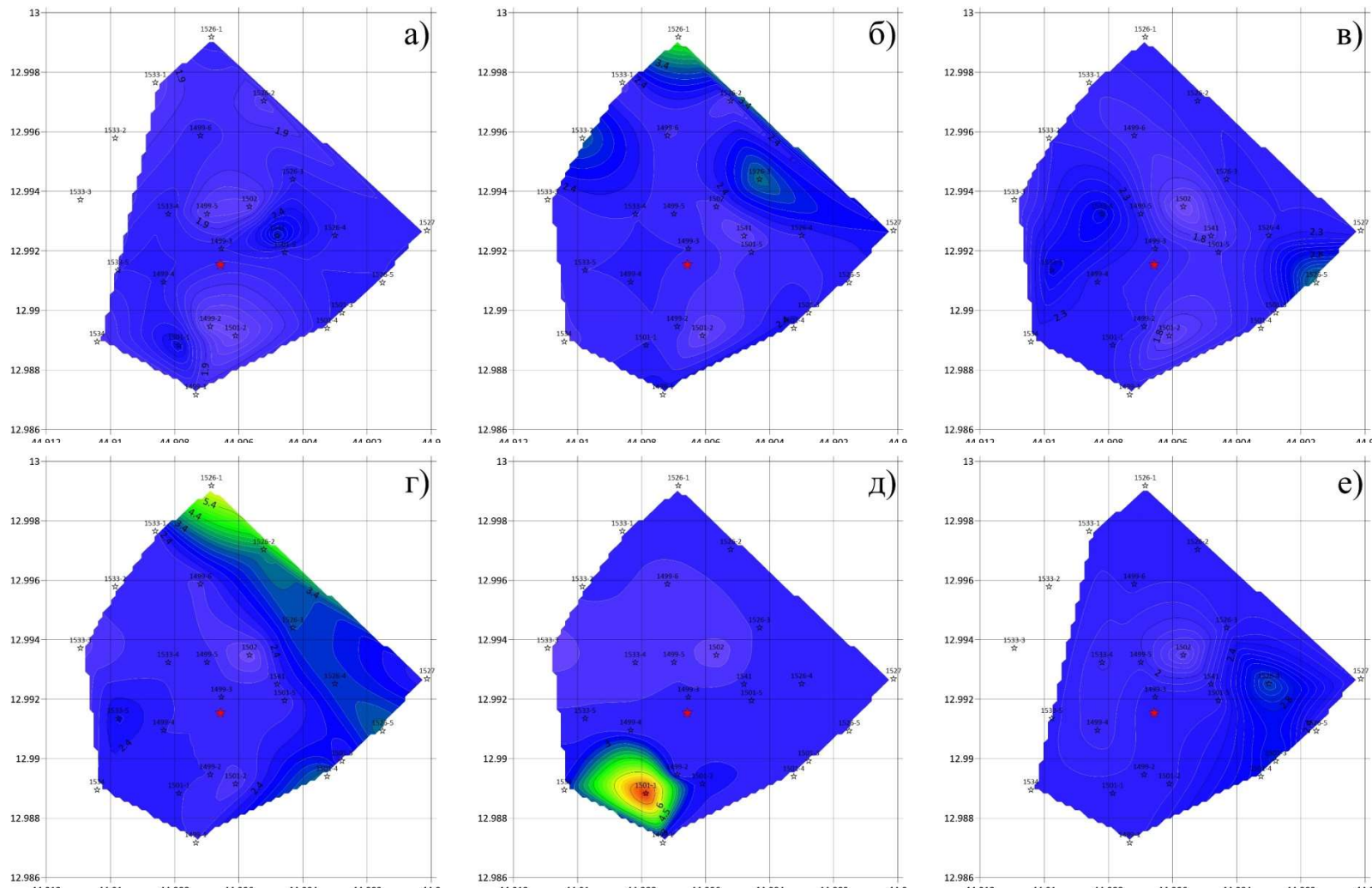


Рисунок 45 – Концентрации взвешенной меди (нмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3190 м; д) 3210 м; е) 3230 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

5.2.2 Растворенный и взвешенный цинк

Схемы максимальных концентраций растворенного и взвешенного цинка в придонной толще гидротермального поля Ашадзе-2 отражены на рисунке 46. Распределение максимальных концентраций цинка в придонных водах обладает сходством с распределением максимальных концентраций меди (рисунок 47).

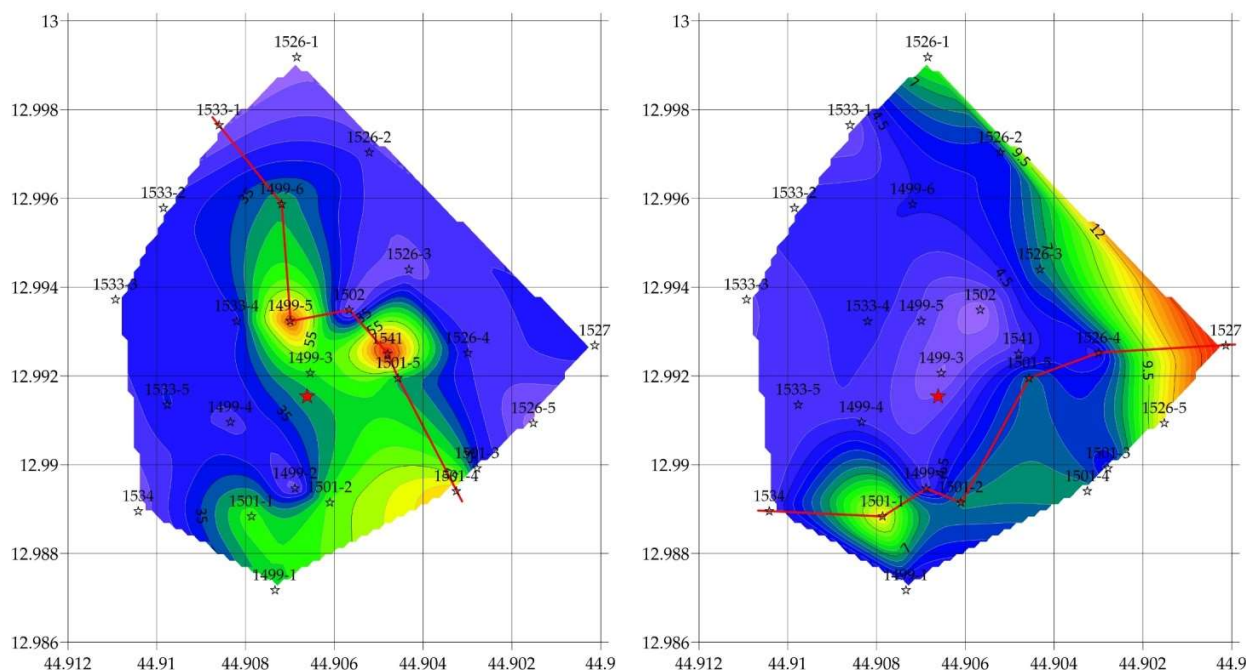


Рисунок 46 – Максимальные концентрации растворенного (слева) и взвешенного цинка (справа) в точках опробования (нмоль/л). Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника. Красная линия – профиль через станции зондирования.

Проведенный корреляционный анализ по точкам опробования, в которых были обнаружены аномальные концентрации растворенных и взвешенных меди и цинка, позволил выявить тесную связь ($r \approx 0.89-0.90$) между $\text{Cu}(\text{в})-\text{Zn}(\text{в})$ и $\text{Cu}(\text{р})-\text{Zn}(\text{р})$ (рисунок 48). Фактическое значение коэффициентов корреляции при заданном объеме выборки ($n=11$) и $p=0.05$ больше, чем критическое ($r=0.6$), это означает, что коэффициенты корреляции достоверны. Тесная связь между этими парами элементов говорит об унаследованности состава ореола рассеяния от гидротермального раствора.

Ранее, схожая связь была обнаружена для $\text{Cu}(\text{в})-\text{Zn}(\text{в})$ в восходящем гидротермальном плюме поля Lucky Strike ($r=0.67$) [102], а в плюме над гидротермальным полем в районе 26°с.ш. САХ отмечалась только слабая тесная связь для $\text{Cu}(\text{в})-\text{Zn}(\text{в})$ ($r=0.49$) и $\text{Cu}(\text{р})-\text{Zn}(\text{р})$ ($r=0.54$) [257].

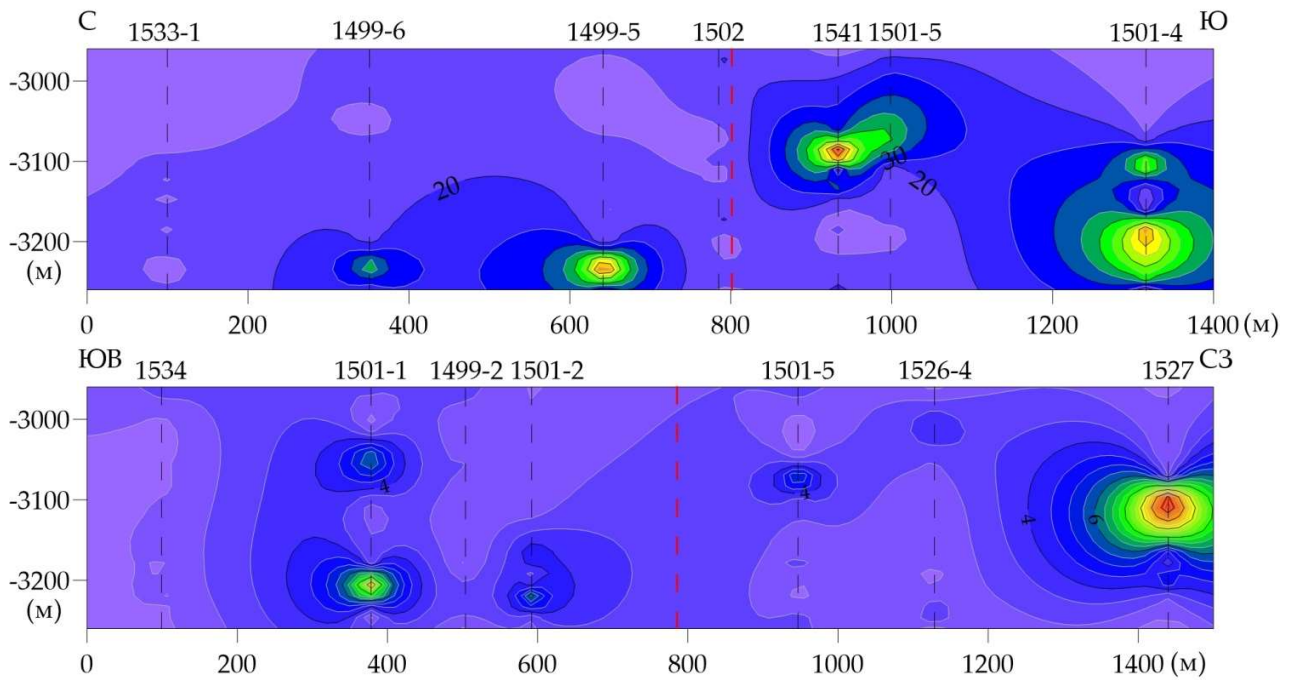


Рисунок 47 – Профили растворенного (сверху) и взвешенного цинка (снизу), нмоль/л. Красным пунктиром обозначена проекция положения гидротермального источника на линию профиля.

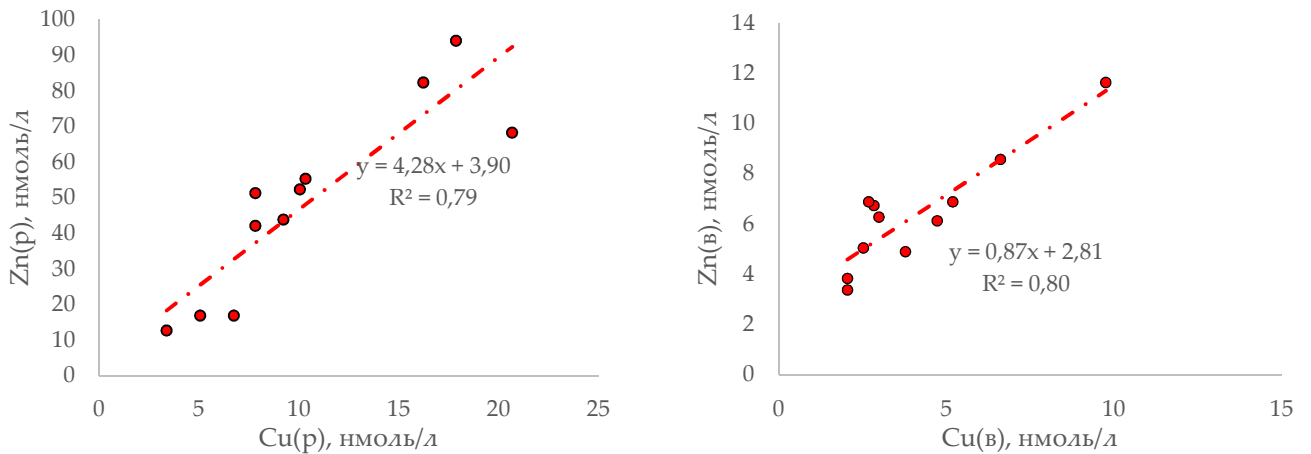


Рисунок 48 – График регрессии Zn(p)/Cu(p) (слева) и Zn(v)/Cu(v) (справа).

Схожий характер распределения определяется близостью кислотных свойств ионов меди и цинка, а также схожими формами их нахождения и переноса, отмеченными в главе 1. Некоторые различия же, вероятно, объясняются различными концентрациями Cu и Zn в океанической воде (среднее соотношение Zn/Cu ~ 4). Ранее опубликованные работы указывают на превышение концентраций цинка над медью (в гидротермальном растворе и плюме) [102, 111, 239], что согласуется с приведенными здесь результатами опробования водной толщи и источника.

Погоризонтные схемы распределения растворенного цинка показали некоторое отличие в распределении Zn и Cu (рисунок 49, 50).

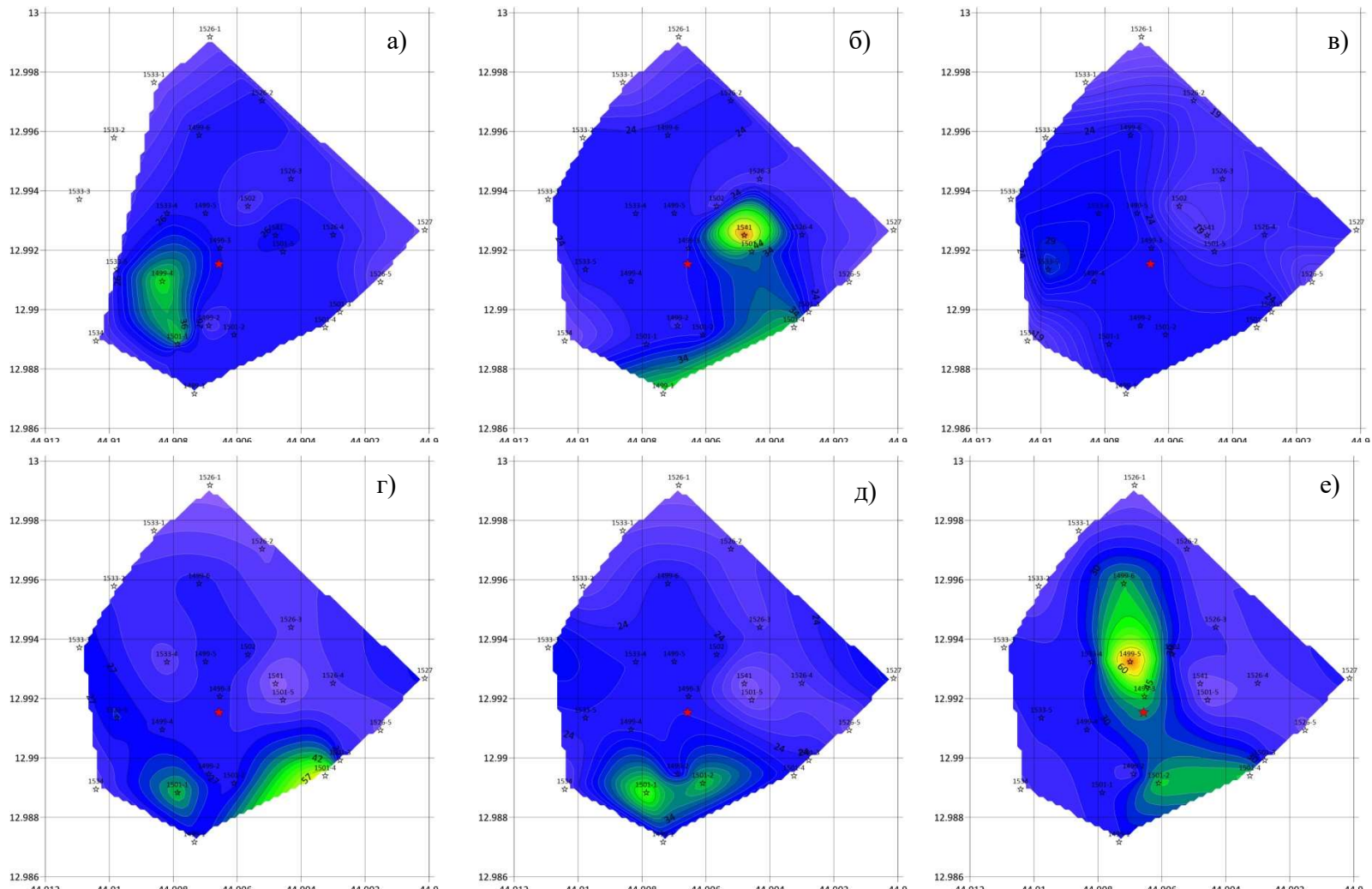


Рисунок 49 – Концентрации растворенного цинка (нмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3190 м; д) 3210 м; е) 3230 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

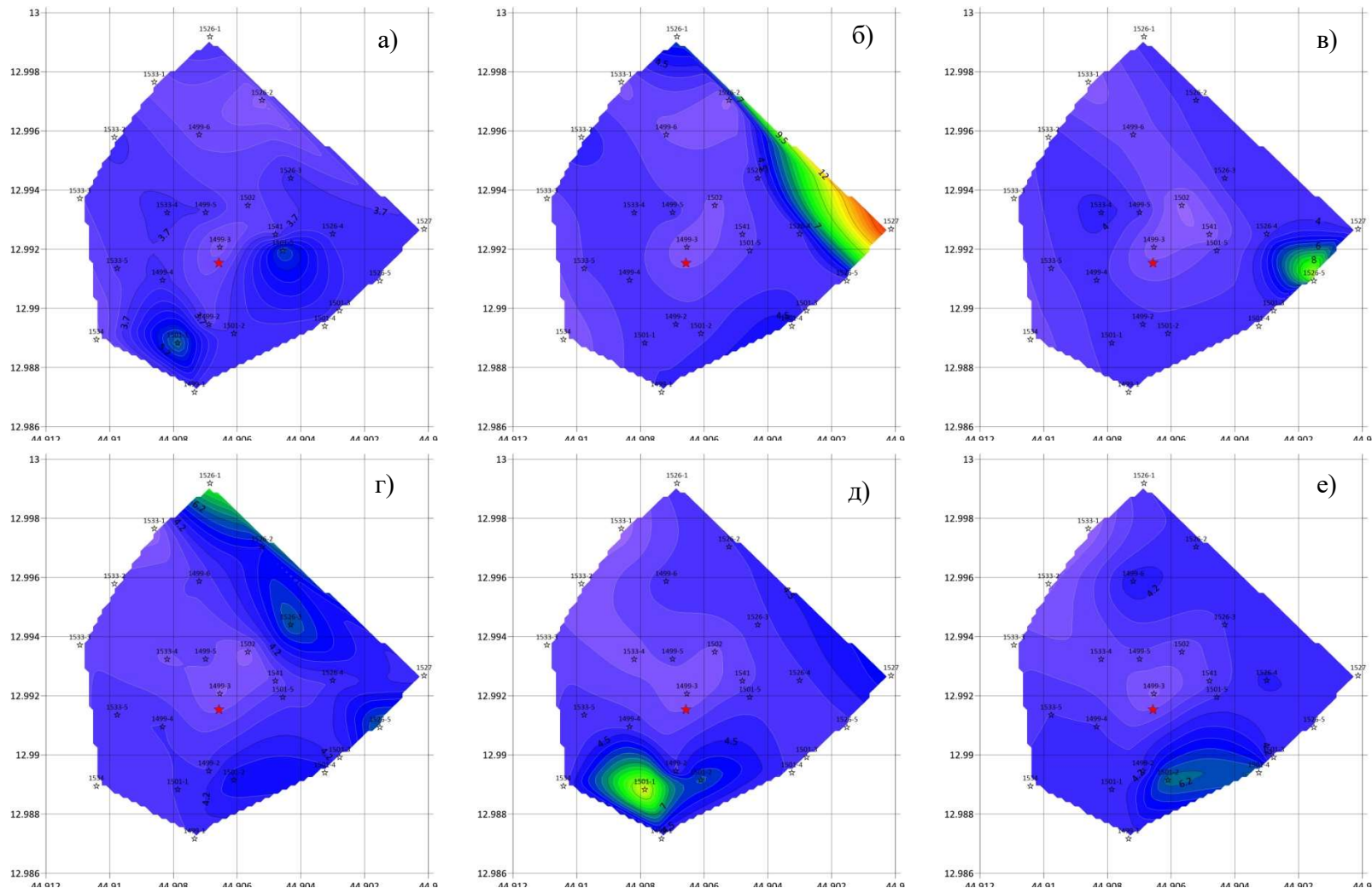


Рисунок 50 – Концентрации взвешенного цинка (нмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3190 м; д) 3210 м; е) 3230 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

Аномалии Zn(p) обнаруживались к югу и северу от источника вблизи дна. Выше 3230 метров северная аномалия пропадала, а южная «разделялась» на 2 – к юго-западу и юго-востоку. В интервале 3160–3120 океаническая толща характеризуется фоновыми концентрациями цинка (аналогично меди). В верхней части опробованного интервала, в отличие от меди, аномалии цинка формируются к востоку, к югу и западу от источника [31]. Широкое развитие аномалий Zn(p) объясняется его большей устойчивостью к осаждению по сравнению с Cu(p).

Устойчивость соединений цинка к осаждению на удалении от источника подтверждается небольшим количеством аномалий Zn(v). В интервале ~3210 метров обнаружена аномалия к юго-западу. Выше ~3150 метров сформированы аномалии к востоку и к северу от источника. Наиболее выраженная аномалия Zn(v) обнаружена на глубине ~3100 метров к СВВ.

5.2.3 Растворенное и взвешенное железо

Схемы максимальных концентраций растворенного и взвешенного железа в придонной толще гидротермального поля Ашадзе-2 отражены на рисунке 51. Небольшое количество точек с аномальными концентрациями Fe(p) указывает на преобладающий перенос этого металла в виде взвеси в ореоле рассеяния. Распределение растворенных и взвешенных форм железа по глубине отличается от распределения меди и цинка (рисунок 52).

Схожие концентрации железа были обнаружены ранее в латеральных ореолах рассеяния других гидротермальных полей в пределах САХ: Red Lion, Turtle Pits и Comfortless Cove [64]. Тем не менее, соотношение Fe(p)/Fe(v) в этих ореолах составляло ~1, что объясняется формированием органических комплексов, предотвращающих переход растворенного железа во взвешенную форму [64]. Соотношение Fe(p)/Fe(v) в пределах поля Ашадзе-2 изменяется в пределах 0.05–0.7 (при среднем 0.2). Относительно небольшие соотношения позволяют предположить о низких концентрациях лигандов стабилизирующих железо в растворенном состоянии или даже полным их отсутствием в пределах объекта исследования.

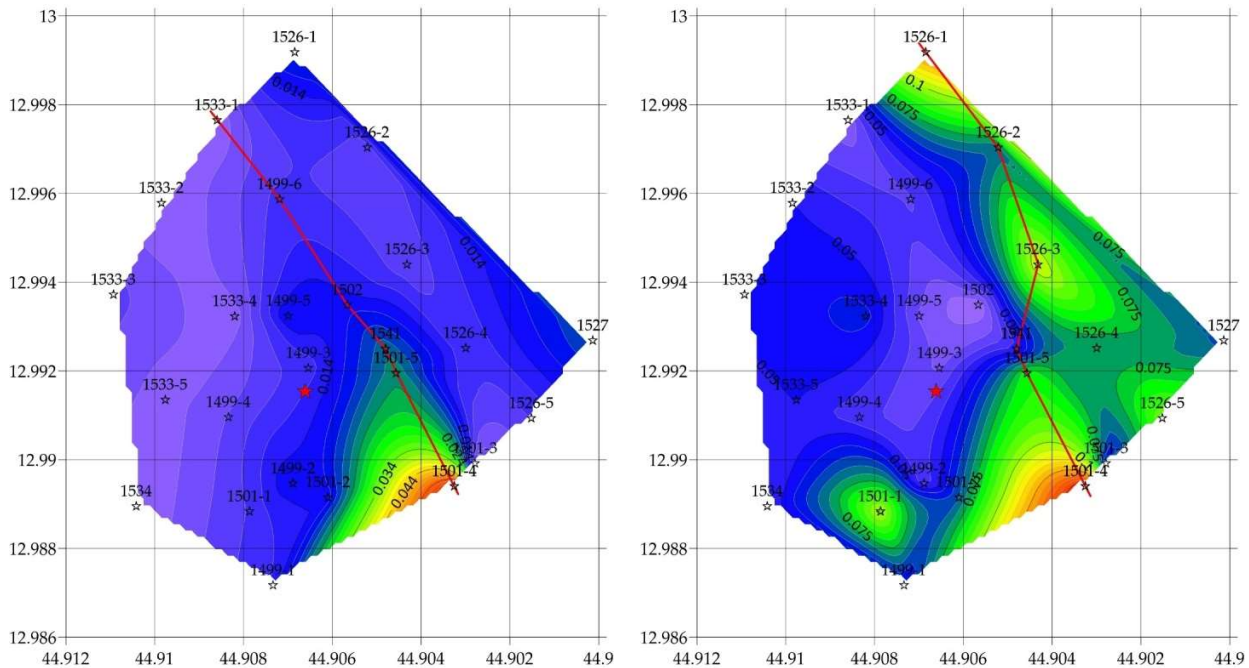


Рисунок 51 – Максимальные концентрации растворенного (слева) и взвешенного железа (справа) в точках опробования (мкмоль/л). Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника. Красная линия – профиль через станции зондирования.

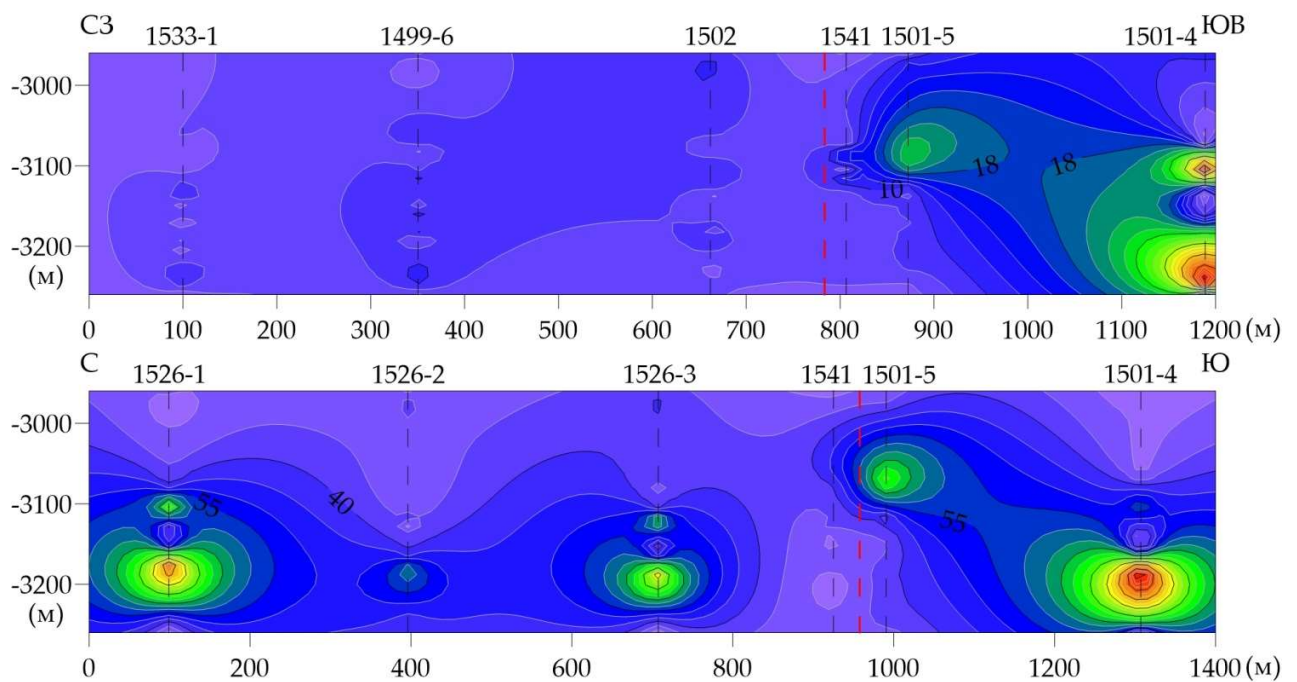


Рисунок 52 – Профили растворенного (сверху) и взвешенного железа (снизу), нмоль/л. Красным пунктиром обозначена проекция положения гидротермального источника на линию профиля.

Погоризонтные схемы распределения железа показали значительные различия в распределении аномалий Fe(p) и Fe(v) (рисунок 53, 54).

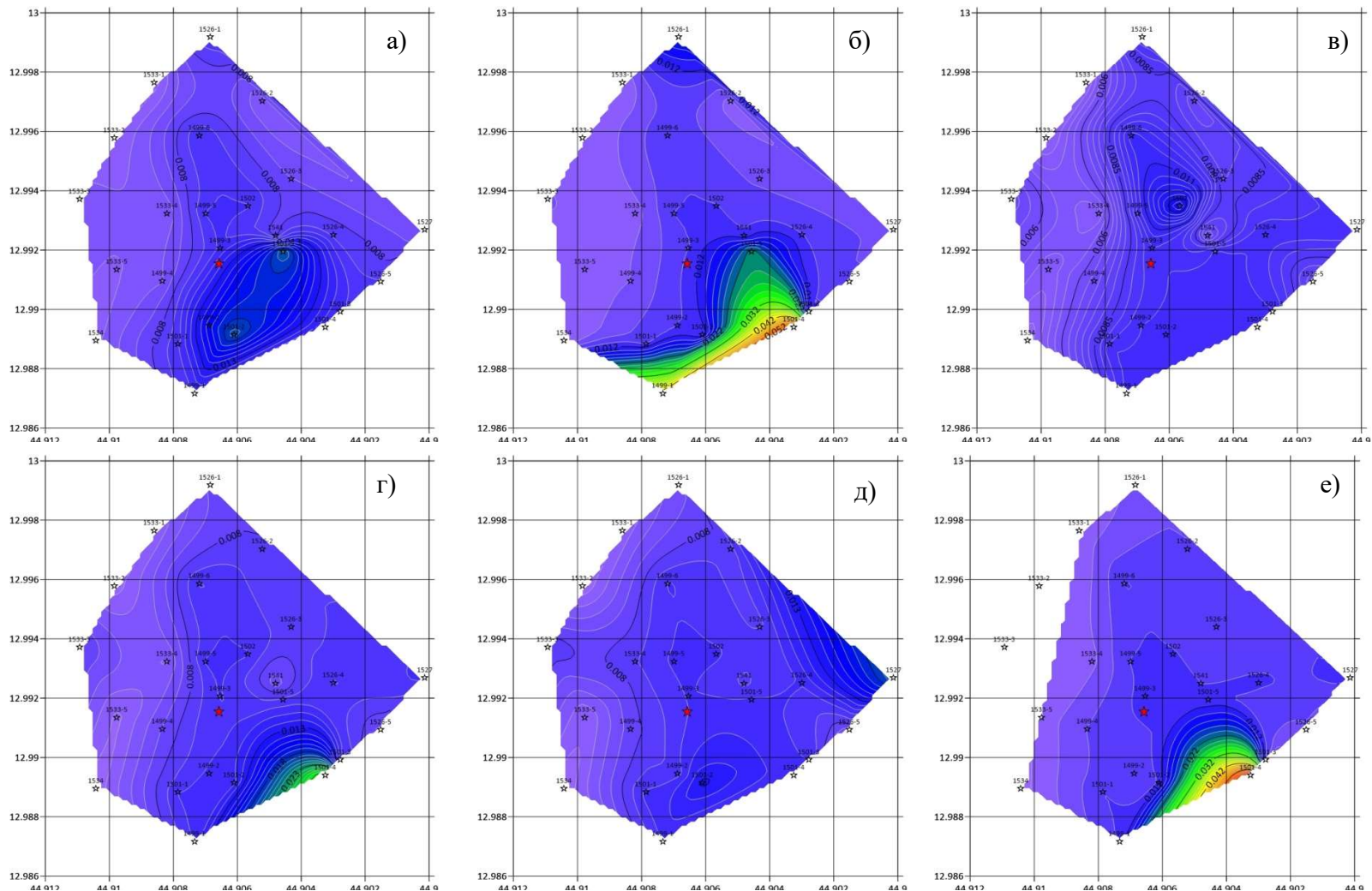


Рисунок 53 – Концентрации растворенного железа (мкмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3180 м; д) 3210 м; е) 3250 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

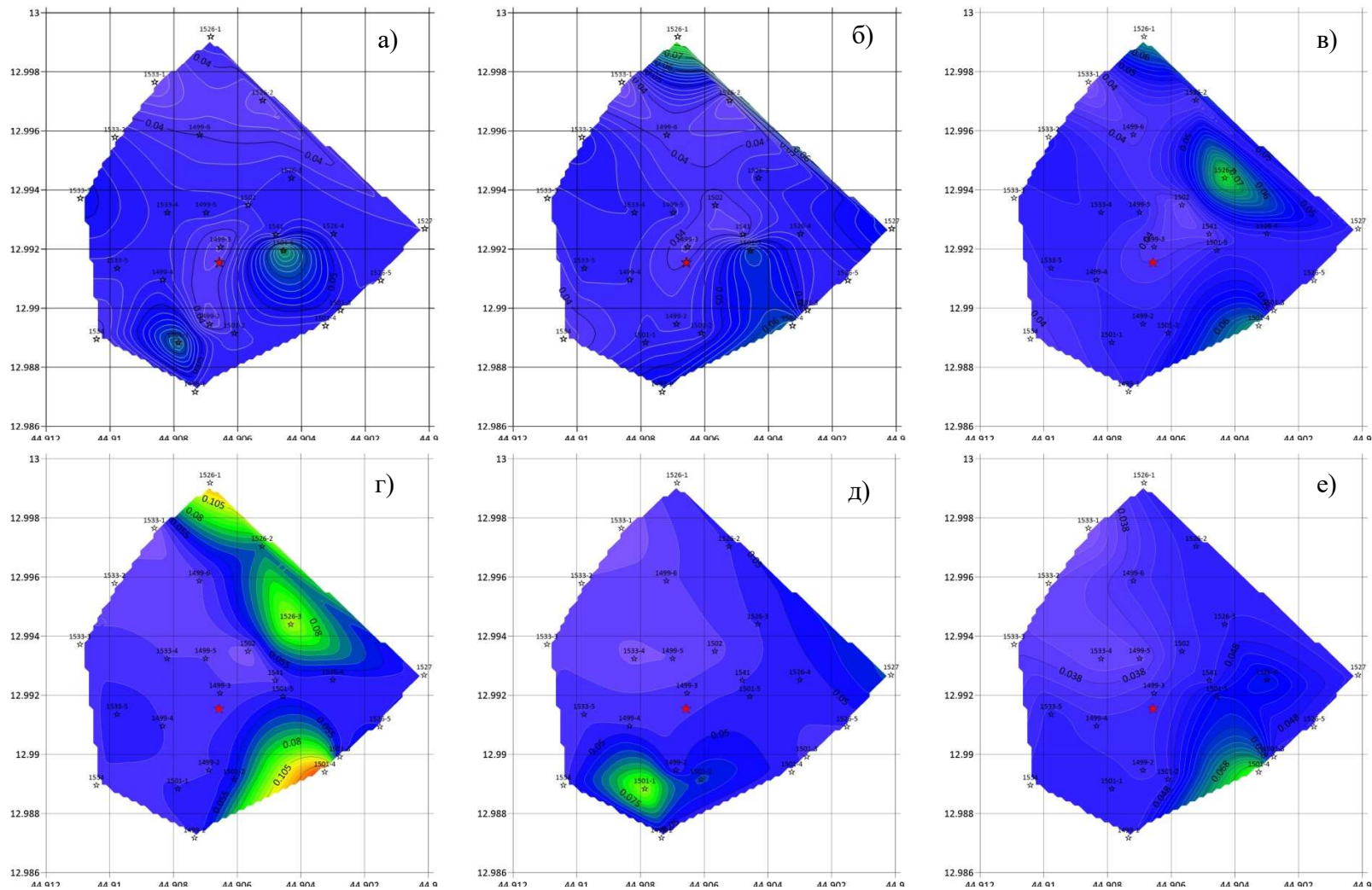


Рисунок 54 – Концентрации взвешенного железа (мкмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3190 м; д) 3210 м; е) 3230 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

На глубине ~3230 метров Fe(в) и Fe(р) формируют совместную аномалию к юго-востоку от источника. Выше аномалия Fe(р) пропадает, а Fe(в) смещается к юго-западу. На глубине ~3180 метров вновь появляется объединенная аномалия Fe(в) и Fe(р), однако, Fe(в) формирует хорошо выраженные аномалии также к северу и северо-востоку от источника. После прохождения фоновой толщи на глубине ~3110 метров появляются аномалии, аналогичные отмеченным на глубине 3180 метров. Выше отмечены только небольшие превышения Fe(в) и Fe(р) относительно фоновых значений к югу и западу от источника.

5.2.4 Растворенный и взвешенный марганец

Схемы максимальных концентраций растворенного и взвешенного марганца в придонной толще гидротермального поля Ашадзе-2 отражены на рисунке 55. На большинстве станций максимальные концентрации растворенного и взвешенного марганца были сравнимы с концентрациями, полученными в плюмах нейтральной плавучести на других гидротермальных полях, приуроченных как к базальтам, так и ультрабазитам [73, 159, 269].

В придонных водах поля Ашадзе-2 максимальные концентрации растворенного марганца на большинстве станций были обнаружены преимущественно на высоте ~160–200 метров от дна, указывая на формирование хоть и слабого, но относительно устойчивого единого поля повышенных концентраций. Распределение взвешенного марганца носит более хаотичный характер – его максимальные концентрации были обнаружены как вблизи дна, так и в интервале формирования плюма нейтральной плавучести (рисунок 56).

Аномалии Mn(р) отмечены только в верхней части исследованного интервала водной толщи: в интервале 3100–3110 метров к юго-востоку; 3080–3090 м к северо-востоку. Аномалии Mn(в) были обнаружены как в нижней части – к юго-востоку (3240–3250 и 3180–3190 м) и к юго-западу (3200–3210 м), так и в верхней части – к юго-востоку и северо-востоку (рисунок 57, 58).

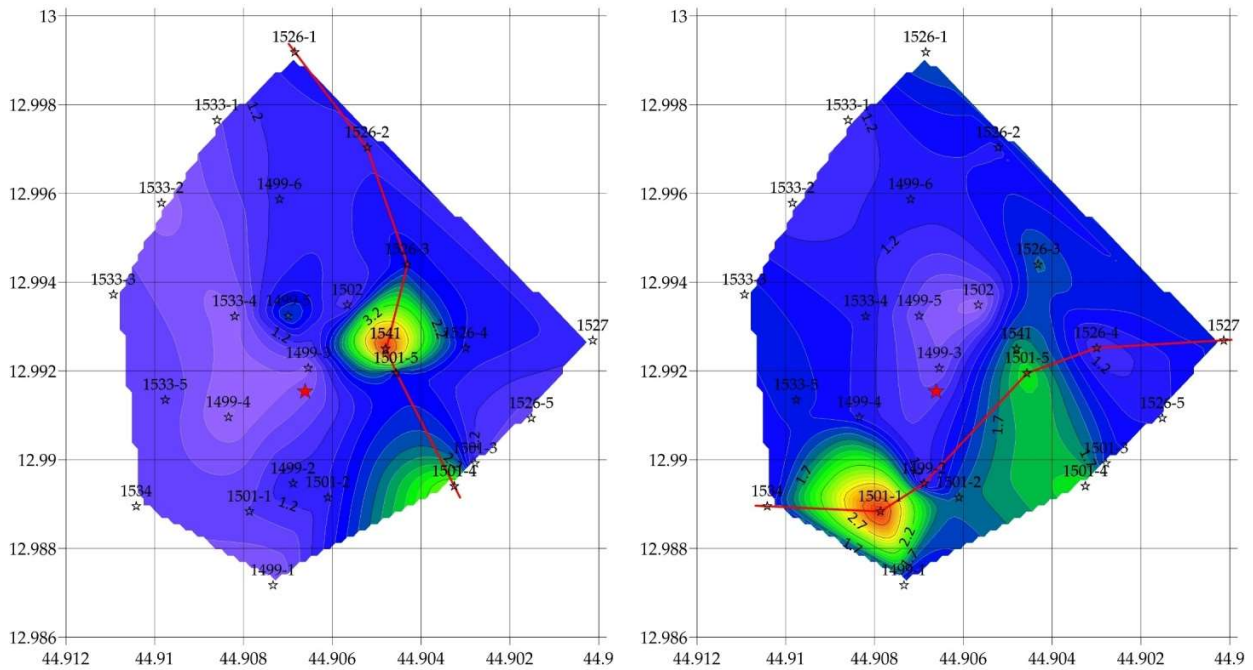


Рисунок 55 – Максимальные концентрации растворенного (слева) и взвешенного марганца (справа) в точках опробования (нмоль/л). Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника. Красная линия – профиль через станции зондирования.

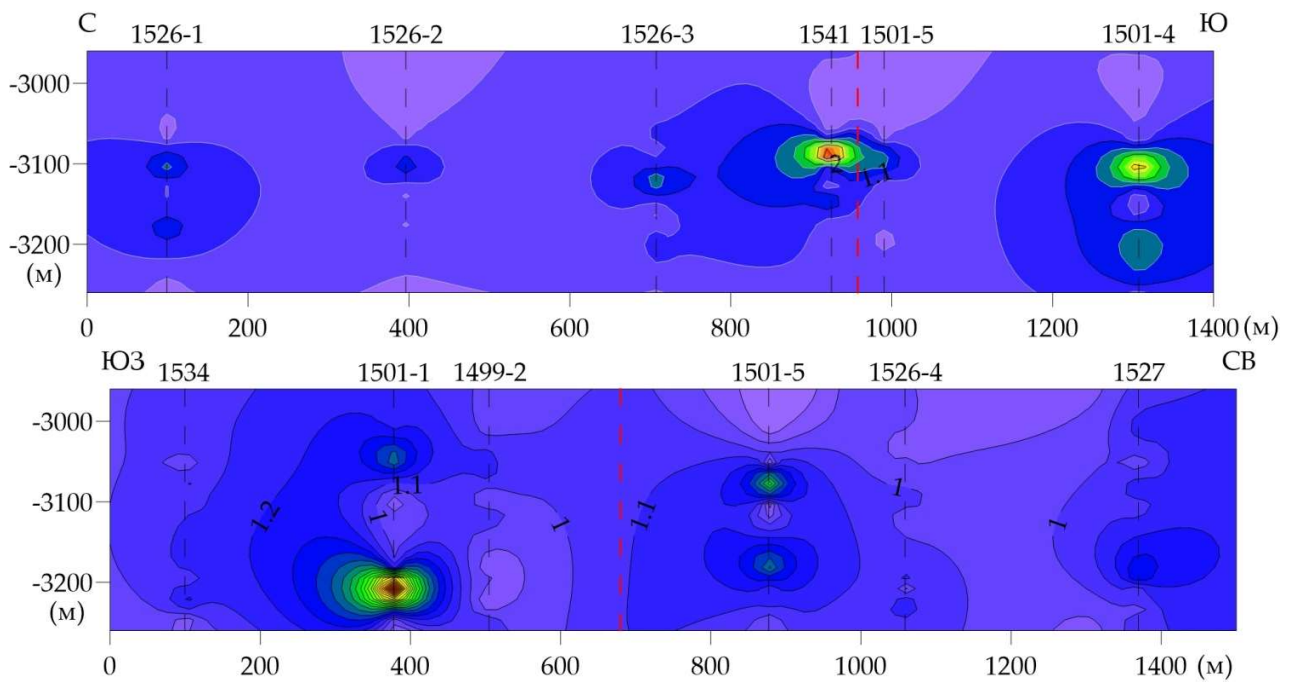


Рисунок 56 – Профили растворенного (сверху) и взвешенного марганца (снизу), нмоль/л. Красным пунктиром обозначена проекция положения гидротермального источника на линию профиля.

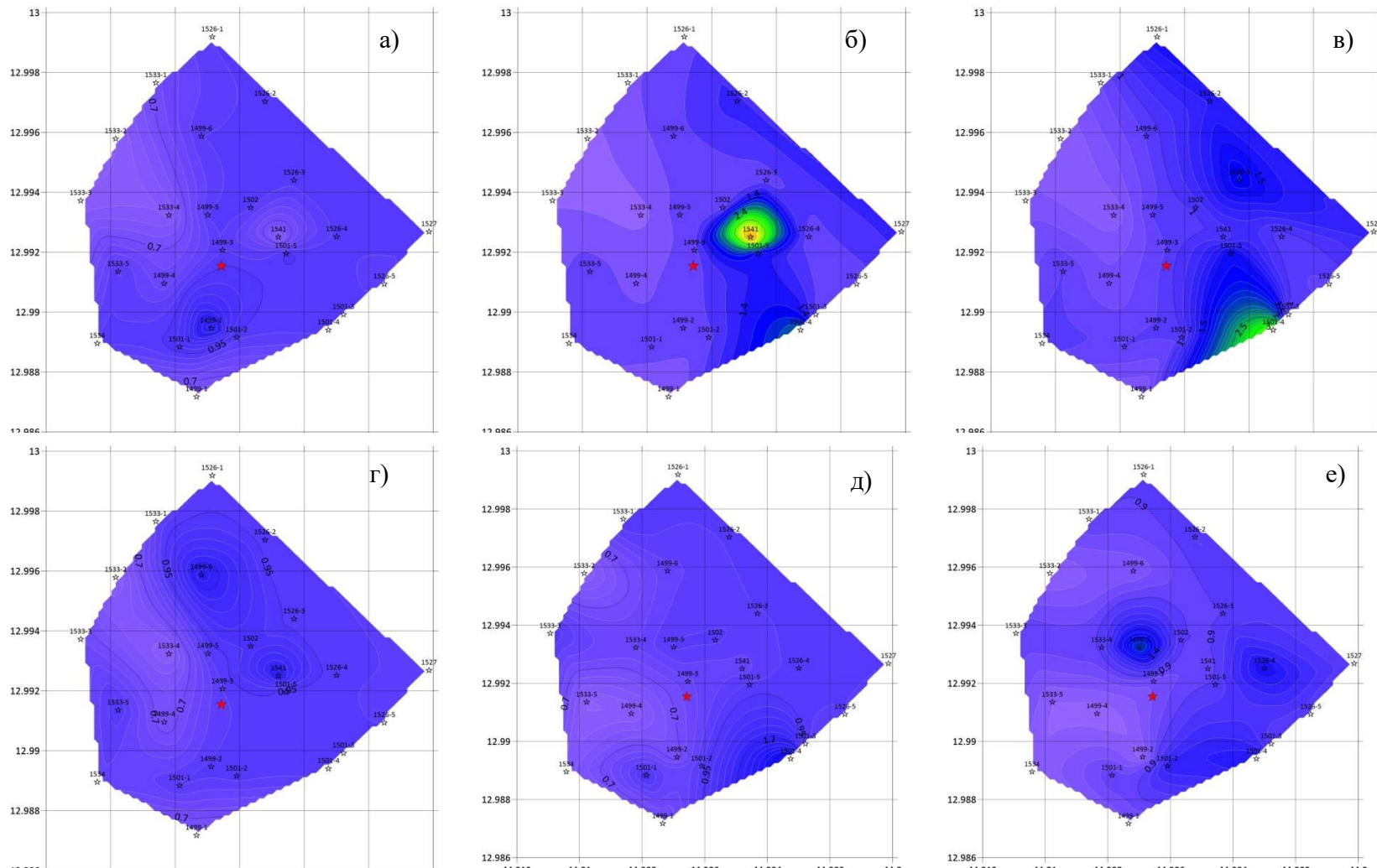


Рисунок 57 – Концентрации растворенного марганца (нмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3190 м; д) 3210 м; е) 3230 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

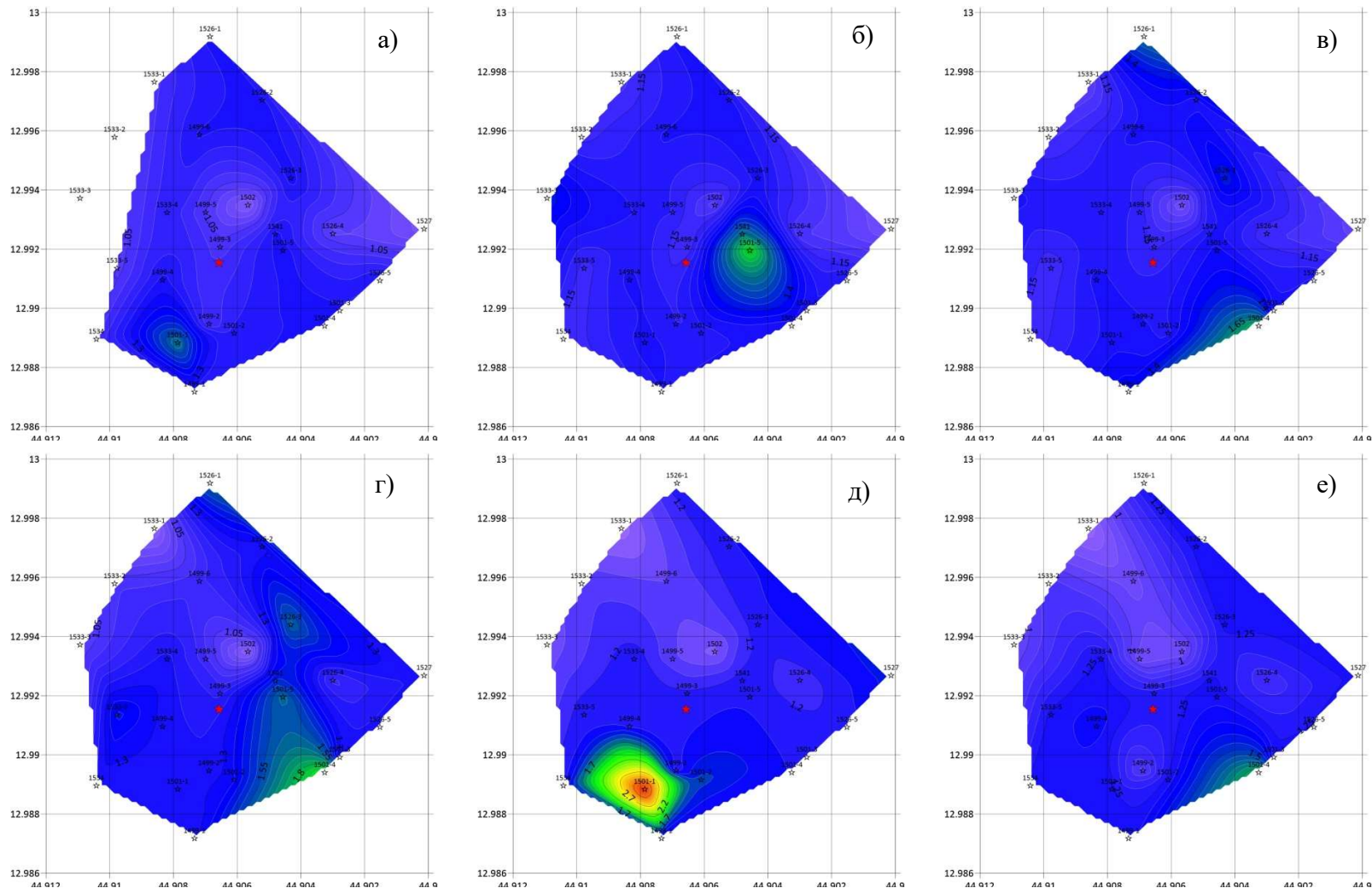


Рисунок 58 – Концентрации взвешенного марганца (нмоль/л) на поле Ашадзе-2 по горизонтам: а) 3050 м; б) 3100 м; в) 3150 м; г) 3190 м; д) 3210 м; е) 3230 м. Черные звезды - точки отбора проб. Красная звезда - положение гидротермального источника.

5.3 Формирование вихревого гидротермального ореола рассеяния в пределах поля Ашадзе-2

Структура ореола рассеяния в пределах гидротермального поля Ашадзе-2, отраженная в главе 5, не соответствует принятой гипотезе о формировании гидротермального ореола рассеяния и переносе его под воздействием придонного течения в определенном направлении (рисунок 3).

Обнаружение на одной станции опробования нескольких слоев с гидрогеохимическими аномалиями можно объяснить фазовой дифференциацией раствора и импульсивным характером разгрузки. Однако, вокруг гидротермального источника Ашадзе-2 расположено несколько гидрогеохимических аномалий на отдельных станциях зондирования.

Исходя из положения гидрогеохимических аномалий в пределах поля Ашадзе-2, можно сделать вывод о формировании своеобразной вихревой структуры гидротермального ореола рассеяния [33], вызванной, вероятно, влиянием ряда факторов, отмеченных в 1 главе, в т.ч.:

1) Дискретный (циклический или квантовый) характер гидротермальной разгрузки. Особенно важным этот фактор является для гидротермальных полей с затухающей гидротермальной активностью. Это приводит к перерывам в разгрузке раствора от нескольких секунд до часов. Это может привести к отсутствию аномалий вблизи источника и формированию не единого ореола рассеяния, а цепочки меньших по размеру и малосвязанных между собой плюмов. Учитывая тот факт, что гидротермальная разгрузка в пределах поля Ашадзе-2 сосредоточена в пределах гидротермального кратера, можно сделать предположение о периодическом «взрывном» характере гидротермальной деятельности.

2) Пространственно-временная изменчивость придонных течений. Изменение направления течения приводит к смене направления распространения плюма нейтральной плавучести. В результате осцилляции придонного течения ореол рассеяния способен распространяться сначала к северу от источника, а затем к югу.

Поле Ашадзе-2 расположено в тропическом сегменте САХ между трансформными разломами Марафон и Зеленого Мыса (~12.6–15.2° с.ш.). На данный момент, нет данных о скоростях и направлениях течений в этом районе. Скорости течений в пределах САХ меняются в значительном интервале – от 1 до 14 и более см/сек в течении суток [267, 272]. Средняя скорость при этом составляет 4–5 см/сек. Исходя из дальности наиболее удаленных от источника Ашадзе-2 аномалий (~700 метров), время за которое они преодолели этот путь может варьироваться от 2 до 20 часов без учета изменчивости течений. С учетом осцилляции течений, это время может увеличиться почти в два раза.

3) Подповерхностная фазовая дифференциация. В ходе фазовой дифференциации растворы с различными физико-химическими параметрами сменяют друг друга при разгрузке на океаническом дне. Это находит отражение не только в изменчивом химическом составе формирующегося ореола рассеяния, но и изменении плотности раствора, что приводит к изменению глубины, на которой происходит выравнивание плотности плюма и окружающей воды.

4) Нестабильность гидротермального плюма, способствующая его разделению на отдельные вихревые структуры, распространяемые независимо друг от друга под действием силы Кориолиса, что было ранее показано при проведении лабораторных исследований [254].

5.4 Особенности изменения химического состава гидротермального ореола рассеяния

Исходя из имеющихся данных проследим изменения химического состава гидротермального раствора в ходе его разбавления и формирования ореола рассеяния в пределах поля Ашадзе-2.

Расположение активного источника в пределах поля Ашадзе-2 в глубоком кратере не позволяло приблизиться управляемому аппарату для опробования гидротермального раствора. По этой причине, в пределах поля Ашадзе-2 был отобран только один образец раствора. Образец показал высокую степень разбавления с морской водой. Основные его характеристики оказались значительно снижены: $T \sim 140\text{--}160^\circ\text{C}$ и $\text{pH} \sim 6$ [89, 125, 126].

В последующих экспедициях непосредственного опробования гидротермального раствора в пределах поля Ашадзе-2 не проводилось. Однако, опробования гидротермальных растворов проводилось в пределах поля Логачев-1 в ходе экспедиции DiversExpedition на НИС «Atlantis» [257] и экспедиции Serpentine на НИС «Pourquoi pas?» [126].

Гидротермальные поля Логачев-1, Рейнбоу и Ашадзе-1, приуроченные к породам внутренних океанических комплексов долины САХ (габброиды и серпентинизированные перидотиты), характеризуются близким химическим составом гидротермальных растворов. Поскольку поле Ашадзе-2 также располагается в пределах внутреннего океанического комплекса, было сделано предположение, что химический состав растворов данного поля и поля Логачев-1 схожи.

Для определения концентраций металлов в гидротермальном растворе поля Логачев-1 использована регрессионная модель [элемент]/[Mg] (рисунок 59).

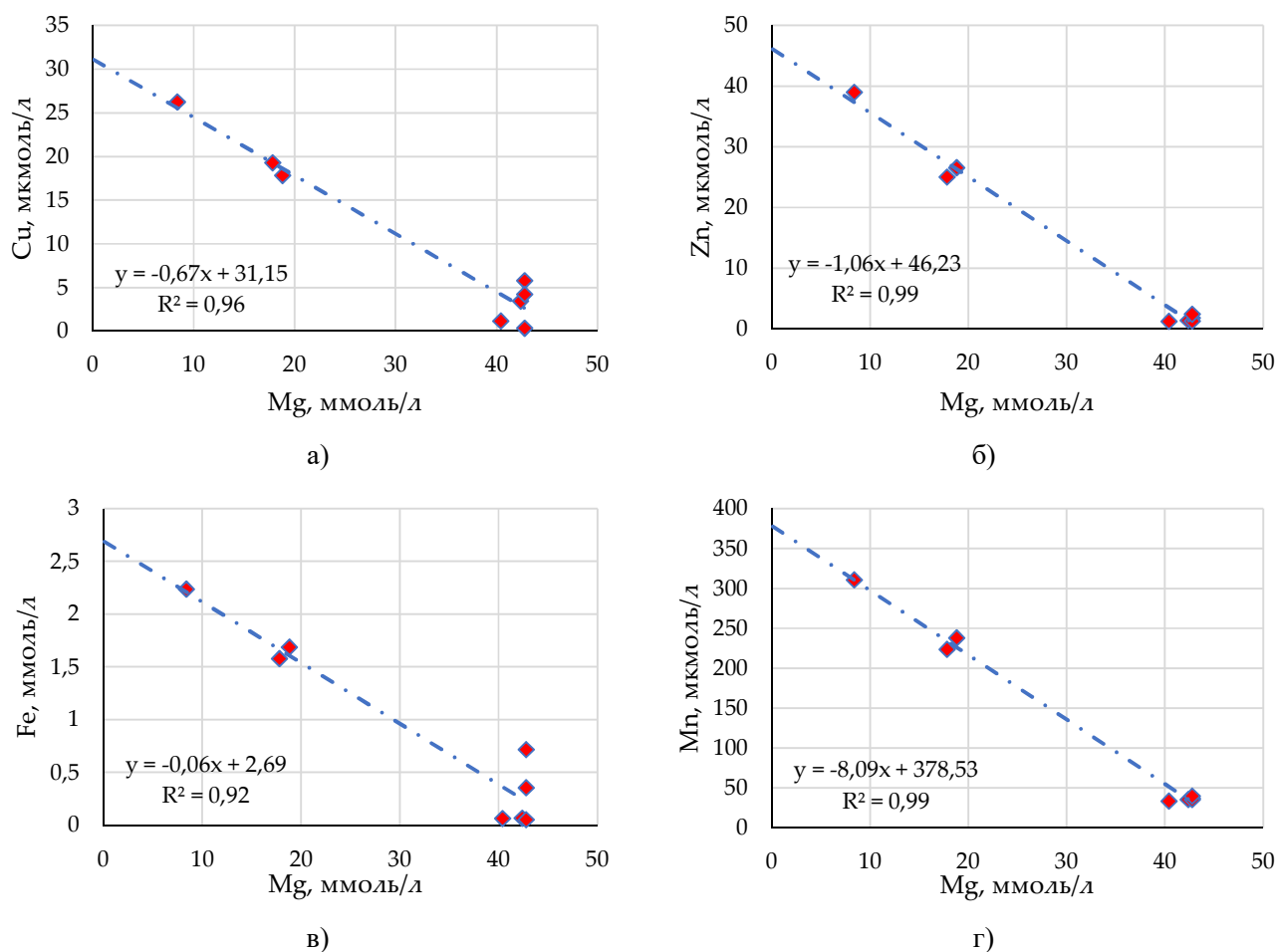


Рисунок 59 – Зависимость концентраций меди (а), цинка (б), железа (в) и марганца (г) от концентрации магния.

М. В. Змиевский в своей работе отмечал, что «каждая точка наблюдения на графике соответствует определенной концентрации магния, отражающей степень смешения гидротермального раствора с морской водой» [14]. Полученная по графикам или уравнениям регрессии точка с нулевыми концентрациями магния соответствует концентрациям изучаемого компонента в конечном гидротермальном растворе, отраженным в таблице 8.

Исходя из опубликованных данных было определено, что большая часть растворенных металлов из гидротермальных растворов оседает вблизи источника (до 5 метров), в результате чего их концентрации быстро уменьшаются на 3–5 порядков. На расстоянии до 20 метров концентрации растворенных металлов падают ещё на 1–2 порядка [119, 154].

Ближайшая точка опробования с аномальными концентрациями металлов в пределах гидротермального поля Ашадзе-2 располагалась на расстоянии ~180 метров от источника. Исходя из этого и опубликованных данных [119], можно сделать предположение о том, что концентрации

растворенных элементов между 20 и 180 метрами уменьшаются еще в ~2–4 раза. Дальнейшие изменения концентраций растворенных и взвешенных металлов отражены на рисунке 60.

Таблица 8 – Химический состав КГР поля Логачев-1 [14].

-	Проба 1	Проба 2	Проба 3	Проба 4	Проба 5	Проба 6	Проба 7	Проба 8	КГР	Предыдущие исследования [89, 125]
Li, μM	392	496	189	189	189	192	174	360	546	245
K, mM	34	39	22	22	22	22	20	33	42	21.9
Na, mM	412	418	391	388	394	393	391	411	425	430
Ca, mM	25	30	9	9	9	10	9	23	35	27.3
Mg, mM	19	8	43	42	43	43	40	18	0	0
Fe, μM	1690	2239	718	68	54	356	65	1580	2694	2500
Mn, μM	239	311	37	36	36	40	34	22	379	330
Cu, μM	18	26	6	3	0.4	4	1	19	31	15/50
Zn, μM	27	39	2	1	1	2	1	25	46	25/30
Co, nM	424	577	136	95	85	187	255	458	677	<200
Si, μM	4949	6836	1542	1488	1474	1488	1406	5376	8061	8200
S, mM	11	5	24	24	24	24	22	10	0	0
Ba, μM	19	27	4	3	4	4	4	18	31	>4.5
Cl, mM	719	767	494	483	562	507	513	654	824	515

Содержания растворенных форм меди и цинка практически на всем интервале опробования превышают концентрации взвешенных форм. Для железа наблюдается обратная ситуация – содержания Fe(v) в несколько раз превышают Fe(p). На графиках видно, что максимальные концентрации растворенных металлов сосредоточены вблизи источника.

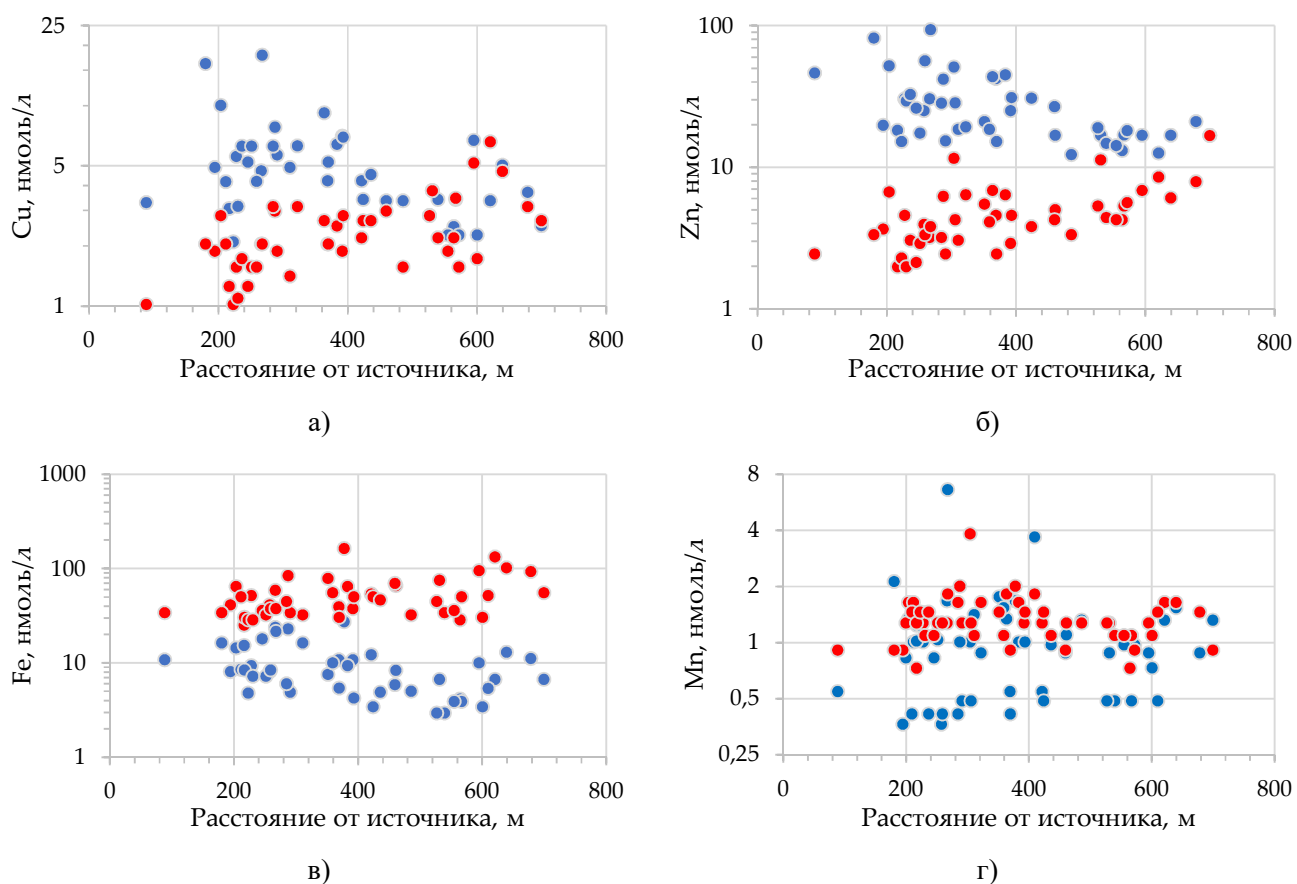


Рисунок 60 – Изменение концентраций растворенных и взвешенных (синие и красные точки, соответственно) меди (а), цинка (б), железа (в) и марганца (г) при удалении от источника.

Далее был построен график изменения долей растворенных и взвешенных металлов в ореоле рассеяния при удалении от источника (рисунок 61).

Проведенный корреляционный анализ показал тесную связь между долями растворенных и взвешенных Cu, Zn и Fe и расстоянием от источника: для меди и цинка – ± 0.82 ; для железа ± 0.64 . Фактическое значение коэффициентов корреляции при заданном объеме выборки ($n=56$) и $p=0.05$ больше, чем критическое ($r=0.26$), это означает, что коэффициенты корреляции достоверны. При этом, растворенные металлы характеризуются тесной отрицательной связью с расстоянием, а взвешенные – положительной.

Медь характеризуется преимущественной миграцией в виде растворенных форм (до 90%). Тем не менее, доля Cu(р) быстро снижается и на расстоянии ~ 700 метров практически сравнивается с долей Cu(в) (рисунок 61а).

До 90–95% всего цинка мигрирует в растворенной форме вблизи источника. Его доля постепенно уменьшается до ~ 60 –80% при увеличении расстояния (рисунок 61б). Значительные отличия в соотношении фаз по сравнению с медью, вероятно, обусловлены более высокими

фоновыми концентрациями $Zn(p)$ в придонной толще (в 6–7 раз больше, чем растворенной меди), что замедляет процесс перехода растворенного цинка во взвешенное состояние.

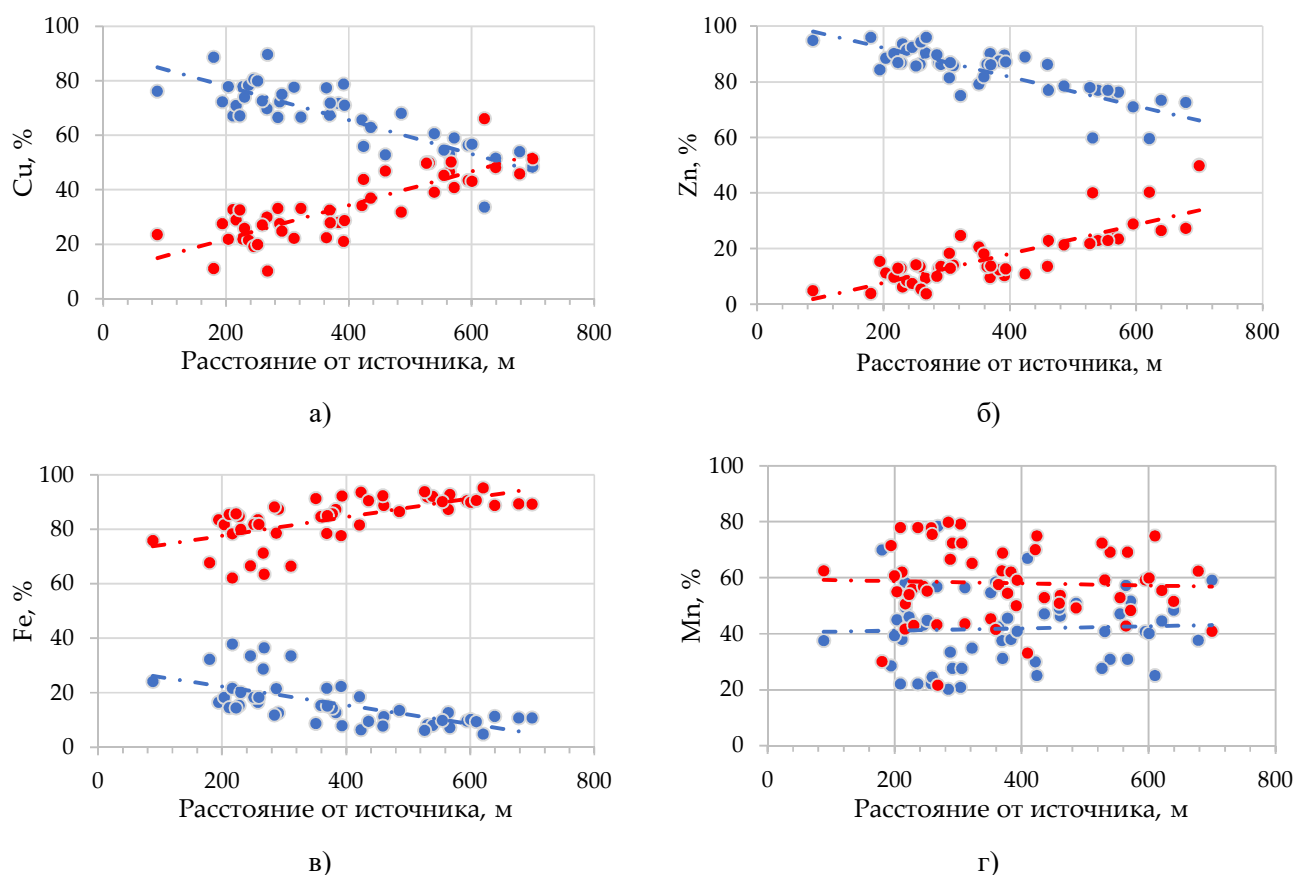


Рисунок 61 – Изменение процентных содержаний растворенных и взвешенных (синие и красные точки, соответственно) меди (а), цинка (б), железа (в) и марганца (г) при удалении от источника.

Железо отличается тем, что его перенос протекает преимущественно в виде взвешенных комплексов. При этом, доля растворенной фазы падает от ~10–40% до ~5–15% вдали от источника (рисунок 61в).

Соотношение растворенных и взвешенных форм марганца на все интервале опробования отличается стабильностью – ~60% Mn мигрирует в взвешенной форме (рисунок 61г). Повышенные концентрации марганца были отмечены на различных расстояниях от источника, что, вероятно, обусловлено его большей устойчивостью к осаждению.

Отдельный интерес также представляло изучение изменения суммарных концентраций металлов ($\Sigma Me = Me(p) + Me(v)$) при удалении от источника (рисунок 62). Наибольшие суммарные концентрации Cu и Zn в водной толще отмечены вблизи источника. Их снижение с увеличением расстояния, вероятно, связано с постепенным окислением растворенных металлов и осаждением взвешенных частиц.

Пробы с максимальными суммарными концентрациями железа сосредоточены преимущественно вдали от источника. Вероятно, это связано с автокаталитическим окислением и сорбцией $Fe(p)$ из окружающей водной толщи уже сформированными взвешенными частицами железа при небольших скоростях коагуляции и осаждения взвешенных частиц. Комплексы $Fe(II)$ быстро окисляются и гидролизуются с образованием взвешенных частиц гидроксида железа $Fe(OH)_3$, являющегося и катализатором, и сорбентом. Ю. И. Тарасевич в отмечал, что «гидроксид адсорбирует растворенный в воде кислород и активизирует его превращение в атомарный (активированный) кислород, что значительно ускоряет процесс адсорбции ионов железа $Fe(II)$ из воды с последующим окислением их кислородом до $Fe(III)$ » [44]. Это также объясняет низкие фоновые концентрации растворенного железа вокруг гидротермального источника – в два раза ниже, чем в пределах долины САХ между 13° и 14° с.ш.

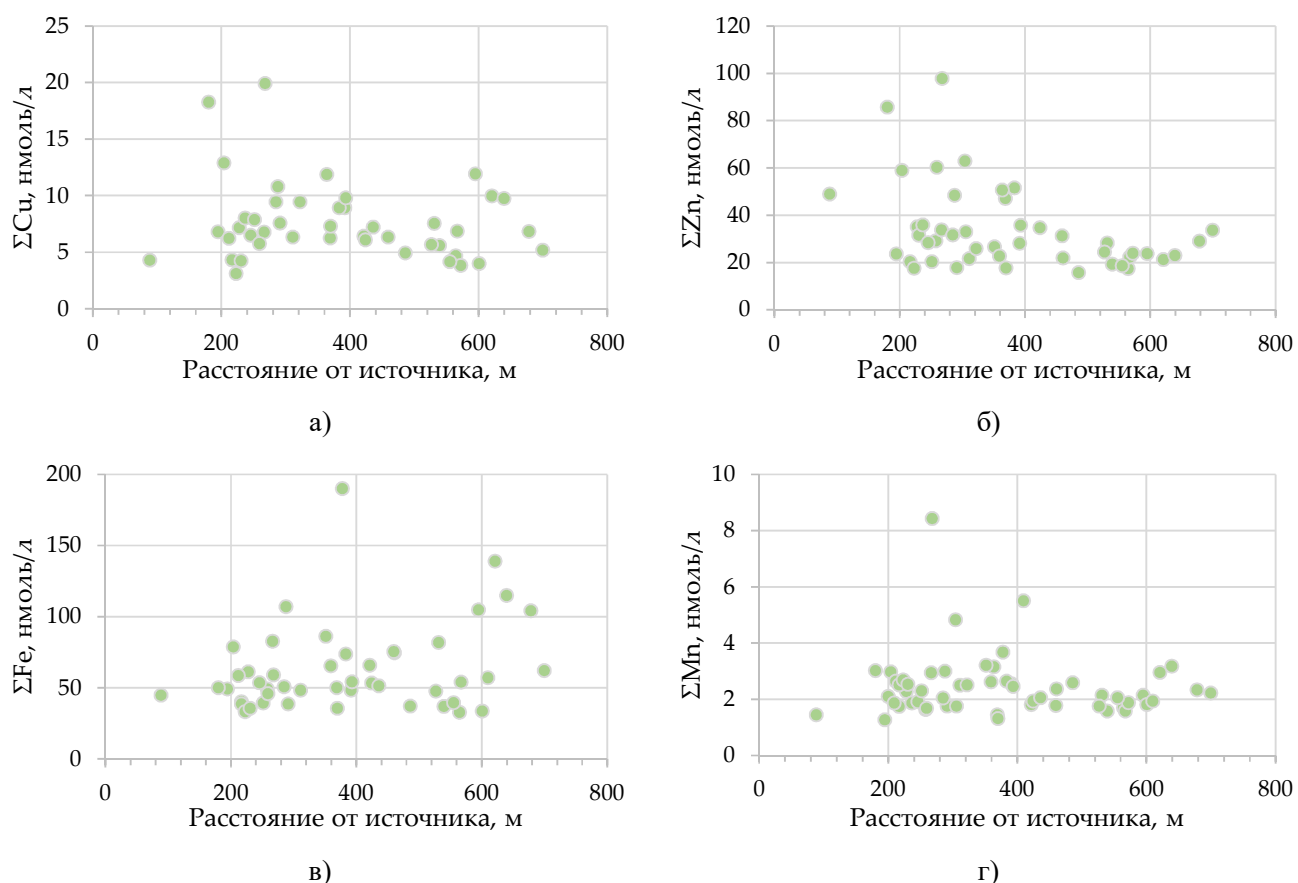


Рисунок 62 – Изменение суммарных концентраций меди (а), цинка (б), железа (в) и марганца (г) при удалении от источника.

5.4 Выводы по главе 5

Исходя из новых данных о положении гидротермального источника Ашадзе-2, были переинтерпретированы результаты опробования водной толщи, которые показали, что аномалии взвешенных и растворенных форм металлов (Cu, Zn, Fe, Mn) и гидрофизические аномалии сосредоточены на нескольких горизонтах рассеяния вокруг единого источника. Положение аномалий указывает на вихревую структуру ореола рассеяния, сформированную, вероятно, под воздействием нескольких факторов, приведенных в первой главе, в т.ч.:

- 1) Пространственно-временная изменчивость придонных течений;
- 2) Подповерхностная фазовая дифференциация гидротермальных растворов;
- 3) Нестабильность гидротермального плюма;
- 4) Дискретный (циклический или квантовый) характер гидротермальной разгрузки.

Для меди и цинка в ореоле рассеяния установлена тесная корреляционная связь между их растворенными и взвешенными формами в ореоле рассеяния, при этом аномалии растворенных форм этих элементов сосредоточены вблизи гидротермального источника, а взвешенных – вдали от него. Их максимальные суммарные концентрации отмечены в пробах, близких к источнику, что указывает на постепенный вынос этих металлов из ореола.

Аномалии железа зафиксированы в большей степени на периферии области исследования – в виде взвешенных форм, в то время как железо в растворенной форме образует единственную аномалию в юго-восточной части рудного поля. Пробы с высокими концентрациями ΣFe обнаружены вдали от источника, что, вкуче с продолжающимся осаждением взвешенных частиц из ореола, позволяет сделать предположение о вероятном окислении и сорбции растворенного железа из окружающей водной толщи уже сформированными взвешенными частицами.

Марганец, также, как и вышеперечисленные элементы, формирует несколько аномалий вокруг одного источника, однако в их расположении не было обнаружено закономерностей, идентичных для других металлов, что позволяет сделать предположение об устойчивости Mn к окислению и возможности его распространения на значительные расстояния от источника.

Таким образом, **вокруг гидротермального источника Ашадзе-2 формируется вихревая структура ореола рассеяния, в котором миграция рудообразующих металлов в интервале 200–700 метров от источника происходит с разным соотношением растворенных и взвешенных форм: Cu и Zn распространяются преимущественно в растворенной форме, а Fe и Mn – во взвешенной, при этом, доля растворенных форм Cu, Zn и Fe постепенно снижается, а доля взвешенных форм этих элементов повышается с удалением от источника.**

ГЛАВА 6 МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ АКТИВНОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА

В случае формирования вихревой структуры гидротермального ореола рассеяния, описанной в главе 5, возникает необходимость в совершенствовании методики обнаружения активного гидротермального источника.

6.1 Выбор признака гидротермальной активности

Как было показано в главе 5, аномалии растворенных металлов сосредоточены преимущественно вблизи гидротермального источника, ввиду их постепенного окисления и перехода во взвешенное состояние при удалении от источника. Исходя из этого, было сделано предположение о том, что соотношение растворенных и взвешенных металлов ($[Me(p)]/[Me(v)]$) вблизи источника должно быть наибольшим, в то время вдали от него оно должно постепенно снижаться в связи с растущей долей взвешенной составляющей в процессе миграции металлов.

Для проверки данной гипотезы была использована выборка концентраций металлов в водной толще в пределах гидротермального поля Ашадзе-2. Визуальный анализ квантильных графиков позволил выдвинуть гипотезу о нормальном распределении выборки (рисунок 63).

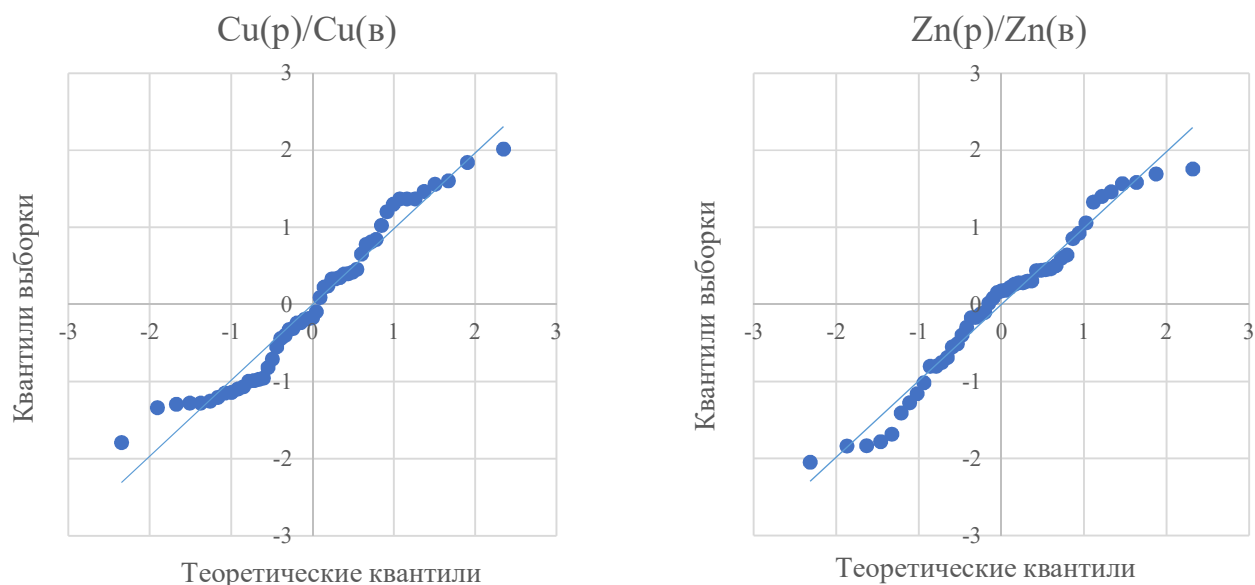


Рисунок 63 – Квантильные графики (QQ plot) для соотношений $Cu(p)/Cu(v)$ и $Zn(p)/Zn(v)$.

Проверка гипотезы о нормальности распределения проводилась с использованием критериев согласия Пирсона и Смирнова-Крамера-Мизеса, а также при помощи теста Хархе-Бера. Результаты проверки приведены в таблице 9. Пример вычислений приведен в главе 3.

Таблица 9 – Вычисленные и критические значения критериев согласия.

Критерий	Cu(p)/Cu(в)	Zn(p)/Zn(в)	Fe(p)/Fe(в)	Mn(p)/Mn(в)	Крит. значение
Пирсона (хи-квадрат)	1.32	6.61	4.11	3.75	9.49
Смирнова-Крамера-Мизеса (омега-квадрат)	0.10	0.07	0.12	0.09	0.13
Хархе-Бера	2.76	0.99	2.35	3.31	5.99

Сравнение полученных значений критериев с критическими показало, что представленная выборка может описываться нормальным распределением. Это позволило использовать критерий «трех сигм» для определения точек с аномальными соотношениями. Исходя из превышения фоновых соотношений в пределах гидротермального поля на одно, два и три стандартных отклонения, были выделены точки с повышенными, высокими и аномальными соотношениями (таблица 10).

Таблица 10 – Соотношения [Me(p)]/[Me(в)] в пределах гидротермального поля Ашадзе-2.

-	Cu(p)/Cu(в)	Zn(p)/Zn(в)	Fe(p)/Fe(в)	Mn(p)/Mn(в)
Среднее (X)	2.23	5.66	0.19	0.73
Повышенное (X+S)	3.07	8.59	0.26	1.06
Высокое (X+2S)	3.91	11.53	0.33	1.39
Аномальное (X+3S)	4.75	14.46	0.40	1.73

Построенные графики изменения соотношений [Me(p)]/[Me(в)] позволили выявить, что точки с аномальными соотношениями сосредоточены вблизи источника (рисунок 64). На расстоянии более 500 метров от источника соотношения в точках опробования редко превышают одно стандартное отклонение.

Проведенный корреляционный анализ между соотношениями концентраций Cu, Zn, Fe и расстоянием показал, что между сравниваемыми параметрами наблюдается слабая корреляционная связь ($r \approx 0.61-0.65$). Критическое значение коэффициента корреляции для объема выборки $n=56$ и $p=0.05$ составляет 0.26, что указывает на значимость полученных коэффициентов корреляции.

Исходя из вышесказанного, было выдвинуто предположение, что аномальные значения [Me(p)]/[Me(в)] могут указывать на близость к площади гидротермальной разгрузки. Тем не менее, формирование вихревой структуры гидротермального ореола рассеяния, и, как следствие, хаотичное положение аномальных точек (показанное в главе 5) вокруг источника затрудняет поиск источника аномалий.

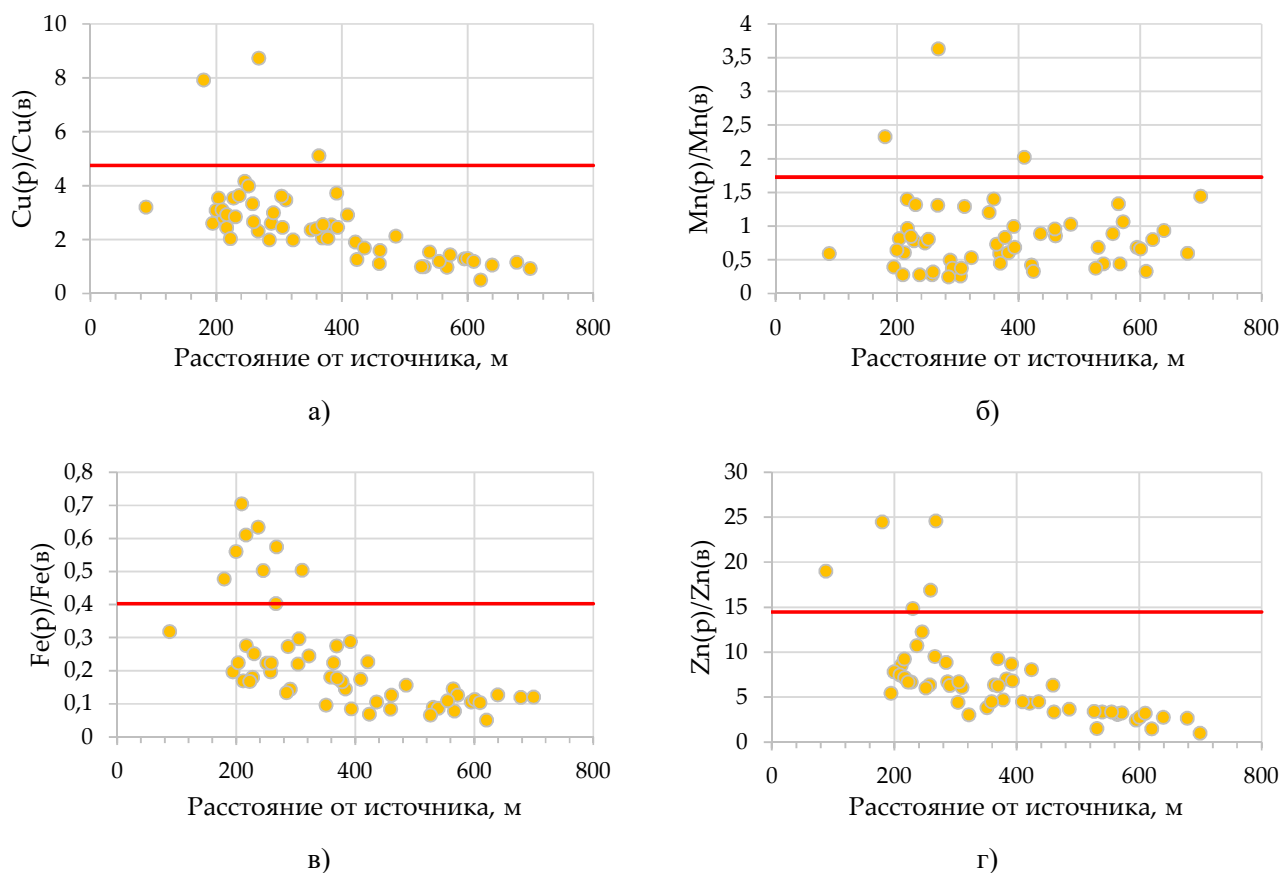


Рисунок 64 – Изменение соотношений $[Me(p)]/[Me(в)]$ для: меди (а), цинка (б), железа (в) и марганца (г) при удалении от источника. Выше сплошной красной линии расположены значения, превышающие три стандартных отклонения.

6.2 Методика прогнозирования положения источника

Для определения местоположения предполагаемого источника Ашадзе-2 предлагается методика, основанная на адаптированном принципе мультилатерации. Мультилатерация – метод определения положения подвижного или стационарного источника сигнала с использованием нескольких точек (станций-приемников) с известными координатами и расстояниями до источника, но неизвестным азимутом (положением относительно станции-приемника) [178, 179]. Существует два режима работы систем мультилатерации: активный и пассивный. В активном режиме передающие станции с известными координатами излучают сигнал запроса, который принимается целью (положение которой необходимо определить). Цель передает ответ, который принимается системой станций и позволяет определить положение цели. Тем не менее, активный режим работы системы не является основным. Пассивный режим работы состоит в передаче

сигнала от источника с неизвестными координатами к опорным станциям и оценки местоположения объекта в результате объединения информации, содержащейся в обнаруженных сигналах [24]. Каждая станция измеряет время прибытия сигнала. Зная скорость сигнала и время его движения от каждой станции-приемника до источника, рассчитываются расстояния, исходя из которых, определяется его местоположение [193]. Данные с двух станций приводят к площади расположения источника, которая представляет линзу, формируемую при пересечении окружностей с радиусами равными определенному расстоянию между источником и приемниками. Дополнительная станция создает третью окружность, которая пересекает сформированную линзу, и уменьшает площадь возможного положения (рисунок 65). Дополнительные станции сокращают площадь и увеличивают точность определения.

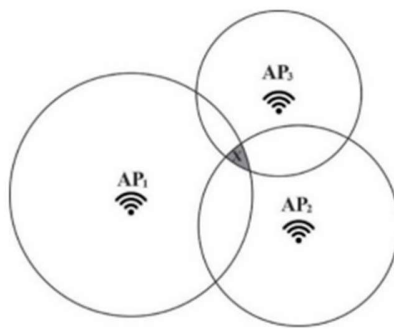


Рисунок 65 – Модель мультilaterации, в которой круги пересекаются в области [3].

Исходя из всего выше сказанного, можно провести ряд аналогий. Гидротермальный источник представляет из себя источник «сигнала». Точки опробования являются приемниками «сигнала». В качестве «сигнала» (признака) гидротермальной активности выбрано аномальное соотношение $[Me(p)]/[Me(v)]$, где $Me(p)$ и $Me(v)$ – растворенные и взвешенные формы металлов (Cu, Zn, Fe, Mn). «Сигнал», как было показано в главе 5, распространяется от источника неравномерно, формируя вихревую структуру, которую можно приближенно описать как квазиокружность.

Определив точки, в которых был зафиксирован «сигнал», на схему опробования были нанесены окружности с центрами в точке опробования. Радиус кругов выбран эмпирическим путем, как близкое к максимальному расстояние от источника, где было зафиксировано аномальное значение сигнала. Таким образом для значений $[Me(p)]/[Me(v)]$, превысивших три стандартных отклонения, был принят радиус 400 метров. Отдельные схемы были построены для каждого элемента (Cu, Zn, Fe и Mn). Для сравнения на схемы также было нанесено точное расположение гидротермального источника Ашадзе-2 (рисунок 66).

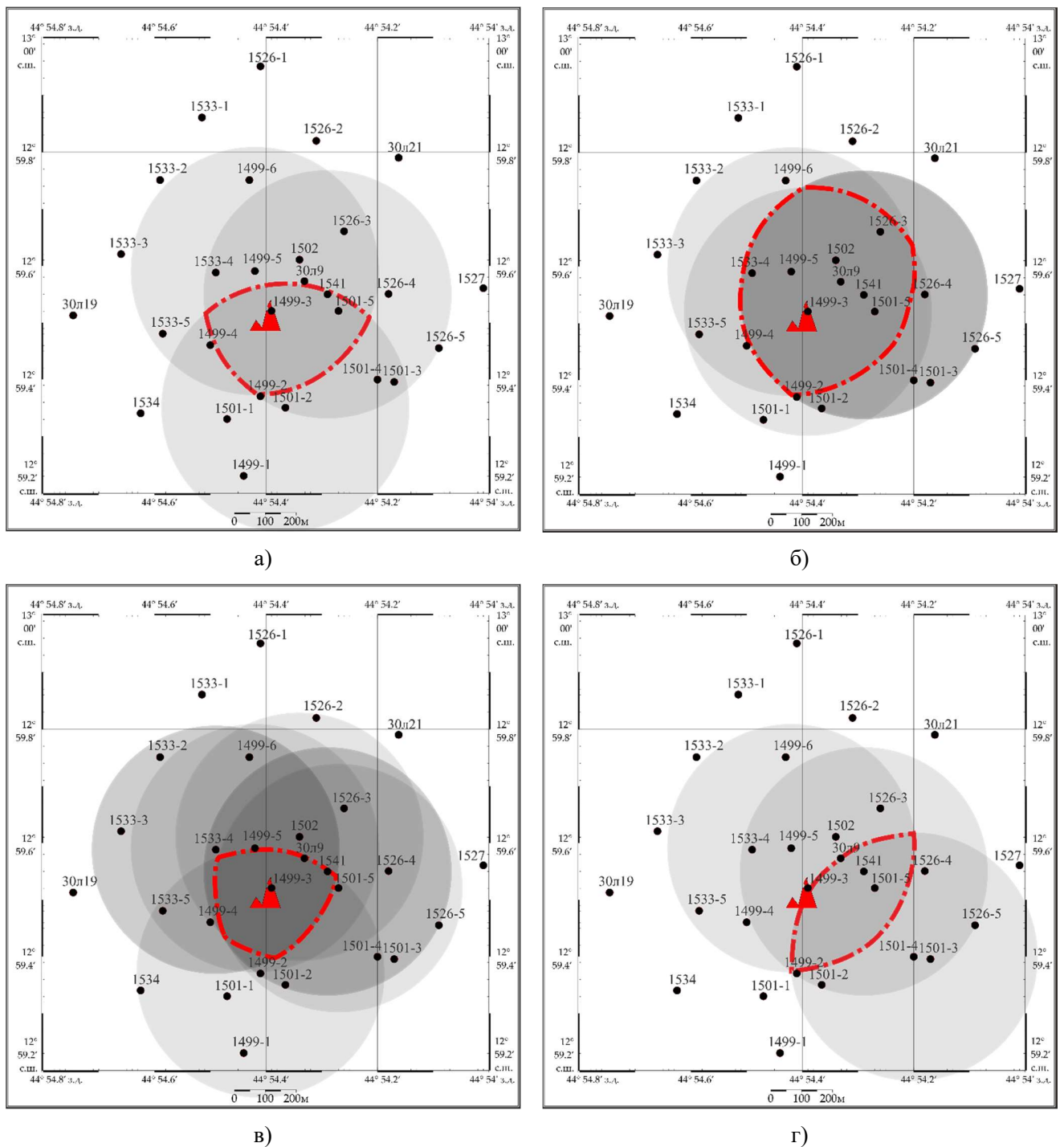
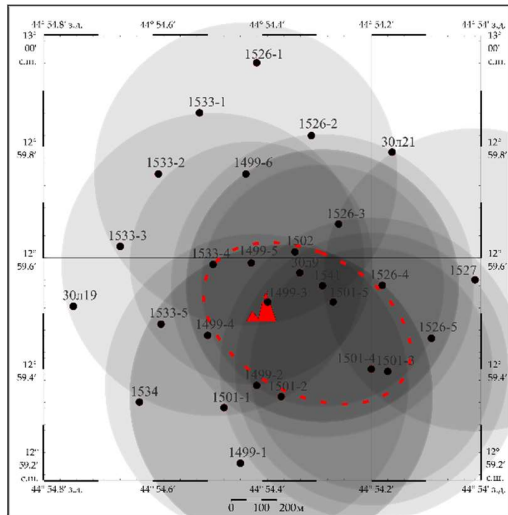


Рисунок 6б – Схема опробования водной толщи в пределах поля Ашадзе-2 для: меди (а), цинка (б), железа (в) и марганца (г). Прогнозируемая площадь обнаружения гидротермального источника ограничена пунктирной линией. Треугольник – точное положение источника Ашадзе-2.

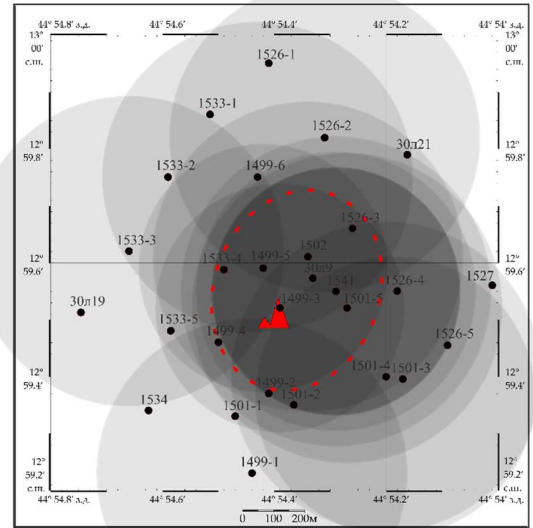
Построенные окружности пересекаются и формируют линзу. Область пересечения наибольшего количества кругов указывает на площадь потенциального положения гидротермального источника. Прогнозируемая площадь совпала с реальной ситуацией при

построениях для Cu, Zn, Fe, в то время как площадь, построенная по соотношению марганца, оказалась смещена к юго-востоку от источника.

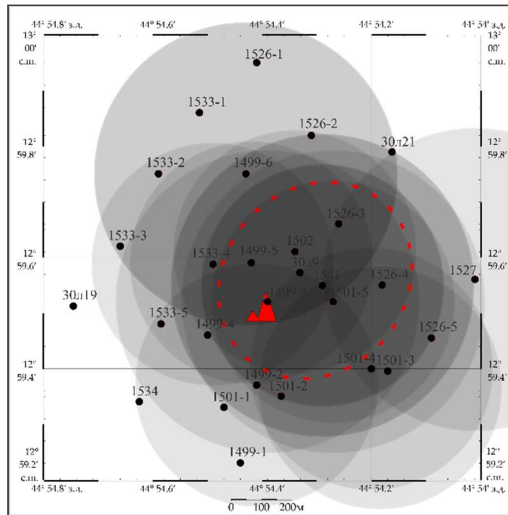
Нанесение на схему опробования также окружностей вокруг точек опробования с повышенными и высокими значениями соотношений (с радиусом 500 и 450 метров) способствовало усложнению и искажению наблюдаемой картины (рисунок 67).



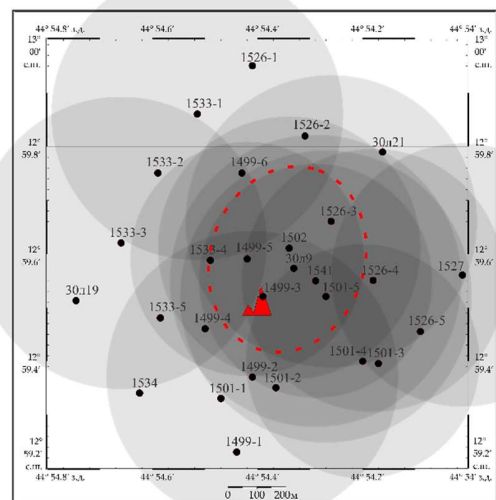
а)



б)



в)



г)

Рисунок 67 – Схема опробования водной толщи в пределах поля Ашадзе-2 для: меди (а), цинка (б), железа (в) и марганца (г). Прогнозируемая площадь обнаружения гидротермального источника ограничена пунктирной линией. Треугольник – точное положение источника Ашадзе-2.

Поскольку на дальность распространения «сигнала» оказывает большое количество факторов, описанных в главе 5, при построениях возможен вариант пересечения окружностей с пустым множеством [3], что отчасти наблюдается на рисунке 67.

Таким образом, использование адаптированного метода мультилатерации, где в качестве сигнала выступают аномальные значения соотношений $[Me(p)]/[Me(v)]$ позволяет спрогнозировать положение гидротермального источника в случае формирования вихревого гидротермального ореола рассеяния. Для повышения точности рекомендуется проводить построения по нескольким рудообразующим металлам.

6.3 Проверка предложенной методики в пределах гидротермального поля Ашадзе-1

Проверка предложенной методики проводилась в пределах гидротермального поля Ашадзе-1, где положение активных гидротермальных источников хорошо известно и определено по результатам нескольких экспедиций [215].

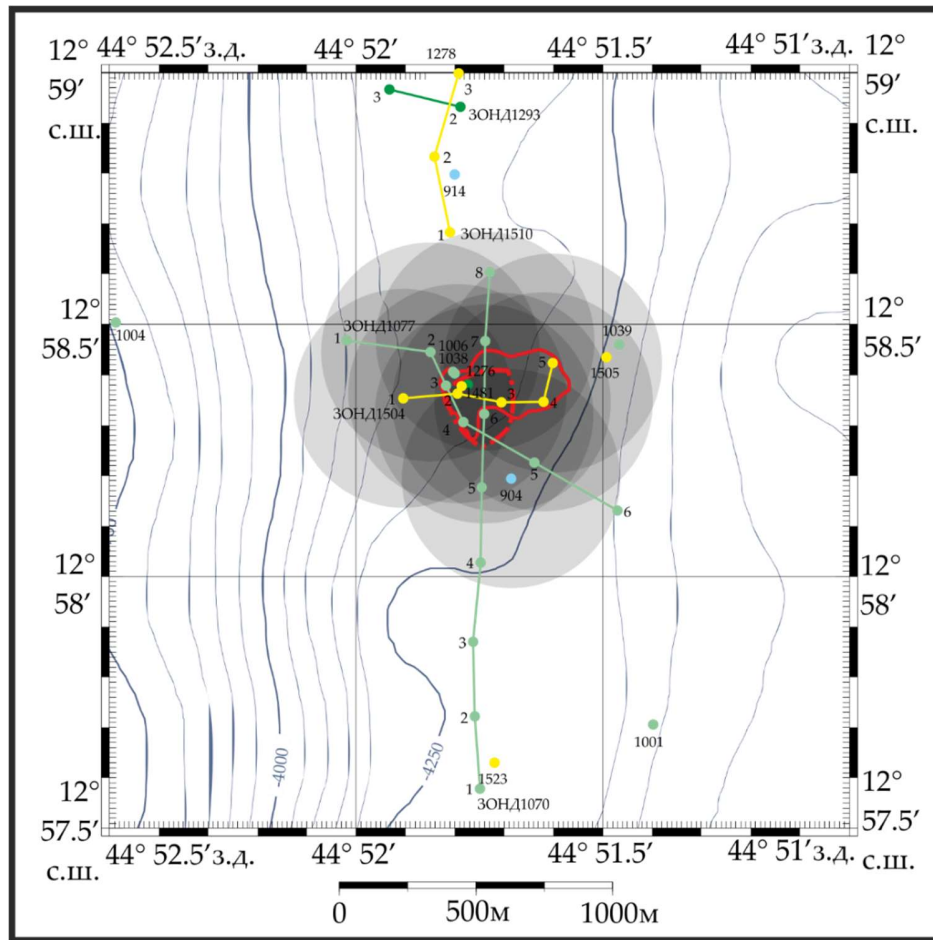
Опробование в районе гидротермального поля Ашадзе-1 проводилось на расстояниях до ~400 метров между станциями, а сетка станций была более редкой и неоднородной (по сравнению с полем Ашадзе-2).

Гидротермальная активность в пределах поля Ашадзе-1 осложнена наличием нескольких активных источников, формирующих трубные комплексы в юго-западной части поля. Еще одной оригинальной характеристикой является наблюдение пузырьков газа в восходящем плюме в ходе экспедиции Serpentine [126], что позволяет выдвинуть предположение о продолжающихся процессах подповерхностной фазовой дифференциации, которая может способствовать разгрузке гидротермальных растворов с различным составом и физическими параметрами.

Таким образом, можно выделить сразу два фактора, способных оказывать влияние на структуру гидротермального ореола рассеяния в пределах гидротермального поля Ашадзе-1:

- наличие нескольких гидротермальных источников;
- разгрузка гидротермальных растворов с различной плотностью и химическим составом.

После определения точек опробования с повышенными и высокими соотношениями $[Me(p)]/[Me(v)]$ на карту были нанесены круги с центрами в точке опробования. Радиус кругов, по аналогии с полем Ашадзе-2, был принят в размере 400 метров. Ввиду редкой сетки опробования была построена единая схема, отражающая точки с аномальными соотношениями меди, цинка, железа и марганца (рисунок 68).



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

- Граница гидротермального поля
- - - - Граница прогнозируемой площади
- Станции зондирования и их номера
- Рейс №20 Рейс №22 Рейс №24 Рейс №26
- 904 ● 1001 ● 1276 ● 1523
- Профили зондирования и точки измерений
- 1 — 2 — 2 — 3 — 1 — 2
- ЗОНД1070 ● ЗОНД1293 ● ЗОНД1504

Рисунок 68 – Схема опробования водной толщи в пределах поля Ашадзе-1 для совокупности всех металлов. Полупрозрачные темные круги – площадь вероятного положения гидротермального источника относительно центра круга (точки опробования).

Полученная площадь пересечения кругов формирует линзу, пространственно совпадающую не только с контуром гидротермального поля, но и с площадью преимущественной концентрации гидротермальных источников (в юго-западной части оконтуренного поля, рисунок 19). Таким образом, использование соотношения $[Me(p)]/[Me(v)]$ при гидрогеохимических исследованиях

позволило с высокой точностью оконтурить предполагаемую площадь гидротермальной активности.

6.4 Прогнозирование положения гидротермальных источников в пределах поля Ашадзе-3

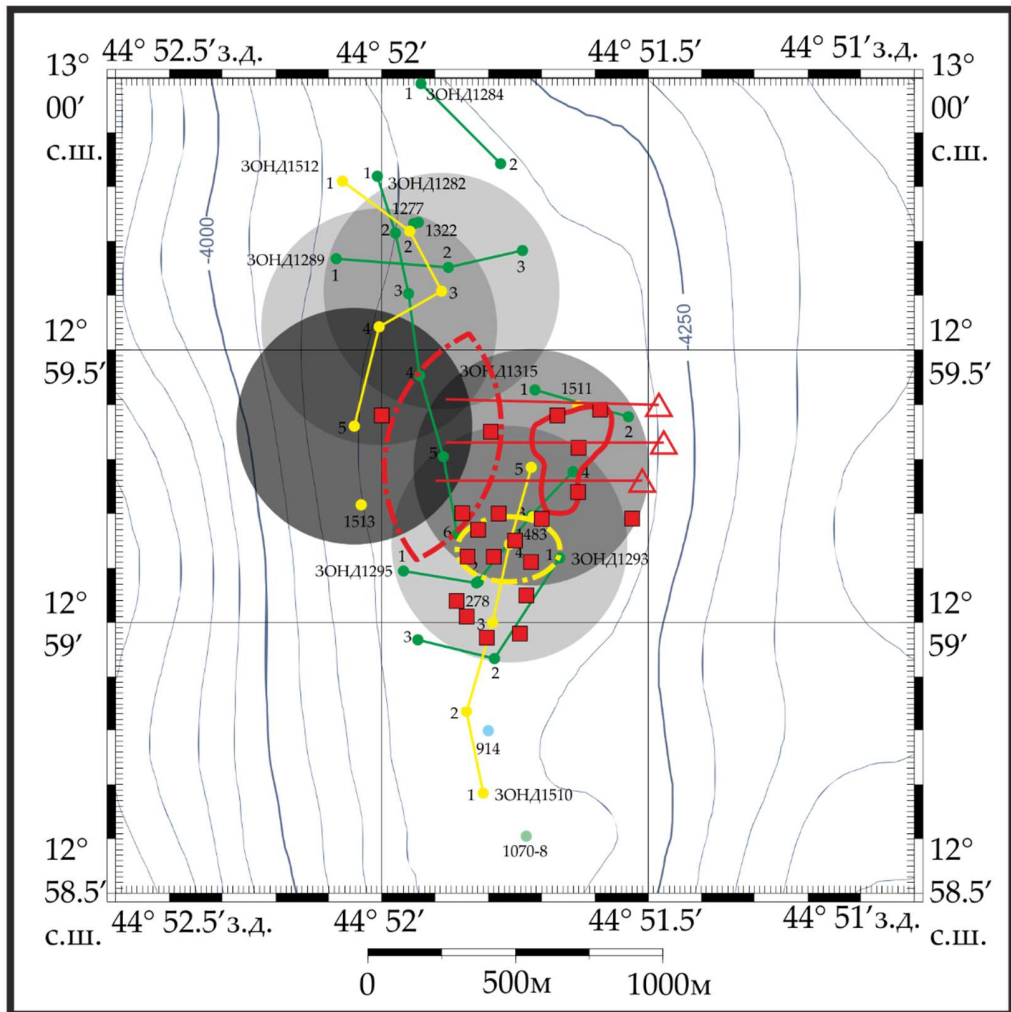
Несмотря на наличие в пределах рудопроявления Ашадзе-3 гидрогеохимических аномалий в водной толще и минералого-геохимических аномалий в донных осадках, точное положение источника этих аномалий все еще неизвестно.

Зондирование с опробованием водной толщи в районе рудопроявления проводилось в ходе 20, 22, 24 и 26-го рейсов НИС «Профессор Логачев». Гидрофизические аномалии были обнаружены в ходе 24-го рейса сразу на нескольких станциях. Исходя из расположения аномалий мутности, была выделена область, указывающая на возможное положение гидротермального источника. Все станции с повышенными гидрофизическими аномалиями были обнаружены к северу от выделенной области или непосредственно в ней.

Тем не менее, в ходе повторного зондирования была отмечена высокая пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей вблизи предполагаемого источника. Так, повторное зондирование спустя 340 часов показало изменение амплитуды аномалии и ее положения по глубине более чем на 100 метров. Это может указывать на ошибочность выделения области расположения гидротермального источника, с учетом возможности формирования вихревой структуры ореола рассеяния, показанной выше.

В ходе 26-го рейса в изучаемом районе вновь было проведено зондирование, однако, аномалий (в том числе в области, выделенной в ходе предыдущего рейса) обнаружено не было. Отсутствие аномалий может указывать не только на пространственно-временную изменчивость ореола рассеяния, но и на дискретный характер разгрузки гидротермального источника.

Несмотря на значительное количество станций зондирования, они сосредоточены неравномерно, поэтому, также, как и для поля Ашадзе-1, построения велись для совокупности металлов. Радиус кругов вокруг точек с аномальными соотношениями, по аналогии с полями Ашадзе-2 и Ашадзе-1, был принят как 500 метров. По результатам построений была выделена область вероятного расположения гидротермального источника (рисунок 69).



У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

- Граница рудного поля (выделена по результатам драгирования)
- - - Граница прогнозируемой площади (выделена по геохимическим аномалиям водной толщи)
- - - Граница прогнозируемой площади (выделена по гидрофизическим аномалиям)
- Минералого-геохимические аномалии в донных осадках
- △ Скальная драга, подымающая гидротермально-измененные перидотиты и габбро

Рисунок 69 – Схема опробования водной толщи в пределах рудопроявления Ашадзе-3. Условные обозначения для станций зондирования аналогичны рисунку 68.

Телепрофилирование и отбор образцов пород показал наличие металлоносных осадков и гидротермально-измененных перидотитов и габбро. Тем не менее, непосредственный источник или его следы (гидротермальные трубы и постройки) обнаружены не были.

Минералого-геохимические аномалии сосредоточены в южной части изучаемого участка (в зоне пересечения с площадью, выделенной по результатам гидрофизических исследований). Здесь, в поверхностном слое осадков отмечены аномальные концентрации Fe, Mn, Ba, Pb и Cu, сосредоточения металлоносных осадков и минералы индикаторы гидротермальной активности: пирит, халькопирит, барит. Стоит, однако отметить, что западная часть участка работа (где выделена прогнозируемая площадь положения гидротермального источника) слабо изучена.

Таким образом, по результатам гидрогеохимических исследований водной толщи была выделена вероятная площадь расположения гидротермального источника в районе поля Ашадзе-3, вблизи которой были обнаружены также минералого-геохимические и гидрофизические аномалии. Вероятно, в пределах исследованной террасы сформировано несколько источников и рудных тел, отличающихся спорадической гидротермальной активностью.

6.5 Перспективы использования методики при средне- и мелкомасштабных работах

Средние расстояния между точками зондирования при средне- и мелкомасштабных работах составляют ~1 км и больше. Аномалии $[Me(p)]/[Me(v)]$ сосредоточены преимущественно вблизи гидротермального источника, а их обнаружение вдали от него (>1 км) может носить случайный характер, что не позволяет обращаться к построениям, использованным в пределах полей Ашадзе-1, 2 и 3. Так как распределение $[Me(p)]/[Me(v)]$ имеет характер близкий к нормальному, автором было сделано предположение о возможности использования не только положительных ($X_{cp} + 3\sigma$), но и отрицательных аномалий ($X_{cp} - 3\sigma$) этого соотношения, которые в свою очередь могут быть представлены в виде аномальных соотношений вида $[Me(v)]/[Me(p)]$. Поскольку миграция металлов вдали от источника протекает преимущественно во взвешенной форме, данное соотношение может оставаться аномально высоким на больших дистанциях. Поэтому на схемах опробования ниже были обозначены точки с аномалиями $[Me(p)]/[Me(v)]$ и $[Me(v)]/[Me(p)]$.

6.5.1 Прогнозирование положения гидротермальных источников впадины Маркова

Впадина Маркова расположена в пределах сегмента, заключенного между трансформными разломами $5^{\circ}05'$ с.ш. и $6^{\circ}15'$ с.ш. (Сьерра-Леоне) в 40 км к югу от последнего.

Дефицит магмобюджета в пределах данного сегмента в верхних слоях литосферы способствует выходу на поверхность массива пород габбро-перидотитового комплекса. По массиву развита широкая сеть тектонических нарушений, сформированных в процессе протрузии. Формирование мелкоблоковой структуры вкупе с наличием вдольосевых разломов глубокого

заложения (детачментов) указывает на возможность формирования активной гидротермальной системы. Аналогичные геолого-тектонические условия прослеживаются в пределах гидротермального узла Ашадзе, чья гидротермальная активность контролируется тектоническими условиями и приурочена к сосредоточению зон разломов. Вероятно, в пределах впадины Маркова, гидротермальная деятельность также должна преимущественно контролироваться тектоническими условиями [47].

Днище долины представляет собой серию переуглубленных впадин сложной конфигурации меридионального и северо-западного простирания, разделенных поднятиями вытянутой или изометричной формы, которые образуют перемычки между бортами рифтовой долины [47].

Наиболее глубокой впадиной является впадина Маркова. Рифтовая долина в данном районе имеет ширину около 20 км, сужаясь к северу до 10 км. Максимальная ширина днища составляет 14–15 км, максимальная глубина 4950 м. В южной части днище впадины перегорожено линейным поднятием – перемычкой ЮЮЗ–ВСВ простирания, соединяющим восточный и западный борт.

Восточный борт впадины осложнен тектоническими ступенями. Наиболее обширная ступень расположена в средней части склона, имеет ширину 2.5 км и протяженность 9 км. Склоновые поверхности борта долины имеют различную крутизну – от 10° до 34°. Вдоль склона наблюдаются отдельные блоковые крутопадающие сбросы, чередующиеся с выположенными участками, ориентированными вкrest простирания склона [47].

Борт сложен единым комплексом пород, среди которых преобладают габброиды, в меньшем объеме встречены ультрабазиты и незначительном базальты. Габброиды нередко частично тектонически брекчированы и катаклазированы, а в некоторых участках, широко распространены милониты и катаклазиты, развитые по габброидам, что подтверждает наличие разломов. Рудная минерализация представлена прожилково-вкрапленным оруденением [47].

В пределах впадины Маркова, как и в случае с полем Ашадзе-3, в ходе российских экспедиций не было обнаружено гидротермального источника, несмотря на наличие геохимических, гидрофизических и минералогических аномалий. В рамках 26-го рейса COMRA в пределах восточного склона впадины были вновь зафиксированы гидрофизические и минералогическо-геохимические аномалии, а в ходе телепрофилирования были обнаружены образования, похожие на неактивные гидротермальные постройки и трубы [264].

Обозначение точек опробования с аномальными соотношениями вида $[Me(p)]/[Me(v)]$ и $[Me(v)]/[Me(p)]$ позволило выдвинуть предположение о гидротермальной разгрузке в пределах восточного склона впадины (рисунок 70).

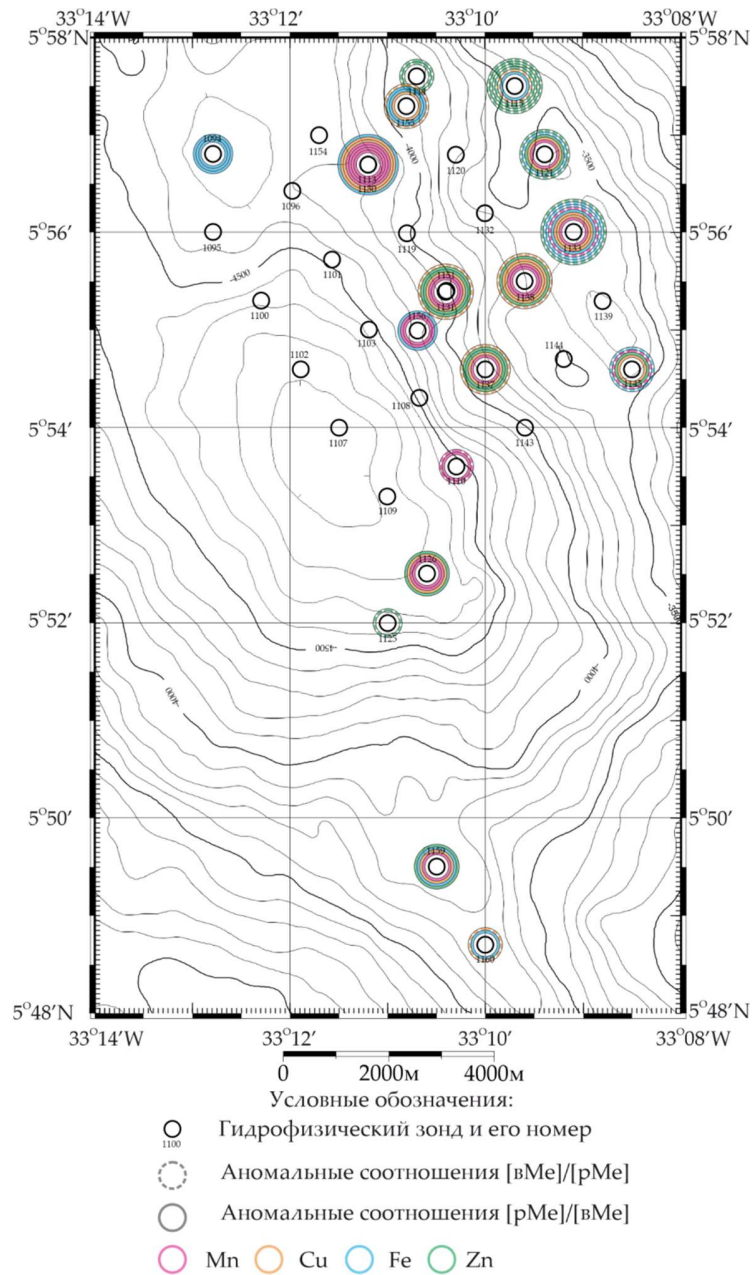


Рисунок 70 – Схема опробования водной толщи в пределах впадины Маркова.

Количество немасштабных кругов вокруг точки опробования указывает на количество аномалий. Автором было сделано предположение, что большее количество аномальных соотношений будет указывать на вероятную близость к источнику.

Большая часть аномалий сосредоточена в пределах восточного склона впадины. Тем не менее, трудно выделить какую-либо закономерность в распределении аномалий из-за большого расстояния между точками опробования (в среднем $\sim 1-1.5$ км) и, на первый взгляд, их хаотичного распределения.

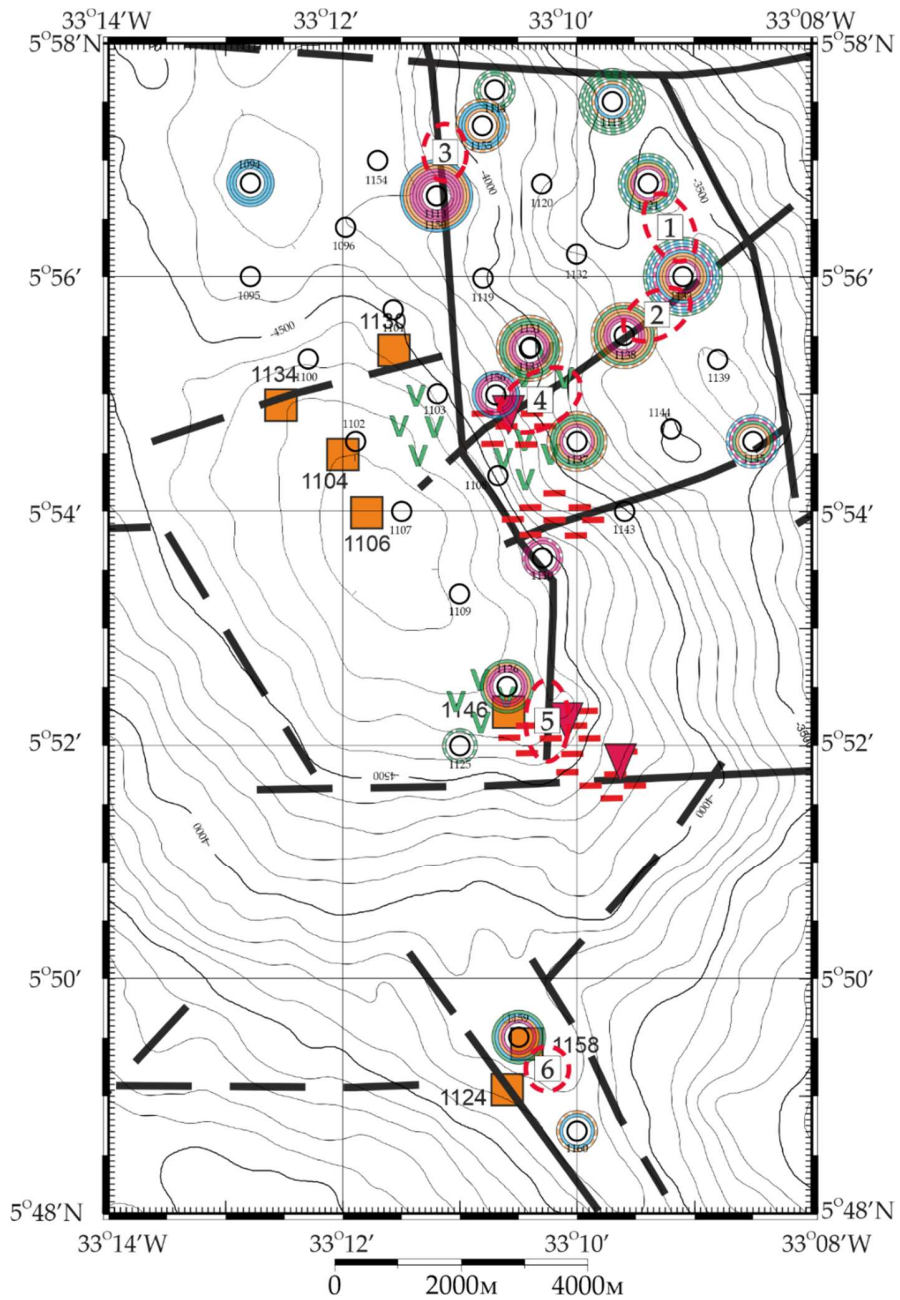
Соотнесем полученную схему опробования с положением основных разломов, а также минералого-геохимическими аномалиями (рисунок 71). Можно заметить, что точки опробования с аномальными соотношениями $[Me(p)]/[Me(v)]$ и $[Me(v)]/[Me(p)]$ сосредоточены преимущественно вблизи разломов. Тем не менее, слишком большое расстояние между аномальными точками, расположенными на разных глубинах, ставит под сомнение возможность формирования столь протяжённого гидротермального ореола рассеяния. Вероятнее всего, в пределах склона сформировано несколько гидротермальных полей.

Участки вероятного расположения источников определены, исходя из совокупности гидрогеохимических и минералого-геохимических признаков и отражены на рисунке 71. Всего выделено 6 участков вероятного расположения гидротермальных источников. Выбор участков производился по нескольким критериям:

- 1) наличие нескольких аномальных соотношений $[Me(p)]/[Me(v)]$ в пределах точки опробования по двум и более элементам;
- 2) близкое расположение двух и более точек опробования, отвечающих первому критерию;
- 3) близость к основным крупноамплитудным разломам;
- 4) наличие минералого-геохимических аномалий.

Отбор образцов пород в пределах исследуемой территории был сосредоточен вблизи выделенного участка 4. Единичные станции пробоотбора и драгирования были установлены вблизи выделенных участков 5 и 6. Севернее, в пределах участков 1, 2 и 3 геологические условия практически не изучены, поэтому отсутствие минералого-геохимических аномалий объясняется отсутствием изученности.

Участки 1 и 2 располагаются в пределах тектонической террасы (ступени) на глубине ~3500–3600 метров. В пределах аналогичной террасы ранее были открыты гидротермальные поля Ашадзе-1 и Ашадзе-3, приуроченные к тектоническим нарушениям зоны краевого разлома. Участок 1 выделен между станциями зондирования 1121 и 1133, исходя из их близкого расположения и наличия аномалий $[Me(p)]/[Me(v)]$. Участок 2 выделен между станциями 1138 и 1133, исходя из приуроченности к крупному разлому и наличию большого количества аномалий $[Me(p)]/[Me(v)]$ на обеих станциях.



Условные обозначения






- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | Разломы (а - предполагаемые под осадками) |  | Зоны гидротермально-измененных пород |
|  | локальные выходы (трещенные излияния) базальтов |  | Сульфидная прожилково - вкрапленная минерализация в коренных породах |
| | |  | Станции с аномальными содержаниями минералов индикаторов гидротермальной деятельности в осадках |

Рисунок 71 – Схема прогнозируемого расположения гидротермальных источников в районе впадины Маркова. Перспективные участки обозначены красными пунктирными эллипсами и номерами (1–6). Условные обозначения аналогичны рисунку 70.

Участок 3 выделен к северу от впадины Маркова, между станциями 1113, 1150 и 1155. Здесь отмечено несколько аномалий $[Me(p)]/[Me(v)]$ при практически полном отсутствии аномалий $[Me(v)]/[Me(p)]$. К северо-востоку от участка находится станция 1114, где отмечены аномальные соотношения $Zn(v)/Zn(p)$. Это может указывать на снос ореола рассеяния к северу от источника.

Участок 4 выделен между станциями 1156, 1151, 1131 и 1137. Вблизи этого участка помимо нескольких гидрогеохимических аномалий отмечены гидротермально-измененные породы, сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация и локальные выходы базальтов.

Участок 5 выделен в южной части впадины Маркова вблизи станции 1126, где был отмечен ряд гидрогеохимических аномалий $[Me(p)]/[Me(v)]$ по цинку, марганцу и меди. Вблизи участка также расположено несколько минералого-геохимических аномалий.

Последний участок 6 расположен в грабене к югу от впадины Маркова. Здесь было установлено всего 2 станции зондирования: 1159 и 1160. На станции 1159 в одной пробе были обнаружены аномалии $[Me(p)]/[Me(v)]$ по всем металлам. Рядом с этой станцией в двух точках были обнаружены аномальные содержания минералов-индикаторов гидротермальной деятельности в осадках.

Наличие нескольких областей с локальными выходами (трещинными излияниями) базальтов может указывать на близкое расположение активного магматического очага. Таким образом, у подножия склонов источником тепла для функционирования гидротермальной системы могут являться не только глубинные разломы, но и небольшие магматические камеры.

Стоит отметить, что присутствие минералогических аномалий непосредственно на дне впадины при отсутствии гидрогеохимических аномалий может объяснять просачиванием низкотемпературных растворов, не формирующих ореола рассеяния.

6.5.2 Положение гидротермальных источников в районе 13–14° с.ш.

В пределах долины САХ между 13 и 14° с.ш. проводились региональные работы по исследованию водной толщи с определением концентраций взвешенных и растворенных рудообразующих металлов.

В пределах изучаемого сегмента выделено несколько гидротермальных полей: Семенов (1–5), Ириновское (1–2), Молодежное и Коралловое [94, 258, 259]. На данный момент однозначно известно об активности полей Семенов-2, Ириновское-1, Коралловое и Молодежное [118, 258]. Все остальные гидротермальные поля признаны неактивными [94]. В ~1.5–2.0 км к югу от района находится также гидротермальное поле Ашадзе (1–3).

На батиметрическую основу были нанесены точки, где были обнаружены аномальные соотношения $[Me(p)]/[Me(v)]$ и $[Me(v)]/[Me(p)]$ (рисунок 72).

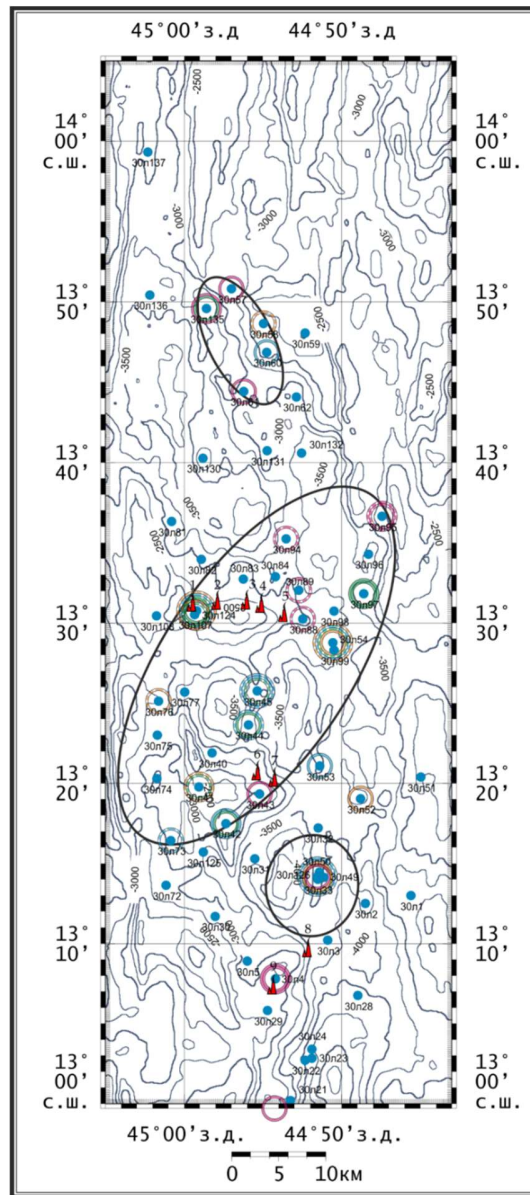


Рисунок 72 – Батиметрическая карта долины САХ между 13 и 14° с.ш с нанесенными аномалиями $[Me(p)]/[Me(v)]$ и $[Me(v)]/[Me(p)]$. Синие точки –опробование водной толщи. Красные треугольники – гидротермальные поля: 1 – Семенов-1; 2 – Семенов-2; 3 – Семенов-5; 4 – Семенов-3; 5 – Семенов-4; 6 – Ириновское-2; 7 – Ириновское-1; 8 – Молодежное; 9 – Коралловое (по данным ВНИИОкеангеология). Черные эллипсы – перспективные площади обнаружения гидротермальных источников.

Как и предполагалось, ввиду небольшой дальности распространения аномалий $[Me(p)]/[Me(v)]$ и сосредоточении вблизи гидротермальных источников, определенных

закономерностей в их распределении относительно известных гидротермальных полей выявлено не было. Аномалия Zn(p)/Zn(v) была отмечена вблизи гидротермального поля Семенов-1 (станция 30Л124) и Mn(p)/Mn(v) вблизи гидротермальных полей Ириновское-1, 2 и Коралловое (станция 30Л43 и 30Л4). Однако, единичный характер этих аномалий и присутствие аналогичных аномалий в других частях полигона могут носить случайный характер и не позволяют однозначно утверждать об их связи с гидротермальными источниками.

Исходя из положения аномалий [Me(v)]/[Me(p)] было выделено 3 площади, перспективных для обнаружения гидротермальных источника: Северная, Центральная и Южная. Центральная площадь наиболее обширна и включает большое количество аномалий [Me(p)]/[Me(v)] и [Me(v)]/[Me(p)] между 13°20' и 13°40' с.ш., обусловленных, вероятнее всего влиянием гидротермальных узлов Ириновское и Семенов.

В пределах Северной площади преимущественно сосредоточены аномалии вида [Me(p)]/[Me(v)], что может указывать на близость к району активной гидротермальной разгрузки. Помимо гидрогеохимических аномалий в этой части полигона отмечались также минералогеохимические аномалии в донных осадках, характерные для областей гидротермальной активности. Для подтверждения или опровержения сделанных выводов необходимы дополнительные исследования.

Южная площадь выделена между узлом Ириновское и полями Молодежное и Коралловое. Здесь сосредоточены четыре станции опробования, на двух из которых обнаружено сразу несколько аномалий. Рекомендуется проведение дополнительных исследований в этом районе.

Стоит отдельно отметить отсутствие аномалий в южной части полигона, в области влияния гидротермальных полей Коралловое, Молодежное и Ашадзе-2 (расположенное к югу за рамкой карты). Это можно объяснить небольшим количеством точек опробования или непостоянным характером разгрузки гидротермальных растворов, приводящих к периодам «застоя», во время которых водная толща вокруг источников вновь приобретает фоновый химический состав.

6.6 Выводы по главе 6

Интерпретация результатов гидрогеохимического опробования водной толщи указывает на формирование вихревой структуры гидротермального ореола рассеяния в пределах поля Ашадзе-2.

Формирование вихревой структуры ореола рассеяния обуславливает необходимость изменения методики поиска гидротермального источника. Для этого предложено использовать адаптированный метод мультилатерации, где гидротермальный источник выступает в роли

источника «сигнала», а точки опробования – в качестве приемников «сигнала». «Сигналом» (или признаком) гидротермальной активности приняты аномальные соотношения растворенных и взвешенных форм металлов ($[Me(p)]/[Me(v)]$, где Me – Cu, Zn, Fe, Mn). Окисление растворенных форм металлов и их переход во взвешенное состояние приводит к снижению соотношения $[Me(p)]/[Me(v)]$ в пределах гидротермального поля Ашадзе-2. Эмпирическим путем выявлено, что точки с аномальными соотношениями сосредоточены на расстоянии до 400 метров, что позволяет использовать эту величину в качестве максимального возможного расстояния, на котором может быть зафиксирован «сигнал» от источника.

Поиск очагов гидротермальной разгрузки с учетом гидродинамических характеристик ореола рассеяния целесообразно осуществлять, используя в качестве признака гидротермальной активности аномальные соотношения растворенных и взвешенных форм металлов (Cu, Zn, Mn, Fe), а в качестве метода – адаптированный принцип мультилатерации.

Использование предложенной методики в пределах гидротермального поля Ашадзе-2 показало, что реальное положение гидротермального источника попадает в прогнозируемые площади. Апробация методики проводилась в пределах гидротермального поля Ашадзе-1, где положение прогнозируемой площади также совпало с положением реальной области гидротермальной разгрузки.

Помимо этого, при помощи предложенной методики был сделан прогноз положения площади гидротермальной разгрузки в пределах поля Ашадзе-3 – в западной части участка работ, где помимо гидрогеохимических аномалий в водной толще, близко расположены гидрофизические и минералого-геохимические аномалии.

Перспективой исследования является изучение применимости предложенной методики при средне- и мелкомасштабных исследованиях. Так, по результатам исследования в пределах впадины Маркова (6° с.ш. САХ) и сегмента САХ между 13–14° с.ш. было выделено несколько участков, перспективных на обнаружение гидротермального источника и рекомендуемых для дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертации, в результате проведенного гидрогеохимического исследования придонной водной толщи в пределах рудных полей Российского разведочного района Срединно-Атлантического хребта, были установлены закономерности распределения метана, растворенных и взвешенных форм металлов (Cu, Zn, Fe, Mn) в гидротермальных ореолах рассеяния.

Распространение ореолов рассеяния метана протекает вблизи океанического дна. Гидротермальные ореолы рассеяния рудных полей, приуроченных к перидотитам, характеризуются более высокими концентрациями метана и соотношениями CH_4/Mn , по сравнению с ореолами полей, ассоциированных с базальтами. Это указывает на более активное поступление метана в гидротермальные растворы полей, связанных с перидотитами.

В пределах рудного поля Ашадзе-2 аномалии растворенных форм металлов (Cu, Zn, Fe, Mn) в водной толще сосредоточены вблизи источника, а взвешенных форм – на удалении от источника. Рассредоточение гидрогеохимических аномалий на нескольких горизонтах вокруг источника указывает на формирование вихревой структуры ореола рассеяния.

Установлена зависимость между изменением соотношения растворенных и взвешенных форм металлов ($[\text{Me}(p)]/[\text{Me}(v)]$, где Me – Cu, Zn, Fe) и расстоянием от источника. Для определения положения гидротермального источника с учетом формирования вихревой структуры ореола рассеяния предложена методика, основанная на адаптированном методе мультилатерации. Применение данной методики в пределах гидротермальных полей Ашадзе-1 и Ашадзе-2 показало совпадение положения прогнозируемой площади и реального положения источника.

В качестве перспективы дальнейших исследований формирования и распространения гидротермальных ореолов рассеяния запланировано увеличение количества изучаемых объектов, совершенствование и адаптация предложенной методики определения перспективных площадей гидротермальной разгрузки для средне- и мелкомасштабных исследований. Также предполагается изучение технологий и разработка программного обеспечения автоматической интерпретации результатов гидрогеохимического исследования водной толщи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева, Л.П. Изотопное стронциевое отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в подземных льдах и водах Оленекского артезианского бассейна (западная Якутия) / Л.П. Алексеева, С.В. Алексеев, А.М. Кононов // Науки о Земле и недропользование. – 2014. – №. 6 (49). – С. 97-103.
2. Андреев, С.И. Таласохимия рудогенеза Мирового океана / С.И. Андреев. – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. Академика И.С. Грамберга», 2009. – 222 с.
3. Ань, Н.Д. Техника позиционирования радиосигнала и алгоритмы позиционирования трилатерации/мультилатерации / Н.Д. Ань // Наука и современное общество: актуальные вопросы. – 2021. – С. 44.
4. Бельтнев, В.Е. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: Юбилейное ($20^{\circ}09'$ с.ш.) и Сюрприз ($20^{\circ}45,4'$ с.ш.) / В.Е. Бельтнев, Л.И. Лазарева, Г.А. Черкашёв [и др.] // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 476. – №. 3. – С. 305-310.
5. Богданов, Ю.А. Гидротермальный рудогенез океанского дна / Ю.А. Богданов. – М.: Наука, 2006. – 526 с.
6. Богданов, Ю.А. Новый тип современной минералообразующей системы: «черные курильщики» гидротермального поля $14^{\circ}45'$ с. ш., Срединно-Атлантический хребет / Ю.А. Богданов, Н.С. Бортников, И.В. Викентьев [и др.] // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39. – №. 1. – С. 68-90.
7. Богданов, Ю.А. Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта ($15-40^{\circ}$ с. ш.): минералогия, геохимия, генезис / Ю.А. Богданов, А.Ю. Леин, А.П. Лисицын. – М.: ГЕОС, 2015. – 255 с.
8. Бродский, А.А. Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений / А.А. Бродский. – М.: Недра, 1964. – 259 с.
9. Бутузова, Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океаническом рудогенезе. Сообщ. 1. Источники воды, газов, серы и формирование основного солевого состава рудообразующих растворов / Г.Ю. Бутузова // Литология и полез. ископаемые. – 1986. – № 5. – С. 3-18.
10. Бутузова, Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 2. Источники рудообразующих элементов / Г.Ю. Бутузова // Литология и полез. ископаемые. – 1986. – № 6. – С. 3-18.
11. Гричук, Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем / Д.В. Гричук. М.: Научный мир, 2000. – 299 с.

12. Гуренко, А.А. Петрология первичного расплава рифтогенных толеитов полуострова Рейкьянес (Исландия) / А.А. Гуренко, А.В. Соболев, Н.Н. Кононова // Геохимия. – 1990. – Т. 8. – С. 1137-1150.
13. Джонсон, Н. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке. Методы обработки данных / Н. Джонсон, Ф. Лион. – М.: Мир, 1980. – 610 с.
14. Змиевский, М.В. Гидрогеохимические модели зоны разгрузки рудообразующих растворов на гидротермальном поле «Логачев», Срединно-Атлантический хребет: дисс. канд. геол.-мин. наук 25.00.07 / Змиевский Максимилиан Владимирович. – СПб.: Горный университет, 2017. – 147 с.
15. Змиевский, М.В. Термодинамическое моделирование процессов формирования гидротермальных ореолов рассеяния в зоне субмаринной разгрузки / М.В. Змиевский, С.М. Судариков // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2017. – №. 1. – С. 50-54.
16. Каминский, Д.В. Формирование гидротермальных плюмов в придонных водах тропической зоны Срединно-Атлантического хребта (на примере гидротермальных полей «Логачев» и «Ашадзе»): автореф.... канд. геол.-мин. наук 25.00.28 / Каминский Дмитрий Валерьевич. – СПб.: Всерос. науч.-исслед. ин-т геологии и минерал. ресурсов Мирового океана, 2009. – 24 с.
17. Краснов, С.Г. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана / С.Г. Краснов, Г.А. Черкашев, А.И. Айнемер [и др.]. – СПб: Недра, 1992. – 277 с.
18. Леин, А.Ю. Биогеохимический цикл метана в океане / А.Ю. Леин, М.В. Иванов. – М.: Наука, 2009. – 575 с.
19. Леин, А.Ю. Изотопы серы и углерода на активных гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта / А.Ю. Леин // Российский журнал наук о Земле. – 2000. – Т. 2. – №. 4. – С. 1-12.
20. Леин, А.Ю. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия / А.Ю. Леин, Г.А. Черкашев, А.А. Ульянов [и др.] // Геохимия. – 2003. – №. 3. – С. 304-328.
21. Лемешко, Б.Ю. О выборе числа интервалов в критериях согласия типа 2 / Б.Ю. Лемешко, Е.В. Чимитова // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2003. – Т. 69. – №. 1. – С. 61-67.
22. Лобковский, Л.И. Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане / Л.И. Лобковский, Г.А. Черкашев. – М.: Научный мир, 2018. – 707 с.

23. Мартынов, Г.В. Критерии омега-квадрат / Г.В. Мартынов. – М.: Наука, 1978. – 79 с.
24. Монаков, А.А. Алгоритм оценки местоположения объекта в активных системах мультилатерации / А.А. Монаков // Радиолокация, навигация, связь. – 2018. – С. 134-142.
25. Монин, А.С. Океанология. Геофизика океана. Т. 2: Геодинамика / А.С. Монин, О.Г. Сорохтин, П.Л. Безруков [и др.]. – М.: Наука, 1979. – 420 с.
26. Наркевский, Е.В. Факторы формирования гидрогеохимических ореолов рассеяния в зонах разгрузки гидротермальных растворов в районе 13 ос. ш. Срединно-Атлантического хребта: автореф... канд. геол.-мин. наук 25.00.07 / Наркевский Егор Владимирович. – СПб.: Горный университет, 2011. – 20 с.
27. Никифоров, И.А. Статистический анализ геологических данных: учебное пособие / И. А. Никифоров. – Оренбург: ОГУ, 2010. – 170 с.
28. **Петров, В.А.** Гидрофизическая структура гидротермального ореола рассеяния над глубоководным полем Ашадзе-2 / **В.А. Петров**, С.М. Судариков, Е.В. Наркевский // Geological International Student Summit: сборник материалов. – 2022. – С. 196-200.
29. **Петров, В.А.** Изучение гидрофизической структуры многослойного плюма в придонных водах гидротермального кратера Ирина-1, поле Логачев, САХ / **В.А. Петров** // Геология в развивающемся мире: Сборник научных трудов по материалам XIII Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – 2020. – С. 22-26.
30. **Петров, В.А.** Особенности миграции меди в зоне разгрузки гидротермальных растворов (Срединно-Атлантический хребет, 13° с.ш.) / **В.А. Петров**, С.М. Судариков, Д.В. Каминский, Е.В. Наркевский // Астраханский вестник экологического образования. – 2022. – № 3 (69). – С. 4-12.
31. **Петров, В.А.** Особенности формирующегося гидротермального ореола рассеяния халькофильных элементов (Cu, Zn) в пределах гидротермального поля Ашадзе-2 / **В.А. Петров** // Геология в развивающемся мире: Сборник научных трудов по материалам XV Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – 2022. – С. 33-39.
32. **Петров, В.А.** Особенности химического состава гидротермальных ореолов рассеяния открытых полей Коралловое и Молодёжное / **В.А. Петров**, С.М. Судариков // Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых: Молодые – Наукам о Земле. – 2022. – С. 42-47.

33. **Петров, В.А.** Распределение растворенной меди в придонных водах гидротермального поля Ашадзе-2 (Срединно-Атлантический хребет, 13° с.ш.) / **В.А. Петров** // Сборник материалов участников XVIII Большого географического фестиваля. – 2022. – С. 152-156.
34. Рона, П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане / П. Рона. – М.: Мир, 1986. – 160 с.
35. Самарина, Т.Е. Особенности геохимии гидротермальной экосистемы «Ирина-2» / Т.Е. Самарина // Записки Горного института. – 2006. – Т. 167. – №. 2. – С. 46-48.
36. Силантьев, С.А. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58' – 14°45' с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев / С.А. Силантьев // Геохимия. – 2011. – №. 4. – С. 339-372.
37. Судариков, С.М. Геохимия рудообразующих гидротермальных флюидов Мирового океана / С.М. Судариков, М.В. Змиевский // Записки Горного института. – 2015. – Т. 215. – С. 5-15.
38. Судариков, С.М. Гидрофизическая структура аномалии метана в придонных водах гидротермального кратера Ирина 1, поле Логачев, САХ / С.М. Судариков, Е.В. Наркевский, **В.А. Петров** // Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – 2019. – Т. 2. – С. 257-261.
39. Судариков, С.М. Моделирование геохимических процессов в зоне субмаринной разгрузки гидротермальных растворов / С.М. Судариков // Записки Горного института. – 2017. – Т. 225. – С. 284-291.
40. Судариков, С.М. Особенности геохимии придонных вод в зонах разгрузки гидротермальных растворов срединно-океанических хребтов / С.М. Судариков, Д.В. Каминский // Геохимия. – 2010. – №. 3. – С. 317-321.
41. Судариков, С.М. Особенности гидрофизической структуры и химического состава гидротермальных плюмов, поля Коралловое и Молодежное, САХ / С.М. Судариков, Е.В. Наркевский, **В.А. Петров** // Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – 2022. – Т. 3. – С. 134-138.
42. Судариков, С.М. Результаты исследования аномалии метана в придонных водах гидротермального поля Логачев, Срединно-Атлантический хребет / С.М. Судариков, **В.А. Петров**, Е.В. Наркевский // Астраханский вестник экологического образования. – 2022. – № 3 (69). – С. 13-21.

43. Судариков, С.М. Формирование гидрогеохимических ореолов рассеяния в зонах разгрузки термальных растворов на Срединно-Атлантическом хребте / С.М. Судариков // Записки Горного института. – 2013. – Т. 200. – С. 305-309.
44. Тарасевич, Ю. И. Упрощенная модель обезжелезивания и деманганации воды на клиноптилолитовой загрузке фильтров / Ю.И. Тарасевич, А.Е. Кулишенко, В.Е. Поляков [и др.] // Химия и технология воды. – 2013. – Т. 35. – №. 2. – С. 98-109.
45. Тимофеев, П.П. Баланс вод современного осадочного процесса / П.П. Тимофеев, В.Н. Холодов, В.П. Зверев // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 287. – №. 6. – С. 1465-1469.
46. Шарапов, В.Н. Рудообразующие магматические системы срединно-океанических хребтов / В.Н. Шарапов, В.А. Акимцев // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – №. 8. – С. 1289-1304.
47. Шарков, Е.В. Гидротермальные изменения и сульфидная минерализация в габброидах впадины Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6° с.ш.) / Е.В. Шарков, С.С. Абрамов, В.А. Симонов [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – №. 6. – С. 535-558.
48. Шилов, В.В. Новые гидротермальные рудные поля на Срединно-Атлантическом хребте: Зенит-Виктория (20°08' с.ш.) и Петербургское (19°52' с.ш.) / В.В. Шилов, В.Е. Бельтнев, В.Н. Иванов [и др.] // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 442. – №. 3. – С. 383-389.
49. Allen, D.E. Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400 C, 500 bars / D.E. Allen, W.E. Seyfried Jr // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2003. – V. 67 (8). – P. 1531-1542.
50. Alt, J.C. The geochemistry of sulfur in a 1.3 km section of hydrothermally altered oceanic crust, DSDP Hole 504B / J.C. Alt, T.F. Anderson, L. Bonnell // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – V. 53 (5). – P. 1011-1023.
51. A. Marques, A.F. The seven sisters hydrothermal system: First record of shallow hybrid mineralization hosted in mafic volcanoclasts on the arctic mid-ocean ridge / A.F. A. Marques, D.L. Roerdink, T. Baumberger [et al.] // *Minerals*. – 2020. – V. 10 (5). – 439.
52. Ayupova, N.R. Uranium accumulation in modern and ancient Fe-oxide sediments: Examples from the Ashadze-2 hydrothermal sulfide field (Mid-Atlantic Ridge) and Yubileynoe massive sulfide deposit (South Urals, Russia) / N.R. Ayupova, I.Y. Melekestseva, V.V. Maslennikov [et al.] // *Sedimentary Geology*. – 2018. – V. 367. – P. 164-174.

53. Bach, W. Seawater-peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15 N / W. Bach, C.J. Garrido, H. Paulick [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2004. – V. 5 (9). – Q09F26.
54. Baeye, M. Tidally driven dispersion of a deep-Sea sediment plume originating from seafloor disturbance in the DISCOL area (SE-pacific ocean) / M. Baeye, K. Purkiani, H. de Stigter [et al.] // *Geosciences*. – 2021. – V. 12 (1). – 8.
55. Baker, E.T. Cataclysmic hydrothermal venting on the Juan de Fuca Ridge / E.T. Baker, G.J. Massoth, R.A. Feely // *Nature*. – 1987. – V. 329 (6135). – P. 149-151.
56. Baker, E.T. How many vent fields? New estimates of vent field populations on ocean ridges from precise mapping of hydrothermal discharge locations / E.T. Baker, J.A. Resign, R.M. Haymon, [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2016. – V. 449. – P. 186-196.
57. Bao, S.X. Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge / S.X. Bao, H.Y. Zhou, X.T. Peng [et al.] // *Geochemical Journal*. – 2008. – V. 42 (4). – P. 359-370.
58. Bates, T.S. A reevaluation of the open ocean source of methane to the atmosphere / T.S. Bates, K.C. Kelly, J.E. Johnson [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 1996. – V. 101 (D3). – P. 6953-6961.
59. Batuyev, B.N. Massive sulfide deposits discovered and sampled at 14°45'N, Mid-Atlantic Ridge / B.N. Batuyev, A.G. Krotov, V.F. Markov [et al.] // *BRIDGE Newsletter*. – 1994. – V. 6. – P. 6-10.
60. Beaulieu, S.E. Where are the undiscovered hydrothermal vents on oceanic spreading ridges? / S.E. Beaulieu, E.T. Baker, C.R. German // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2015. – V. 121. – P. 202-212.
61. Becker, K. Deep crustal geothermal measurements, hole 504B, Costa Rica Rift / K. Becker, M.G. Langseth, R.P. Von Herzen [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1983. – V. 88 (B4). – P. 3447-3457.
62. Beltenev, V. A new hydrothermal field at 13°30'N on the Mid-Atlantic Ridge / V. Beltenev, V. Ivanov, I. Rozhdestvenskaya [et al.] // *InterRidge News*. – 2007. – V. 16 (9). – P. 9-10.
63. Beltenev, V. A new hydrothermal field at 16°38.4'N, 46°28.5'W on the Mid-Atlantic Ridge / V. Beltenev, A. Shagin, V. Markov [et al.] // *InterRidge News*. – 2004. V. 13. – P. 5-6.
64. Bennett, S.A. The distribution and stabilisation of dissolved Fe in deep-sea hydrothermal plumes / S.A. Bennett, E.P. Achterberg, D.P. Connelly [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – V. 270 (3-4). – P. 157-167.

65. Biddle, J.F. Anaerobic oxidation of methane at different temperature regimes in Guaymas Basin hydrothermal sediments / J.F. Biddle, Z. Cardman, H. Mendlovitz [et al.] // *The ISME Journal*. – 2012. – V. 6. – P. 1018-1031.
66. Bischoff, J.L. Hydrothermal alteration of graywacke by brine and seawater; roles of alteration and chloride complexing on metal solubilization at 200 degrees and 350 degrees C / J.L. Bischoff, A.S. Radtke, R.J. Rosenbauer // *Economic Geology*. – 1981. – V. 76 (3). – P. 659-676.
67. Bischoff, J.L. Liquid-vapor relations for the system NaCl-H₂O: summary of the PT-x surface from 300° to 500° C / J.L. Bischoff, K.S. Pitzer // *American Journal of Science*. – 1989. – V. 289 (3). – P. 217-248.
68. Bischoff J.L. Phase relations and adiabats in boiling seafloor geothermal systems / J.L. Bischoff, K.S. Pitzer // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1985. – V. 75 (4). – P. 327-338.
69. Bischoff, J.L. Phase separation in seafloor geothermal systems: an experimental study of the effects on metal transport / J.L. Bischoff, R.J. Rosenbauer // *American Journal of Science*. – 1987. – V. 287. – P. 953–978.
70. Bischoff, J.L. Seawater-basalt interaction at 200 C and 500 bars: implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry / J.L. Bischoff, F.W. Dickson // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1975. – V. 25 (3). – P. 385-397.
71. Bohrmann, G. Widespread fluid expulsion along the seafloor of the Costa Rica convergent margin / G. Bohrmann, K. Heeschen, C. Jung [et al.] // *Terra Nova*. – 2002. – V. 14 (2). – P. 69-79.
72. Bougault, H. Fast and slow spreading ridges: structure and hydrothermal activity, ultramafic topographic highs, and CH₄ output / H. Bougault, J.L. Charlou, Y. Fouquet [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1993. – V. 98 (B6). – P. 9643-9651.
73. Boulart, C. Contrasted hydrothermal activity along the South-East Indian Ridge (130° E–140° E): From crustal to ultramafic circulation / C. Boulart, A. Briais, V. Chavagnac [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2017. – V. 18 (7). – P. 2446-2458.
74. Bowers, T.S. An integrated chemical and stable-isotope model of the origin of midocean ridge hot spring systems / T.S. Bowers, H.P. Taylor Jr // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1985. – V. 90 (B14). – P. 12583-12606.
75. Brazelton, W.J. Physiological differentiation within a Single-Species Biofilm Fueled by Serpentinization / W.J. Brazelton, M.P. Mehta, D.S. Kelley [et al.] // *MBio*. – 2011. – V. 2. – P. 1-9.
76. Butterfield, D.A. Geochemistry of hydrothermal fluids from Axial Seamount hydrothermal emissions study vent field, Juan de Fuca Ridge: Subseafloor boiling and subsequent fluid-rock interaction

/ D.A. Butterfield, G.J. Massoth, R.E. McDuff [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1990. – V. 95 (B8). – P. 12895-12921.

77. Butterfield, D.A. Geochemistry of hydrothermal vent fluids from middle valley, Juan de Fuca ridge / D.A. Butterfield, R.E. McDuff, J. Franklin [et al.] // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 1994. – V. 139. – P. 395-410.

78. Butterfield, D.A. Phase separation in submarine hydrothermal systems: Evidence from the Juan de Fuca Ridge: Ph.D. thesis. / D.A. Butterfield. – University of Washington, 1990. – 185 p.

79. Butterfield, D.A. Seafloor eruptions and evolution of hydrothermal fluid chemistry / D.A. Butterfield, I.R. Jonasson, G.J. Massoth [et al.] // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 1997. – V. 355 (1723). – P. 369-386.

80. Byers, C.D. Volatiles in basaltic glasses from the East Pacific Rise at 21 N: Implications for MORB sources and submarine lava flow morphology / C.D. Byers, M.O. Garcia, D.W. Muenow // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1986. – V. 79 (1-2). – P. 9-20.

81. Byers, C.D. Volatiles in basalts and andesites from the Galapagos Spreading Center, 85 to 86 W / C.D. Byers, D.W. Muenow, M.O. Garcia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1983. – V. 47 (9). – P. 1551-1558.

82. Cabral, A.R. Volcanic red-bed copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada / A.R. Cabral, G. Beaudoin // *Mineralium Deposita*. – 2007. – V. 42 (8). – P. 901-912.

83. Cann, J.R. A simple magma-driven thermal balance model for the formation of volcanogenic massive sulphides / J.R. Cann, M.R. Strens, A. Rice // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1985. – V. 76 (1-2). – P. 123-134.

84. Cann, J.R. Black smokers fuelled by freezing magma / J.R. Cann, M.R. Strens // *Nature*. – 1982. – V. 298 (5870). – P. 147-149.

85. Cave, R.R. Deposition of osmium and other platinum-group elements beneath the ultramafic-hosted Rainbow hydrothermal plume / R.R. Cave, G.E. Ravizza, C.R. German [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 210 (1-2). – P. 65-79.

86. Chan, E.W. Investigations of aerobic methane oxidation in two marine seep environments: Part 1—Chemical kinetics / E.W. Chan, A.M. Shiller, D.J. Joung [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – V. 124. – P. 8852–8868.

87. Charlou, J.L. Compared geochemical signatures and the evolution of Menez Gwen (37°50'N) and Lucky Strike (37°17'N) hydrothermal fluids, south of the Azores Triple Junction on the Mid-Atlantic Ridge / J.L. Charlou, J.P. Donval, E. Douville [et al.] // *Chemical Geology*. – 2000. – V. 171. – P. 49-75.
88. Charlou, J.L. Gases and helium isotopes in high temperature solutions sampled before and after ODP Leg 158 drilling at TAG Hydrothermal Field (26°N, MAR) / J.L. Charlou, J.P. Donval, P. Jean-Baptiste [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 1996. – V. 23. – P. 3491-3494.
89. Charlou, J.L. Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR) / J.L. Charlou, J.P. Donval, Y. Fouquet [et al.] // *Chemical geology*. – 2002. – V. 191 (4). – P. 345-359.
90. Charlou, J.L. High production and fluxes of H₂ and CH₄ and evidence of abiotic hydrocarbon synthesis by serpentinization in ultramafic-hosted hydrothermal systems on the Mid-Atlantic Ridge / J.L. Charlou, J.P. Donval, C. Konn [et al.] // *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, – 2010. – V. 188. – P. 265–296.
91. Charlou, J.L. Hydrothermal methane venting between 12° N and 26° N along the Mid-Atlantic Ridge / J.L. Charlou, J.P. Donval // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1993. – V. 98 (B6). – P. 9625-9642.
92. Charlou, J.L. Mineral and gas chemistry of hydrothermal fluids on an ultrafast spreading ridge: East Pacific Rise, 17 to 19 S (Naudur cruise, 1993) phase separation processes controlled by volcanic and tectonic activity / J.L. Charlou, Y. Fouquet, J.P. Donval [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1996. – V. 101 (B7). – P. 15899-15919.
93. Cherkashov, G. Seafloor massive sulfides from the northern equatorial Mid-Atlantic Ridge: New discoveries and perspectives / G. Cherkashov, I. Poroshina, T. Stepanova [et al.] // *Marine Georesources and Geotechnology*. – 2010. – V. 28 (3). – P. 222-239.
94. Cherkashov, G. Sulfide geochronology along the northern equatorial Mid-Atlantic Ridge / G. Cherkashov, V. Kuznetsov, K. Kuksa [et al.] // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 87. – P. 147-154.
95. Cherkashov, G. Two new hydrothermal fields at the Mid-Atlantic Ridge / Cherkashov, G., Bel'tenev, V., Ivanov, V. [et al.] // *Marine Georesources and Geotechnology*. – 2008. – V. 26 (4). – P. 308-316.
96. Christodoulou, D. Active seepage in two contrasting pockmark fields in the Patras and Corinth gulfs, Greece / D. Christodoulou, G. Papatheodorou, G. Ferentinos [et al.] // *Geo-Marine Letters*. – 2003. – V. 23 (3). – P. 194-199.

97. Coale, K.H. Copper complexation in the Northeast Pacific / K.H. Coale, K.W. Bruland // *Limnology and Oceanography*. – 1988. – V. 33 (5). – P. 1084-1101.
98. Connelly, D.P. Hydrothermal activity on the ultra-slow spreading southern Knipovich Ridge / D.P. Connelly, C.R. German, M. Asada [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2007. – V. 8 (8). – Q08013.
99. Constable, S. RAMESSES finds a magma chamber beneath a slow spreading ridge / S. Constable, M. Sinha, L. MacGregor [et al.] // *InterRidge News*. – 1997. – V. 6 (1). – P. 18-22.
100. Coogan, L.A. Near-vent chemical processes in a hydrothermal plume: Insights from an integrated study of the Endeavour segment / L.A. Coogan, A. Attar, S.F. Mihalý [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2017. – V. 18 (4). – P. 1641-1660.
101. Cornelis, P. Iron uptake and metabolism in pseudomonads / P. Cornelis // *Applied microbiology and biotechnology*. – 2010. – V. 86. – P. 1637-1645.
102. Cotte, L. A comparison of in situ vs. ex situ filtration methods on the assessment of dissolved and particulate metals at hydrothermal vents / L. Cotte, M. Waeles, B. Pernet-Coudrier [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2015. – V. 105. – P. 186-194.
103. Cowen, J.P. Methane in aging hydrothermal plumes / J.P. Cowen, X. Wen, B.N. Popp // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66 (20). – P. 3563-3571.
104. Cowen, J.P. Scavenging rates of dissolved manganese in a hydrothermal vent plume / J.P. Cowen, G.J. Massoth, R.A. Feely // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. – 1990. – V. 37 (10). – P. 1619-1637.
105. Cruse, A.M. Geochemistry of hydrothermal vent fluids from the northern Juan De Fuca Ridge: Ph.D. thesis. / A.M. Cruse. – Massachusetts institute of Technology, 2003. – 291 p.
106. Dahle, H. Energy landscapes in hydrothermal chimneys shape distributions of primary producers / H. Dahle, S. Le Moine Bauer, T. Baumberger [et al.] // *Frontiers in Microbiology*. – 2018. – V. 9. – 1570.
107. De Angelis, M. A. Methane oxidation in deep-sea hydrothermal plumes of the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge / M.A. De Angelis, M.D. Lilley, J.A. Baross // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 1993. – V. 40 (6). – P. 1169-1186.
108. De Ronde, C.E. Critical role of caldera collapse in the formation of seafloor mineralization: The case of Brothers volcano / C.E. De Ronde, S.E. Humphris, T.W. Höfig [et al.] // *Geology*. – 2019. – V. 47 (8). – P. 762-766.

109. Dick, G.J. Enzymatic microbial Mn (II) oxidation and Mn biooxide production in the Guaymas Basin deep-sea hydrothermal plume / G.J. Dick, B.G. Clement, S.M. Webb [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – V. 73 (21). – P. 6517-6530.
110. Diehl, A. MARHYS (MARine HYdrothermal Solutions) Database: A global compilation of marine hydrothermal vent fluid, end member, and seawater compositions / A. Diehl, W. Bach // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2020. – V. 21 (12). – e2020GC009385.
111. Di Meo-Savoie, C.A. Physicochemical characterization of the microhabitat of the epibionts associated with *Alvinella pompejana*, a hydrothermal vent annelid / C.A. Di Meo-Savoie, G.W. Luther III, S.C. Cary // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2004. – V. 68 (9). – P. 2055-2066.
112. Dosso, L. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10–24 N: Trace element-isotope complementarity / L. Dosso, H. Bougault, J.L. Joron // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1993. – V. 120 (3-4). – P. 443-462.
113. Douville, E. The rainbow vent fluids (36°14'N, MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids / E. Douville, J.L. Charlou, E.H. Oelkers [et al.] // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 184. – P. 37-48.
114. Duennebier, F. A man-made hot spring on the ocean floor / F. Duennebier, G. Blackinton // *Nature*. – 1980. – V. 284 (5754). – P. 338-340.
115. Du, M. Assessment of the spatial and temporal variability of bulk hydrocarbon respiration following the Deepwater Horizon oil spill / M. Du, J.D. Kessler // *Environmental Science & Technology*. – 2012. – V. 46 (19). – P. 10499–10507.
116. Edmond, J.M. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal / J.M. Edmond, K.L. Von Damm, R.E. McDuff [et al.] // *Nature*. – 1982. – V. 297 (5863). – P. 187-191.
117. Escartin J. Effects of serpentization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges / J. Escartin, G. Hirth, B. Evans // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 151 (3-4). – P. 181-189.
118. Escartín, J. Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13 20' N and 13 30' N, Mid Atlantic Ridge) / J. Escartin, C. Mevel, S. Petersen [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2017. – V. 18 (4). – P. 1451-1482.
119. Fang, Z. Size speciation of dissolved trace metals in hydrothermal plumes on the Southwest Indian Ridge / Z. Fang, W.X. Wang // *Science of the Total Environment*. – 2021. – V. 771. – P. 145367.

120. Feely, R.A. Composition and dissolution of black smoker particulates from active vents on the Juan de Fuca Ridge / R.A. Feely, M. Lewison, G.J. Massoth [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1987. – V. 92 (B11). – P. 11347-11363.
121. Field, M.P. Dissolved and particulate Fe in a hydrothermal plume at 9°45' N, East Pacific Rise: Slow Fe (II) oxidation kinetics in Pacific plumes / M.P. Field, R.M. Sherrell // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2000. – V. 64 (4). – P. 619-628.
122. Firstova, A. Composition and formation of gabbro-peridotite hosted seafloor massive sulfide deposits from the Ashadze-1 hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge / A. Firstova, T. Stepanova, G. Cherkashov [et al.] // *Minerals*. – 2016. – V. 6 (1). – 19.
123. Fitzsimmons, J.N. Distal transport of dissolved hydrothermal iron in the deep South Pacific Ocean / J.N. Fitzsimmons, E.A. Boyle, W.J. Jenkins // *PNAS*. – 2014. – V. 111 (47). – P. 16654-16661.
124. Fitzsimmons, J.N. Iron persistence in a distal hydrothermal plume supported by dissolved-particulate exchange / J.N. Fitzsimmons, S.G. John, C.M. Marsay [et al.] // *Nature Geoscience*. – 2017. – V. 10 (3). – P. 195-201.
125. Fouquet, Y. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic ridge and ultramafic-hosted mineralization: a new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposit / Y. Fouquet, P. Cambon, J. Etoubleau [et al.] // *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*. – 2010. – V. 188. – P. 321-367.
126. Fouquet, Y. Serpentine Cruise - ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge: First submersible studies on Ashadze 1 and 2, Logatchev 2 and Krasnov vent fields / Y. Fouquet, G. Cherkashov, J.L. Charlou [et al.] // *InterRidge News*. – 2008. – V. 17. – P. 15-20.
127. Gablina, I.F. Specific features of sulfide ores in the Pobeda hydrothermal cluster, Mid-Atlantic Rise 17°07'–17°08' N / I.F. Gablina, I.G. Dobretzova, A.A. Laiba [et al.] // *Lithology and Mineral Resources*. – 2018. – V. 53 (6). – P. 431-454.
128. Gamo, T. Chemical characteristics of newly discovered black smoker fluids and associated hydrothermal plumes at the Rodriguez Triple Junction, Central Indian Ridge / T. Gamo, H. Chiba, T. Yamanaka [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 193 (3-4). – P. 371-379.
129. Garcia, M.O. Major element, volatile, and stable isotope geochemistry of Hawaiian submarine tholeiitic glasses / M.O. Garcia, D.W. Muenow, K.E. Aggrey [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1989. – V. 94 (B8). – P. 10525-10538.
130. Garcia-Tigreros, F. Estimating the impact of seep methane oxidation on ocean pH and dissolved inorganic radiocarbon along the US Mid-Atlantic Bight / F. Garcia-Tigreros, M. Leonte, C.D.

Ruppel [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2021. – V. 126 (1). – e2019JG005621.

131. Gerlach, T.M. Exsolution of H₂O, CO₂, and S during eruptive episodes at Kilauea Volcano, Hawaii / T.M. Gerlach // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1986. – V. 91 (B12). – P. 12177-12185.

132. German, C.R. Heat, volume and chemical fluxes from submarine venting: A synthesis of results from the Rainbow hydrothermal field, 36 N MAR / C.R. German, A.M. Thurnherr, J. Knoery [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2010. – V. 57 (4). – P. 518-527.

133. German, C.R. Hydrothermal scavenging at the Mid-Atlantic Ridge: Modification of trace element dissolved fluxes / C.R. German, A.C. Campbell, J.M. Edmond // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – V. 107 (1). – P. 101-114.

134. Gharib, J.J. Methane dynamics in hydrothermal plumes over a superfast spreading center: East Pacific Rise, 27.5–32.3 S / J.J. Gharib, F.J. Sansone, J.A. Resing [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2005. – V. 110 (B10). – B10101.

135. Gitlin, E. Sulfide remobilization during low temperature alteration of seafloor basalt / E. Gitlin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1985. – V. 49 (7). – P. 1567-1579.

136. Grevemeyer I. Microseismicity of the Mid-Atlantic Ridge at 7° S–8° 15' S and at the Logatchev Massif oceanic core complex at 14° 40' N–14° 50' N / I. Grevemeyer, T.J. Reston, S. Moeller // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2013. – V. 14 (9). – P. 3532-3554.

137. Grilli, R. Inter-Comparison of the Spatial Distribution of Methane in the Water Column From Seafloor Emissions at Two Sites in the Western Black Sea Using a Multi-Technique Approach / R. Grilli, D. Birot, M. Schumacher [et al.] // *Frontiers in Earth Science*. – 2021. – V. 9. – 626372.

138. Grozeva, N.G. Carbon and Mineral Transformations in Seafloor Serpentinization Systems: Ph.D. thesis. / N.G. Grozeva. – Massachusetts institute of Technology & Woods hole oceanographic institution, 2018. – 198 p.

139. Guillou-Frottier, L. On the morphology and amplitude of 2D and 3D thermal anomalies induced by buoyancy-driven flow within and around fault zones / L. Guillou-Frottier, H. Duwiquet, G. Launay [et al.] // *Solid Earth*. – 2020. – V. 11 (4). – P. 1571-1595.

140. Haase, K.M. Diking, young volcanism and diffuse hydrothermal activity on the southern Mid-Atlantic Ridge: The Lilliput field at 9 33' S / K.M. Haase, A. Koschinsky, S. Petersen [et al.] // *Marine Geology*. – 2009. – V. 266 (1-4). – P. 52-64.

141. Hajash, A. Hydrothermal processes along mid-ocean ridges: an experimental investigation / A. Hajash // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1975. – V. 53 (3). – P. 205-226.
142. Hatta, M. An overview of dissolved Fe and Mn distributions during the 2010–2011 US GEOTRACES north Atlantic cruises: GEOTRACES GA03 / M. Hatta, C.I. Measures, J. Wu [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2015. – V. 116. – P. 117-129.
143. Helfrich, K.R. Experiments on baroclinic vortex shedding from hydrothermal plumes / K.R. Helfrich, T.M. Battisti // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1991. – V. 96 (C7). – P. 12511-12518.
144. Heller, M.I. Copper speciation and distribution in the Atlantic sector of the Southern Ocean / M.I. Heller, P.L. Croot // *Marine Chemistry*. – 2015. – V. 173. – P. 253-268.
145. Hodgkinson, M.R. Talc-dominated seafloor deposits reveal a new class of hydrothermal system / M.R. Hodgkinson, A.P. Webber, S. Roberts [et al.] // *Nature communications*. – 2015. – V. 6 (1). – 10150.
146. Holm, N.G. Serpentinization and the formation of H₂ and CH₄ on celestial bodies (planets, moons, comets) / N.G. Holm, C. Oze, O. Mousis [et al.] // *Astrobiology*. – 2015. – V. 15 (7). – P. 587-600.
147. Ibanmi, E. Vertical distributions of iron-(III) complexing ligands in the Southern Ocean / E. Ibanmi, S.G. Sander, P.W. Boyd [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2011. – V. 58 (21-22). – P. 2113-2125.
148. Ishibashi, J. Hydrothermal methane and manganese variation in the plume over the superfast-spreading southern East Pacific Rise / J. Ishibashi, H. Wakita, K. Okamura [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – V. 61 (3). – P. 485-500.
149. Ito E. Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water / E. Ito, D.M. Harris, A.T. Anderson Jr // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1983. – V. 47 (9). – P. 1613-1624.
150. Jacquot, J.E. The speciation of copper across active gradients in nitrogen-cycle processes in the eastern tropical South Pacific / J.E. Jacquot, Y. Kondo, A.N. Knapp [et al.] // *Limnology and oceanography*. – 2013. – V. 58(4). – P. 1387-1394.
151. Janecky, D.R. Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: Experimental investigations of mineralogy and major element chemistry / D.R. Janecky, W.E. Seyfried Jr // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986. – V. 50 (7). – P. 1357-1378.
152. Jarque, C.M. A test for normality of observations and regression residuals / C.M. Jarque, A.K. Bera // *International Statistical Review*. – 1987. – V. 55 (2). – P. 163-172.

153. Jean-Baptiste, P. Helium and methane measurements in hydrothermal fluids from the mid-Atlantic ridge: The Snake Pit site at 23°N / P. Jean-Baptiste, J.L. Charlou, M. Stievenard [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – V. 106. – P. 17-28.
154. Ji, F. Geochemistry of hydrothermal vent fluids and its implications for subsurface processes at the active Longqi hydrothermal field, Southwest Indian Ridge / F. Ji, H. Zhou, Q. Yang [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2017. – V. 122. – P. 41-47.
155. Kadko, D.C. Chemical reaction rates and entrainment within the Endeavour Ridge hydrothermal plume / D.C. Kadko, N.D. Rosenberg, J.E. Lupton [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1990. – V. 99 (4). – P. 315-335.
156. Karl, D.M. Production and transport of methane in oceanic particulate organic matter / D.M. Karl, B.D. Tilbrook // *Nature*. – 1994. – V. 368 (6473). – P. 732-734.
157. Kawagucci, S. Fluid chemistry in the Solitaire and Dodo hydrothermal fields of the Central Indian Ridge / S. Kawagucci, J. Miyazaki, T. Noguchi [et al.] // *Geofluids*. – 2016. – V. 16 (5). – P. 988-1005.
158. Kawagucci, S. Geochemical origin of hydrothermal fluid methane in sediment-associated fields and its relevance to the geographical distribution of whole hydrothermal circulation / S. Kawagucci, Y. Ueno, K. Takai [et al.] // *Chemical Geology*. – 2013. – V. 339. – P. 213-225.
159. Kawagucci, S. Methane, manganese, and helium-3 in newly discovered hydrothermal plumes over the Central Indian Ridge, 18°–20° S / S. Kawagucci, K. Okamura, K. Kiyota [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2008. – V. 9 (10). – Q10002.
160. Keir, R.S. Flux and dispersion of gases from the “Drachenschlund” hydrothermal vent at 8 18'S, 13 30'W on the Mid-Atlantic Ridge / R.S. Keir, O. Schmale, M. Walter [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – V. 270 (3-4). – P. 338-348.
161. Keir, R.S. Isotope fractionation and mixing in methane plumes from the Logatchev hydrothermal field / R.S. Keir, O. Schmale, R. Seifert [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2009. – V. 10 (5). – Q05005.
162. Kelemen, P.B. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust / P.B. Kelemen, K. Hanghøj, A.R. Greene // *Treatise on geochemistry*. – 2003. – V. 3. – 659.
163. Keller, G.H. Near-bottom currents in the Mid-Atlantic Ridge rift valley / G.H. Keller, S.H. Anderson, J.W. Lavelle // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1975. – V. 12 (4). – P. 703-710.

164. Kelley, D.S. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30 N / D.S. Kelley, J.A. Karson, D.K. Blackman [et al.] // *Nature*. – 2001. – V. 412 (6843). – P. 145-149.
165. Kim, S.L. Larval dispersal via entrainment into hydrothermal vent plumes / S.L. Kim, L.S. Mullineaux, K.R. Helfrich // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1994. – V. 99 (C6). – P. 12655-12665.
166. Kitidis, V. Methane and nitrous oxide in surface water along the North-West Passage, Arctic Ocean / V. Kitidis, R.C. Upstill-Goddard, L.G. Anderson // *Marine Chemistry*. – 2010. – V. 121 (1-4). – P. 80-86.
167. Klein, F. Abiotic methane synthesis and serpentinization in olivine-hosted fluid inclusions / F. Klein, N.G. Grozeva, J.S. Seewald // *PNAS*. – 2019. – V. 116 (36). – P. 17666-17672.
168. Klunder, M.B. Dissolved iron in the Southern Ocean (Atlantic sector) / M.B. Klunder, P. Laan, R. Middag [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2011. – V. 58 (25-26). – P. 2678-2694.
169. Konn, C. The Production of Methane, Hydrogen, and Organic Compounds in Ultramafic-Hosted Hydrothermal Vents of the Mid-Atlantic Ridge / C. Konn, J.L. Charlou, N.G. Holm [et al.] // *Astrobiology*. – 2015. – V. 15 (5). – P. 381-399.
170. Koschinsky, A. Geochemical time series of hydrothermal fluids from the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge: Implications of medium-term stability / A. Koschinsky, K. Schmidt, D. Garbe-Schönberg // *Chemical Geology*. – 2020. – V. 552. – P. 119760.
171. Koschinsky, A. Hydrothermal venting at pressure-temperature conditions above the critical point of seawater, 5 S on the Mid-Atlantic Ridge / A. Koschinsky, D. Garbe-Schönberg, S. Sander [et al.] // *Geology*. – 2008. – V. 36 (8). – P. 615-618.
172. Kyser, T.K. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts / T.K. Kyser, J.R. O'Neil // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – V. 48 (10). – P. 2123-2133.
173. Lachkar, Z. Effects of upwelling increase on ocean acidification in the California and Canary Current systems / Z. Lachkar // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – V. 41 (1). – P. 90-95.
174. Lahaye, N. Deep currents in the rift valley of the north mid-Atlantic ridge / N. Lahaye, J. Gula, A.M. Thurnherr [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. – 2019. – V. 6. – P. 597.
175. Landtwing, M.R. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids: the Bingham porphyry / M.R. Landtwing, T. Pettke, W.E. Halter [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – V. 235 (1-2). – P. 229-243.

176. Lavelle, J.W. A model for the deposition of hydrothermal manganese near ridge crests / J.W. Lavelle, J.P. Cowen, G.J. Massoth // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1992. – V. 97 (C5). – P. 7413-7427.
177. Lawrence, N.S. Analytical detection methodologies for methane and related hydrocarbons / N. S. Lawrence // *Talanta*. – 2006. – V. 69 (2). – P. 385-392.
178. Lee, H.B. Accuracy limitations of hyperbolic multilateration systems / H.B. Lee // *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*. – 1975. – V. 1. – P. 16-29.
179. Lee, H.B. A novel procedure for assessing the accuracy of hyperbolic multilateration systems / H.B. Lee // *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*. – 1975. – V. 1. – P. 2-15.
180. Lee, J.M. Changing chemistry of particulate manganese in the near-and far-field hydrothermal plumes from 15 S East Pacific Rise and its influence on metal scavenging / J.M. Lee, P.J. Lam, S. M. Vivancos [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2021. – V. 300. – P. 95-118.
181. Lee, J.M. Size distribution of particulate trace elements in the US GEOTRACES Eastern Pacific Zonal Transect (GP16) / J.M. Lee, M.I. Heller, P.J. Lam // *Marine Chemistry*. – 2018. – V. 201. – P. 108-123.
182. Leonte, M. Rapid rates of aerobic methane oxidation at the feather edge of gas hydrate stability in the waters of Hudson Canyon, US Atlantic Margin / M. Leonte, J.D. Kessler, M.Y. Kellermann [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2017. – V. 204. – P. 375–387.
183. Levin, L.A. Hydrothermal vents and methane seeps: rethinking the sphere of influence / L.A. Levin, A.R. Baco, D.A. Bowden [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. – 2016. – V. 3. – 72.
184. Li, Y. Coupled carbon, Sulfur, and Nitrogen Cycles Mediated by Microorganisms in the Water Column of a Shallow-Water Hydrothermal Ecosystem / Y. Li, K. Tang, L. Zhang [et al.] // *Frontiers in Microbiology*. – 2018. – V. 9. – 2718.
185. Lister, C.R.B. Heat flow and hydrothermal circulation / C.R.B. Lister // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1980. – V. 8. – 95.
186. Little, S.H. A modeling assessment of the role of reversible scavenging in controlling oceanic dissolved Cu and Zn distributions / S.H. Little, D. Vance, M. Siddall [et al.] // *Glob. Biogeochem. Cycles*. – 2013. – V. 27. – P. 780–791.
187. Lou, Y. Transport and Deposition Patterns of Particles Laden by Rising Submarine Hydrothermal Plumes / Y. Lou, Z. He, X. Han // *Geophysical Research Letters*. – 2020. – V. 47 (20). – e2020GL089935.

188. Lupton, J.E. Chemical and physical diversity of hydrothermal plumes along the East Pacific Rise, 8° 45' N to 11° 50' N / J.E. Lupton, E.T. Baker, M.J. Mottl [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 1993. – V. 20 (24). – P. 2913-2916.
189. Lupton, J.E. Hydrothermal plumes: near and far field / J.E. Lupton // *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*. – 1995. – V. 91. – P. 317-346.
190. Love, B.A. Methane, manganese, and helium in hydrothermal plumes following volcanic eruptions on the East Pacific Rise near 9° 50' N / B.A. Love, J.A. Resing, J.P. Cowen [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2008. – V. 9 (6). – Q06T01.
191. MacLeod, C.J. Life cycle of oceanic core complexes / C.J. MacLeod, R.C. Searle, B.J. Murton [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2009. – V. 287 (3-4). – P. 333-344.
192. Mandernack, K.W. Manganese scavenging and oxidation at hydrothermal vents and in vent plumes / K.W. Mandernack, B.M. Tebo // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – V. 57 (16). – P. 3907-3923.
193. Mantilla-Gaviria, I.A. On the application of singular value decomposition and Tikhonov regularization to ill-posed problems in hyperbolic passive location / I.A. Mantilla-Gaviria, M. Leonardi, J.V. Balbastre-Tejedor [et al.] // *Mathematical and Computer Modelling*. – 2013. – V. 57 (7-8). – P. 1999-2008.
194. McCollom, T.M. Abiotic methane formation during experimental serpentinization of olivine / T.M. McCollom // *PNAS*. – 2016. – V. 113 (49). – P. 13965-13970.
195. McCollom, T.M. Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks / T.M. McCollom, W. Bach // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – V. 73 (3). – P. 856-875.
196. McDermott J.M. Geochemistry of deep-sea hydrothermal vent fluids from the Mid-Cayman Rise, Caribbean Sea: Ph.D. thesis. / J.M. McDermott. – Massachusetts Institute of Technology, 2015. – 249 p.
197. McDermott, J.M. Geochemistry of fluids from Earth's deepest ridge-crest hot-springs: Piccard hydrothermal field, Mid-Cayman Rise / J.M. McDermott, S.P. Sylva, S. Ono [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2018. – V. 228. – P. 95-118.
198. McDermott, J.M. Pathways for abiotic organic synthesis at submarine hydrothermal fields / J.M. McDermott, J.S. Seewald, C.R. German [et al.] // *PNAS*. – 2015. – V. 112 (25). – P. 7668-7672.

199. Melekestseva, I. Trace element geochemistry of sulfides from the Ashadze-2 hydrothermal field (12° 58' N, Mid-Atlantic Ridge): influence of host rocks, formation conditions or seawater? / I. Melekestseva, V. Maslennikov, G. Tret'yakov [et al.] // Minerals. – 2020. – V. 10 (9). – 743.
200. Merlivat, L. Distribution des isotopes de l'hydrogène, de l'oxygène et de l'hélium dans les sources hydrothermales sous-marines de la ride Est-Pacifique, à 13 N / L. Merlivat, C. Andrié, P. Jean-Baptiste // Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. – 1984. – V. 299 (17). – P. 1191-1196.
201. Merlivat, L. Hydrothermal vent waters at 13 N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration / L. Merlivat, F. Pineau, M. Javoy // Earth and Planetary Science Letters. – 1987. – V. 84 (1). – P. 100-108.
202. Mével, C. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges / C. Mével // Comptes Rendus Geoscience. – 2003. – V. 335 (10-11). – P. 825-852.
203. Morozov, E.G. Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge / E.G. Morozov, R.Y. Tarakanov, D.I. Frey [et al.] // Journal of Oceanography. – 2018. – V. 74 (2). – P. 147-167.
204. Mottl, M.J. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater—I. Experimental results for major and minor components of seawater / M.J. Mottl, H.D. Holland // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1978. – V. 42 (8). – P. 1103-1115.
205. Mottl, M.J. Chemical processes in buoyant hydrothermal plumes on the East Pacific Rise near 21 N / M.J. Mottl, T.F. McConachy // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1990. – V. 54 (7). – P. 1911-1927.
206. Mottl, M.J. Manganese and methane in hydrothermal plumes along the East Pacific Rise, 8° 40' to 11° 50' N / M.J. Mottl, F.J. Sansone, C.G. Wheat [et al.] // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – V. 59 (20). – P. 4147-4165.
207. Mottl, M.J. Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges / M.J. Mottl // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1983. – V. 94 (2). – P. 161-180.
208. Mozgova, N.N. Mineralogy and chemistry of massive sulfides from the Logatchev hydrothermal field (14 degrees 45'N Mid-Atlantic Ridge) / N.N. Mozgova, A. Efimov, Y.S. Borodaev [et al.] // Exploration and Mining Geology. – 1999. – V. 8 (3-4). – P. 379-395.
209. Mozgova, N.N. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit / N.N. Mozgova, S.G. Krasnov, B.N. Batuyev [et al.] // The Canadian Mineralogist. – 1996. – V. 34 (1). – P. 23-28.

210. Nesbitt H.W. Low temperature alteration processes affecting ultramafic bodies / H.W. Nesbitt, O.P. Bricker // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1978. – V. 42 (4). – P. 403-409.
211. Newman, K.R. Active methane venting observed at giant pockmarks along the US mid-Atlantic shelf break / K.R. Newman, M.H. Cormier, J.K. Weissel [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – V. 267 (1-2). – P. 341-352.
212. Nishioka, J. Evidence of an extensive spread of hydrothermal dissolved iron in the Indian Ocean / J. Nishioka, H. Obata, D. Tsumune // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2013. – V. 361. – P. 26-33.
213. Nishizawa, M. Physiological and isotopic characteristics of nitrogen fixation by hyperthermophilic methanogens: Key insights into nitrogen anabolism of the microbial communities in Archean hydrothermal systems / M. Nishizawa, J. Miyazaki, A. Makabe [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2014. – V. 138. – P. 117-135.
214. Noowong, A. Imprint of Kairei and Pelagia deep-sea hydrothermal systems (Indian Ocean) on marine dissolved organic matter / A. Noowong, G.V. Gomez-Saez, C.T. Hansen [et al.] // *Organic Geochemistry*. – 2021. – V. 152. – 104141.
215. Ondreas, H. Geological context and vents morphology of the ultramafic-hosted Ashadze hydrothermal areas (Mid-Atlantic Ridge 13° N) / H. Ondreas, M. Cannat, Y. Fouquet [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2012. – V. 13 (1). – Q0AG14.
216. Pasquet, S. Geophysical imaging of shallow degassing in a Yellowstone hydrothermal system / S. Pasquet, W.S. Holbrook, B.J. Carr [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2016. – V. 43 (23). – P. 12027-12035.
217. Perner, M. Short-term microbial and physico-chemical variability in low-temperature hydrothermal fluids near 5° S on the Mid-Atlantic Ridge / M. Perner, W. Bach, M. Hentscher [et al.] // *Environmental Microbiology*. – 2009. – V. 11 (10). – C. 2526-2541.
218. Perner, M. The influence of ultramafic rocks on microbial communities at the Logatchev hydrothermal field, located 15 N on the Mid-Atlantic Ridge / M. Perner, J. Kuever, R. Seifert [et al.] // *FEMS Microbiology Ecology*. – 2007. – V. 61 (1). – P. 97-109.
219. Pester, N.J. A new Fe/Mn geothermometer for hydrothermal systems: Implications for high-salinity fluids at 13 N on the East Pacific Rise / N.J. Pester, M. Rough, K. Ding [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – V. 75 (24). – P. 7881-7892.

220. Pester, N.J. Subseafloor phase equilibria in high-temperature hydrothermal fluids of the Lucky Strike Seamount (Mid-Atlantic Ridge, 37° 17' N) / N.J. Pester, E.P. Reeves, M.E. Rough [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2012. – V. 90. – P. 303-322.
221. Pester, N.J. The Chemistry of Diffuse-Flow Vent Fluids on the Galapagos Rift (86° W) Temporal Variability and Subseafloor Phase Equilibria Controls / N.J. Pester, D.A. Butterfield, D.I. Foustoukos [et al.] // *Magma to Microbe: Modeling Hydrothermal Processes at Ocean Spreading Centers*. – 2008. – V. 178. – P. 123-144.
222. Petersen, S. Shallow-drilling of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal vent field at 14° 45' N on the Mid-Atlantic Ridge using a new lander-type sea-floor drill / S. Petersen, N. Augustin, G. Cherkashov [et al.] // *InterRidge News*. – 2007. – V. 16. – P. 11-13.
223. Petersen S. The geological setting of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field (14° 45' N, Mid-Atlantic Ridge) and its influence on massive sulfide formation / S. Petersen, K. Kuhn, T. Kuhn [et al.] // *Lithos*. – 2009. – V. 112 (1-2). – P. 40-56.
224. Proskurowski, G. Stable isotopic evidence in support of active microbial methane cycling in low-temperature diffuse flow vents at 9° 50' N East Pacific Rise / G. Proskurowski, M.D. Lilley, E.J. Olson // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – V. 72 (8). – P. 2005-2023.
225. Ray, D. Water-column geochemical anomalies associated with the remnants of a mega plume: A case study after CR-2003 hydrothermal event in Carlsberg Ridge, NW Indian Ocean / D. Ray, I.H. Mirza, L.S. Prakash [et al.] // *Current Science*. – 2008. – V. 95 (3). – P. 355-360.
226. Raymond, K.N. Biochemical and physical properties of siderophores / K.N. Raymond, E.A. Dertz // *Iron transport in bacteria*. – 2004. – P. 1-17.
227. Reeves, E.P. The origin of methanethiol in midocean ridge hydrothermal fluids/ E.P. Reeves, J.M. McDermott, J.S. Seewald // *PNAS*. – 2014. – V. 111 (15). – P. 5474-5479.
228. Rehder, G. Methane in the northern Atlantic controlled by microbial oxidation and atmospheric history / G. Rehder, R.S. Keir, E. Suess [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – V. 26 (5). – P. 587-590.
229. Resing, J.A. Basin-scale transport of hydrothermal dissolved metals across the South Pacific Ocean / J.A. Resing, P.N. Sedwick, C.R. German [et al.] // *Nature*. – 2015. – V. 523 (7559). – P. 200-203.
230. Rona, P.A. Acoustic imaging, visualization, and quantification of buoyant hydrothermal plumes in the ocean / P.A. Rona, K.G. Bemis, D. Silver [et al.] // *Marine Geophysical Researches*. – 2002. – V. 23. – P. 147-168.

231. Roshan, S. Long-range transport of hydrothermal dissolved Zn in the tropical South Pacific / S. Roshan, J. Wu, W/J. Jenkins // *Marine Chemistry*. – 2016. – V. 183. – P. 25-32.
232. Ruacho, A. Organic dissolved copper speciation across the US GEOTRACES equatorial Pacific zonal transect GP16 / A. Ruacho, R.M. Bundy, C.P. Till [et al.] // *Marine Chemistry*. – 2020. – V. 225. – 103841.
233. Rudnicki, M.D. A chemical model of the buoyant and neutrally buoyant plume above the TAG vent field, 26 degrees N, Mid-Atlantic Ridge / M.D. Rudnicki, H. Elderfield // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – V. 57 (13). – P. 2939-2957.
234. Rusakov, V.Y. Comparative analysis of the mineral and chemical compositions of black smoker smoke at the TAG and Broken Spur hydrothermal fields, mid-Atlantic ridge / V.Y. Rusakov // *Geochemistry International*. – 2007. – V. 45. – P. 698-716.
235. Sagalevitch, A. First dives of the "MIR" submersibles on new hydrothermal field in the Atlantic / A. Sagalevitch; Y. Bogdanov // *Challenges of Our Changing Global Environment*. Conference Proceedings. OCEANS '95 MTS/IEEE. – 1995. – V. 3. – P. 1511-1515.
236. Sander, S.G. Metal flux from hydrothermal vents increased by organic complexation / S.G. Sander, A. Koschinsky // *Nature Geoscience*. – 2011. – V. 4 (3). – P. 145-150.
237. Sander, S.G. Organic complexation of copper in deep-sea hydrothermal vent systems / S.G. Sander, A. Koschinsky, G. Massoth // *Environmental Chemistry*. – 2007. – V. 4 (2). – P. 81-89.
238. Sarradin, P.M. Chemical and thermal description of the environment of the Genesis hydrothermal vent community (13 degrees N, EPR) / P.M. Sarradin, J.C. Caprais, P. Briand [et al.] // *Cahiers de Biologie Marine*. – 1998. – V. 39 (2). – P. 159-167.
239. Sarradin, P.M. Dissolved and particulate metals (Fe, Zn, Cu, Cd, Pb) in two habitats from an active hydrothermal field on the EPR at 13 N / P.M. Sarradin, D. Lannuzel, M. Waeles [et al.] // *Science of the Total Environment*. – 2008. – V. 392 (1). – P. 119-129.
240. Schmidt, K. Fluid elemental and stable isotope composition of the Nibelungen hydrothermal field (8 18' S, Mid-Atlantic Ridge): Constraints on fluid–rock interaction in heterogeneous lithosphere / K. Schmidt, D. Garbe-Schönberg, A. Koschinsky [et al.] // *Chemical Geology*. – 2011. – V. 280 (1-2). – P. 1-18.
241. Schmidt, K. Geochemistry of hydrothermal fluids from the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field, 15 N on the Mid-Atlantic Ridge: Temporal and spatial investigation / K. Schmidt, A. Koschinsky, D. Garbe-Schönberg [et al.] // *Chemical geology*. – 2007. – V. 242 (1-2). – P. 1-21.

242. Schmittner, A. Large fluctuations of dissolved oxygen in the Indian and Pacific oceans during Dansgaard-Oeschger oscillations caused by variations of North Atlantic Deep Water subduction / A. Schmittner, E.D. Galbraith, S.W. Hostetler [et al.] // *Paleoceanography*. – 2007. – V. 22 (3). – PA3207.
243. Scranton, M.I. Consumption of dissolved methane in the deep ocean / M.I. Scranton, P.G. Brewer // *Limnology and Oceanography*. – 1978. – V. 23 (6). – P. 1207-1213.
244. Seiyama, T. A new detector for gaseous components using semiconductive thin films / T. Seiyama, A. Kato, K. Fujiishi [et al.] // *Analytical Chemistry*. – 1962. – V. 34 (11). – P. 1502-1503.
245. Seyfried Jr, W.E. Seawater-peridotite interaction at 300 C and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites / W.E. Seyfried Jr, W.E. Dibble Jr // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1980. – V. 44 (2). – P. 309-321.
246. Seyfried Jr, W.E. The Lost City hydrothermal system: Constraints imposed by vent fluid chemistry and reaction path models on seafloor heat and mass transfer processes / W.E. Seyfried Jr, N.J. Pester, B.M. Tutolo [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2015. – V. 163. – P. 59-79.
247. Seyfried Jr, W.E. Vent fluid chemistry of the Rainbow hydrothermal system (36 N, MAR): Phase equilibria and in situ pH controls on seafloor alteration processes / W.E. Seyfried Jr, N.J. Pester, K. Ding [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – V. 75 (6). – P. 1574-1593.
248. Shiraki R. Experimental studies on rhyolite-and andesite-seawater interactions at 300 C and 1000 bars / R. Shiraki, H. Sakai, M. Endoh [et al.] // *Geochemical Journal*. – 1987. – V. 21 (4). – P. 139-148.
249. Silantyev, S.A. Variations in the geochemical and isotopic characteristics of residual peridotites along the Mid-Atlantic Ridge as a function of the nature of the mantle magmatic sources / S.A. Silantyev // *Petrology*. – 2003. – V. 11 (4). – P. 305-326.
250. Skrabal, S.A. Pore water distributions of dissolved copper and copper-complexing ligands in estuarine and coastal marine sediments / S.A. Skrabal, J.R. Donat, D.J. Burdige // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2000. – V. 64 (11). – P. 1843-1857.
251. Smith, D.K. Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13°N on the Mid-Atlantic Ridge / D.K. Smith, J. Cann, J. Escartín // *Nature*. – 2006. – V. 442. – P. 440-443.
252. Snow, J.E. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite / J.E. Snow, H.J.B. Dick // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – V. 59 (20). – P. 4219-4235.
253. Son, J. Tectonic and magmatic control of hydrothermal activity along the slow-spreading Central Indian Ridge, 8° S–17° S / J. Son, S.J. Pak, J. Kim [et al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2014. – V. 15 (5). – P. 2011-2020.

254. Speer, K.G. Hydrothermal plumes: a review of flow and fluxes / K.G. Speer, K.R. Helfrich // Geological Society, London, Special Publications. – 1995. – V. 87 (1). – P. 373-385.
255. Spiess, F.N. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments / F.N. Spiess, K.C. Macdonald, T. Atwater [et al.] // Science. – 1980. – V. 207 (4438). – P. 1421-1433.
256. Stokke, R. Tailoring hydrothermal vent biodiversity toward improved biodiversity using a novel in situ enrichment strategy / R. Stokke, E.P. Reeves, H. Dahle [et al.] // Frontiers in Microbiology. – 2020. – V. 211. – 249.
257. Sudarikov, S.M. Hydrothermal Plumes along the Mid-Atlantic Ridge: Preliminary Results of the CTD Investigations During the DIVERS Expedition / S.M. Sudarikov, E. Zhirnov // InterRidge News. Tokyo. – 2001. – V. 10 (2). – P. 33- 36.
258. Sudarikov, S. Identification of Two New Hydrothermal Fields and Sulfide Deposits on the Mid-Atlantic Ridge as a Result of the Combined Use of Exploration Methods: Methane Detection, Water Column Chemistry, Ore Sample Analysis, and Camera Surveys / S. Sudarikov, E. Narkevsky, **V. Petrov** // Minerals. – 2021. – V. 11 (7). – 726.
259. Sudarikov, S. In-Situ Study Methods Used in the Discovery of Sites of Modern Hydrothermal Ore Formation on the Mid-Atlantic Ridge / S. Sudarikov, **V. Petrov**, E. Narkevsky [et al.] // Minerals. – 2022. – V. 12 (10). – 1219.
260. Sudarikov, S.M. On the possibility of reducing man-made burden on benthic biotic communities when mining solid minerals using technical means of various designs / S.M. Sudarikov, D.A. Yungmeister, R.I. Korolev, **V.A. Petrov** // Journal of Mining institute. – 2022. – V. 253 (1). – P. 82-96.
261. Surya Prakash, L. Volatile-Rich Hydrothermal Plumes Over the Southern Central Indian Ridge, 24° 49'S: Evidence for a New Hydrothermal Field Hosted by Ultramafic Rocks / L. Surya Prakash, P. John Kurian, J.A. Resing [et al.] // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2022. – V. 23 (10). – e2022GC010452.
262. Takai, K. Methanoterris formicicus sp. nov., a novel extremely thermophilic, methane-producing archaeon isolated from a black smoker chimney in the Central Indian Ridge / K. Takai, K.H. Nealson, K. Horikoshi // International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology. – 2004. – V. 54. – P. 1095-1100.
263. Tao, C. Hydrothermal plume mapping as a prospecting tool for seafloor sulfide deposits: a case study at the Zouyu-1 and Zouyu-2 hydrothermal fields in the southern Mid-Atlantic Ridge / C. Tao, S. Chen, E.T. Baker [et al.] // Marine Geophysical Research. – 2017. – V. 38 (1). – P. 3-16.

264. Tao, C. New discovery of seafloor hydrothermal activity on the Indian Ocean Carlsberg Ridge and Southern North Atlantic Ridge—progress during the 26th Chinese COMRA cruise / C. Tao, G. Wu, X. Deng [et al.] // *Acta Oceanologica Sinica*. – 2013. – V. 32 (8). – P. 85-88.

265. The strategy for finding hydrothermal vents. [электронный ресурс]. – режим доступа: <https://schmidtocean.org/cruise-log-post/the-strategy-for-finding-hydrothermal-vents/>. – заглавие с экрана – дата обращения 31.03.2023.

266. Thompson G. Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: implications for the boron cycle in the oceans / G. Thompson, W.G. Melson // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1970. – V. 8 (1). – P. 61-65.

267. Thurnherr, A.M. Flow and mixing in the rift valley of the Mid-Atlantic Ridge / A.M. Thurnherr, K.J. Richards, C.R. German [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. – 2002. – V. 32 (6). – P. 1763-1778.

268. Thornton, E.C. Reactivity of organic-rich sediment in seawater at 350 C, 500 bars: experimental and theoretical constraints and implications for the Guaymas Basin hydrothermal system / E.C. Thornton, W.E. Seyfried Jr // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1987. – V. 51 (7). – P. 1997-2010.

269. Trefry, J.H. Iron and copper enrichment of suspended particles in dispersed hydrothermal plumes along the mid-Atlantic Ridge / J.H. Trefry, R.P. Trocine, G.P. Klinkhammer [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 1985. – V. 12 (8). – P. 506-509.

270. Trocine, R.P. Distribution and chemistry of suspended particles from an active hydrothermal vent site on the Mid-Atlantic Ridge at 26 N / R.P. Trocine, J.H. Trefry // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1988. – V. 88 (1-2). – P. 1-15.

271. Van den Berg, C.M. Determination of the complexing capacity and conditional stability constants of complexes of copper (II) with natural organic ligands in seawater by cathodic stripping voltammetry of copper-catechol complex ions / C.M. Van den Berg // *Marine Chemistry*. – 1984. – V. 15 (1). – P. 1-18.

272. Veirs, S.R. Magnitude and variance of near-bottom horizontal heat flux at the Main Endeavour hydrothermal vent field / S.R. Veirs, R.E. McDuff, F.R. Stahr // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2006. – V. 7 (2). – Q02004.

273. Von Damm, K.L. Chemistry of hydrothermal solutions from the southern Juan de Fuca Ridge / K.L. Von Damm, J.L. Bischoff // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1987. – V. 92 (B11). – P. 11334-11346.

274. Von Damm, K.L. Diffuse flow hydrothermal fluids from 9 50°N East Pacific Rise: Origin, evolution and biogeochemical controls / K.L. Von Damm, M.D. Lilley // Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series. – 2004. – V. 144. – P. 245-268.
275. Von Damm, K.L. Evolution of East Pacific Rise hydrothermal vent fluids following a volcanic eruption / K.V. Damm, S.E. Oosting, R. Kozłowski [et al.] // *Nature*. – 1995. – V. 375 (6526). – P. 47-50.
276. Walker S.L. Particle-size distributions within hydrothermal plumes over the Juan de Fuca Ridge / S.L. Walker, E.T. Baker // *Marine geology*. – 1988. – V. 78 (3-4). – P. 217-226.
277. Welhan, J.A. Methane, hydrogen and helium in hydrothermal fluids at 21 N on the East Pacific Rise / J.A. Welhan, H. Craig // *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*. – 1983. – P. 391-409.
278. Wen, H.Y. Helium and methane sources and fluxes of shallow submarine hydrothermal plumes near the Tokara Islands, Southern Japan / H.Y. Wen, Y. Sano, N. Takahata [et al.] // *Scientific reports*. – 2016. – V. 6 (1). – P. 1-9.
279. Wheat, C.G. Trace element and REE composition of a low-temperature ridge-flank hydrothermal spring / C.G. Wheat, M.J. Mottl, M. Rudnicki // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – V. 66 (21). – P. 3693-3705.
280. Woods, A.W. Turbulent plumes in nature / A.W. Woods // *Annual Review of Fluid Mechanics*. – 2010. – V. 42. – P. 391-412.
281. Wu, J. Soluble and colloidal iron in the oligotrophic North Atlantic and North Pacific / J. Wu, E. Boyle, W. Sunda [et al.] // *Science*. – 2001. – V. 293 (5531). – P. 847-849.
282. Wu, J. The distribution of dissolved manganese in the tropical–subtropical North Atlantic during US GEOTRACES 2010 and 2011 cruises / J. Wu, S. Roshan, G. Chen // *Marine chemistry*. – 2014. – V. 166. – P. 9-24.
283. Yaroshevsky, A.A. Abundances of chemical elements in the Earth's crust / A.A. Yaroshevsky // *Geochemistry International*. – 2006. – V. 44(1). – P. 48-55.
284. You, O.R. Bathymetric influence on dissolved methane in hydrothermal plumes revealed by concentration and stable carbon isotope measurements at newly discovered venting sites on the Central Indian Ridge (11–13 S) / O.R. You, S.K. Son, E.T. Baker [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2014. – V. 91. – P. 17-26.
285. Zhang, X. Distribution and discharge of dissolved methane in the middle Okinawa Trough, East China Sea / X. Zhang, Z. Sun, L. Wang [et al.] // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – V. 8. – 333.

286. Zhao, W. Cross-Stress Adaptation in a Piezophilic and Hyperthermophilic Archaeon from Deep Sea Hydrothermal Vent / W. Zhao, X. Ma, X. Liu [et al.] // *Frontiers in Microbiology*. – 2020. – V. 11. – 2081.

287. Zhang, Y. Mesoscale eddies transport deep-sea sediments / Y. Zhang, Z. Liu, Y. Zhao [et al.] // *Scientific reports*. – 2014. – V. 4 (1). – 5937.

288. Zhou, H. Detection of methane plumes in the water column of Logatchev hydro-thermal vent field, Mid-Atlantic Ridge / H. Zhou, Z. Wu, X. Peng [et al.] // *Chinese Science Bulletin*. – 2007. – V. 52 (15). – P. 2140-2146.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Акт о внедрении

Утверждаю

Генеральный директор ФГБУ «ВНИИОкеангеология»



АКТ

о внедрении результатов кандидатской диссертации
Петрова Владимира Антоновича
по научной специальности 1.6.4. Минералогия, кристаллография. Геохимия,
геохимические методы поисков полезных ископаемых

Специальная комиссия в составе:

Председатель: Г.А. Черкашев;

Члены комиссии: В.Е. Бельтнев, Л.А. Ермакова

составили настоящий акт о том, что результаты диссертации на тему «Гидрогеохимия метана и рудообразующих металлов в гидротермальных ореолах рассеяния (на примере рудных объектов Российского разведочного района)», представленной на соискание ученой степени кандидата наук, использованы при выполнении Государственного задания ФГБУ «ВНИИОкеангеология» в виде рекомендаций.

Результаты внедрялись при выполнении Государственного задания по теме «Тематические и опытно-методические работы, связанные с сопровождением геологического изучения дна Мирового океана», № 049-00018-23-01. Сроки реализации задания: I-IV квартал 2023 г.

Председатель комиссии

Зам. ген. директора по научной работе, д.г.-м.н. _____ Г.А. Черкашев

Члены комиссии:

Ведущий инженер _____ В.Е. Бельтнев

Ведущий инженер _____ Л.А. Ермакова