

П-1483

Вып. 566



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

В.А. Ерощев-Шак Б.П. Золотарев Г.А. Карпов
С.И. Набоко А.В. Артамонов

ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ



**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**



**RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE**

V.A. Eroshchev-Shak B.P. Zolotarev G.A. Karpov
S.I. Naboko A.V. Artamonov

POST-ERUPTIVE PROCESSES OF RECENT VOLCANISM OF KAMCHATKA

*BTTI, KVC,
Volcano-hidrothermal system of Uzon,
ocean and continental
recent and paleotypal
ore occurrences*



ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 году

Вып. 566

В.А. Ерощев-Шак Б.П. Золотарев Г.А. Карпов
С.И. Набоко А.В. Артамонов

ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

*БТТИ, КВЦ,
Вулкано-гидротермальная система Узон,
океанические и континентальные
современные и палеотипные
рудопроявления*



МОСКВА НАУКА 2007

УДК551.311.19/7
ББК 26.3
Т78

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук *В.Б. Курносов*

Редакционная коллегия:
М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*,
Ю.О. Гаврилов (заместитель главного редактора),
К.Е. Дегтярев, *Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь),
Ю.Г. Леонов, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
академик *Г.А. Заварзин*,
доктор геолого-минералогических наук *В.И. Кононов*

Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН. – М. : Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М. : Наука, 1964–. –ISSN 0002-3272.

Вып. 566: Постэруптивные процессы современного вулканизма Камчатки : БТТИ, КВЦ, Вулкано-гидротермальная система Узон, океанические и континентальные современные и палеотипные рудопоявления / В.А. Ерошев-Шак, Б.П. Золотарев, Г.А. Карпов и др. ; [отв. ред. В.Б. Курносов]. – М. : Наука, 2007. – 183 с. : ил. – ISBN 5-02-035361-2 (в пер.)

В монографии рассмотрены вопросы петрологии и геохимии молодых вулканитов восточной зоны Камчатки, постэруптивные процессы вулканогенно-гидротермального литогенеза и рудогенеза. Источник рудного материала является эндогенным и формируется на последнем этапе дифференциации первичного базальтового расплава.

Для вулканологов, литологов и геологов широкого профиля.

Темплан 2006-II-171

Responsible Editor
Dr. Sc. V.B. Kurnosov

Editorial Board:

M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief),
K.E. Degtyarev, *Yu.V. Karyakin* (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov*,
M.A. Semikhatov, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorsky*

Reviewers:
Acad. G.A. Zavarzin, *Dr. Sc. V.I. Kononov*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. of RAS. – Moscow : Publishers Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow : Nauka, 1964–. –ISSN 0002-3272.

Vol. 566: Post-eruptive processes of recent volcanism of Kamchatka : БТТИ, КВЦ, Volkanohydrothermal system of Uzon, oceans and continentals of recent and paleo ores / V.A. Eroshchev-Shak, B.P. Zolotarev, G.A. Karpov et. al. ; [ed. by V.B. Kurnosov]. – Moscow : Nauka, – 2007. – 183 p. : il. – ISBN 5-02-035361-2 (in cloth).

The monograph considers petrology and geochemistry of recent volcanics of Eastern Volcanic Zone of Kamchatka and post-eruptive processes of volcanogenic and geothermal lithogenesis and ore formation. The source of ore material is endogenous. It is formed at the last stage of differentiation of initial basaltic melt.

For volcanologists, litologists and geologists of wide profile.

ISBN 5-02-035361-2 © Геологический институт РАН, 2007

© Российская академия наук и издательство “Наука”, продолжающееся издание “Труды Геологического института РАН” (разработка, оформление), 1932 (год основания), 2007
© Редакционно-издательское оформление. Издательство “Наука”, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Постэруптивные процессы протекают непосредственно после отделения магматического флюида от кремнекислого дифференциата базальтового расплава и выхода его из промежуточной магматической камеры. Монография посвящена анализу факторов постэруптивных процессов, обуславливающих гидротермальный литогенез и минерало-рудообразование в областях проявления современного базальтового и андезитодацитового вулканизма зон растяжения земной коры. Рассмотрены три крупных района современной вулканической деятельности Камчатки – Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ), Карымская-Академическая долгоживущая вулканоструктура и Узонская вулcano-тектоническая депрессия с одноименной вулcano-гидротермальной системой. Выбор объектов исследований связан с их представительностью, наиболее широким развитием разнообразных магматических и постмагматических процессов, исключительно ярким проявлением гидротермального и пневматолитового минерало-рудогенеза. Кроме того, все три объекта наиболее изучены к настоящему времени, и есть возможность, используя реально измеренные физико-химические характеристики минералообразующих сред, выявить некоторые общие закономерности изучаемых процессов и сделать выводы генетического плана.

Уникальность выбранных объектов заключается ещё и в том, что они расположены, с одной стороны, в зоне коллизии литосферных плит, с другой – приурочены к структурам растяжения континентальной коры Восточной Камчатки. Казалось бы, что одно противоречит другому, но это проблемы динамической геологии, которые мы в работе не затрагиваем. Однако обращаем внимание на то обстоятельство, что в Континентальном блоке Камчатки такая зона существует. В чем же дело? Может быть, коллизии в плейтотектоническом понимании не существуют, или этот процесс завершился и сменился процессом растяжения? Так или иначе, по нашему мнению, эту зону вулканотектонической активности можно рассматривать как предрифтогенную стадию растяжения. В этом плане голоценовый вулканизм Камчатки представляет собой интерес с петролого-геохимической точки зрения и с позиций особенностей постэруптивных процессов, их металлогенической специализации и возможностей рудообразования. Это особенно интересно в связи с тем, что вулканизм рассматриваемой зоны мантийный дифференцированный, с неясно проявленной тенденцией к контрастному типу дифференциации, а также характеризуется выходом на поверхность флюидных растворов, обогащенных рудными компонентами. Это обстоятельство и побудило нас рассмотреть в отдель-

ной главе особенности сульфидного полиметаллического (медноколчеданного) рудообразования палеотипного и кайнотипного вариантов. В основу наших рудогенетических построений положены принципы геохимической дифференциации главным образом халькофильных элементов и петрологические аспекты процессов дифференциации мантийных расплавов, а также термодинамические условия их формирования. Одновременно с этим рассмотрены ключевой вопрос генезиса рудоотложений, природы (источника) рудных компонентов и флюидов, степень их ювенильности (мантийности) или унаследованности от вмещающих пород.

В книге широко использованы материалы исследований сотрудников Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Особо необходимо отметить неоценимый вклад в изучение геохимии вулканических газов И.А. Меняйлова, трагически погибшего при изучении эруптивной деятельности одного из вулканов Южной Америки, изучавшего состав и условия истечения высокотемпературных эманаций, а также Л.Д. Никитиной – его постоянного сотрудника и соавтора.

Здесь же мы обращаем внимание на то, что вулканизм и постэруптивные процессы, проявленные в аэральных условиях, практически не приводят к образованию сколько-нибудь значительных рудных месторождений. Данный тип вулканизма можно рассматривать лишь как процесс мобилизации и транспортировки рудных компонентов, разнообразия форм их соединений и переноса. В этом плане голоценовый вулканизм Камчатки – прекрасный полигон для изучения начального этапа формирования сульфидных полиметаллических месторождений, генетически связанных с мантийным магматизмом.

В работе детально рассмотрены различные источники воды гидротерм, гидротермальный седименто-литогенез (гидротермальные изменения пород и формирование осадков в гидротермальных озерах), низко- среднетемпературное минерало-рудообразование (сульфиды As, Sb, Hg, Fe и др.), а также высокотемпературный рудогенез (окисульфаты, сульфаты, оксихлориды, селениты Cu, Zn, As, Bi и др.).

Большое место в работе уделено исследованию постэруптивных продуктов, генерируемых в современных вулкано-гидротермальных системах. Это прежде всего глинистые минералы, представленные неупорядоченными смектитовыми и каолининовыми структурами, и рудные минералы при гидротермальном процессе.

Работа состоит из четырех глав, в которых рассмотрены геологическое строение изученных объектов, их петролого-геохимическая характеристика, состав эндогенных флюидов и стадии их трансформации под действием экзогенных факторов, характер постэруптивной минерализации, источники рудного вещества и проблема связи сульфидного рудогенеза с процессами дифференциации базальтовых магм.

Помимо широкого использования опубликованных данных, в основу монографии положен оригинальный аналитический материал, полученный в лабораториях Геологического института РАН и Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Это прежде всего изучение структур минералов: рентгеноструктурный, электронографический и термический анализы. Вещественный состав определялся с помощью мокрой химии, спектрального, рентген-флюоресцентного, нейтронно-активационного и других аналитических методов.

БОЛЬШОЕ ТРЕЩИННОЕ ТОЛБАЧИНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ (БТТИ)

Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. уникально по динамике, связи с мантийным источником и объему эруптивного материала. В этой главе особое внимание уделено основным факторам постэруптивных процессов БТТИ, приводящим к мобилизации ряда химических элементов, в том числе рудных, и формированию пневматолитовой минерализации вулканитов.

1.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТОЛБАЧИНСКОГО РАЙОНА КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ

Толбачинский вулканический район находится в пределах Ключевской группы вулканов Ключевского вулканического центра и расположен в северной части Центрально-Камчатской депрессии. Большое трещинное Толбачинское извержение происходило с 6 июля 1975 г. по 10 декабря 1976 г. в южной части Ключевской группы вулканов, западнее хребта Кумроч (рис. 1).

Извержение приурочено к вулканически активной зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. В группу наиболее активных вулканов входят действующие вулканы центрального типа: Ключевской, Безымянный и Плоский Толбачик [2,12,15,139]. Ключевской вулканический центр трассирован шлаковыми конусами, локализованными в зоне голоценовых разломов север-северо-восточного простирания. Тейфхронологическими исследованиями с применением радиоуглеродного датирования установлено, что заложение Толбачинской зоны шлаковых конусов произошло 10 тыс. лет назад [15]. Более древняя группа вулканических образований относится к раннему голоцену. Ее возникновение связано с региональной зоной растяжения литосферы длиной около 100 км, которая образовалась 40–50 тыс. лет назад одновременно с началом последнего этапа базальтового ареального вулканизма на Камчатке. На первом этапе растяжение и скорость выноса базальтового материала были максимальными и привели к формированию щитообразного базальтового цоколя. Позднее возникли вулканы Плоский и Острый Толбачик.

Большое трещинное Толбачинское извержение локализовано в двух центрах: Северном и Южном прорывах. Они расположены юго-западнее вулкана Плоский Толбачик, на пересечении разлома север-северо-восточ-

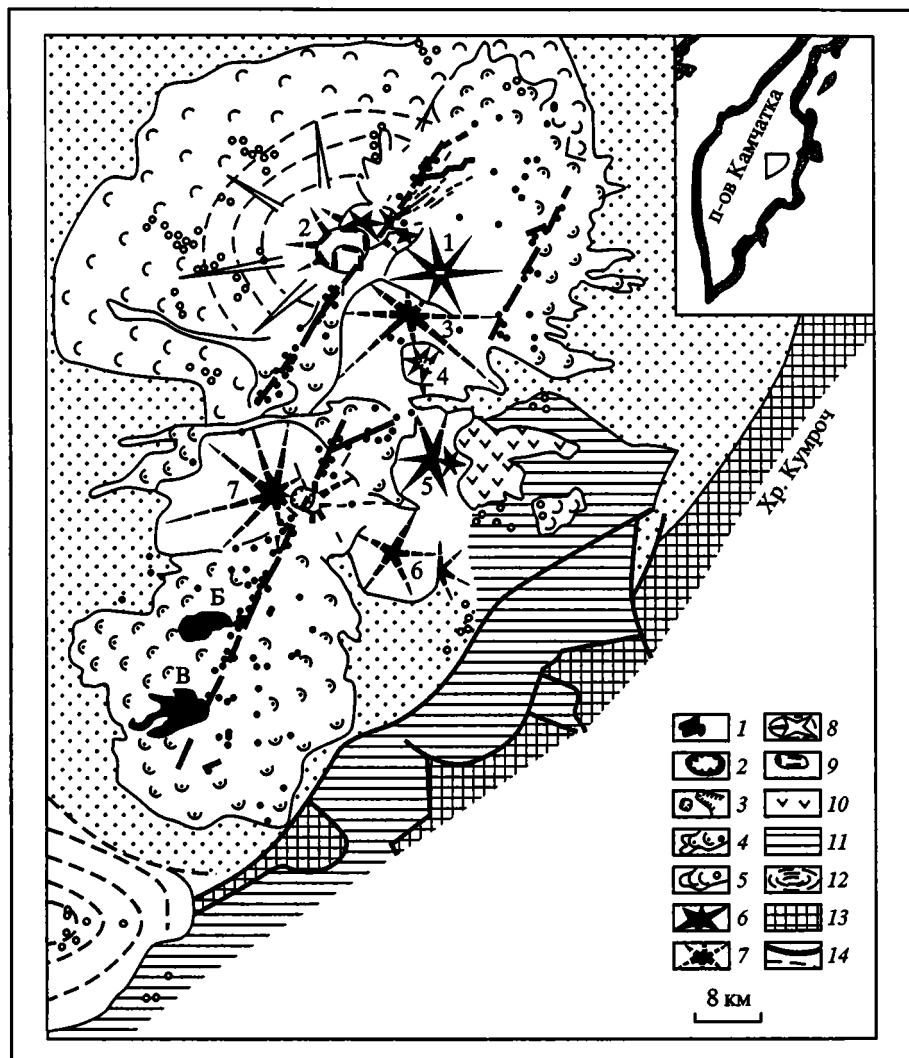


Рис. 1. Схематическая карта БТТИ и юга Ключевой группы вулканов [12]

1 – лавовые потоки Северного (Б) и Южного (В) прорывов БТТИ; 2 – свежая кальдера обрушения Плоского Толбачика, образовавшаяся в ходе извержения; 3 – крупнейшие кратеры; 4 – голоценовые шлаковые конусы и их лавовые потоки; 5 – позднеплейстоценовые шлаковые конусы и их лавовые потоки; 6 – крупные голоценовые вулканы; 7 – крупные позднеплейстоцен-голоценовые вулканы; 8 – щитовой вулкан в основании Плоских Сопок; 9 – голоценовые кальдеры обрушения на вершинах вулканов Плоский Толбачик и Плоская Дальняя Сопка; 10 – сильно разрушенный вулкан Горный Зуб; 11 – лавовое плато; 12 – щитовой вулкан Николка; 13 – дочетвертичные породы складчатого фундамента; 14 – разломы в зонах растяжения литосферы; цифры на рисунке – вулканы: 1 – Ключевской, 2 – Плоская Дальняя Сопка, 3 – Камень, 4 – Безымянный, 5 – Острая Зиминая, 6 – Большая Удина, 7 – Острый Толбачик

ного простираения с оперяющими его трещинами. Топология шлаковых конусов указывает на то, что в Ключевском центре с раннеголоценового и по настоящее время господствуют условия растяжения земной коры. На это же указывают прецизионные геофизические исследования, выполненные С.А. Федотовым с сотрудниками [140].

По данным сейсмологических исследований (методы ГСЗ, КМПВ), мощность земной коры в описываемом районе до 41 км. На глубинах 16–41 км выделяется переходный слой от коры к верхней мантии. Раздел Конрада, по данным С.Т. Балесты и др. [6], проходит на глубине 10–15 км, т.е., по всем геофизическим параметрам, земная кора под Ключевской группой вулканов типично континентальная. Комплексными геофизическими методами (ГСЗ, гравиметрия, электромагнитные исследования) под районами Северного и Южного прорывов и вулканом Плоский Толбачик обнаружены зоны резкого, вплоть до полного, поглощения сейсмических волн [5, 9, 95, 127]. Эти зоны, обладающие пониженными скоростями сейсмических волн и вызывающие дифракционную картину затухания, связаны с существованием периферических и промежуточных магматических очагов (камер), расположенных на глубинах 10–40 км в области переходного слоя от коры к мантии и в верхах мантии (рис. 2).

Такие камеры расположены под всей региональной зоной шлаковых конусов от вулкана Плоский Толбачик до Южного прорыва на протяжении 40 км. Предполагается, что в этих случаях фракционное плавление вещества, приводящее к образованию базальтов, происходит непосредственно в

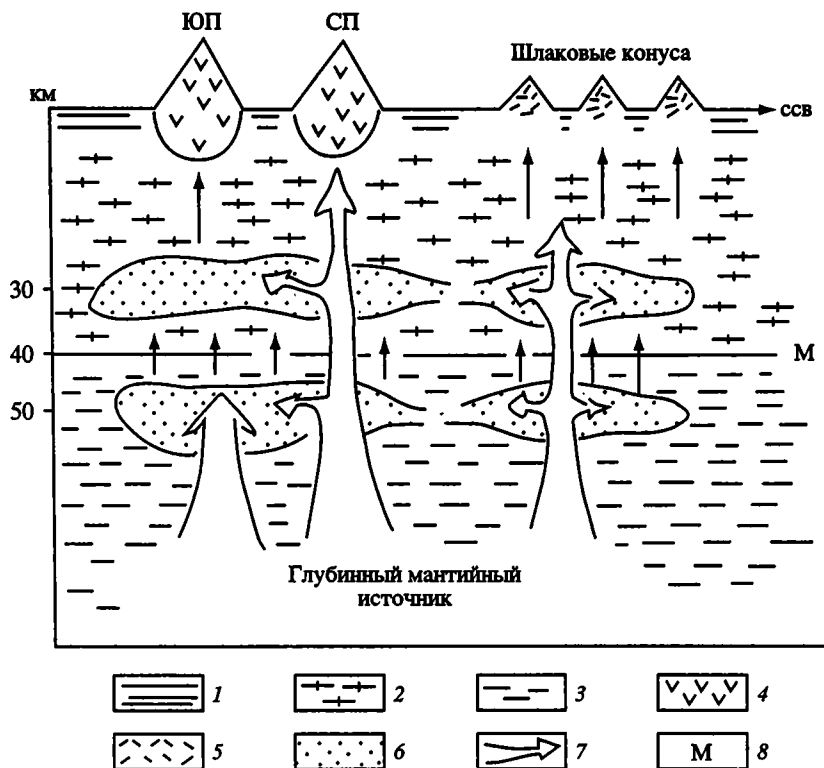


Рис. 2. Схема глубинного строения вулканического района БТТИ [63]

1 – растяжения ССВ простираения; 2 – континентальная кора; 3 – мантия; 4 – базальты; 5 – базальтовые шлаки; 6 – промежуточные магматические камеры; 7 – поступление магматических расплавов; 8 – поверхность Мохоровичича. Шлаковые конуса приурочены к СП и ЮП, на схеме для наглядности вынесены за их пределы



Рис. 3. Шлаковые конусы Северного прорыва
Фото В.А. Подтабачного [12]

верхней мантии [5, 6]. Большое трещинное Толбачинское извержение сопровождалось формированием шлаковых конусов, приуроченных, как правило, к боккам Северного и Южного прорывов (рис. 3).

Длительное проявление высоких температур (до 480 °С) фумарольных выходов в кратерной зоне БТТИ и современное высокотемпературное минералообразование свидетельствуют о продолжающемся в настоящее время глубинном тепло-массе питании БТТИ и процессах дифференциации в промежуточных камерах. За время эруптивной деятельности БТТИ, которое длилось 15 месяцев, было извержено 2,17 км³ вулканического материала (лавы, бомбы, шлаки) и выделелось около 180 млн т газов [12, 139].

С.А. Федотов [12, 139] приводит чрезвычайно важные данные по динамике Большого трещинного Толбачинского извержения. Началось БТТИ с Северного прорыва сначала пирокластическим проявлением с расходом материала в пересчете на магму равном 60 м³/с, затем сменилось излиянием лавы со средним расходом 44 м³/с (в пересчете на магму плотностью 2,2). Суммарный расход магмы в течение 50 дней извержения равнялся 104 м³/с (или 112 м³/с при плотности 2,5). Дальнейшее извержение переместилось в Южный прорыв, где оно было преимущественно лавовым (на долю пирокласти-

ки приходилось ~1,5%). В первые дни Южного прорыва расход лавы в пересчете на магму был ~35 м³/с. В последующие 56 дней извержения расход лавы был ~4, а в последние 20 дней – ~2 м³/с.

Вязкость лав Северного прорыва была 10⁶–10⁷ Пз, Южного – 10⁴–10⁵ Пз. При избыточном постоянном давлении в питающем очаге расход магмы мог увеличиться в 100 раз. Реально он уменьшился в процессе извержения минимум в 5 раз, максимум – в 50. Все это свидетельствует о том, что избыточное давление в начале извержения в магматическом очаге (100–250 бар) к концу снизилось до единиц или долей бара. При этом, естественно, сократилась и степень газонасыщенности лавы.

Для Северного и Южного прорывов в процессе извержений наблюдалось чередование подачи различных порций пеплового и лавового материала, что отразилось на петрохимическом составе вулканитов. По кремнекислотности лавовый материал на этом этапе был основной. Кремнекислые дифференциаты отмечались в вулканических бомбах или в ксенолитах в базальтовом материале. Данный этап извержения протекал в соответствии с гомодробной последовательностью излияния. Это обстоятельство указывает на то, что процессу извержения предшествовал этап дифференциации первичного расплава в промежуточных магматических камерах, наличие которых, как отмечалось выше, подтверждается геофизическими данными на основании регистрации зон пониженных скоростей сейсмических волн внутри перекрывающей верхнюю мантию континентальной коры.

1.2. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Все вулканические продукты (лавы, бомбы, шлаки) представлены афировыми и субафировыми базальтами с единичными фенокристами клинопироксена, оливина, плагиоклаза в 0,3–0,8 мм. Текстуры пород от плотных до пористых и шлаковидных. В вертикальном разрезе лавовых потоков плотные разности пород приурочены к их строжневым частям, ближе к поверхности они приобретают пористый облик. В лавовых потоках и бомбах отмечены полосчатые, порой плейчатые текстуры, отражающие характер движения расплавов.

В целом минеральный состав базальтов БТТИ постоянен, среди фенокристов (0,2–0,8 мм) присутствуют клинопироксен, оливин, плагиоклаз встречается редко. Основная масса изверженной породы сложена микролитами тех же минералов, что и фенокристы, однако здесь преобладают плагиоклаз, вулканическое стекло и шпинелиды.

В ходе извержения количественно-минеральный состав и структуры вулканитов изменялись. Вулканические бомбы начальной (эксплозивной) стадии извержения сложены оливин-пироксеновыми разностями базальтов, в которых среди фенокристов преобладает клинопироксен. Включения зерен оливина в ядрах кристаллов клинопироксенов свидетельствуют о несколько более ранней кристаллизации оливина. Фенокристы всех минеральных видов присутствуют в виде корродированных и правильных выделений, свидетельствуя о нестационарности режима кристаллизации базальтового расплава. Структуры пород преимущественно сериально-порфировые,

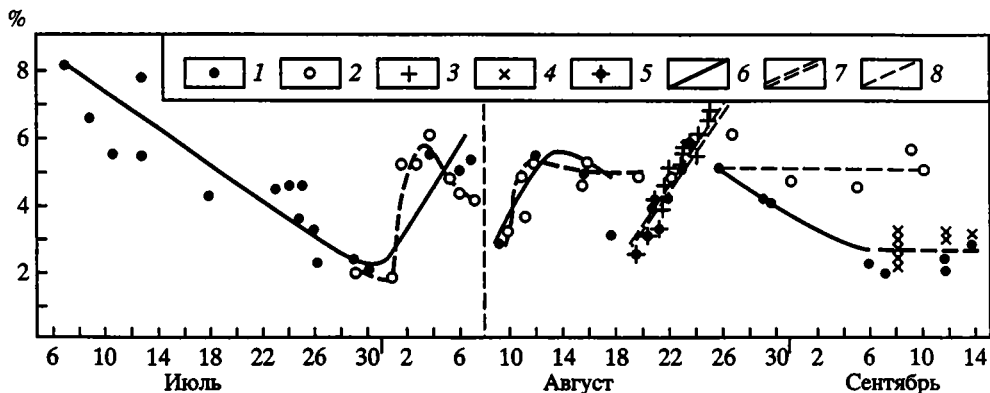


Рис. 4. Вариации минерального состава пород в ходе извержения Северного прорыва [141]
 1 – бомбы; 2 – лавы; 3 – бомбы Третьего конуса; 4 – жидкие лавы Второго конуса; 5 – шлаки и бомбы лавовых котлов; 6 – кривая содержания оливина и пироксена в бомбах извержения; 7 – линия изменения содержания оливина и пироксена в лавовых котлах; 8 – кривая изменения содержания оливина и пироксена в лавах. Диаграмму составил А.П. Хренов

структуры основной массы – от витрофировых до микролитовых с существенным преобладанием интерсертальных и гиалопилитовых. Витрофировые структуры более типичны для бомб, выброшенных во время сильных вспышек активности извержения. В этом случае в них редки микролиты плагиоклаза.

При извержении Северного прорыва количественно-минеральный состав лавовых потоков смещается в сторону возрастания в них оливина и плагиоклаза и увеличения размеров их кристаллов. Породы приобретают пироксен-оливиновый состав. При этом по мере движения от истоков к фронту потока уменьшалось количество корродированных кристаллов и проявлялась тенденция увеличения роли микролитовых структур. Заключительная стадия деятельности Северного прорыва характеризовалась излияниями жидких потоков оливиновых базальтов.

На рис. 4 показаны динамика извержения Северного прорыва в течение трех месяцев и, соответственно, вариации минерального состава вулканитов в ходе этого извержения [141]. Во время июльского 1975 г. извержения преобладали выбросы бомб, в начале августа наблюдалось чередование выбросов бомб и излияния лав, в середине августа преобладали бомбовые выбросы на Третьем конусе, в сентябре преобладали излияния жидких лав на Втором конусе, в процессе извержения наблюдалось количественное изменение содержаний оливина и пироксена.

Таким образом, в Северном прорыве базальты представлены афировыми и слабо порфировыми разностями с единичными вкраплениями клинопироксена, оливина и плагиоклаза. Присутствуют также интерстициальное вулканическое стекло и шпинелиды. Плагиоклаз представлен лабрадором–битовнитом (An_{65-75}). Содержание оливина и пироксена в первой порции этого потока и синхронных вулканических бомбах этого времени до 5,2%. Одновременно возрастает кристалличность. Такая тенденция резко проявилась и на Втором конусе прорыва, где в первый же день в ходе извержения отмечалось резкое увеличение

степени кристалличности пород с 3 до 5% в бомбах и лаве. В дальнейшем такое содержание фено- и субфенокристов (5–6%) сохранилось в течение почти всего периода извержения Второго конуса до 8 сентября, когда произошло изменение в динамике извержения, и на поверхность излились более жидкие лавы с минимальной кристалличностью. Для продуктов извержения Третьего шлакового конуса прорыва и синхронных с ним извержений лавовых котлов характерна та же тенденция резкого возрастания кристалличности от 2,5 до 6,5%, соответствующего обычному уровню количества кристаллов в базальтах “основного режима” Второго конуса. Между динамикой извержения и вариациями содержания кристаллической фазы в породах устанавливается определенная закономерность: кристалличность базальтов увеличивается от момента возникновения и последующего развития отдельных прорывов (конусов или котлов).

Структурные различия наблюдаются и при сравнении базальтов бомб и лавовых потоков в ходе всего извержения (рис. 5). Характерно, что породы лавовых потоков имеют значительно более раскристаллизованную основную массу (см. рис. 5, *в–е*), чем бомбы, отобранные синхронно (см. рис. 5, *а, б*). Различия, по-видимому, объясняются закалкой гетерогенной смеси кристалл + расплав на различных стадиях ее кристаллизации, зафиксированных в вылетающей бомбе и текучем лавовом потоке. Вместе с тем, лавовые потоки заключительных стадий извержения на дневной поверхности, наряду с закалкой, вследствие обильной дегазации, возникающей в приповерхностных условиях при изменении растворимости газов в силикатном расплаве, характеризуются образованием пористых шлаковых текстур. Кроме того, на поверхности лавовых потоков наблюдаются присыпки пеплового материала, лапиллий и мелких вулканических бомб.

Лавы Южного прорыва, сменившие во времени и пространстве лавы Северного, представлены оливин-плагиоклазовыми базальтами мегаплагиофировой (эвпорфировой) структуры: на фоне стекловатого базиса породы резко выделяются крупные мегакристаллы и сростки зерен плагиоклаза в 20–25 мм (в среднем 6–9 мм) по наибольшей оси. Содержание мегакристов плагиоклаза в лавах 2–20%.

Мегакристы встречаются в лавах, бомбах и шлаках не только как фенокристы, но и как кристаллолапилли. Они образуют плоские пластинки, иногда гломеропорфировые сростки и скопления многих пластинок от нескольких миллиметров до 4 см (см. рис. 5, *д*). Фенокристы оливина и клинопироксена встречаются редко, в виде единичных кристаллов в 1–2 мм среди стекловатой основной массы. Структуры пород серийно-порфировые и порфировые, более стекловатые, чем у пород Северного прорыва.

Текстура пород, формирующих шлаковые конусы, обычно пузырчатая, пористость 10–55% от объема лавы. Как правило, бомбы более пористы. В лавах вследствие их дегазации пористость уменьшается по мере удаления от центра извержения и поверхности в глубь потока. Поверхностные фации потока представлены пенистыми лавами (шлаковыми).

Лавы Южного прорыва сложены оливин-мегаплагиофировым базальтом. Мегафенокристы плагиоклаза (до 20–25 мм) составляют 5–15%. Боль-

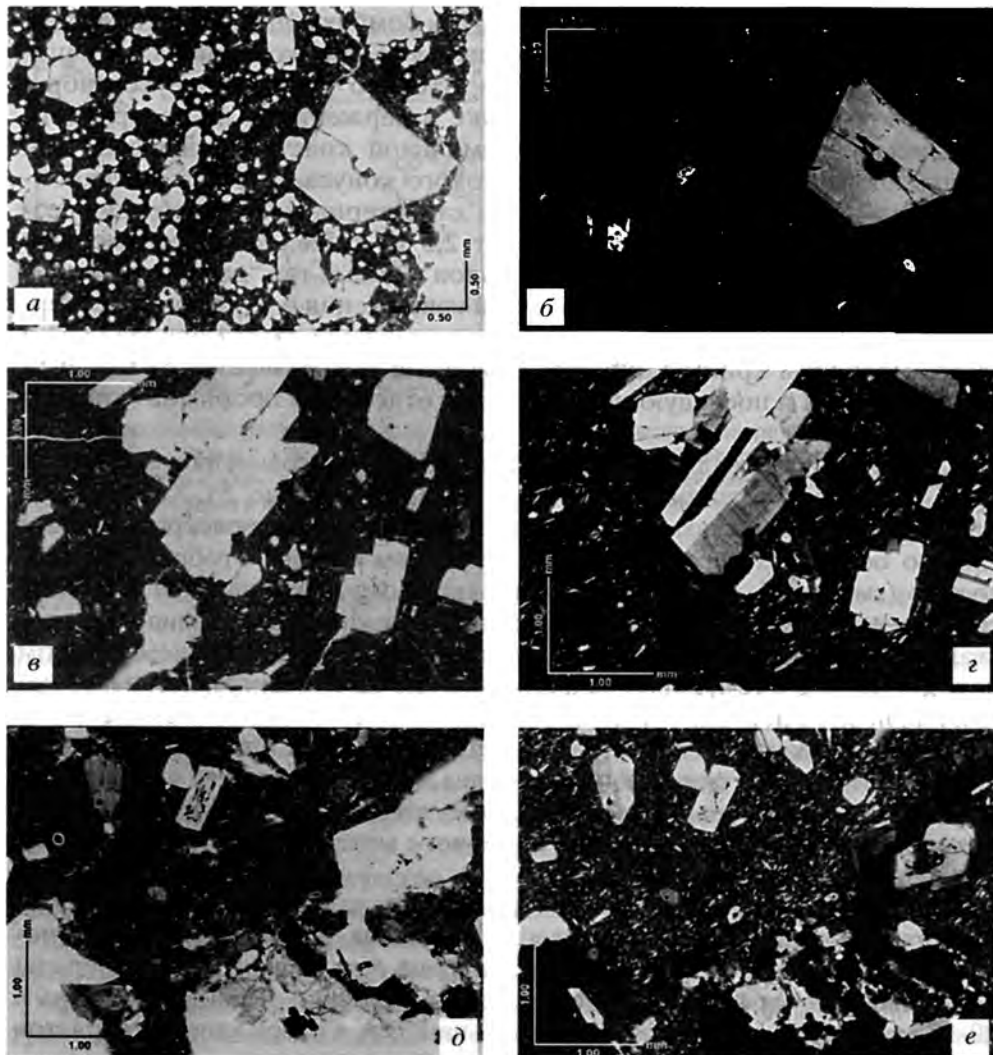


Рис. 5. Фото шлифов

Вулканические бомбы БТИ: а, в – (никולי II); б, г – (никולי +); д, е – лавы Северного прорыва (никולי +)

шая часть фенокристов образует гломеропорфировые сростки в 6–9 мм. Состав плагиоклазов варьирует от андезина (An_{45}) до лабрадора (An_{55-70}) и битовнита (An_{75-80}), преобладает лабрадор-битовнит. Матрикс сложен плохо-раскристаллизованным стеклом, лейстами плагиоклаза, микролитами клинопироксена, оливина и рудного минерала. Средний химический состав базальтов представлен в табл. 1.

По данным Г.Б. Флерова и др. [141], имеются существенные различия в петрохимии базальтов Северного и Южного прорывов. Вариационные соотношения MgO с Al_2O_3/SiO_2 указывают на то, что магнезиальные базальты Северного прорыва (начало извержения) по тренду распределения близки к толеитовой серии Гавайских островов, а базальты Южного прорыва (завер-

шающаяся фаза извержения) – к щелочной серии (рис. 6). Базальты заключительной стадии Северного прорыва занимают промежуточное положение [12, 141]. На рис. 7 фигуративные точки состава базальтов начала извержения Северного прорыва расположены в толеитовом поле нормальной кремнекислотности. В конце извержения Северного прорыва БТТИ формировались базальты щелочного состава также нормальной кремнекислотности. Все базальты Южного прорыва расположены в поле щелочных базальтов, слабо пересыщенных кремнеземом.

Таблица 1. Средние химические составы базальтов БТТИ [141]

Компонент	Северный прорыв				Южный прорыв					
	Магнезиальный (преобладающий)		Промежуточный		Промежуточный (начало извержения)		Промежуточный		Субщелочной (преобладающий)	
SiO ₂	49,75	49,54	50,02	49,54	50,22	50,25	50,78	50,37	50,67	50,85
TiO ₂	1,01	1,63	1,30	1,31	1,54	1,70	1,71	1,76	1,71	1,78
Al ₂ O ₃	13,48	13,43	15,32	16,18	16,61	17,00	16,84	16,24	16,92	16,62
Fe ₂ O ₃	3,07	4,04	3,47	3,93	3,16	3,62	3,42	3,85	3,54	4,05
FeO	6,69	5,91	6,88	5,57	7,14	6,53	7,05	7,28	6,99	6,62
MnO	0,17	0,16	0,17	0,18	0,17	0,18	0,17	0,15	0,13	0,16
MgO	9,84	10,21	7,69	8,00	6,12	5,42	5,39	5,86	4,58	4,98
CaO	11,63	11,18	9,83	10,25	9,19	8,82	8,74	8,40	8,64	8,46
Na ₂ O	2,44	2,38	3,05	2,85	3,32	3,51	3,46	3,31	3,62	3,52
K ₂ O	1,02	0,97	1,62	1,55	1,85	2,19	1,99	2,11	2,13	2,18
P ₂ O ₅	0,26	0,21	0,35	0,29	0,40	0,45	0,41	0,35	0,45	0,42
Сумма	99,36	100,29	99,70	99,65	99,72	99,67	99,96	99,68	99,38	99,64
V	250	–	220	–	225	–	170	–	210	–
Cr	265	–	195	–	145	–	120	–	102	–
Co	42	–	32	–	31	–	29	–	31	–
Ni	120	–	78	–	71	–	41	–	52	–
Y	17,5	–	21	–	25	–	–	–	29,01	–
Zr	70	–	145	–	239	–	175	–	231	–
Nb	2,7	–	2,9	–	4,8	–	3,2	–	4,7	–
La	7,65	–	17	–	22,5	–	–	–	25,5	–
Ce	16	–	32,5	–	37,5	–	–	–	41	–
Pr	1,75	–	3,8	–	5,3	–	–	–	6,68	–
Nd	9,5	–	16,5	–	24	–	–	–	27,2	–
Sm	3,1	–	4,65	–	6,8	–	–	–	7,58	–
Eu	0,9	–	1,6	–	2,25	–	–	–	2,22	–
Sm	3,55	–	5,2	–	7,1	–	–	–	8,07	–
Dy	3,4	–	5,15	–	6,05	–	–	–	6,84	–
Ho	0,65	–	0,6	–	1,25	–	–	–	1,41	–
Er	2	–	3,2	–	3,35	–	–	–	4,03	–
Yb	1,85	–	2,45	–	2,9	–	–	–	3,3	–
Lu	0,17	–	0,36	–	0,38	–	–	–	0,5	–

Примечание. Содержания породообразующих элементов приведены в мас. %, редких и редкоземельных элементов в г/т; прочерк (–) – нет данных.

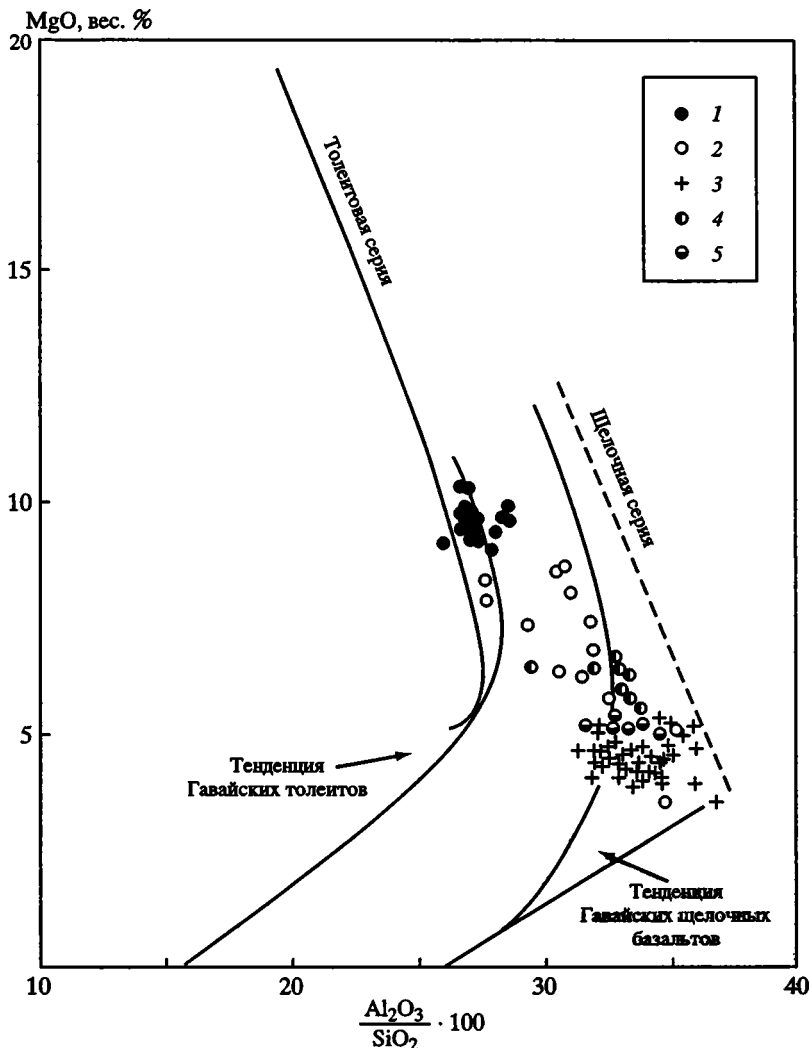


Рис. 6. Диаграмма соотношения $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ в вулканиках БТТИ [141]

1,2 – базальты Северного прорыва: 1 – магнезиальные умеренной щелочности (преобладающий тип), период извержения (6.07–10.09.75), 2 – заключительная стадия (11–15.09.75); 3–5 – базальты Южного прорыва: 3 – субщелочные глиноземистые (преобладающий тип) (1.12.75–10.12.78), 4 – промежуточные первых дней извержения (18–24.09.75), 5 – промежуточные (25–30.09.75)

Аналогичная ситуация просматривается на диаграмме распределения редкоземельных элементов. Базальты начала извержения Северного прорыва обеднены мелкоионными и слабо обогащены крупноионными лантаноидами по сравнению с N-MORB, в то время как базальты Южного прорыва в значительной мере обогащены крупноионными элементами (рис. 8).

Минеральный состав представлен плагиоклазом, который резко преобладает, оливином, шпинелидами и более редким клинопироксеном. Встречаются единичные ксеноморфные зерна ортопироксена, обрастающие каймой оливина. Все минеральные фазы содержат включения шпинелидов. Относи-

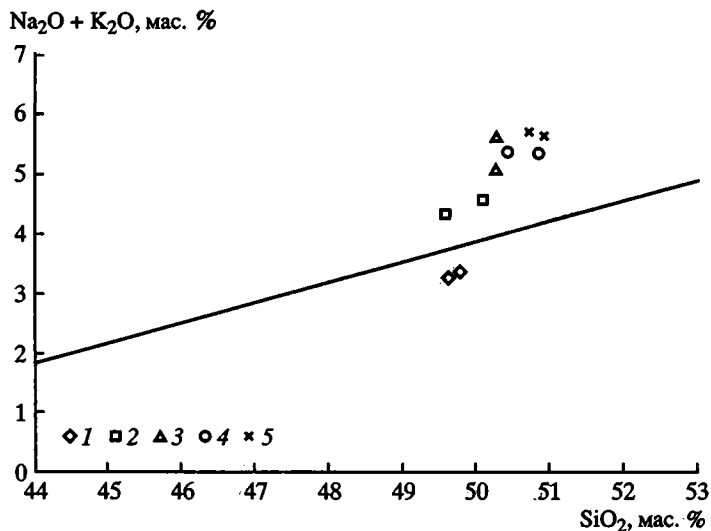


Рис. 7. Диаграмма Макдональда

1 – СП, преобладающий тип лав; 2 – СП, промежуточные лавы конца извержения; 3 – ЮП, промежуточные лавы начала извержения; 4 – ЮП, промежуточный тип лав; 5 – ЮП, преобладающий тип лав

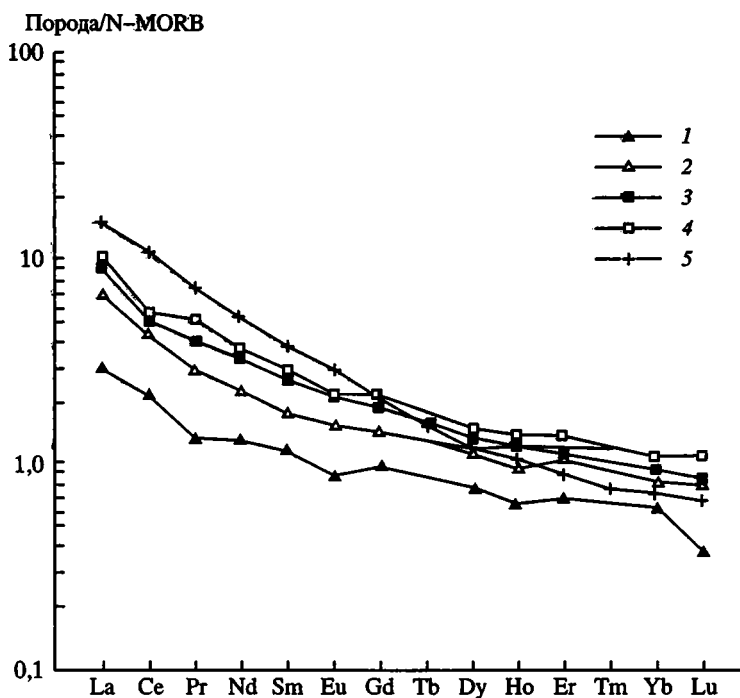


Рис. 8. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в вулканитах БТТИ, нормированных по N-MORB

1 – СП, преобладающий тип лав; 2 – СП, промежуточные лавы конца извержения; 3 – ЮП, промежуточные лавы начала извержения; 4 – ЮП, преобладающий тип лав; 5 – средний состав обогащенного базальта срединно-океанических хребтов (E-MORB)

тельное содержание фено- и субфенокристаллов темноцветных минералов 2–5% от объема породы. Включения зерен оливина и клинопироксена в ядрах мегакристаллов плагиоклаза свидетельствуют об их более ранней кристаллизации на ликвидусе. Основная масса базальтов Южного прорыва по сравнению с породами Северного прорыва более стекловатая и сложена лейстами плагиоклаза (резко преобладающего), микролитами оливина, рудного минерала, в единичных случаях клинопироксена и вулканическим стеклом, в разной степени раскристаллизованным. Обычная структура основной массы гялопилитовая с флюидальным расположением микролитов в отдельных участках.

1.3. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГАЗЫ

Газы БТГИ отличаются разнообразием в зависимости от характера газовыделения. Магматические газы выделяются всей поверхностью лавового потока. Кроме того, концентрированное выделение их осуществляется через фумаролы, сформировавшиеся на лавовых потоках и непосредственно в кратерных зонах. Отбор проб магматических газов с поверхности лавовых потоков затруднен вследствие высоких температур лав. Однако при Толбачинском извержении И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина и В.Н. Шапар взяли такие пробы (табл. 2, 3, 4) [103, 104].

Состав газов Северного прорыва изменялся в зависимости от температур, степени воздушного разбавления и расположения фумарол. Особенностью газов Северного прорыва является присутствие в них в заметных количествах метана и других углеводородов. Это, по-видимому, в значительной степени связано с взаимодействием лавы с органикой вмещающих пород. Из табл. 2. видно, что состав газов менялся в зависимости от того или иного источника их выделения (от Южной бокки конуса 1 последовательно к конусу 5). При этом содержание H_2O , углеродистых газов и S уменьшалось, а HCl и HF – увеличивалось в выделениях из лавовых потоков последних порций расплава.

По данным И.А. Меняйлова и др. [103, 104], в газах начальных стадий извержения существенную роль играли плохо растворимые в расплаве компоненты, такие, как N_2 , H_2 , SO_2 , CO_2 и др. По мере развития извержения в результате дегазации магматического расплава количество их уменьшалось, и отмечалось преобладание более растворимых компонентов – хлоридов и фторидов.

Фумарольные конденсаты играют роль концентраторов ряда элементов, в том числе рудных. Независимо от места расположения фумарол состав конденсатов близок. Такая закономерность характерна для газовой и металлогенической специализации летучих компонентов Северного прорыва. Анионная часть конденсатов представлена Cl^- , F^- и гораздо меньше ΣSO_4^{2-} .

В катионной части преобладали NH_4^+ , H^+ , Na^+ , K^+ и Al^{3+} , наблюдалось высокое содержание Si. В конденсатах содержалось значительное количество рудных элементов: Zn, Pb, Cu, Sn, Ag, As, Sb, Ni. Состав конденсатов свидетельствует, что солевой состав продуктов эксгаляций на Северном прорыве определяли NH_4Cl , $NaCl$, $FeCl_3$, $CaSO_4$, $MgSO_4$. Все это свидетельствует о

Таблица 2. Состав газов фумарол лавовых потоков Северного прорыва БТТИ, мг/см³ [103]

Компонент	Проба 1-1	Проба 2-2	Проба 4-6	Проба 5-7	Проба 7-9а	Проба 8-10
H ₂ O	3,5 · 10 ⁵	6,3 · 10 ⁵	5,9 · 10 ⁵	6,7 · 10 ⁵	6,4 · 10 ⁵	6,7 · 10 ⁵
HCl	1,2 · 10 ³	1,8 · 10 ³	4,4 · 10 ³	4,4 · 10 ³	820	1,8 · 10 ³
HF	360	360	710	540	450	360
CO ₂	2 · 10 ⁵	7,6 · 10 ⁴	1 · 10 ⁵	5,3 · 10 ⁴	2,8 · 10 ⁴	4,5 · 10 ⁴
CO	4 · 10 ³	500	1 · 10 ⁴	1,6 · 10 ³	500	360
CH ₄	1,5 · 10 ⁴	—	2,4 · 10 ³	4 · 10 ³	1,6 · 10 ³	930
C ₂ H ₆	540	—	—	—	130	—
SO ₂	290	30	230	30	90	30
H ₂ S	He опр.	150	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂	130	160	7,8 · 10 ³	130	30	10
NH ₃	310	380	1,9 · 10 ³	620	770	70
N ₂	4,5 · 10 ⁵	1,7 · 10 ⁴	9,3 · 10 ⁴	9,6 · 10 ⁴	1,6 · 10 ⁵	1,2 · 10 ⁵
O ₂	1,1 · 10 ⁵	850	40	1,7 · 10 ⁴	4,5 · 10 ⁴	1 · 10 ⁴
Na	5,6	10,1	16,7	10,2	11,4	19,6
K	4,9	5,0	8,1	7,4	7,6	6,8
Al	5,7	He опр.	5,5	6,4	He опр.	16,3
Fe	He опр.	"	—	1,7	"	4,7
Ca	4,7	4,7	2,9	5,0	1,0	5,2
Mg	2,3	2,4	2,6	2,1	2,1	5,0
Si	38,5	He опр.	He опр.	74,4	He опр.	64,5
As	8,7 · 10 ⁻³	1,3 · 10 ⁻³	"	0,01	"	6,7 · 10 ⁻³
Sb	1,4	0,013	"	0,14	"	0,05
Zn	<5 · 10 ⁻³	0,42	"	0,23	"	0,25
Cu	0,03	0,013	"	1,02	"	2,24
Pb	0,014	0,05	"	0,07	"	0,03
Ni	0,02	0,014	"	0,02	"	0,05
Sn	0,04	0,19	"	0,09	"	0,07
Ag	<7 · 10 ⁻⁴	1,9 · 10 ⁻³	—	4 · 10 ⁻³	—	4 · 10 ⁻³
Co	1,4 · 10 ⁻³	2,5 · 10 ⁻³	—	2 · 10 ⁻³	—	4 · 10 ⁻³

Пр и м е ч а н и е. Прочерк (—) здесь и далее – содержание в пробе ниже чувствительности метода определения.

том, что возгоны, образующиеся при конденсации магматических газов, формировали галоидную, в меньшей степени сульфатную рудную минерализацию эксгалиции. Возможно образование SiF₄ в ассоциации с алофановидными минералами согласно реакции $\text{SiO}_2 + 4\text{HF} \rightleftharpoons \text{SiF}_4 + \text{H}_2\text{O}$.

В табл. 5 приведены содержания фумарольных газов с учетом анализов конденсатов. Весовые отношения вода–газ–металлы даны в табл. 6, где видно, что доля металлов в фумаролах Северного прорыва по сравнению с содержанием H₂O и газов невелика. По данным И.А. Меняйлова с соавторами [103], при уменьшении температуры в фумаролах содержание в них металлов заметно увеличивалось, а содержание газов по сравнению с содержанием воды несколько уменьшалось.

Таблица 3. Состав газов конуса 1, Северный прорыв, 1975 г., мол.% [103]

Газовый выход	Номер пробы	Дата отбора	T °C	H ₂ O	HF	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	CO	CH ₄	C ₂ H ₆	H ₂	NH ₃	O ₂	N ₂
1	1	19.VIII	440	46,17	0,04	0,07	0,01	–	10,22	0,32	2,11	0,04	0,15	0,04	5,08	35,75
1	1a	19.VIII	440	45,91	0,04	0,07	0,01	–	10,45	0,41	1,90	0,03	0,14	0,04	5,00	36,00

Примечание. Прочерк (–) здесь и далее – содержание в пробе ниже чувствительности метода определения.

Таблица 4. Состав газов фумарол лавового потока южной бокки, конус 1, Северный прорыв, 1975 г., мол.% [103]

Газовый выход	Номер пробы	Расстояние от конуса, м	Дата отбора	T °C	H ₂ O	HF	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	CO	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	H ₂	NH ₃	N ₂	O ₂
2	2	1200	16.VIII	930	81,83	0,04	0,11	0,0010	0,0100	3,84	–	0,07	–	–	0,18	0,05	13,83	0,0390
2	3	1200	16.VIII	930	81,83	0,04	0,11	0,0010	0,0140	3,84	0,014	0,07	–	–	0,18	0,05	13,85	0,0010
3	4	900	17.VIII	920	76,41	0,07	0,38	0,0080	–	5,46	0,850	0,34	–	–	8,62	0,26	7,18	0,4220
3	5	900	17.VIII	920	81,61	0,06	0,26	0,0000	0,084	7,04	0,501	0,14	–	–	8,51	0,14	6,13	0,0001

Таблица 5. Состав конденсатов фумарольных газов, Северный прорыв, 1975 г., мг/л [103]

Характеристика	Вершина конуса	Лавовый поток: южная бокка, конус 1		Лавовый поток: северная бокка, конус 1			
	19.VIII, № 1-1 ($T = 440\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,51$, $\mu = 0,09$)	16.VIII, № 2-2 ($T = 930\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,67$, $\mu = 0,08$)	17.VIII, № 4-6 ($T = 930\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,95$, $\mu = 0,22$)	14.VIII, № 5-7 ($T = 485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,11$, $\mu = 0,17$)	20.VIII		20.VIII № 8-10 ($T = 385\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 2,55$, $\mu = 0,08$)
					№ 7-9 ($T = 485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 2,12$, $\mu = 0,05$)	№ 7-9а ($T = 485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 2,30$, $\mu = 0,04$)	
ΣF^-	880	520	1050	750	800	600	540
Cl^-	3200	2631	6851	5883	1108	1143	540
ΣSO_4^{2-}	48,4	72,5	574,9	43,5	471,7	230,5	17,8
H^+	38,1	26,1	14,4	96,8	9,2	6,0	3,5
NH_4^+	877	848	3417	1194	495	564	1194
Na^+	16,1	16,1	28,3	15,2	23,0	17,9	28,2
K^+	14,1	8,0	13,7	11,0	21,6	11,9	10,2
Mg^{2+}	6,7	3,8	4,5	3,2	6,0	3,3	7,5
Ca^{2+}	13,6	7,5	5,0	7,5	3,8	1,5	7,8
ΣFe^{2+}	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,5	3,0	Не опр.	7,0
Al^{3+}	16,2	"	9,4	9,6	10,8	"	24,3
Ca	0,004	0,004	Не опр.	0,003	0,002	"	0,006
Ni	0,058	0,023	"	0,028	0,047	"	0,070
Cu	0,10	0,02	"	1,52	0,05	"	3,35
Zn	<0,015	0,67	"	0,35	0,41	"	0,38
Pb	0,04	0,08	"	0,10	0,14	"	0,04
As	0,025	0,002	"	0,015	0,025	"	0,010

Таблица 5 (окончание)

Характеристика	Вершина конуса	Лавовый поток: южная бокка, конус 1		Лавовый поток: северная бокка, конус 1			
	19.VIII, № 1-1 ($T = 440\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,51, \mu = 0,09$)	16.VIII, № 2-2 ($T = 930\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,67, \mu = 0,08$)	17.VIII, № 4-6 ($T = 930\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,95, \mu = 0,22$)	14.VIII, № 5-7 ($T = 485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 1,11, \mu = 0,17$)	20.VIII		20.VIII № 8-10 ($T = 385\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 2,55, \mu = 0,08$)
					№ 7-9 ($T = 485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 2,12, \mu = 0,05$)	№ 7-9а ($T = 485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{pH } 2,30, \mu = 0,04$)	
Ag	<0,02	0,003	"	0,008	0,030	"	0,008
Sn	0,11	0,30	"	0,13	0,04	"	0,11
Sb	3,88	0,021	"	0,206	1,24	"	0,079
Баланс, } мг · экв/л	-92,68	-76,73	-212,75	-170,35	-43,14	-41,66	-81,92
	+90,61	+74,57	+207,35	+165,07	+40,13	+38,77	+75,37
H_2SO_4	3,793	—	—	380,3	—	—	329,6
Минерализация	5483,72	4134,12	12056,60	8508,96	2754,08	2578,1	4799,95
Формула химического состава, экв. %	$\frac{\text{Cl}(73-99)\Sigma\text{SO}_4(1-12)}{\text{NH}_4(40-92)\text{H}(5-42)\text{Al}(1-4)\text{Na}(0,4-3)\text{K}(0,2-1,5)\text{Mg},\text{Ca}(0,1-1)}$						

П р и м е ч а н и е. В пробе № 4-6 определено 88,4 мг/л серы. В этой и других таблицах результаты анализов водных проб ΣF^- – сумма F^- и HF в форме F^- ; ΣSO_4^{2-} – сумма SO_4^{2-} и H_2SO_4 в форме SO_4^{2-} ; ΣFe^{2+} – сумма Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Таким образом, вулканические газы БТТИ – основной, главный фактор постэруптивного изменения вулканитов. Газы выполняют функцию поставщика магматических химических элементов, а конденсаты газов представляют собой минералообразующий раствор. В целом постэруптивное изменение БТТИ носит пневматолитовый характер.

Состав газов Южного прорыва близок таковому Северного, но характеризуется большим непостоянством, вызванным захватом газовых компонентов воздушной атмосферы [103].

Таблица 6. Соотношение летучих Северного прорыва [103]

№ пробы	H ₂ O	Газ	Металлы
1-1	1000	2200	0,18
2-2	1000	400	0,04
4-6	1000	500	0,5
5-7	1000	250	0,16
5-9	1000	350	0,10
8-10	1000	250	0,18

П р и м е ч а н и е. В графе "Газ" в понятие "газы" входят газы вулканические (HF, HCl, SO₂, CO₂, CO, CH₄ и другие углеводороды, H₂, NH₃ и др.) и газы воздуха (O₂ и N₂). В понятие "металлы" входит часть летучих магмы, аналитически установленных в конденсатах и условно представленных в элементной форме (Na, K, Ca, Mg, Fe, Al, Si, Cu, Zn, Pb, Cd, Co, Ni, Sn, As, Sb и др.).

1.4. ХАРАКТЕР ПОСТЭРУПТИВНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Постэруптивное пневматолитовое минерало-рудообразование на БТТИ началось сразу после окончания извержения и продолжается до настоящего времени (~30 лет). Оно контролируется расположением центров прорывов и степенью explosивности–эффузивности предшествующих извержений и эксгаляционным газовым режимом. Наиболее интенсивное проявление постэруптивных процессов наблюдается на Втором конусе Северного прорыва, трассирующем периферический магматический очаг, где наблюдается современное Cu-рудообразование. Формирование пневматолитовых рудных минералов зависит от мощности газовой струи, соответственно, температуры газа и величины рудовмещающих камер. Образованию камер способствовало наличие спекшихся плит шлака, играющих роль механического экрана, препятствующего рассеянию рудных компонентов (рис. 9). На других конусах вследствие неблагоприятного распределения таких экранов наблюдается рассеянная рудная минерализация.

Менее интенсивная постэруптивная активность приурочена к флангу Северного прорыва Первого и Третьего шлаковых конусов и Восьмого конуса Южного прорыва БТТИ. Вдоль оси прорыва в приповерхностной зоне меняется характер постэруптивной минерализации, что в основном определяется температурой флюида и, соответственно, концентрацией в нем рудных компонентов.

Для БТТИ с базальтовой магмой, как и для других вулканов Камчатки, характерно присутствие во флюиде фтора и хлора. Фторметасоматоз и образование фторидной минерализации – характерная черта околорудных пневматолитовых изменений вмещающих пород. В самой эксгаляционной руде фторидные минералы не образуются, хотя минералообразую-

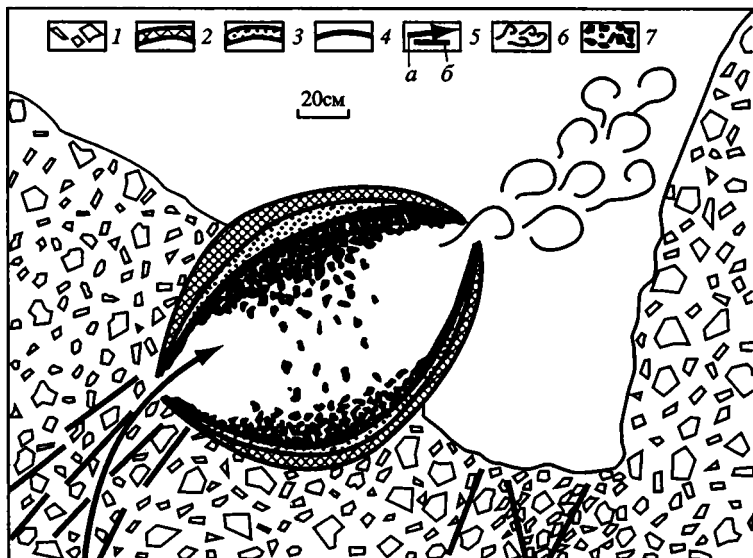


Рис. 9. Схема камеры эксгальационного Cu-рудобразования [12]

1 – базальтовый шлак; 2 – сульфаты меди; 3 – хлориды меди; 4 – тенорит + хлориды меди; 5 – входящий эксгальационный газ; а – в струе, б – по трещине, 6 – отработанный ($T \approx 600^\circ\text{C}$); 7 – пластинки тенорита и таблички эвхлорина

щий флюид содержит фтор в количествах, сопоставимых с хлором. В условиях высоких температур, существующих в рудных камерах, фтор мигрирует в боковые породы, вмещающие камеры. В зависимости от отношения фтора к хлору во флюиде образуются три типа постэруптивных метасоматических ассоциаций: кремнистые – при выносе из породы во фторидной форме всех порообразующих элементов кроме кремния; фтористые – с минералами ральстонитом, флюоритом, селлаитом и другими фторидами; смешанные – фторидно-кремнистые с кристобалитом, тридимитом, опалом, ральстонитом, селлаитом. Эти породы, как правило, содержат гематит. Дифференциация химических элементов определяется прежде всего температурными условиями приповерхностного эксгальационного процесса и составом флюида, в первую очередь соотношением фторида и хлорида.

1.5. СОСТАВ ФЛЮИДА И ЭКСГАЛЯЦИОННЫЕ МИНЕРАЛЫ

И.А. Меняйлов с соавторами установили, что флюид отделяется от лавы с $T = 1100^\circ\text{C}$, причем жидкая фаза в нем после конденсации составляет ~80% (табл. 7). Помимо воды флюид содержит N_2 , CO_2 , 4% приходится на HF , HCl , SO_2 , CH_4 , H_2 , NH_3 , O_2 . Во флюиде по сравнению с базальтом резко возрастает содержание ионов Na^+ и K^+ , тогда как в рудных осадках увеличивается количество K^+ . Что касается Li^+ , то во флюиде его значительно меньше, чем в базальте, особенно в рудном осадке.

В целом содержание рудных элементов резко возрастает во флюидах и осадках. Подсчитано, что газовой фазой магматического флюида из базальта БТТИ было вынесено Cu – $1,1 \cdot 10^3$ т, т.е. 0,18% от содержания элемента в магме, Zn – $5,9 \cdot 10^3$ т (2,1%), Pb – 254 т (1,6%), значительно меньше Cr, Au, Ag и др. [24, 25, 35, 108].

На гистограммах (рис. 10) показано распределение триады металлов (Cu, Zn, Pb) в базальтах и водной вытяжке из базальтов, пеплах и водной вытяжке из пеплов, во флюиде и эксгальциях и, наконец, в руде. В базальтах $Cu > Zn > Pb$. Такая же закономерность наблюдается в водных вытяжках из базальтов. Однако в них несколько возрастает относительное содержание цинка, что свидетельствует о его большей водной растворимости по сравнению с медью. В пеплах, более кислых по сравнению с базальтом, $Zn > Cu > Pb$, однако в водных вытяжках из пеплов резко преобладает медь. В рудах исключительно господствует медь. Отсюда вытекает генетический вывод: формирование концентраций меди на постэруптивной стадии связано с образованием сульфатных и хлоридных комплексов меди при растворении более кислой минеральной

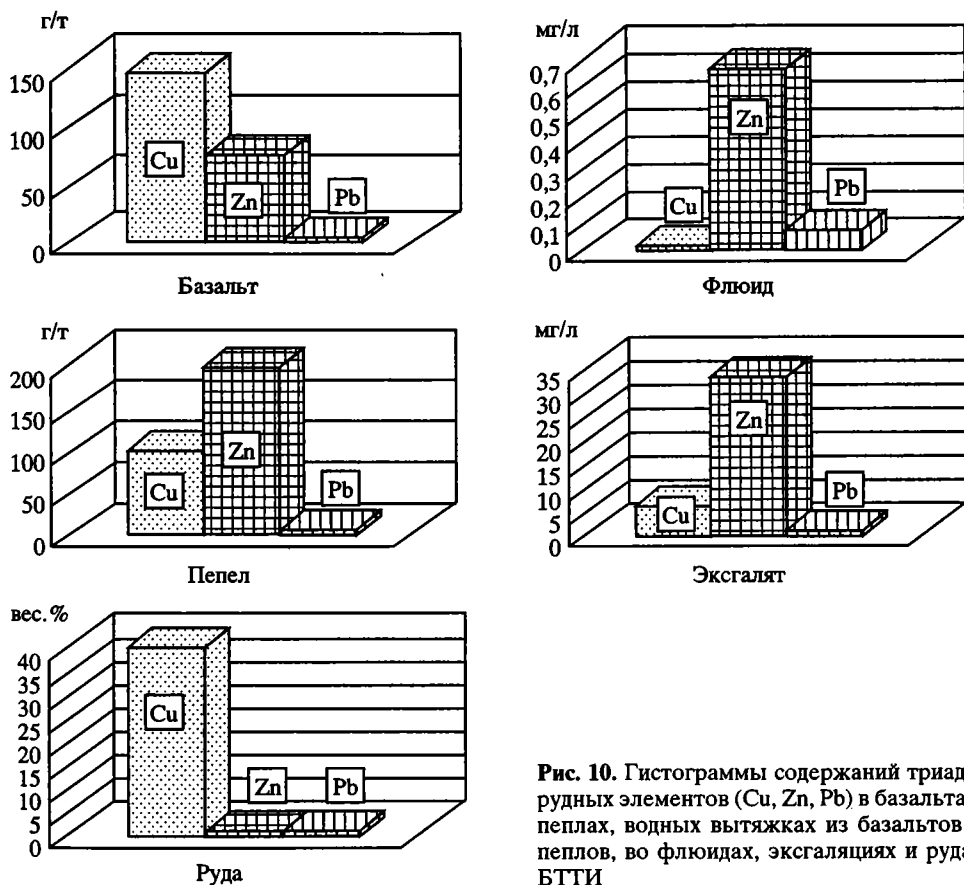


Рис. 10. Гистограммы содержаний триады рудных элементов (Cu, Zn, Pb) в базальтах, пеплах, водных вытяжках из базальтов и пеплов, во флюидах, эксгальциях и рудах БТТИ

Таблица 7. Основные характеристики газов БТТИ [104]

Характеристика газов	Северный прорыв	Южный прорыв
$T_{изм}, ^\circ C$	~900–1000	~1000–1135
$T_{расч}, ^\circ C$	~950–1000	~1000–1170
$P_{расч}, \text{бар}$	~6 · 10 ³ – 9 · 10 ³	~1
Содержание газов в магме, вес. %	9	0,5
H ₂ O, мол. %	78,56	97,77
CO ₂	4,87	0,08
CO	0,39	7 · 10 ⁻⁴
SO ₂	0,03	0,13
H ₂ S	0,16	0,11
H ₂	3,01	0,76
CH ₄	0,44	2 · 10 ⁻⁶
NH ₃	0,11	7 · 10 ⁻⁴
N ₂	11,81	0,16
HCl	0,57	0,74
HF	0,056	0,22
O ₂	0,01	0,024

части базальта, которая представлена стекловатой фазой. Такая геохимическая особенность меди приводит в конечном счете к обогащению этим элементом магматического конденсата и формированию меднорудной минерализации.

Эксгальационная рудная минерализация БТТИ – это высокотемпературная смесь сульфатов и гидросульфатов Cu, Zn, Pb – 22 минерала; хлоридов и гидрохлоридов тех же элементов – 21 минерал; самородных металлов и их сплавов – 16 минералов; силикатов в контакте с рудой – 10 минералов; фторидов – 11 минералов; обнаружены пневматолитовые минералы As, V, Bi, Te, Se [24, 35, 108, 110, 111].

Основные элементы, определяющие состав рудных минералов, – Cu, Fe, Zn, Pb, V, As, Bi, Te, Se, Cl, S,

Таблица 8. Содержание и отношение компонентов в рудообразующем процессе БТТИ [112]

Объект	Cu	Zn	Pb	Cu:Zn:Pb	Na	K	Na/K	Li
Базальт (СП), г/т	145	75	2,7	54:28:1	1,87*	0,75*	2,49	9,8
Базальт (ЮП), г/т	175	59	5,9	30:10:1	2,71*	1,75*	1,55	15,7
Флюид (СП), мг/л	0,02	0,67	0,08	0,3:8:1	22,2	10,85	2,05	–
Флюид (ЮП), мг/л	6,76	35	1,5	4,5:23:1	309,83	324,85	0,95	0,15
Вынесено эксгальациями БТТИ, мг/л	6,4	33	1,42	4,5:23:1	281	302	0,93	0,15
Вынесено на леплах, г/т [20]	100	200	5	20:40:1	1300	31000	0,042	–
Вынесено всего, т	854	4600	432	2:11:1	3,7 · 10 ⁴	4,0 · 10 ⁴	0,93	48
Руда (СП), вес. %	40	1,1	1,08	37:1:1	1,09	2,8	0,33	6 · 10 ⁻⁴
Аэрозоли, мг/м ³	7,2 · 10 ⁻⁴	0,013	–		0,011	–	–	–
Руда, всего, т [6]	20,0	0,5	0,4	50:1:1	0,4	1,4	–	0,003

* Вес. %.

H₂O. В целом содержание компонентов в рудообразующем процессе БТТИ показано в табл. 8.

Химический состав эксгальационной руды приближенно-постоянный и характеризуется разнообразием минеральных фаз (рис. 11). В составе руды наиболее распространены следующие минералы: самородные минералы и интерметаллические соединения – Fe, Cu, Zn, Pb, Ti, Sn, W, Ni, Al, Au и др.; высокотемпературные силикаты – ортоклаз, лейцит, диопсид, паргасит, гайюин, амфибол, флогопит, мусковит, нозеан, шпинель; сульфиды – пирит, галенит; сульфаты и окисульфаты – тенардит, англезит, халькокианит, левеит, хальконтит, мелантерит, долерофанит, пийпит, федотовит, ключевскит, камчатскит, набокоит, атласовит, коппапит; хлориды и оксихлориды [11] – атакамит, алит, сильвин, котунит, толбачит, эриохальцит, бишофит, молизит, хлоралюминит, маланоталлит, параатакамит, понамареит, хлороксифит; окислы и гидроокислы – гематит, опал, тридимит, кристобалит, тенорит, щербинаит, брусит и др. Особенностью эксгальационных образований в камерах является наличие в них помимо перечисленных минералов таких минеральных групп как теллулаты, висмутиты, селениты, арсенаты. Отмечается небольшое количество сульфидов [24, 25, 131].

Флюидная система БТТИ открыта для атмосферных процессов. Это приводит в приповерхностных условиях к резким градиентам Т–Р и быстрой конденсации флюида, образованию высокотемпературных (~800 °С) силикатов и рудообразованию из небольших порций пересыщенных конденсатов метастабильных минералов (сульфаты, окисульфаты, хлори-

Cs	Rb	Li:Cs:Rb	Cl	S	SO ₄	Cl:S
1,5	11,6	0,8:0,12:1	50	300	–	0,16:1
2,3	46,5	0,3:0,004:1	50	300	–	0,16:11
–	–	–	4741	108,03	323,7	43,89
15	1,8	0,9:8:1	17047	999,24	2993,98	17,06
15	1,8	0,9:8:1	–	–	–	–
–	–	–	–	2,37 · 10	7,1 · 10 ⁴	–
2100	252	0,2:8:1	2,24 · 10	2,5 · 10 ⁵	5,0 · 10 ⁵	896
0,02	0,08	0,01:0,25:1	24	5,67	17	4,23
–	1,9 · 10 ^{–4}	–	–	–	–	–
0,001	0,04	0,08:0,03:1	12	–	–	–

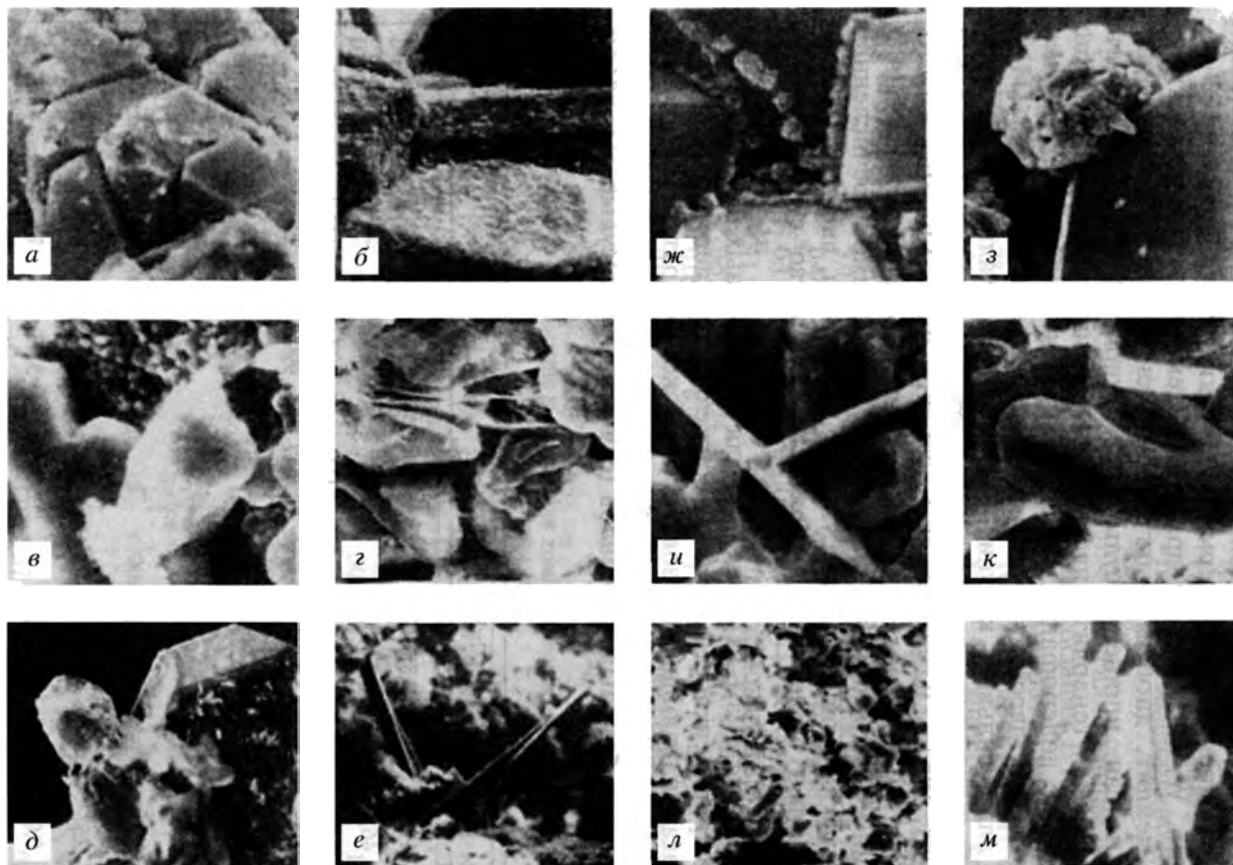


Рис. 11. Электронно-микроскопические снимки эксгальационных медных минералов [24]

а – кристаллы атакмита с трещинами усыхания, $\times 300$; *б* – сульфаты меди с налётами эриохальцита, $\times 1000$; *в* – формы выделения медьсодержащих минералов, $\times 1000$; *г* – зерна эвхлорита с агрегатами игольчатых выделений атакмита, $\times 10000$; *д* – медные минералы различного габитуса кристаллов, $\times 300$; *е* – кристаллы щербинаита среди налёта халькокианита, $\times 300$; *ж* – формы выделения медных минералов, $\times 10000$; *з* – то же, $\times 30000$; *и* – таблитчатые зерна долерофанита, $\times 600$; *к* – характер срастания зерен долерофанита, $\times 300$; *л* – чешуйчатые и шаровидные формы выделений гематита, $\times 300$; *м* – кристаллы атакмита, $\times 600$

ды, оксихлориды) ($100 - >500\text{ }^{\circ}\text{C}$), а также самородных металлов, их сплавов, в меньшей степени сульфидов (температуры варьируют в широких пределах $>500\text{ }^{\circ}\text{C}$).

1.6. ИСТОЧНИК РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В табл. 9 приведены данные по изотопному составу ряда химических элементов флюидов и минеральных образований БТТИ. Наибольшее значение в генетическом плане имеют результаты по изотопии дейтерия и кислорода магматических газов и магматической воды (конденсатов флюида). Так, в пробах конденсата магматического газа Южного прорыва БТТИ наблюдаются изотопные характеристики, близкие к теоретически обоснованным для ювенильных вод мантийного происхождения [12, 103]. Об ювенильности флюидов свидетельствуют также данные по их высокой общей минерализации и содержанию в конденсатах ионов фтора и хлора. Местные слабоминерализованные метеорные воды имеют существенно более легкий изотопный состав ($\delta D = -102\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -1,6\text{‰}$). Существенно облегченный состав дейтерия в молекулярном водороде магматических газов Южного прорыва БТТИ ($\delta D = -600 - 150\text{‰}$) И.А. Меняйлов с соавторами [104] интерпретируют, как следствие фракционирования изотопов водорода при фазовых переходах вода–пар–газ в магматическом расплаве, что хорошо увязывается с наблюдениями степени дегазации расплава, сделанными многими очевидцами самого извержения. Считается, что, чем меньше дегазирован расплав, тем более облегчен водород в газовой фазе.

Об эндогенной природе флюидов БТТИ свидетельствует также изотопия углерода более высокотемпературного магматического углекислого газа ($\delta^{13}\text{C} = -10\text{‰}$ относительно РДВ). В то же время в газах фумарол Северного прорыва углерод более тяжелый, испытывавший изотопное фракционирование. Ряд исследователей считает, что вариации изотопного состава углерода углекислоты также отражают степень дегазации расплава [127]. Показательны и величины отношений N_2/Ar в магматических газах БТТИ, оказавшихся близкими для современной мантии [9]. И.А. Меняйлов и др. считают, что в некоторых пробах газов БТТИ присутствовало до 20% глубинного аргона, обогащенного изотопом ^{40}Ar [103]. По данным изотопии гелия, магматические газы БТТИ заметно обогащены гелием корового происхождения, хотя пробы магматического газа на Южном прорыве ближе всего отвечают отношению для мантийного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1,0 \cdot 10^{-5}$) [103]. В эксгаляционных рудных минералах БТТИ унаследован изотопный состав флюида. Равновесными с магматическим флюидом и магнезиальным базальтом оказались и значения $\delta^{18}\text{O}$ в новообразованных минералах БТТИ в тех случаях, когда эти минералы формировались в контакте с лавой красного каления. Так, в пробе тенорита, отобранной всего через два года после окончания извержения, $\delta^{18}\text{O} = -1,1\text{‰}$. Уже через 5 лет из того же места был отобран тенорит с более тяжелым кислородом, и в последующем он увеличивался до $+7,1\text{‰}$ [99]. В тенорите же БТТИ более высокотемпературной стадии

Таблица 9. Изотопный состав Н, О, С, Аг Не магматических вод и газов БТТИ [104]

Номер пробы	Магматические воды			Магматические газы											
	Минерализация	F ⁻	Cl ⁻	δD	δ ¹⁸ O	CO ₂	H ₂	N ₂	Ar	He	δD/H ₂	δ ¹³ /CO ₂	N ₂ /Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³ H/ ⁴ H
	г/л			‰(к SMOW)		об. %					‰(к SMOW)	‰(к РДВ)	об. %		
31-38	-	-	-	-	-	9,01	68,18	22,45	-	-	-600	-	-	-	-
32-39	-	-	-	-	-	9,48	79,33	10,05	-	5 · 10 ⁻³	-	-	-	-	1,2 · 10 ⁻⁶
32-40	-	-	-	-	-	7,34	81,58	9,25	-	4,8 · 10 ³	-	-	-	-	1,4 · 10 ⁻⁶
32-41	-	-	-	-	-	6,79	66,08	23,60	-	-	-420	-	-	-	-
32-44	-	-	-	-	-	5,96	82,40	12,60	-	4,8 · 10 ⁻³	-	-	-	-	1,4 · 10 ⁻⁶
34-49	-	-	-	-	-	3,70	11,62	75,47	-	-	-	-	-	-	1,1 · 10 ⁻⁶
34-50	-	-	-	-	-	6,51	1,96	82,94	-	4,8 · 10 ⁻³	-	-	-	-	1,4 · 10 ⁻⁶
36-54	-	-	-	-	-	8,12	62,89	24,00	-	-	-480	-	-	-	-
38-60	-	-	-	-	-	1,63	96,65	1,47	0,052	5,8 · 10 ⁻³	-	-	28,3	-	1,0 · 10 ⁻⁶
38-62	-	-	-	-	-	9,32	8,41	74,30	-	1,0 · 10 ⁻³	-	-	-	-	1,0 · 10 ⁻⁶
39-63	-	-	-	-	-	10,06	81,71	6,79	-	-	-150	-	-	-	-
40-67	-	-	-	-	-	8,27	86,33	4,57	0,092	4,4 · 10 ⁻³	-	-30	49,6	320,5	1,8 · 10 ⁻⁶
42-70	-	-	-	-	-	2,92	44,37	43,59	-	-	-	-	-	295,5	-
42-71	22,7	2,1	18,2	-82	+5,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42-72	-	-	-	-	-	6,16	92,83	1,01	-	-	-125	-	-	-	-
43-76	-	-	-	-	3,87	90,80	7,06	-	-	-	-	-	-	-	-
43-78	55,4	3,0	20,3	-72	+6,5	7,68	89,30	2,88	-	-	-135	-	-	-	-
43-79	-	-	-	-	-	7,92	90,72	1,36	-	-	-	-	-	300,0	1,8 · 10 ⁻⁶
44-82	27,7	3,6	19,6	-76	+9,3	2,21	57,78	32,65	-	-	-140	-	-	-	-
44-83	-	-	-	-	-	3,63	94,50	1,02	0,55	-	-	-	1,8	299,0	-

Таблица 9 (окончание)

Номер пробы	Магматические воды			Магматические газы											
	Минерализация	F ⁻	Cl ⁻	δD	$\delta^{18}O$	CO ₂	H ₂	N ₂	Ar	He	$\delta D/H_2$	$\delta^{13}CO_2$	N ₂ /Ar	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³ H/ ⁴ H
	г/л			‰(к SMOW)		об. %					‰(к SMOW)	‰(к РДВ)	об. %		
45-85	26,0	3,0	18,6	-78	+6,2	4,50	71,78	22,63	—	$4,8 \cdot 10^{-3}$	-145	—	—	—	$1,4 \cdot 10^{-6}$
46-86	26,7	3,0	20,7	-70	+3,5	8,39	89,92	1,58	0,042	$5,8 \cdot 10^{-3}$	—	—	37,6	335,0	—
47-88	24,3	3,0	17,4	-78	—	10,05	87,76	1,95	0,071	$5,8 \cdot 10^{-3}$	—	—	27,5	311,0	—
48-90	30,6	3,6	22,3	-65	—	5,71	92,71	1,32	0,2	—	—	—	6,6	313,0	—
48-91	—	—	—	—	—	10,77	83,08	6,10	—	—	—	—	—	—	—
49-92	—	3,6	19,8	-65	—	4,32	87,50	6,45	0,3	—	—	—	21,5	305,0	—
50-93	—	—	—	—	—	1,22	0,009	94,80	3,29	$5,8 \cdot 10^{-3}$	—	-3,4	28,8	372,0	$1,04 \cdot 10^{-6}$
50-94	—	—	—	—	—	1,30	0,015	94,77	3,29	—	—	-3,4	28,0	—	$1,4 \cdot 10^{-6}$
52-99	—	—	—	—	—	0,25	0,001	83,83	—	$6,4 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	$1,05 \cdot 10^{-6}$
52-100	—	—	—	—	—	0,39	0,002	83,60	—	$6,4 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	$1,3 \cdot 10^{-6}$

П р и м е ч а н и е. Пробы отобраны из лавовых потоков Южного прорыва, характеристика мест взятия и температуры в работе [104].

образования отмечена сера, по изотопии близкая к мантийной метке. В остальных серосодержащих минералах и самородной сере БТТИ изотопия серы слабо варьирует, в разной степени приближаясь к мантийной в зависимости от температуры образования. Безусловно участие мантийного свинца в новообразованном галените БТТИ [99].

Таким образом, можно утверждать, что при Толбачинском извержении осуществляется вынос на поверхность глубинного вещества, энергии, и в благоприятных условиях происходит формирование Cu, Zn, Pb пневматолитового оруденения. Источник вещества определяется однозначно – флюид мантийного первичного расплава.

Отсутствие экранирующих факторов привело к рассеянию основной массы рудных компонентов в атмосферу и не способствовало формированию рудных месторождений, связанных с Большим Толбачинским извержением.

КАРЫМСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР (КВЦ)

Карымский вулканический центр рассматривается также как потенциальная рудогенерирующая система, имеющая резервуар рассеянного рудного вещества (магма, изверженные породы), потоки этого вещества (флюиды, эксгаляции, пепел) и места их временной аккумуляции (лавы, тефра, вулканические бомбы и прочие образования).

Особенности современной вулканической деятельности Карымского вулканического Центра: во-первых, продолжительная его активность; во-вторых, разнообразие петрохимического состава изверженного материала; в-третьих, одновременное сосуществование генетически связанных двух систем – флюидной вулкано-пневматолитовой, локализованной в пределах Карымского вулкана, и флюидной вулкано-гидротермальной, разгружающей на дне Карымского озера и генетически связанного с ним грабена.

Вулкано-пневматолитовый процесс при извержениях Карымского вулкана характеризуется рассеянием эруптивного, в том числе и рудного, материала и не приводит к формированию рудопроявлений. Вулкано-гидротермальный процесс знаменуется широким развитием вторичного минералообразования.

Цель настоящих исследований – изучение причин формирования двух генетически связанных вулканических систем современных извержений (1996 г. и более поздних) в пределах КВЦ, их специфики и продуктов эруптивно-постэруптивных процессов.

2.1. КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КВЦ

Карымский вулканический центр расположен в восточной части Камчатки, приурочен к тектонически и магматически активной зоне разломов субмеридионального, северо-восточного простираний. Эта зона контролирует серию ныне активных вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки (Карымский, Малый Семячик и фреатомагматическое извержение в оз. Карымском, расположенном пределах кальдеры Академии Наук) (рис. 12).

Детально изучен характер разрывных нарушений земной коры в период активизации Карымского вершинного извержения и извержения в оз. Карымском в начале января 1996 г. [140, 141]. В таблицах 10, 11 приведены данные инструментальных наблюдений разрывных деформаций участка земной поверхности в районе Карымского вулкана. Деформации протяженностью до

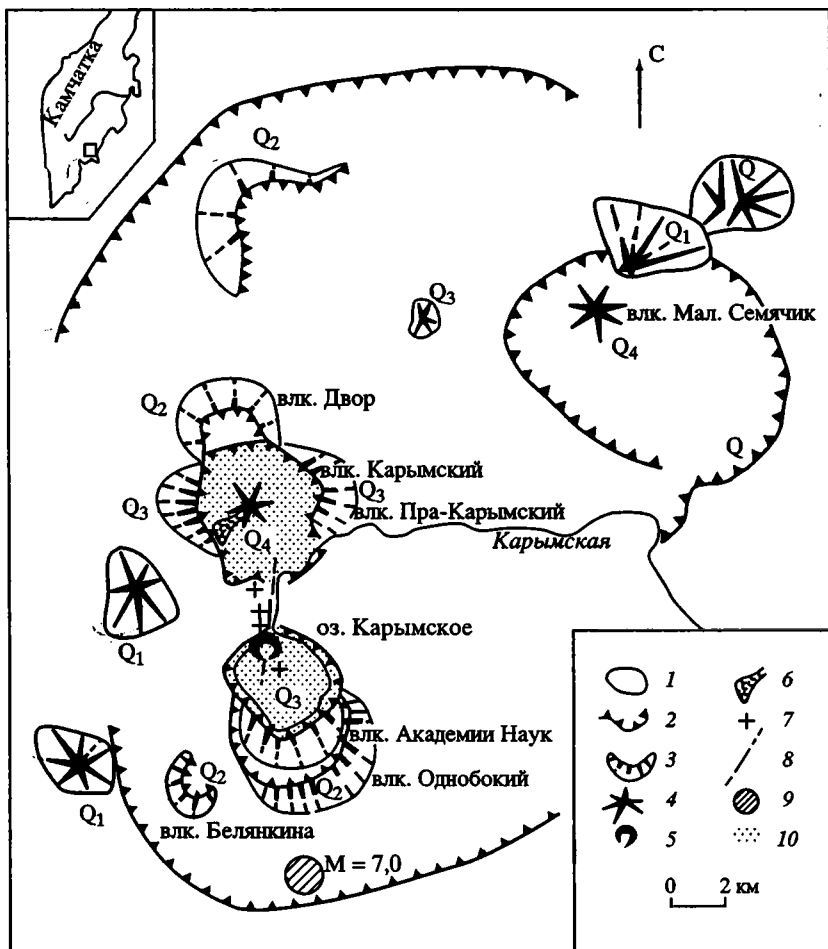


Рис. 12. Схема расположения кальдер, действующих вулканов Карымского вулканического центра и мест явлений, связанных с извержениями 1996 г. [138]

1 – оз. Карымское в кальдере Академии Наук; 2 – уступы и границы кальдер; 3, 4 – вулканы потухшие (3), действующие (4); 5 – подводный кратер Токарева и п-ов Новогодний, возникшие в кальдере Академии Наук 2–3.01.1996 г.; 6 – лавовый поток вулкана Карымский в 1996–1997 гг.; 7 – центры делатации земной коры в области радиусом 15 км, возникшие в 1975–1977, 1977–1981, 1981–1983 и 1983–1988 гг.; 8 – разлом – питающий канал извержения в кальдере Академии Наук 2–3.01.1996 г.; 9 – эпицентр главного землетрясения 1.01.1996 г., $M = 7,0$, предшествующее извержениям; 10 – кальдеры Академии Наук и Карымского вулкана

1,5 км меридионального или северо-восточного простирания особенно четко проявились севернее оз. Карымского и имели разнообразный характер подвижек: взброс, сброс, раздвиг. Было установлено, что подвижки по разрывам осуществлялись в два этапа: на первом этапе преобладало сжатие, сопровождавшееся формированием взбросов, на втором – преобладало растяжение с последующим образованием сбросов и раздвигов [140]. Разрывы имеют сложное строение. Амплитуда вертикального перемещения достигает 3,75 м, а горизонтального раздвига – порядка 1,7 м. По геофизическим данным, система разломных нарушений подстилается серией базальтовых даек.

Карымский вулканический центр объединяет 7 вулканов – Пра-Карымский, Карымский, Двор, Малый Семячик, Академии Наук, Однобокий, Белянкина и 6 безымянных потухших вулканов (см. рис. 12). Возраст последних датируется от нижнего до верхнего плейстоцена. Карымский стратовулкан вместе с кальдерой Академии Наук – ныне действующие вулканы. Такой значительный возрастной интервал вулканических проявлений в КВЦ свидетельствует о длительно живущем (~7 тыс. лет) глубинном мантийном резервуаре, спорадически поставляющем на дневную поверхность порции выплавленного и в различной степени дифференцированного мантийного материала [144].

В этом разделе монографии рассмотрен материал извержений вулкана Карымский и кальдеры Академии Наук, произошедших в 1996–2002 гг., т.е. очень короткий этап их деятельности. Излияния в вулкане Карымском продолжаются и ныне. За это время из близвершинного бокового вновь образованного кратера излилось 6 потоков базальт-андезито-базальтовых лав, многие из которых сформировались за счет импульсной поставки расплавов. Извержения сопровождались выбросом тефры, содержащей базальтовые, андезитово-базальтовые и риодацитовые вулканические бомбы. В результате извержения Карымского вулкана 1996–1998 гг. лавовые потоки и пепловый материал образовали покровы мощностью 5–10 см и более на площади ~200 км². Общий объем магматического материала Карымского

Таблица 10. Характеристика наиболее крупных разрывов, сформировавшихся 1–2 января 1996 г. вблизи вулкана Карымский [140]

Простираание, °	Длина, м	Амплитуда-вертикального смещения, см	Наклон плоскости сместителя		Тип разрыва	Раздвиговая составляющая, см
			Направление	Угол, °		
0–10 25–30*	400	85	В	0	Сброс	До 50
0	700 1800***	80–375	З*	80–82	Взброс*	До 250
			В		Сброс**	
30–70	40	20	ЮВ	80	Сброс	До 50
20–45	60	10*	ЮВ 40–50°	63–80	То же	
0	400	130	З	75–82	Взброс	До 50
25–30	100	30	СЗ	76	То же	
10–15	1200	До 16–20	В	70–82	"	–
15–17	170	3–4	З	70–80	"	–
20	250	До 40–50	З	70–80	"	–
20–25	200	50–70	ЮВ	70	"	–
40**		20**				До 25
20	150	10	В	81	"	–

* Данные о разрыве в северной его части; ** данные о разрыве в южной его части;

*** длина разрыва с учетом предполагаемого его продолжения на юг, к центру извержения в оз. Карымском.

вулкана к марту 1998 г. составил ~5 млн м³ [138]. Петрографический состав изверженного материала детально описан Е.Н. Гриб [39].

Мы изучили образцы и шлифы пород некоторых лавовых потоков, вулканических бомб. Этот материал согласуется с описаниями, представленными в работе [39]. Особое внимание следует обратить на то, что в основных по кремнекислотности дифференциатах фенокристы плагиоклаза представлены битовнит-анортитом, микрофенокристы – лабрадор-битовнитом, а плагиоклаз матрикса – лабрадором. Крупные округлые (следы оплавления) фенокристы являются протокристаллами, образованными в первичном магматическом резервуаре. Две другие генерации плагиоклаза (кайма фенокристов и матрикс) сформировались в процессе остывания расплава.

Риодациты, слагающие вулканические бомбы, как правило, плохо раскристаллизованы. В риодацитах, содержащих кристаллическую фазу, присутствуют три генерации плагиоклаза. Первая генерация, относящаяся к фенокристам и составляющая ядро плагиоклаза, представлена битовнитом или битовнит-анортитом. Внешняя его кайма сложена лабрадором, плагиоклаз матрикса по составу отвечает кислому андезину. Формирование зональных фенокристов обусловлено тем, что битовнит-анортит является протокристаллом базальтового первичного расплава, захваченным (или привнесённым) в кремнекислую часть и находящимся в неравновесном состоянии по

Таблица 11. Характеристика разрывов, сформированных 1–2 января 1996 г. к югу от конуса Лагерный [140]

Простирание, °	Длина, м	Амплитуда вертикального смещения, см	Наклон плоскости сместителя		Тип разрыва
			Направление	Угол, °	
20	25–30	2	Вертикальный		Взброс (?)
20–35	100	12	СЗ*	70	Взброс*
					ЮВ*
20	50	8	ЮВ*	57	Сброс
45	10	3–5	СЗ	70 (?)	То же
20	100	10–20	СЗ	77	"
				ЮВ	Взброс*
20	100	15–20	СЗ	60	Сброс
50**					
45	100	20–30	СЗ	67	То же
20	10	7	Вертикальный		"
10	30	–	ЮВ	80	(?)
10	20	3	ЮВ	70	Сброс
20	20	3	ЮВ	80	Сброс
20	20	–	СЗ	73	(?)
15	20	–	СЗ	80	(?)
20	20	–	СЗ	66	(?)
45	8030	10–20	ЮВ	80	Сброс

* Данные о разрыве в северной его части; ** данные о разрыве в южной его части.

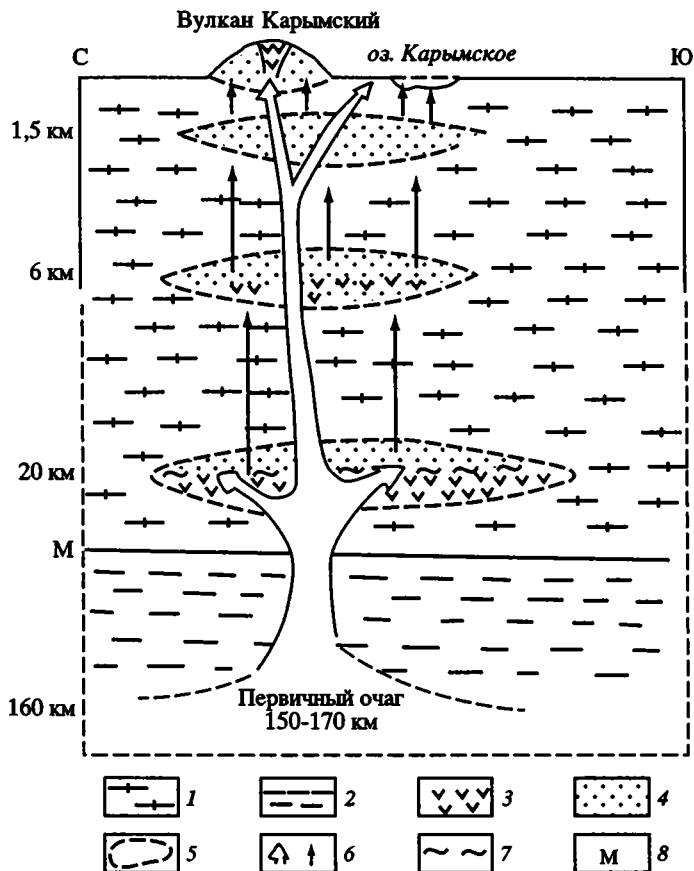


Рис. 13. Схематическая реконструкция глубинного разреза района развития вулканизма КВЦ
 1 – континентальная кора; 2 – верхняя мантия; 3 – базальты; 4 – риодациты; 5 – внутриплитные промежуточные магматические камеры; 6 – пути проникновения мантийных расплавов; 7 – условная граница дифференциатов; 8 – поверхность Мохоровичича

отношению к расплаву; вследствие этого он обрастает реакционной каймой более кислого состава. Плагиноклаз матрикса образовался при остывании риодацитового субстрата.

Такая особенность состава плагиноклазов базальтов и риодацитов свидетельствует о том, что оба типа пород комагматы и сформированы за счет процессов дифференциации толеит-базальтового первичного расплава. Последовательность разновременных излияний различных по кремнекислотности порций расплава может быть гомодромной и антидромной, но преобладает первая.

Геофизическими методами под Карымским вулканическим центром выявлены четыре уровня магматических очагов (камер) [144, 74, 75]. Самый глубинный (мантийный) очаг, расположенный в астеносфере на глубине 150 км, является первичным очагом магмагенерации. Три других, расположенных в земной коре на глубинах 18–20; 4,5–6,5 и 1,5 км, являются проме-

жуточными камерами (рис. 13). Два верхних из них, вероятнее всего, заполнены более легкими кремнекислыми риодацитовыми дифференциатами. Процесс дифференциации первичного базальтового расплава осуществлялся в нижнем коровом промежуточном очаге (глубина 18–20 км). Более вязкая и легкая кремнекислая порция поднялась до верхних уровней и сформировала там долгоживущие промежуточные очаги. Излияния, как правило, инициировались прорывом основных толеитовых, базальтовых порций магмы. Не исключено, что в ходе этих прорывов базальты захватывали часть риодацитового расплава, что приводило к гибридизму основных порций магмы и возникновению андезито-базальтов, андезитов и других петрографических разновидностей пород кремнекислотного состава.

Изученный материал позволяет восстановить эволюцию вулканизма Карымского центра. Ее суть такова. В астеносферном очаге в результате селективного плавления образуется первичный толеит-базальтовый расплав, который в нижнем промежуточном коровом очаге (на глубине 18–20 км) в результате дифференциации распадается на две порции: базальтовую и риодацитовую. Риодациты слагают верхние коровые очаги (4,5–6,5; 1,5 км). Промежуточные составы пород формируются за счет гибридизма базальтового расплава риодацитовым в процессе его продвижения через верхние коровые магматические очаги.

2.2. КРАТКАЯ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КАРЫМСКОГО ВУЛКАНА

В классических островных дугах вулканы представлены непрерывно дифференцированным рядом, включающим все типы пород от пикро-базальтов до риолитов. Практически все изученные нами образцы вулканитов принадлежат к толеитовой серии. Химический состав продуктов извержения КВЦ в 1996–1997 гг. представлены в таблицах 12, 13. На диаграмме Макдональда (рис. 14, 1) мы видим масштаб дифференциации вулканитов КВЦ по кремнекислотности. Как видно из этой диаграммы, степень диффе-

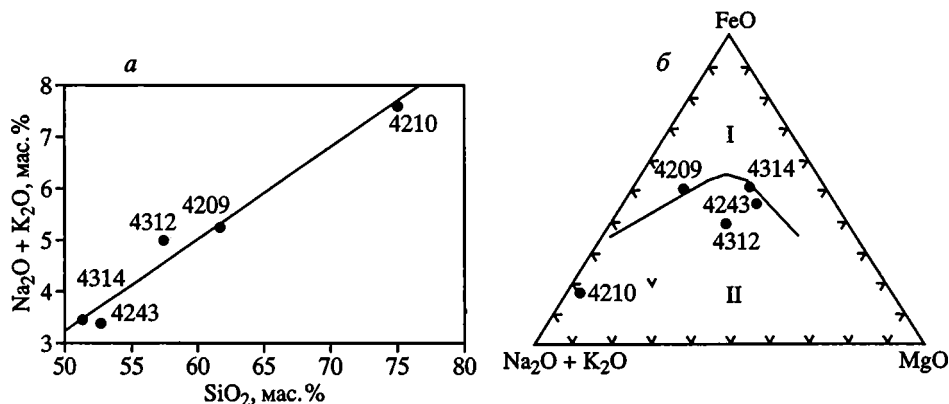


Рис. 14. Петрохимические диаграммы вулканитов КВЦ

a – (Na₂O + K₂O) – SiO₂; *б* – АРМ (I – поле толеитовых базальтов, II – поле субщелочных базальтов)

**Таблица 12. Химический состав продуктов извержения
в Карымском вулканическом центре в 1996–1997 гг. [140]**

Компо- ненты	Содержание, %										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,08	51,80	52,80	75,05	71,80	68,64	64,80	62,06	62,40	60,70	59,64
TiO ₂	0,88	0,70	0,74	0,04	0,23	0,23	0,88	1,11	0,96	0,82	0,94
Al ₂ O ₃	19,71	18,70	18,76	13,10	14,34	15,66	16,15	14,08	15,96	17,30	17,50
Fe ₂ O ₃	1,71	1,99	2,08	0,44	0,86	1,13	0,42	2,98	2,22	1,78	2,38
FeO	7,26	6,31	5,84	1,29	1,35	1,89	4,85	4,61	4,02	4,20	3,69
MnO	0,13	0,12	0,17	0,10	0,14	0,12	0,05	0,13	0,11	0,10	0,10
MgO	5,34	6,38	5,62	0,25	0,56	0,84	1,70	3,80	0,14	2,06	2,46
CaO	10,12	10,50	10,56	1,09	2,09	2,14	3,60	5,84	5,46	6,80	6,66
Na ₂ O	2,45	2,46	2,52	3,72	4,72	3,72	3,81	3,17	3,94	4,17	3,88
K ₂ O	0,69	0,60	0,84	3,90	3,30	4,80	1,07	1,15	1,77	1,45	1,67
H ₂ O ⁻	0,00	0,14	0,16	0,29	0,23	0,34	0,26	0,24	0,07	–	–
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,08	0,06	0,06	0,07	0,17	0,13	0,26	0,25	0,24
Сумма	99,54	100,96	100,17	99,32	99,69	99,58	99,50	99,66	99,31	99,73	99,51

П р и м е ч а н и е. 1–3 – базальты извержения в оз. Карымском 2–3 января 1996 г. (1 – вулканическая бомба, 2 – вулканический песок из воронки, шлак из воронки, 3 – базальт); 4–8 – пемзовые бомбы риолитового (4), риодацитового (5,6), дацитового (7), андезитового (8) составов; 9–11 – пемзовые бомбы пирокластического (9) и лавового (10, 11) потоков вулкана Карымский извержения 1996–1997 гг.

Образцы из коллекций В.И. Андреева, Г.А. Карпова, Е.И. Гриб. Аналитики Л.А. Карташова, В.В. Дунин-Барковская (ЦХЛ Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН).

**Таблица 13. Химический состав вулканического материала оз. Карымского
и источников Академии Наук**

Компо- нент	Содержание, %							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	56,04	56,10	54,00	52,80	55,42	42,04	97,86	70,88
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	-0,96	-0,96	-0,96	<0,5	Не обн.	<0,5
Al ₂ O ₃	17,20	15,79	16,74	14,20	16,80	5,68	0,40	7,21
Fe ₂ O ₃	4,20	4,16	8,42	10,02	3,26	25,50	0,12	0,28
FeO	4,31	4,10	1,61	4,42	4,46	1,90	0,20	1,60
MnO	0,82	0,70	0,84	0,62	0,65	0,86	Не обн.	0,10
MgO	2,02	3,30	3,12	2,04	2,68	1,32	0,05	1,20
CaO	5,98	4,70	6,88	13,98	6,70	3,80	Не обн.	1,82
Na ₂ O	3,40	4,32	3,24	3,42	4,04	1,62	То же	1,48
K ₂ O	1,96	1,86	1,58	1,60	1,64	0,86	"	0,56
H ₂ O ⁻	0,50	0,96	0,48	1,40	0,37	2,66	0,14	2,14
ППП	2,55	3,90	2,10	4,30	2,60	13,10	1,17	11,96
P ₂ O ₅	0,35	0,24	0,22	0,41	0,20	0,60	0,24	0,20
SO ₃	Не опр.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,33	99,03	99,23	99,21	98,82	99,46	100,18	99,43
	+ TiO ₂	+TiO ₂	+TiO ₂	+TiO ₂	+TiO ₂	+TiO ₂	+TiO ₂	+TiO ₂

Пр и м е ч а н и е. Не опр. – не определялись; не обн. – не обнаружены; 1 – обр. 4392, оз. Карымское, близ транспортного причала; 2 – обр. 4386, ил оз. Карымского, центральная часть, глубина 64 м; 3 – обр. 4388, осадок, кратер Токарева, западный борт, глубина 18м; 4 – обр. 4389, песчаный ил, северный сектор кратера Токарева, глубина 30 м; 5 – обр. 4390, ил кратера Токарева, глубина 7м; 6 – обр. 4391, п-ов Новогодний, охристый осадок; 7 – обр. 4409, кремнистая порода, кальдера Академии Наук, источник Сернистый; 8 – обр. 4395, из гейзерита, кальдера Академии Наук.

Таблица 14. Содержание редкоземельных элементов в вулканитах КВЦ, г/т

Номер образца	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
4209	3,0	7,7	5,0	1,4	0,53	0,31	0,96	0,14
4312	11	27	17	4,4	1,2	0,86	2,8	0,41
4314	5,9	14	10	2,6	0,86	0,52	1,6	0,24
4243	8,2	20	12	3,3	1,1	0,64	2,0	0,34
4210	12	28	16	3,8	1,2	0,78	2,4	0,38
БТТИ*	13	31	20	5,5	1,4	0,67	2,6	0,42
К**	5,8	15	9,0	2,6	0,71	0,43	1,6	0,24

*Вулканическая бомба БТТИ; ** вулканическая бомба вулкана Карымский. Аналитик С. Ляпунов (ГИН РАН).

ренцированности крайне сильная. Тип дифференциации контрастный. Развиваются лишь базальты, андезиты и риолиты.

На диаграмме AFM также прослеживается отчетливая дифференциация пород (рис. 14, 2). Ее суть заключается в обеднении расплавов магнием и обогащении щелочными элементами. При этом сохраняется принадлежность к толеитовой серии.

Особый интерес с позиций петрогенеза представляет изучение характера распределения в вулканитах редкоземельных элементов (табл. 14). Как известно, эти элементы характеризуются очень близкими химическими свойствами и в своем спектре чутко реагируют на малейшие изменения состава среды в процессе образования первичных расплавов и в последующей их эволюции. Эффузивы толеитовых и, вообще, низко-щелочных серий не содержат минералов, концентрирующих РЗЭ, которые в этих типах пород находятся в рассеянном состоянии и содержатся в форме изоморфных примесей в пороодообразующих минералах или в стекловатом матриксе. Напротив, в кремнекислых породах, входящих в состав континентальной коры (граниты, гранито-гнейсы), присутствуют минералы-концентраторы РЗЭ, такие, как ортит, монацит, ксенотим, циркон, апатит, гранат и др. Часть из них характеризуется селективно цериевым, а часть – селективно иттриевым составами. Естественно, что контаминация базальтовых расплавов породами континентальной коры должна резко сместить спектры распределения РЗЭ не только в сторону увеличения их концентраций, но и в сторону обогащения пород мелкоионными РЗЭ.

На диаграмме распределения РЗЭ в вулканитах Карымского вулкана, нормированных по хондриту, видно (рис. 15), что они обогащены крупноионными РЗЭ по сравнению с хондритами и образуют достаточно плотный пучок линий. Большая часть образцов обогащена крупноионными и слабо обеднена мелкоионными элементами по сравнению с E-MORB и особенно N-MORB. Эта особенность распределения РЗЭ связана с разным составом первичных расплавов КВЦ и MORB.

Более заметные различия в характере распределения РЗЭ в вулканитах Карымского вулкана и MORB вскрываются при их нормировании по N-MORB. На диаграмме видно насколько они обогащены крупноионными и обеднены мелкоионными элементами по сравнению с N-MORB. Здесь же следует заметить, что тренды распределения РЗЭ в породах КВЦ занимают промежуточное положение между трендами E-MORB и OIB и расположены выше трендов вулканитов островных дуг. Эти данные свидетельствуют также о различиях в составах первичных расплавов сравниваемых объектов (КВЦ, MORB, OIB) [74, 75]. Отсутствие в трендах распределения РЗЭ в вулканитах КВЦ дефицита Eu указывает на то, что в процессе дифференциации первичных расплавов не происходило сколько-нибудь заметного фракционирования плагиоклаза. Возможно, в процессе дифференциации существенную роль играло ликвационное разделение первичного расплава. Вероятность подобного типа дифференциации отмечал Б.В. Иванов [74, 75]. В его работе приведены тренды распределения РЗЭ в андезитах КВЦ. В целом они аналогичны приведенным в данной монографии. Исключение составляет Eu, характеризующийся пиком концентрации в андезитах толеитовой и известково-щелочной серий. Возможно, в его аналитическую выборку по-

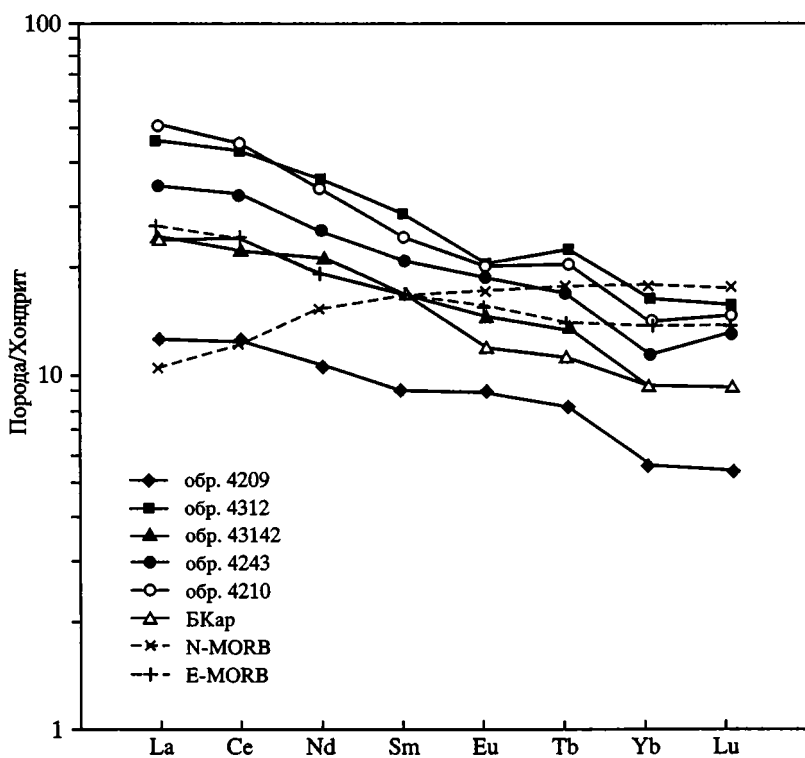
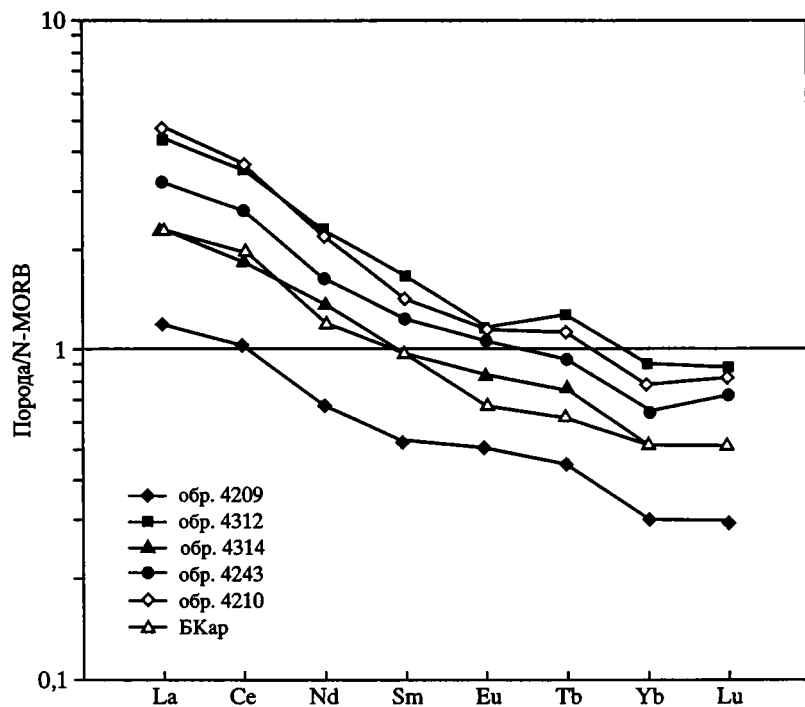


Рис. 15. Диаграммы распределения редкоземельных элементов в вулканитах КВЦ

пали плагиофировые андезиты, а, как известно, Еи накапливается в плагиоклазе.

Заключая геохимическую часть, следует отметить, что характер распределения РЗЭ и уровни их концентраций, по нашему мнению, исключают возможность контаминации первичных расплавов кремнекислым коровым материалом. В противном случае концентрации РЗЭ в магматических породах КВЦ были бы значительно выше; породы были бы обогащены мелкоионными РЗЭ; в целом тренды распределения TR в вулканитах КВЦ отличались бы от таковых в различных структурах Мирового океана, характеризующихся океанической корой.

Таким образом, петрохимический и геохимический аналитический материал не противоречит изложенной выше схеме петрогенеза вулканитов Карымского вулканического центра. Базальты и риодациты в КВЦ являются комагматами, сформировавшимися в процессе дифференциации первичного толеит-базальтового расплава. Характер распространения РЗЭ в вулканитах, соответствующих разным порциям лавовых излияний, указывает на их комагматичность.

В процессе дифференциации мантийного расплава, расположенного на глубинах более 150 км, излившийся материал обеднен флюидными, в том числе и рудными компонентами [41]. Одной из особенностей современной эруптивной деятельности Карымского вулкана является отсутствие шлаковых конусов типа БТТИ, способствующих образованию геохимических барьеров в пористых породах. Как следствие – отсутствие рудных камер и рассеяние эксплозивного материала в процессе извержения (шлаковые конуса отмечаются лишь в более древних извержениях на рубеже 2600 ¹⁴С лет назад [13], где преобладает Cu-компонента).

2.3. ФРЕАТОМАГМАТИЧЕСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ НА ДНЕ КАРЫМСКОГО ОЗЕРА

В январе 1996 г. в северной части Карымского озера (кальдера Академии Наук) произошло подводное извержение из эруптивного центра вулкана Академии Наук, расположенного в 500 м от берега (кратер Токарева) (рисунки 16, 17, 18). Мощные дискретные фреатомагматические взрывы следовали с интервалом 10–15 мин, парогазовые выбросы со значительным содержанием пепла поднимались на высоту нескольких километров. При сильных взрывах происходил выброс большого количества вулканических бомб. Извержению предшествовало повышение температуры вод озера и таяние ледового покрытия. В результате подводного извержения средняя температура вод озера стала ~20 °С, рН снизился до 3,2. На месте подводного извержения образовался п-ов Новогодний площадью ~0,38 км² с мааром диаметром до 650 и глубиной 60 м. Объем извергнутого в 1996 г. извержением в кальдере Академии Наук пирокластического материала достигает 5–10 млн м³. Это главным образом базальтовая тефра с подчиненным количеством пемзовых риодацитовых бомб [140]. Продукты одновременных извержений 1996 г. Карымского вулкана и подводного в оз. Карымском представлены базальтами, андезитами, риолитами.

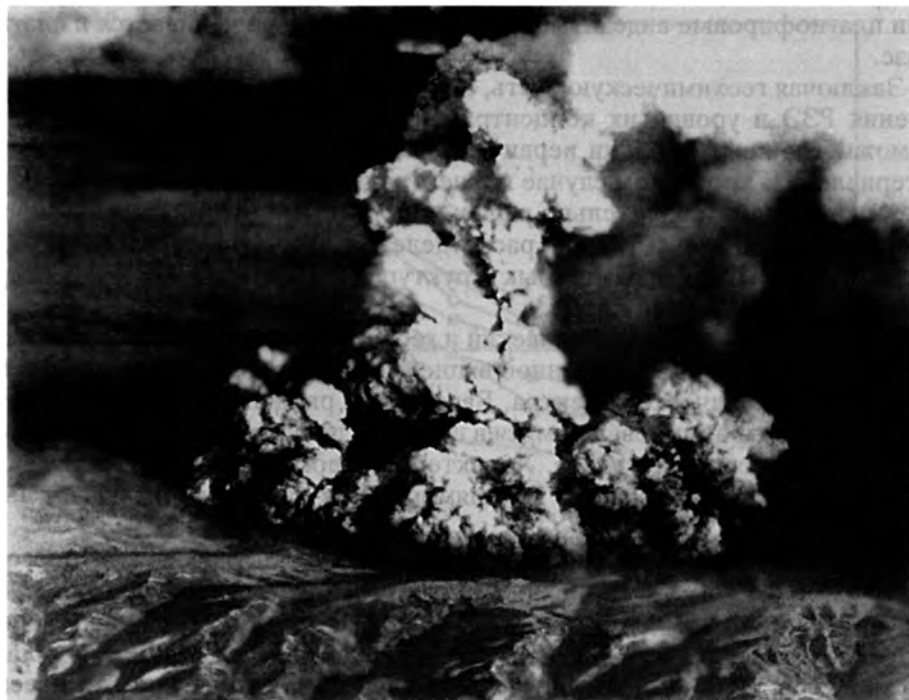


Рис. 16. Фреатомагматическое извержение в оз. Карымском, январь 1996 г. Фото С.А. Федотова

Современное подводное вулканическое извержение в оз. Карымском следует рассматривать как природную лабораторию литогенетических рудообразующих процессов [23]. Во-первых, при извержении в водную среду озера поступило огромное количество газов и пирокластического материала, содержащего эндогенные химические элементы; во-вторых, изменилась сама физико-химическая среда озерного минералообразования под действием этих факторов (таблицы 15, 16, 17).

В 1996 г. в оз. Карымское из извергающегося Карымского вулкана также вносилось ~100 т/сут свежего пепла. Извержением из подводного кратера Токарева в озеро внесено в среднем 8 млн т вулканического материала. В составе окклюдированных газов вулканических бомб подводного извержения обнаружен SO_2 .

Водная вытяжка из пробы свежих пеплов Карымского извержения андезито-дацитового состава содержала, мг/л: H^+ – 0,42; Na^+ – 133,4; K^+ – 23,5; Ca^{2+} – 872,0; Mg^{2+} – 54,4; ΣFe – 24,0; Cl^- – 163,5; SO_4^{2-} – 2643,0. $\text{pH} = 3,07$. В воднорастворимом комплексе пеплов преобладают сульфат-ион, Ca, Na, Mg. Вытяжка характеризуется кислой реакцией, близкой к той, которая наблюдалась в озере сразу после подводного извержения 1996 г. По данным режимных наблюдений, солевой состав оз. Карымского в 1996–2000 гг. качественно не менялся, но заметно понизились общая минерализация, содержания Ca и SO_4^{2-} в поверхностном слое воды в кратере Токарева

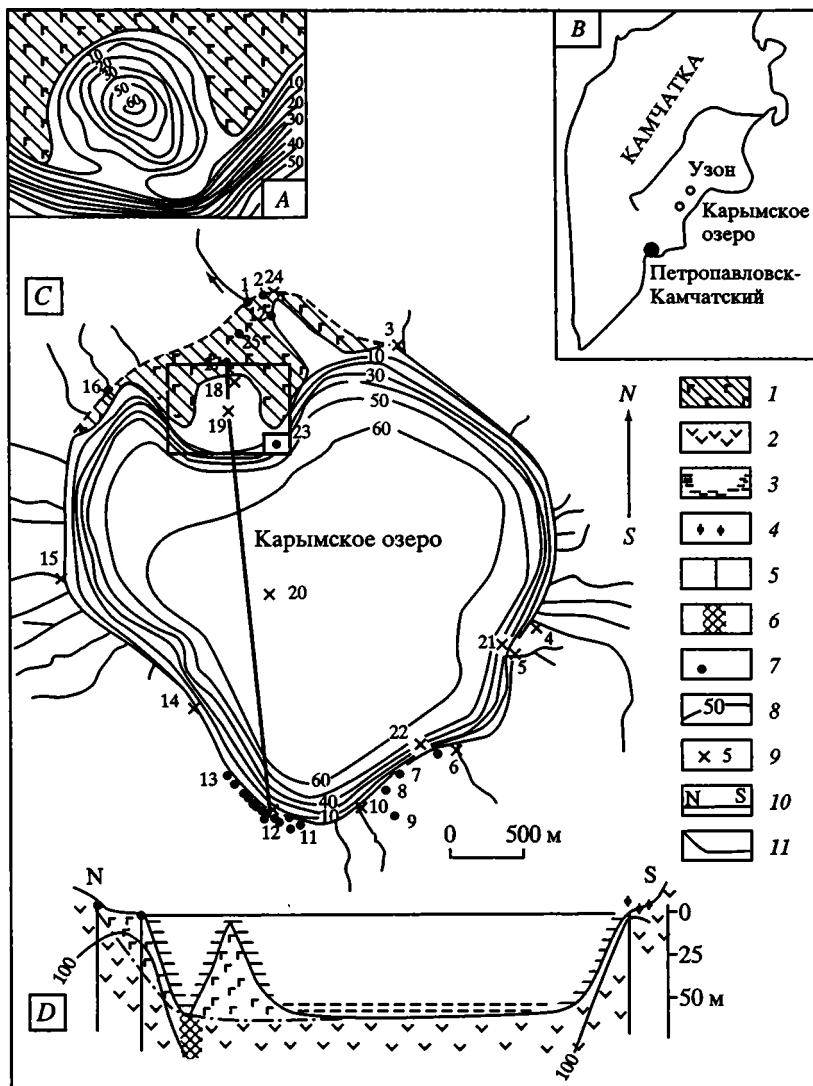


Рис. 17. План и профиль оз. Карымское после фреатомагматического извержения 1996 г. [140]

1 – вулканический материал фреатомагматического извержения 1996 г., слагающий п-ов Новогодний; 2 – вулканические породы фундамента оз. Карымское; 3 – вулканогенно-осадочные образования на дне оз. Карымское; 4 – стационарная лаборатория; 5 – линия профиля; 6 – прижерловый дайковый комплекс; 7 – термальные источники; 8 – изобаты; 9 – места опробования; 10 – направление стран света; 11 – береговая линия оз. Карымское до фреатомагматического извержения 1996 г. А – кратер Токарева; В – фрагмент карты Камчатки с оз. Курильское; С – план оз. Карымское; D – профиль С–Ю оз. Карымское

**Таблица 15. Химический состав воды оз. Карымское,
режимные наблюдения, мг/л**

Номер пробы	Станция	Глубина, м	Дата отбора	T °C	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
?	—	0,0	19.06.84	1,0	7,0	10,4	1,6	1,6	0,5
22 ^л	2	0,0	22.01.96	19,0	3,2	75,0	7,3	66,0	14,4
22 ^к	3	0,0	22.01.96	20	3,7	74,3	7,6	64,0	17,2
21 ^л	2	0,0	21.07.97	14	3,4	62,0	7,0	55,0	7,7
21 ^л	3	0,0	21.07.97	16,3	4,2	62,5	6,8	50,1	9,7
3 ^л	2	0,0	03.08.98	14,5	3,7	74,9	9,1	46,1	14,6
3 ^к	3	0,0	03.08.98	15,5	3,7	65,0	8,5	42,0	9,7
5 ^л	2	0,0	05.09.99	10,8	4,0	64,8	7,1	40,1	9,7
5 ^к	3	0,0	05.09.99	11,2	4,0	64,0	7,7	40,1	10,9
81	3	0,0	30.06.00	13,88	4,30	66,1	7,07	36,07	10,21
80	3	10	30.06.00	10,44	4,28	68,5	7,80	36,07	7,78
79	3	20	30.06.00	4,98	4,16	68,5	7,30	40,88	7,78
78	3	30	30.06.00	4,30	4,16	74,6	7,80	40,00	10,2
77	3	40	30.06.00	4,24	4,2	72,0	7,80	39,27	9,73
76	3	55	30.06.00	4,17	4,16	71,0	7,70	40,08	10,21
88	7	6	30.06.00	11,8	4,79	69,0	7,40	36,47	10,70
74	7	6	30.06.00	11,6	4,4	67,6	7,15	36,07	10,21
67	2	0	29.06.00	14,12	4,28	64,9	6,80	35,27	10,21
66	2	5	29.06.00	11,40	4,23	62,7	6,60	35,27	9,24
65	2	10	29.06.00	7,41	4,15	63,9	6,80	38,48	8,76
64	2	20	29.06.00	3,42	4,02	69,0	7,40	38,48	11,19
63	2	50	29.06.00	4,30	4,08	69,3	7,30	40,08	10,70

П р и м е ч а н и е. Пробы отобрали Г.А. Карпов, Е.Г. Лупкина. Аналитики И.Ф. Тимофеева, В.К. Марынова, А. Смышляева (ЦХЛ ИВ ДВО РАН); фоновое содержание растворенного кислорода, определенное по его содержанию в воде пресного холодного руч. Новолагерного, составляет 11,25 мг/л (определено 07.08.98); (—) — не определялись.

и водах основной акватории озера. Через год в водах озера довольно резко упало содержание Na, Ca, Mg. Содержание сульфат-иона также заметно снизилось, но в кратере Токарева остается близким к уровню 1996 г. Содержание Cl в 2000 г., наоборот, увеличилось. Кроме того, обнаружилось, что если в 1996 г. на глубине 30 м наблюдались прямо противоположные значения содержания сульфат-иона в воде кратера Токарева (пониженные значения) и в акватории озера (резко повышенное значение), то в 2000 г. в обеих зонах озера наблюдались близкие вариации.

Определенная стратификация отмечена в распределении ряда элементов. Так, в кратере Токарева к интервалам глубин 10 и 30 м приурочено увеличение содержания в воде K и Ca, стабильно высокое содержание Cl и Mg. Общая минерализация также имеет тенденцию к увеличению именно на глубине 30 м. Закономерно также изменение температур. В кратере Токарева до глубины 20 м она более-менее постоянна. Затем, до глубины порядка 40 м, наблюдается резкое снижение температуры, и далее до дна кратера

Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄ растворенный	H ₄ SiO ₄ коллоидный	H ₃ BO ₃	Растворенный O ₂	Σ	Примечание
8,5	3,80	35,1	48,0	0,0	0,0	–	109,6	Г.Ф. Пилипенко
35,5	379,0	0,0	325,0	0,0	0,0	–	921,7	Центр озера
57,8	317,0	0,0	189,0	0,0	0,6	–	727,5	Кратер Токарева
40,0	300,0	0,0	146,0	23,05	2,7	–	644,3	Центр озера
41,2	255,0	0,0	132,1	21,0	–	–	579,4	Кратер Токарева
41,9	249,8	0,0	157,0	–	–	–	593,4	Центр озера
46,7	249,6	0,0	139,0	–	15,0	–	575,5	Кратер Токарева
44,0	220,9	0,0	135,0	30,0	<0,5	–	552,1	Центр озера
46,2	220,9	0,0	138,0	23,6	<0,5	–	552,3	Кратер Токарева
44,68	201,73	4,27	129,0	–	6,12	11,8	517,05	То же
43,97	201,73	2,44	133,0	–	5,44	13,2	519,93	"
48,22	211,33	2,44	143,0	–	3,40	14,9	547,75	"
46,1	230,5	2,44	145,0	–	6,12	12,2	574,96	"
48,22	230,54	3,66	147,0	–	6,80	–	565,02	"
48,22	211,33	2,44	130,0	–	8,16	–	529,14	"
46,8	201,7	7,32	134,0	–	8,16	–	521,55	Выходы газов
44,68	201,73	3,66	126,0	–	4,08	12,7	513,88	Желоб
41,82	211,33	2,44	123,0	–	5,44	–	501,21	Центр озера
41,13	192,12	3,66	145,0	–	5,44	–	501,16	То же
45,55	201,76	1,22	149,0	–	2,72	–	518,19	"
46,81	220,94	–	159,0	–	<1,3	–	554,18	"
46,10	220,94	1,22	162,0	–	2,72	–	560,36	"

снова идет слой постоянной температуры. Аналогично изменению температуры меняется плотность вод озера. Однако в кратере Токарева непосредственно после январского извержения эта закономерность была нарушена. Здесь в это время отсутствовала стратификация вод [105]. Существующая ныне стратификация свидетельствует, что в интервале глубин 30–40 м в настоящее время находится более высокоминерализованный источник термальной воды. Водолазное исследование дна кратера, проведенное Г.А. Карповым, обнаружило подводную термальную разгрузку, сопровождающуюся обильным газовыделением и развитием микробиоты (рис. 19).

Кислотность вод оз. Карымского, в частности кратера Токарева, обусловлена прорывом к поверхности магматических газов вулcano-флюидной системы (HCl, SO₂). В поддержании кислой реакции вод озера основную роль играет продолжающееся поступление эндогенных флюидных потоков из недр системы и извлечение воднорастворимых сульфатно-хлоридных комплексов из свежих изверженных пород.

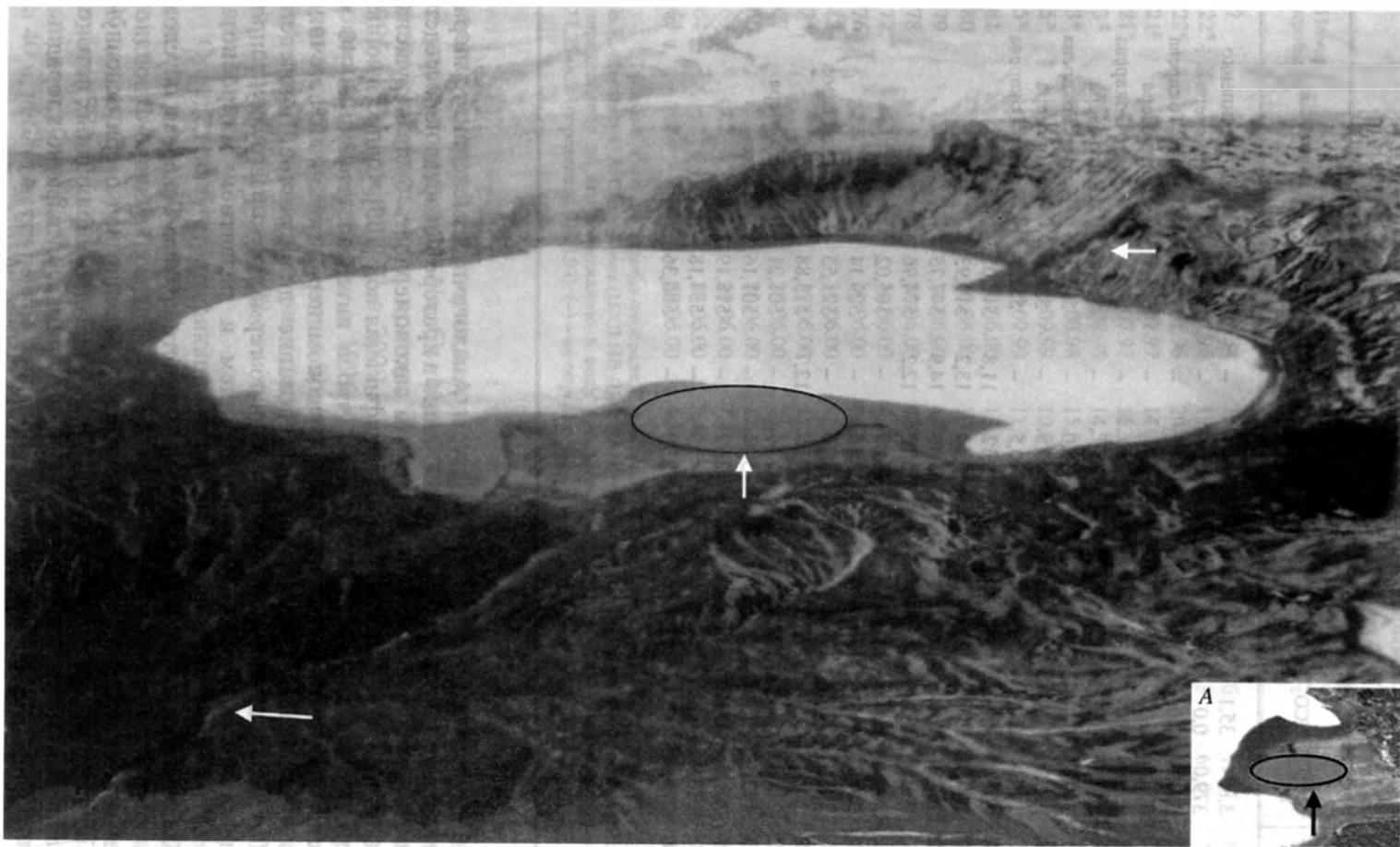


Рис. 18. Карымское озеро, п-ов Новогодный с кратером Токарева (А), май 1998 г.
Фото А.В. Сокоренко

Таблица 16. Свободные газы из района оз. Карымского, об. %

Компонент	Кар-11	Кар-12	Кар-51	Кар-31	Кар-41	Кар-5	Кар-6
He	0,002	0,011	0,001	0,006	0,001	0,0	0,003
H ₂	0,0009	0,002	0,0	0,048	0,0	0,0	0,0005
O ₂	1,445	8,756	5,953	3,179	2,890	2,643	1,734
Ar	0,98	1,099	1,643	1,137	1,566	1,512	1,236
N ₂	36,668	82,739	91,502	66,447	93,954	95,388	96,447
CO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CO ₂	9,438	7,128	0,850	29,039	1,534	0,475	0,482
CH ₄	51,457	0,265	0,051	0,143	0,055	0,162	0,037
C ₂ H ₄	Н.о.	$53 \cdot 10^{-6}$	$81 \cdot 10^{-6}$	$144 \cdot 10^{-6}$	$426 \cdot 10^{-6}$	Н.о.	$304 \cdot 10^{-6}$
C ₃ H ₈	Н.о.	$132 \cdot 10^{-6}$	$12 \cdot 10^{-6}$	$132 \cdot 10^{-6}$	$56 \cdot 10^{-6}$	$4,6 \cdot 10^{-6}$	$8,5 \cdot 10^{-6}$
C ₃ H ₆	Н.о.	$19 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$25,3 \cdot 10^{-6}$	$13,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$8,5 \cdot 10^{-6}$
iC ₄ H ₁₀	$23 \cdot 10^{-6}$	$9,3 \cdot 10^{-6}$	$0,2 \cdot 10^{-6}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$3,9 \cdot 10^{-6}$	$9,2 \cdot 10^{-6}$	$5,8 \cdot 10^{-6}$
nC ₄ H ₁₀	$209 \cdot 10^{-6}$	$11 \cdot 10^{-6}$	$0,3 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$4,9 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$14 \cdot 10^{-6}$

Примечание. Пробы отобраны 30.06.2000 г.; Н.о. – не определены; Кар-11 – источник Бурлящий в русле р. Карымской, ниже впадения руч. Горячего; Кар-12 – источник на правом берегу р. Карымской, напротив источника Бурлящего; Кар-51 – Медвежий источники; Кар-31 – источник на левом берегу руч. Горячего; Кар-41 – выходы газа с глубины 0,6 м близ берега в северном секторе кратера Токарева, отбор 12.04. 2000 г.; Кар-5 – там же, 20.08. 2000 г.; Кар-6 – выходы газа на глубине 6 м в южном секторе кратера Токарева, 29.06. 2000 г. (участок подводной разгрузки с обрастаниями микроорганизмами).

Широкое развитие термофильной микробиоты приводит к трансформации газового состава флюидов и изменениям рН сред гидротермального минералообразования. Продукция термофилов основана на усвоении энергии света и трансформации ювенильных газов. Для микробных сообществ характерно поглощение CO₂, H₂ и обогащение системы O₂. Этот биохимический процесс приводит к резким локальным увеличениям рН, уменьшению миграционной способности щелочных и щелочноземельных элементов и повышению окислительно-восстановительного потенциала [66, 67, 78]. Пост-эруптивный процесс в этом случае, несмотря на общие кислые условия среды, характеризуется локальной карбонатизацией, смектитизацией и окислением Fe²⁺. В этих условиях отмирающие термофильные микроорганизмы фоссилизуются, как правило, с участием кремнезёма, а вулканическое стекло и силикаты в разной степени смектитизируются (рис. 20). Ранее при гидротермальном изменении базальтов на дне Тихого океана было обнаружено одновременное образование каолинита по полевым шпатам, содержащим относительно небольшие количества щелочных элементов, и смектитизация вулканического стекла, имеющего повышенные концентрации щелочных и щелочноземельных катионов [157].

Многочисленные прокольного типа выходы термальной воды и газов с температурой 40–64 °С зафиксированы в северном и южном секторах кратера Токарева. Эти выходы приурочены к четко выраженному на дне тектоническому желобу шириной несколько десятков метров и высотой бортов 0,4–0,5 м, имеющему субмеридиональное простирание. Области подводной

Таблица 17. Химический состав новообразованных термальных источников на территории оз. Карымского, мг/л

Компонент	Номер пробы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
HCO ₃ ⁻	65,9	119,5	–	114,7	26,8	–	91,5	152,0
SO ₄ ⁻	28,8	317	269,0	96,0	33,6	57,6	28,8	240,0
Cl ⁻	109,3	1221	44,7	433	5,0	0,7	277	282,0
F ⁻	0,21	0,41	–	1,91	0,11	0,17	0,74	1,0
NH ₄ ⁻	0,1	0,1	–	0,1	1,5	6,5	0,4	0,1
Ca	20,0	92,0	48,1	6,4	13,2	11,0	32,8	48,0
Mg ²⁺	1,4	2,4	13,4	0,12	2,4	0,6	0,12	9,7
Na ⁻	79,3	849,0	308,5	360	7,4	7,6	196,0	255,0
K ⁻	8,6	85,0	79,9	15,0	2,0	2,1	12,5	24,0
H ₃ BO ₃	8,1	57,8	4,0	44,9	0,7	0,7	20,4	16,3
H ₄ SiO ₄ раств.	155,0	161,0	149,0	177,0	80,0	106,0	182,0	390,0
H ₄ SiO ₄ колл.	12	300,0	70,0	249,0	11,0	2,0	200,0	0,0
Сумма	488,71	3205,21	986,6	1498,15	183,71	194,97	1022,26	1418,1
pH	7,60	7,80	7,0	9,25	6,20	4,60	8,48	7,0
T °C	37	97	60	97	87	97	96	

П р и м е ч а н и е. Места отбора проб: 1 – источник "Медвежий", северо-восточный берег оз. Карымского, 22.07.97 г.; 2 – Воронка-провал № 7, выход термального источника в северном секторе провала, 21.07.97 г.; 3 – Горячий ручей в истоке р. Карымская, 06.05.98 г.; 4 – гейзер "Новый" в группе источников Академии Наук, 19.07.97 г.; 5, 6 – источник "Береговой", юго-юго-восточный берег оз. Карымского, конденсатная вода, 21.07.97 г.; 7 – источник "Сердитый", восточный берег оз. Карымского, 24.07.97 г.; 8 – высачивание гидротерм в пляжной зоне кратера Токарева, 03.01.97 г. Аналитики В.К. Марынова, С.В. Сергеева (ЦХЛ ИВ ДВО РАН).

разгрузки наиболее заметны на глубинах 5,5–8 м по выходам газов и развитию мелких холмообразных возвышенностей с колониями водорослей.

В табл. 16 приведен состав свободных газов в районе оз. Карымского. Он сильно варьирует. В источнике Бурлящем, выходящем в русле р. Карымской, на глубине 1,6 м отмечается повышенное содержание метана (проба Кар-11). В пробах подводной разгрузки в озере обычно содержатся высокие концентрации азота. Максимально высокое содержание N₂ (96,45%) отмечено в пробе газа под альго-бактериальным матом на глубине 6 м (проба Кар-6). Несмотря на некоторое присутствие кислорода в составе газов, отношение N₂/O₂ не характерно для атмосферных газов. Во всех пробах также присутствуют гелий и углеводороды. Помимо подводных выходов гидротерм в результате фреатоматматического извержения 1996 г. по периферии оз. Карымского образовалось 7 новых групп термальных источников, среди которых выделяется один с гейзерным режимом.

Рис. 19. Термальная площадка на дне кратера Токарева

а, в, д, ж – развитие термофильных синезеленых водорослей; б, г, з, е – альго-бактериальные бугры, начало образования матов; з – подводные газовые выделения



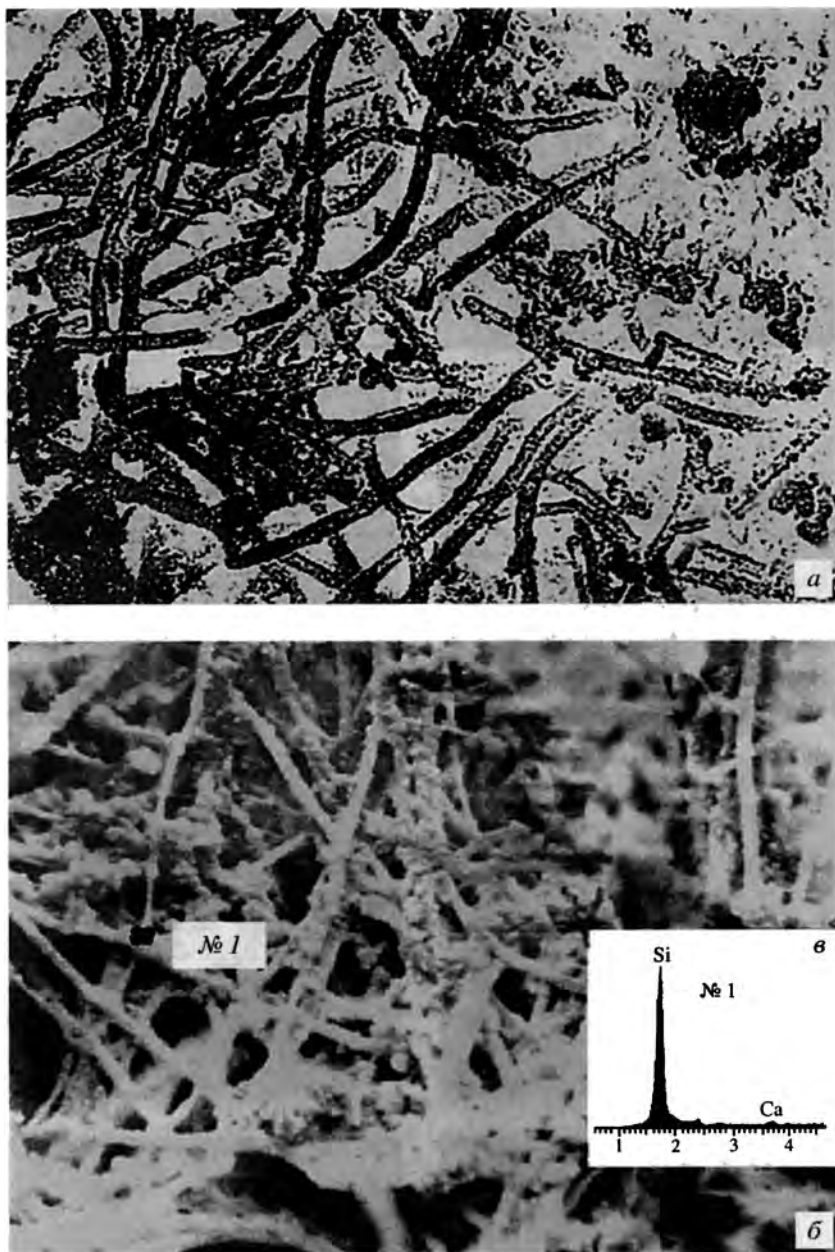


Рис. 20. *а* – колонии *Chlorophlexus*, развивающиеся на матах дна кратера Токарева; *б* – фоссилизированные (окремненные–энергодисперсионный спектр) колонии микроорганизмов со дна кратера Токарева; *в* – № 1 – энергодисперсионный спектр из осадка кратера Токарева

Химический состав вод источников, их общая минерализация, рН и температуры сильно варьируют (см. табл. 17). Продукты подводного извержения – шлаки, гравийно-песчаный материал различного петрохимического состава, базальтовые бомбы и андезито-дацитовый пепел Ка-

рымского вулкана состоят из минералов и химических элементов, обладающих разной устойчивостью и различной геохимической подвижностью в озерно-гидротермальных средах. Рудные минералы распространены во всех типах изверженных пород и в вулcano-пирокластике Карымских извержений 1996–1998 гг. В эффузивах и пирокластике обнаружены самородные алюминий, медь, α -железо, пирротин, пирит с переменным содержанием меди, халькопирит, халькозин, борнит, магнетит, титаномагнетит, гематит [81, 140]. В пемзовых бомбах наиболее распространен пирротин, образующий моносulfидные глобулы, ксеноморфные оторочки, микропрожилки в пироксене и плагиоклазе. Этот минерал отличается постоянством состава при незначительных количествах Cu, Co, Ni. Максимальные количества пирротина характерны для пемзовых бомб, обладающих вследствие контаминации высокой степенью гетерогенности состава. В кислом стекле пирротин ассоциирует с ильменитом, который содержит высокие концентрации Ti (54–55%) и не содержит Fe^{3+} [39]. Вместе с тем в стекле встречаются отдельные крупные выделения титаномагнетита.

Пирокластический материал, эксгальции современного извержения Карымского вулкана и кратковременные извержения в оз. Карымском рассеиваются в атмосфере и не участвуют в создании каких-либо рудных концентраций, хотя рудные элементы, в первую очередь Cu, Zn, V, Mo, содержатся в составе эксгальций и термальных вод.

2.4. ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ КВЦ

Основное постэруптивное минерало-рудообразование следует ожидать в оз. Карымском. Здесь, в кратере Токарева, отлагались шлаки, пемзы и пирокластический материал. Последний содержит рудные компоненты, рассеянные в первичных минералах, реже образующие самостоятельные минеральные фазы (рис. 21). Здесь же сосредоточены выходы хлоридно-сульфатных гидротерм, содержащих Cu, Zn, As и другие элементы. Все это создает предпосылки активизации постэруптивных процессов, в том числе и образование рудных минералов, возникающих при экстракции кислым раствором рудных компонентов из первичных минералов, и вторичного минералообразования на геохимических барьерах.

Гидротермальные постэруптивные изменения на дне кратера Токарева в 1996 г. находились на начальной стадии развития процесса. Анализ энергодисперсионных спектров при электронно-микроскопических исследованиях неизмененных пепловых частиц показал, что они в основном состоят из Si, Al, Ca, Mg, Fe. В измененной части пепла наблюдается развитие смектитоподобного минерала. При этом из пепла выносятся часть Ca и привносятся в пепел K, а из периферической области частиц пепла выносятся все химические элементы, кроме Si (рис. 22).

На дне кратера Токарева в кислых условиях и при повышенных температурах идет формирование структурно неупорядоченного смектита, а не каолинита. Установлено, что этот процесс более масштабен на выходе и при разгрузке термальных вод с температурой $\sim 90^\circ C$, т.е. в более развитой гид-

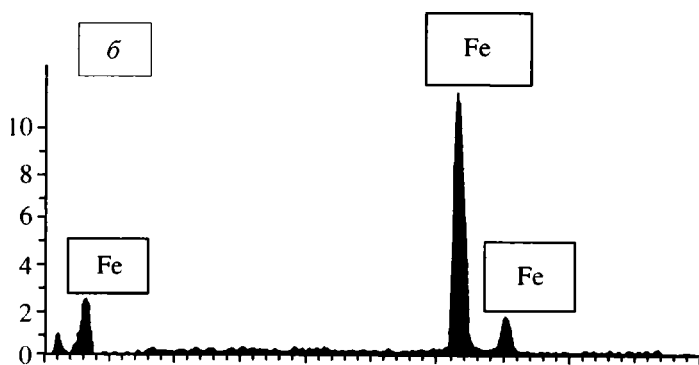
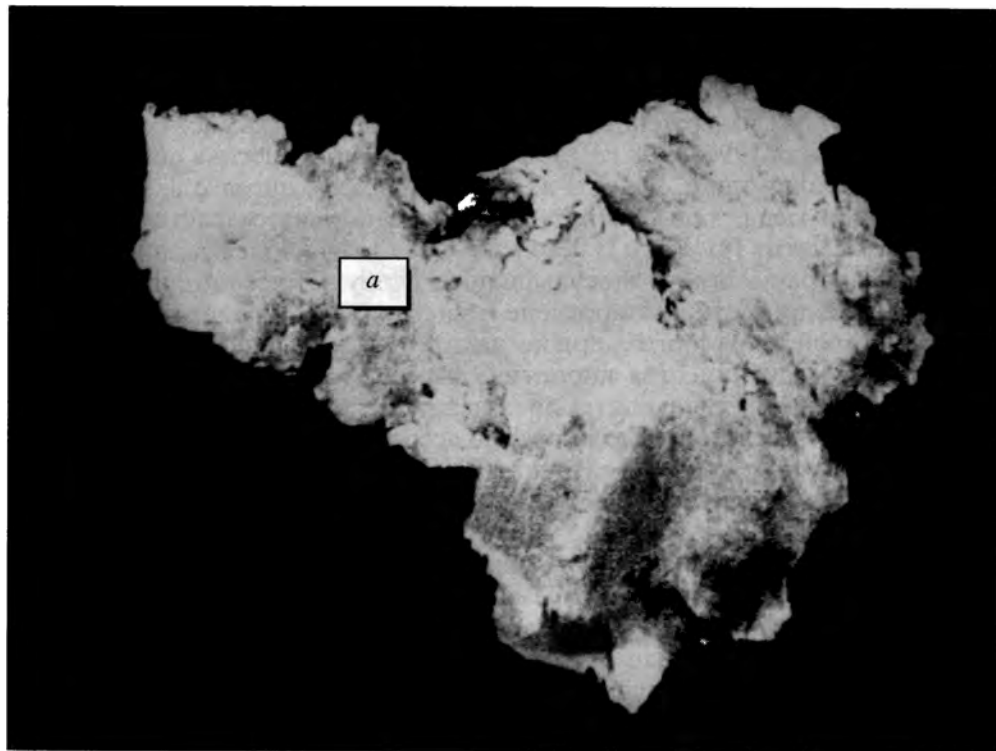
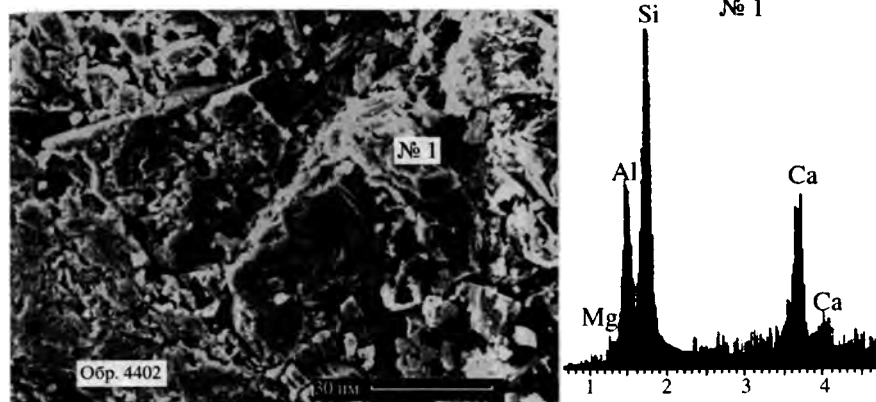


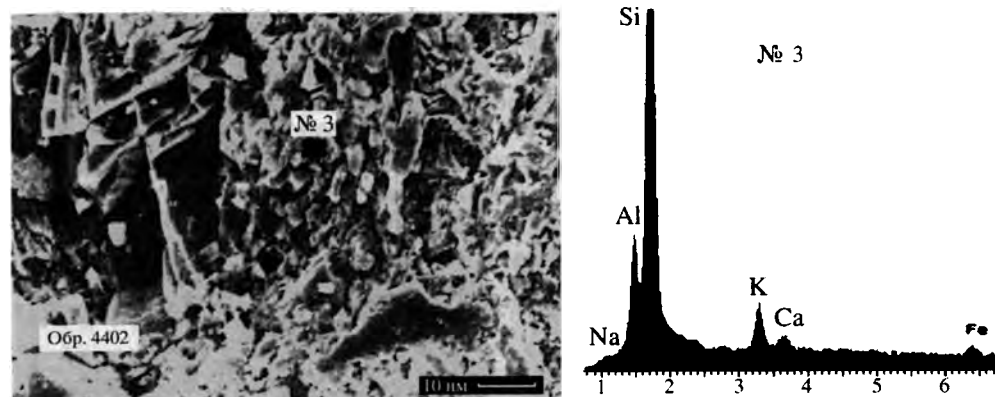
Рис. 21. *а* – самородное железо в осадках кратера Токарева; *б* – энергодисперсионный спектр самородного железа

ротермальной системе (рис. 23). По-видимому, предпочтительное минералообразование неупорядоченного смектита вместо каолинита осуществляется при повышенных температурах из раствора, обогащенного щелочными и щелочноземельными элементами. Ранее мы показали, что в термальных условиях в средах с избытком щелочных и щелочноземельных элементов идет формирование неупорядоченного каолинита [56, 57]. Было также отмечено “одновременное” образование смектита и каолинита в океанических базальтах Тихого океана. Каолинит здесь развивался по полевым шпатам в резуль-

Периферическая часть обломка измененного туфа



Измененная часть туфа



Периферическая часть измененного туфа

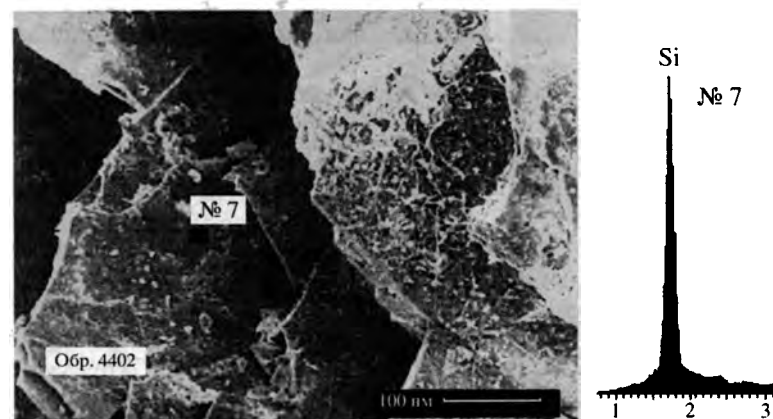


Рис. 22. Электронно-микроскопические и энергодисперсионные спектры туфов (частицы вулканического стекла) разной степени постэруптивных изменений

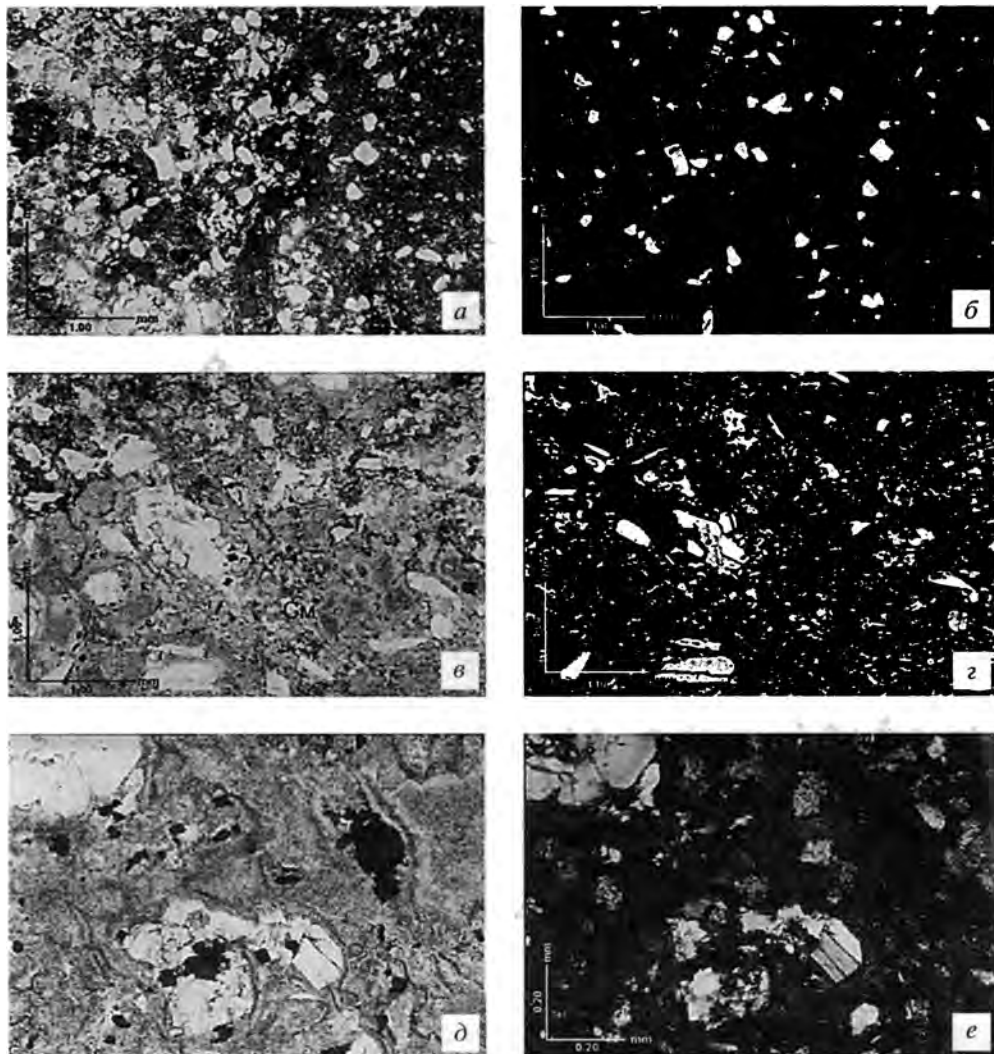


Рис. 23. Фото шлифов постэруптивно изменённых вулканитов в руч. Горячий у истока р. Карымская

а, в, д – николи II; б, г, е – николи +; а,б – малоизмененная порода; в – начальная стадия изменения; д,е – развитие смектита

тате выноса из него щелочных и щелочноземельных катионов, а смектит – по вулканическому стеклу, содержащему значительные количества этих элементов (рис. 24) [157].

Как было показано выше, в Карымском вулканическом центре распространен широкий петрохимический спектр изверженных пород. Структурные исследования смектитов, образующихся при метасоматозе карымского вулканического материала, также свидетельствуют о его гетерогенности.

На рис. 25 даны рентгеновские дифрактограммы и фрагменты дифференциальных кривых потери веса (дегидроксилизации) гидротермаль-

ных смектитов, образованных по субстрату различного петрографического состава по кислой тефре и базальту. Если по дифракционным данным эти смектиты близки, то температуры дегидроксилизации у них различны, и, кроме того, они отличаются по интенсивностям (площадям) эндопиков, соответствующих термическому выделению гидроксильных, связанных с различным структурным положением их в октаэдрах. Так, в высокозарядных смектитах, образованных по кислой тефре (дациты), наибольшая интенсивность отмечена при эвакуации гидроксильных, связанных с октаэдрическими катионами в транс-позициях, а в смектитах, развитых по основному материалу (базальты), наибольшая интенсивность наблюдается при дегидроксилизации, связанной с разрушением октаэдрических цис-позиций.

Таким образом, преобладание низкотемпературной дегидроксилизации ($\sim 500^\circ\text{C}$) характерно для смектитов, образованных по кислой матрице, а более высокотемпературная ($>650^\circ\text{C}$) – для трансформированного основного материала. Однако в изученных образцах присутствуют высокотемпературные и низкотемпературные пики дегидроксилизации, что свидетельствует о неоднородности первичной матрицы. При этом положение эндотермического пика дегидроксилизации и его интенсивность свидетельствуют о преобладании вулканитов того или иного петрографического состава исходного материала.

Карымский новообразованный смектит характеризуется широкими структурными вариациями, связанными с характером заселения октаэдриче-

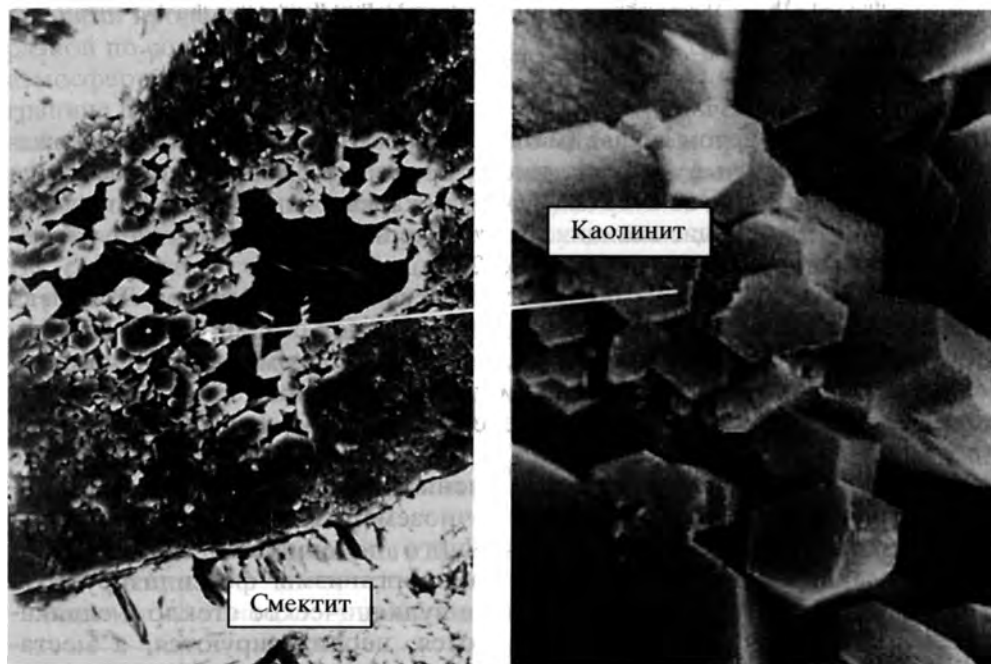


Рис. 24. Электронно-микроскопические снимки океанических базальтов

Каолинит, развитый по полевому шпату, $\times 2000$ и $\times 4000$; смектит – по вулканическому стеклу, $\times 2000$

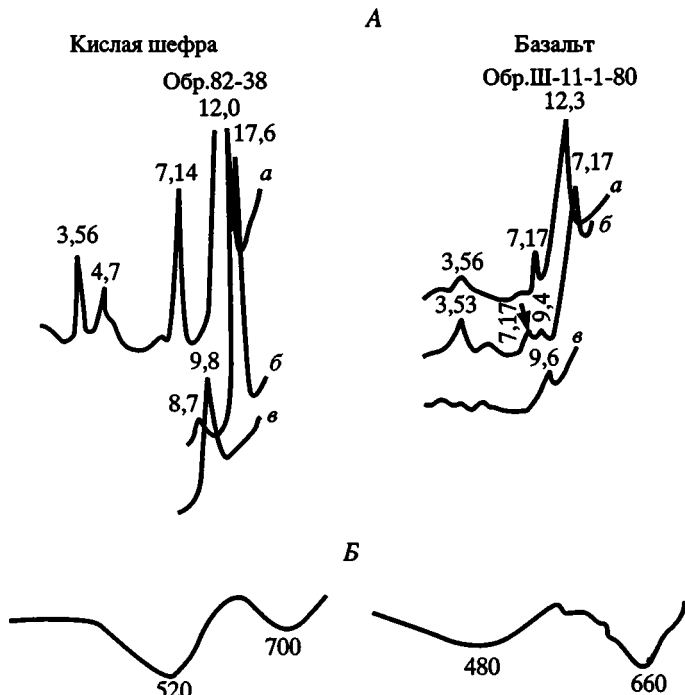


Рис. 25. Рентгеновские дифрактограммы (А) и фрагменты кривых потери веса (Б) при дегидроксидации смектитов, образованных при гидротермальном изменении пород разного петрографического состава

а – воздушно-сухие пробы; *б* – насыщенные глицерином; *в* – прокаленные при 550 °С

ских позиций. В первом случае (материал фреатомагматического извержения) гидротермальный смектит имеет примерно равный тип заселения транс- и цис- позиций, во втором (кратер Токарева) – преобладает предпочтительное заселение цис-позиции. В этом же образце присутствует смешанослойный каолинит-смектит (см. рис. 25).

Подводная вулканическая деятельность на дне кратера Токарева в настоящее время находится на гидротермальной стадии. Здесь, как было отмечено в предыдущей главе, в пределах термальных площадок обильно развиваются альго-бактериальные биоценозы (маты), приводящие к трансформации газового состава гидротермального раствора (поглощение CO_2 и H_2 , выделение O_2). Такой биогеохимический процесс приводит к резким локальным увеличениям pH, уменьшению миграционной способности щелочных и щелочноземельных элементов и повышению окислительно-восстановительного потенциала. В этих условиях отмирающие термофильные микроорганизмы фоссилизуются, как правило, с участием кремнезема, а вулканическое стекло и силикаты в разной степени смектитизируются, цеолитизируются, а местами образуются смешанослойные каолинит-смектитовые минералы. В.В. Петрова [117] предполагает, что эти условия благоприятны для цеолитообразования.

В Карымских пеплах, осадках оз. Карымского, в водах кратера Токарева и гейзерите на берегу кратера Токарева Zn преобладает над Cu (табл. 18, рис. 26). В древнем же гейзерите Cu > Zn. Отмечено, что снеговая вытяжка из Карымского пепла также обогащается медью. Состав флюидов КВЦ извержения 1996 г. тоже характеризуется преобладанием Zn над Cu.

Анализируя этот материал и принимая за исходный эруптивный продукт вулканический пепел, видно, что осадки оз. Крымского и кратера Токарева полностью отражают характер распределения Cu и Zn в пепловом материале. Вода в кратере Токарева, отлагающийся в настоящее время гейзерит в источниках Академии Наук и в новообразованных Пийповских источниках, также характеризуется преобладанием Zn над Cu. Возможно, Cu концентрируется на глинистых (сметитовых) вторичных минеральных образованиях.

В осадке озера пепловый материал находится на начальной стадии постэруптивного изменения, выраженного смектито- и цеолитообразованием, рудная минерализация слабая (Fe-Mn). Разрушение эруптивного материала осуществляется под действием гидротерм и биоты.

Во взрывной воронке № 6 на термальной площадке п-ова Новогоднего, близ истока р. Карымской, образовавшейся в результате фреатомагматического извержения, отмечается серия смены геохимических обстановок. Вначале воронка была лишена воды, но отличалась сильным газовыделением сероводорода и других газообразных продуктов. В воронке начали формироваться кристаллические налеты, связанные с постэруптивными процессами взаимодействия газовых эксгаляций с остывающей разной по составу гетерогенной пирокластикой, в среде с компонентами атмосферы (воздух, лед, снег). При температурах 40–42 °С и pH 1–2 на границе пирокластики с воздушной средой из конденсированной флюидной фазы наблюдается кристаллизация минералов, представленных водными сульфатами Al, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺. В процессе развития локальной микрогидротермальной системы в новообразованной термальной воронке № 6 сформировались следующие постэруптивные минеральные продукты: самородная сера, сульфиды, гидроокислы железа и сульфаты [26]. Сера образует две генерации: высокотемпературная (91–98 °С) и низкотемпературная (<50 °С). Сульфиды формируют тонкодисперсные пленки на высокотемпературной сере. Гидроокислы железа также образуют тонкодисперсные налеты и предположительно представлены лепидокрокитом. Среди сульфатов преобладают водные разности: алуноген, галотрихит–пиккеренгит, эпсомит, гипс, кокимбит, вольтаит, Na- и NH₄-квасцы. Все эти минералы образуются в кислых условиях при взаимодействии

Таблица 18. Содержания Cu и Zn в различных субстратах оз. Карымского

Компонент	Пепел, г/т	Донный осадок, г/т	Вода, мг/л	Новообразованный гейзерит, г/т
Cu	28	44	0,029	44
Zn	77	1300	0,055	170

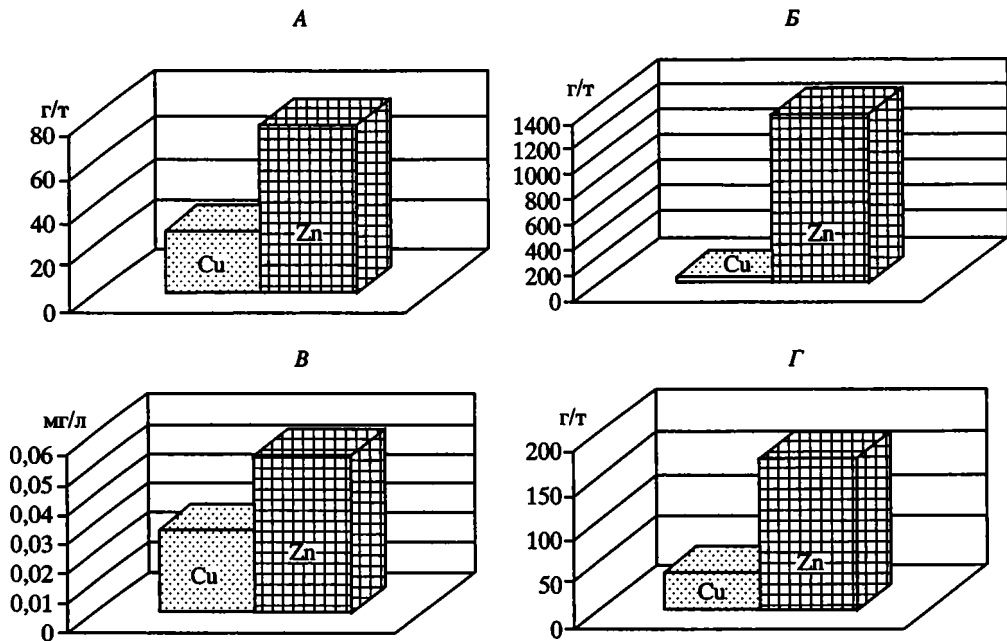


Рис. 26. Гистограммы распределения меди и цинка в отдельных компонентах кратера Токарева

А – пепел, *Б* – донный осадок, *В* – вода, *Г* – гейзерит

конденсатов газов с изверженными породами и последующей кристаллизацией при испарении [26].

Таким образом, во взрывной воронке с периодическим ее осушением идет формирование воднорастворимых сульфатов, в кратере же Токарева с постоянным водным режимом основными постэруптивными продуктами являются глинистые минералы (сметтит, в меньшей степени смешанослойный каолинит–сметтит), цеолиты и кремнистые образования, в том числе кварц. Рудные минералы, по-видимому, имеют полигенный характер. Большинство из них – аутигенные образования, возникшие *in situ* в результате гидротермального разрушения первичных минералов, содержащих рудные компоненты. Часть минералов аккумулировано из эндогенного флюида в малопроницаемых гидротермалитах.

УЗОН-СЕМЯЧИНСКИЙ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЙ РАЙОН

Особый тип постэруптивных изменений наблюдается в вулcano-гидротермальных системах. Постэруптивные изменения в современных субповерхностных вулcano-гидротермальных системах обусловлены следующим. 1. Протеканием геохимических процессов в условиях термодинамической открытости, в химически активных водных средах, при разных термобарических условиях и с участием микроорганизмов. 2. Наличием разнородного, плохо отсортированного вулканического материала, в основном разновременного гетерогенного субстрата (вулcano-пирокластика, лапилли, лавы, контаминанты вмещающих пород и др.). 3. Вовлечением постэруптивных продуктов в формирование вторичных минералов в озерных или морских условиях при магматической эрупции в водную среду и синтезе новообразований из растворенных вулканических продуктов (генетический тип гидротермалитов термальных озер, морей и океанов).

Внедрение эруптивного магматического материала в водную среду было отчасти рассмотрено в главе 2 (кратер Токарева).

Узон-Семячинский геотермальный район объединяет две современные гидротермальные системы – кальдеры Узон и Долины Гейзеров, а также Семячинскую гидротермальную систему. Гидротермальные системы – кальдеры Узон и Долины Гейзеров, локализованные в Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии, изучены наиболее хорошо [14, 80, 95, 57, 40, 41, 42, 109, 112]. Классическим проявлением вулcano-гидротермальных процессов характеризуется Узонская гидротермальная система. Названный процесс нами рассмотрен в основном на примере именно этой системы.

3.1. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Узон-Гейзерная депрессия локализована в пределах Восточно-Камчатского прогиба мел-палеогенового фундамента и представляет собой сложную кальдерную структуру, вмещающую гидротермальные системы (рисунки 27, 28).

Формируются Узонская и Гейзерная гидротермальные системы в узле пересечения двух глубинных региональных разломов, имеющих северо-восточное и субширотное простирания. Узон-Гейзерная депрессия представляет собой овальную котловину в 9×18 км. Длинная ось котловины

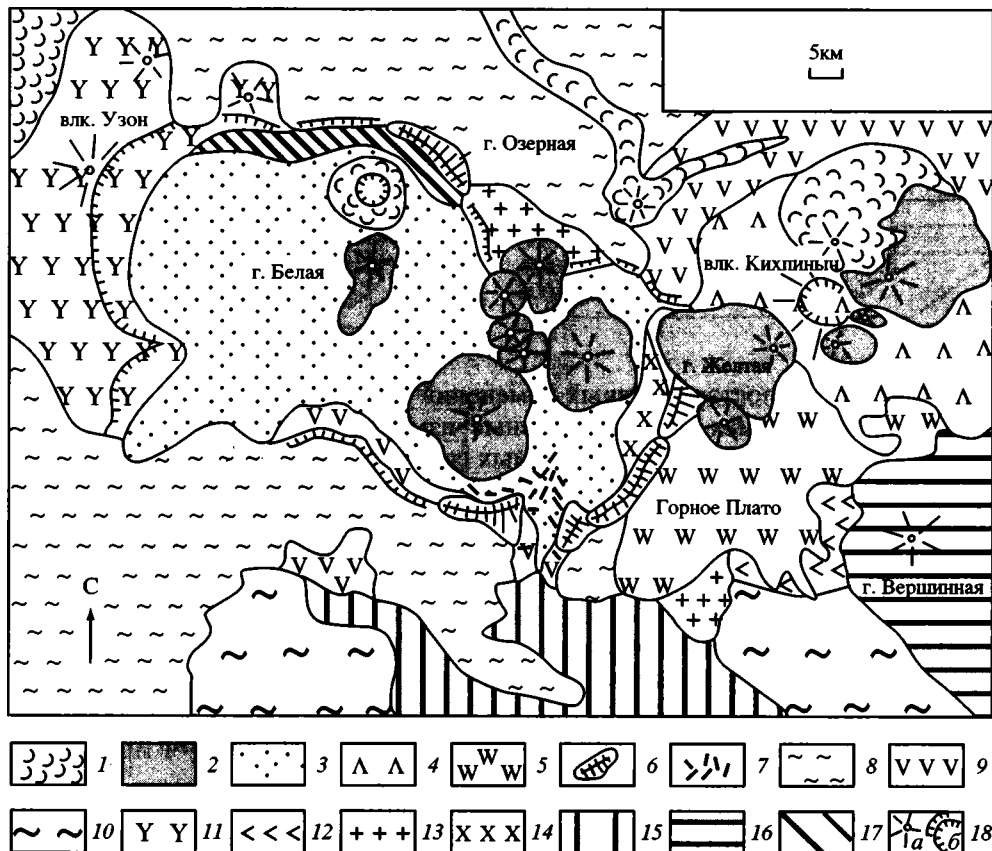


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Узон-Гейзерной депрессии [42]

Голоцен: 1 – лавы андезитовые, андезитобазальтовые; верхний плейстоцен: 2 – лавы дацитовые, риодацитовые (комплекс посткальдерных экстрезий), 3 – озерные отложения, заполняющие Узон-Гейзерную депрессию, 4 – лавы базальтовые (вулкан Кихпинич), 5 – лавы андезитовые (Горное Плато), 6 – комплекс бортовых экстрезий, 7 – дайковый комплекс, 8 – игнибриты, связанные с формированием Узон-Гейзерной депрессии, 9 – лавы андезитовые (“андезиты бортов”); средний плейстоцен: 10 – игнибриты, связанные с формированием Большесемьянской кальдеры, 11 – лавы базальтовые, андезитобазальтовые (вулкан Узон), 12 – лавы базальтовые (Горное Плато), 13 – лавы риодацитовые, 14 – лавы дацитовые (вулкан Верхнегейзерный), 15 – лавы андезитовые, андезитобазальтовые (вулкан Промежуточный); нижний-средний плейстоцен: 16, 17 – лавы базальтовые (16 – вулкан Вершинный, 17 – вулкан Щитовой), 18 – центры вулканических построек (а), уступы, ограничивающие Узон-Гейзерную депрессию, кратер вулкана Кихпинич и маар оз. Дальнее (б)

вытянута в северо-западном направлении. Котловина заполнена преимущественно неогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями. Верхняя часть представлена позднемиоцен-плиоценовыми базальтами щапинской свиты. Образование кальдер относится к среднему-верхнему плейстоцену и сопровождалось накоплением покровов пемзовых туфов и игнибритов. По данным В.Л. Леонова с соавторами [96], объем магмы, выброшенной при этих извержениях, достигал 220 км³, а при образовании Узон-Гейзерной депрессии на поверхность поступило ~46 км³ магматического материала. Образование кальдер происходило с перерывами в течение длительного времени [14, 30].

Отмечается геоморфологически фиксируемое смещение в плане Узонской и Гейзерной кальдер в зоне разломов широтного простираения в пределах 3–5 км. Ориентировка осей Гейзерной, Узонской кальдер и основных трещинных зон, их положение относительно основной зоны широтных нарушений позволили Э.Н. Эрлиху [30] предположить, что основной широтный разлом представляет собой глубинный сдвиг, разобщающий две гидротермальные системы (по Э.Н. Эрлиху, два вулканических очага). Базальтовые вулканы тяготеют к северной части вулкано-тектонической структуры, кислые вулканические проявления – к югу от широтной системы разломов. Именно развитие центров посткальдерного кислого вулканизма по обе стороны широтной зоны разломов обеспечило разобщение вулкано-тектонической депрессии и формирование двух гидротермальных систем, имеющих индивидуальное газоводное питание. В пределах Гейзерной кальдеры глав-

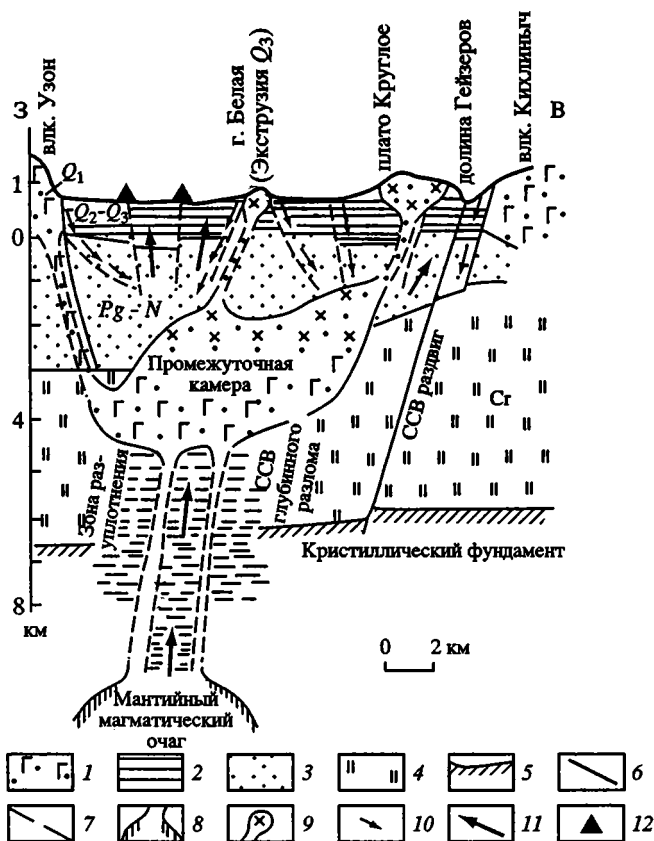


Рис. 28. Схема глубинного строения кальдеры Узон и распространения вулкаников [71]

1 – плейстоценовые лавы и туфы базальтовые и андезитобазальтовые докальдерной стадии; 2 – кремнекислые дифференциаты (дациты) промежуточной камеры и экструзий; 3 – докальдерные и кальдерные озерные отложения; 4 – доплейстоценовые вулканогенно-осадочные отложения; 5 – меловая слоистая толща вулканогенно-осадочных пород; 6 – поверхность домелового кристаллического фундамента; 7 – кольцевые разломы кальдерной стадии; 8 – разломы посткальдерной стадии; 9 – мантийный магматический очаг с кремнекислыми дериватами; 10 – направление перемещения инфильтрационных вод; 11 – потоки восходящих термальных вод; 12 – места разгрузки термальных вод

ной формой посткальдерной вулканической деятельности явилось формирование экструзивных куполов и связанных с ними постэруптивных процессов. В кальдере Узон в посткальдерное время наряду с экструзивной деятельностью преобладали эксплозии кислой пирокластики и фреатические парогазовые взрывы. Более древний базальтовый вулкан Узон подвергся эрозии, а его вулканыты – частичным гидротермальным изменениям (Западное термальное поле [51]). Все это обусловило специфику постэруптивных процессов, относящихся к заключительной фазе вулканической деятельности – гидротермальному литогенезу.

Кальдера Узон представляет собой впадину с довольно плоским дном, которая ограничена крутыми обрывами относительной высоты от 300–400 до 800 м в районе вулкана Узон. В обрывах бортов кальдеры обнажены разновозрастные вулканические породы, представленные на западе и северо-западе базальтами, на востоке – более кислыми породами от андезитобазальтов до дацитов.

Поверхностные образования, расположенные на дне кальдеры, представлены четвертичными озерными, аллювиальными, ледниковыми и обвальными обсыпными отложениями, сложены пемзами, лавами и шлаками базальтового и андезито-базальтового составов, часто образующими мелкие шлаковые конусы, воронки фреатических взрывов, маар. Озерные отложения сложены тefрами различного грануметрического спектра от гравелитов, песков до пелитов. В субширотном направлении выделен ряд сбросов, даек и магматических каналов. С юго-востока на северо-запад прослеживается разлом, трассируемый современными термальными полями с многочисленными источниками, грязевыми котлами и термальными озерами (рисунки 29, 30).

Гейзерная гидротермальная система расположена в восточной части депрессии. Она слабо выражена в рельефе вследствие внедрения лавы после ее формирования, образующей серию крупных экструзивных куполов. Вдоль восточной границы депрессии, трассируя разлом, расположен каньон с выходами гейзеров и термальными полями.

Узон-Гейзерная постройка является частью Семьячического вулканического массива, претерпевшего обрушение на месте древних вулканов, расположенных над промежуточной магматической камерой, и частичного опустошения ее в процессе вулканических извержений, главным образом кислой пирокластики.

Схема глубинного строения кальдеры Узон представлена на рис. 28. Первичный магматический очаг, по геофизическим данным, расположен в верхней мантии. Промежуточная магматическая камера, непосредственно генерирующая флюиды и разнодифференцированный материал вулкана Узон (базальты), экструзии горы Белая (дациты) и андезито-базальты, слагающие борта маара оз. Дальнего, расположена на глубинах ~4 км [63, 71].

Геологическое строение кальдеры Узон, обеспечивающее ее заполнение относительно водопроницаемыми туфогенными кальдерно-озерными осадками, и развитие менее проницаемых пород фундамента способствовали накоплению в туфогенной толще значительных запасов подземных вод. Область питания метеорными водами для кальдеры Узон ~110 км². Значительную роль в питании подземных вод, по предположению Г.Ф. Пилипен-



Рис. 29. Кальдера Узон, вид на Восточное термальное поле с экструзии г. Белая
Фото В.А. Ерощева-Шака



Рис. 30. Грязевые котлы (1,2) и грязевые вулканчики (3) на термальных площадках
кальдеры Узон
Фото В.А. Ерощева-Шака

ко [118, 119, 120, 121], должны играть стратовулканы Тауншиц (высота 2353 м), Узон (1540 м) и оз. Дальнее, расположенное в пределах андезитобазальтового маара. Эти вулканы, находясь на значительной высоте в районе выпадения обильных атмосферных осадков, сложены проницаемыми породами. Фильтруясь через породы этих вулканов, атмосферные воды поступают в туфогенные породы, окаймляющие подножия вулканов и слагающие рыхлые отложения кальдеры. Кроме того, смешиваясь с ювенильными водами, они формируют водный состав ряда кальдерных озер [54, 145].

Балансовые расчеты показывают, что во впадину кальдеры Узон площадью 110 км² при среднегодовых осадках 3000 мм вносится в год $3,3 \times 10^8$ т атмосферной воды. В водовмещающих туфах плейстоцена (из расчета содержания воды в породах до 10%) вмещается $94,5 \times 10^8$ т воды. Только за счет атмосферной воды Узонская водоносная толща насыщается за ~30 лет. С верховодкой р. Шумной, дренирующей поверхностный сток дна кальдеры в течение голоцена, после внедрения экстрוזии горы Белая уходит в океан в год $2,0 \times 10^8$ т воды. Отсюда в инфильтрацию вовлекается $1,3 \times 10^8$ т атмосферной воды. С учетом скрытой разгрузки (~20%) система теряет каждый год $\sim 3,8 \times 10^6$ т горячей воды путем естественных выходов термальных растворов. Следовательно, период полного оборота атмосферной воды, которая нагревается от глубинного очага и изливается снова на поверхность в виде термальных источников, равен 34 годам. Допуская, что в составе Узонских термальных растворов порядка 10% занимает эндогенная составляющая [85, 86, 87], время полного оборота атмосферной воды 37–40 лет.

Другим источником, непосредственно связанным с атмосферными осадками, служат кальдерные озера (эти воды также учтены в приводимом балансе), из которых вода поступает в нисходящий инфильтрационный поток и участвует в питании гидротермальной системы.

Наиболее яркие представители озер в пределах гидротермальной системы кальдеры Узон – Восьмерка, Банное, Хлоридное, Фумарольное, Серное. Эти озера изучили Г.Ф. Пилипенко, В.А. Ерощев-Шак, Г.А. Карпов, А.Д. Есиков и др. [120, 52, 53, 54, 56, 58].

В кальдере Узон локализована крупная гидротермальная система с естественной разгрузкой 62 000 ккал/с. Наиболее высокотемпературные воды хлоридно-натриевые с рН ~6,5. Но здесь широко представлены и другие гидрохимические типы вод, в том числе с рН ~1,5, а также несколько озер с рН 2,5–5,0 и хлоридно-сульфатным составом растворов, например озера Фумарольное, Хлоридное, Банное.

3.2. СОСТАВ ВОД АТМОСФЕРНОГО ФОРМИРОВАНИЯ

В работе [143] отмечается прямая корреляция между температурами, количеством осадков, общей минерализацией и содержаниями основных компонентов в годовых циклах атмосферных осадков кальдеры Узон для всех месяцев, кроме периодов “октябрь–декабрь”, когда содержания К, Na, Cl, HCO₃, H₄SiO₄ и общая минерализация осадков (на примере 1998, 1999 гг.) имеют обратную зависимость. По-видимому, это связано с тем, что на Кам-

чатке данный период года самый неустойчивый по основным параметрам погоды. Весьма показательны и колебания изотопного состава вод. Наиболее низкие концентрации ^{18}O отмечены в марте и апреле 1998 г., самые высокие – в сентябре 1998 г. Последнее плохо объяснимо с позиций увязки обычного уменьшения концентрации ^{18}O после обильных дождей [64], что имело место в августе 1998 г. Довольно хорошо прослеживается прямая корреляция $\delta^{18}\text{O}$ с температурой, хотя также наблюдаются некоторые отклонения от линейного закона для осадков сентября и декабря 1998 г. и января 1999 г. Более сложный характер имеет зависимость $\delta^{18}\text{O}$ от количества осадков. Здесь также наметилось отклонение для тех же месяцев, а также в октябре 1998 г. и феврале 1999 г. Талые воды из проб снега и холодного руч. Веселого в кальдере Узон оказались различными по изотопному составу ($\delta^{18}\text{O} = -3,45$; $\delta\text{D} = -97,6 \text{ ‰}$). Тем не менее практически все эти данные хорошо ложатся на линию Крейга для местных метеорных вод, что свидетельствует о единстве законов формирования изотопного состава атмосферных осадков.

3.3. ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

Современная гидротермальная деятельность локализована в северном секторе кальдеры Узон. Отмечается четкий тектонический контроль термоявлений, приуроченных к узлам пересечений глубинного долгоживущего разлома субширотного простирания с оперяющими нарушениями преимущественно северо-восточного направления и кольцевыми разломами. В основной термальной зоне сосредоточено 5 крупных и 7 мелких термальных озер (среди которых крупные кислые Фумарольное, Восьмерка, Хлоридное), более 1000 термальных источников разнообразных размеров и форм. Общая площадь термоаномалий кальдеры Узон 61 000 м², вынос тепла 268 Мвт [30]. Температура в разрезе термальных полей кальдеры Узон, по данным прямых измерений при бурении скважин К-4 и УК-1, до 150 °С на глубине уже 60 м.

Свободные (трещинные) растворы. В кальдере наблюдается уникальная полнота гидрохимических типов термальных вод: от высокотемпературных хлоридно-натриевых растворов до хлоридно-сульфатно-натриевых и насыщенных углекислотой гидрокарбонатно-натриевых. Присутствует четкая вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность, являющаяся следствием приповерхностной дифференциации и смешения глубинных хлоридно-натриевых и поверхностных вод [80].

Хлоридно-натриевые высокотемпературные растворы проявляются по осевой линии термальных полей, трассируя глубинный разлом субширотного простирания. Для флангов термальных полей характерны смешанные типы растворов: сульфатно-хлоридно-натриевые, хлоридно-сульфатно-натриевые, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевые и теплые углекислые. Ниже дано описание основных типов термальных вод кальдеры Узон (табл. 19).

Хлоридные натриевые воды. Общая минерализация 1,5–4,5 г/л, содержание Cl 500–800 мг/л, Na – 500 мг/л, K – до 130 мг/л, отмечаются малые

Таблица 19. Сравнительная характеристика основных типов термальных вод кальдеры Узон, мг/л [119]

Тип воды	Форма проявления	pH	T °C	M, г/л	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Хлоридная натриевая	Источники	6–8	80-кипение	1,5–4,5	500	100
Сульфатно-хлоридная натриевая	Озера	2–3	40–55	2,0–3,0	800	
	То же	4–6,5	70-кипение	1,5–3,0	500–800	300–500
		2–3	25–40	1,5–3,0	500–800	300–500
Хлоридно-сульфатная натриевая	"	4–6,5	50-кипение	0,5–1,5	100–300	300–500
		2–3	20–35	0,8–1,0	100–300	100–300
Хлоридно-гидрокарбонатная натриевая	Источники	6–7	60–80	1,0–2,0	100–300	100–300 До 100
Сульфатно-гидрокарбонатная	То же	5,5–7,5	20–60	0,5–1,5	60	До 300
Сульфатная	Источники	4–6	30-кипение	0,3–0,6	50	До 500
разного катионного состава	Бессточные котлы и водоемы	1,5–6	20-кипение	1,5–3 и более	Нет	500

концентрации ионов гидрокарбоната, сульфата, Mg и Ca. Вода характеризуется высоким содержанием кремнекислоты (ортокремниевой кислоты H_4SiO_4) до 360 мг/л, борной кислоты – до 260 мг/л, As – до 5 мг/л, Li – до 2 мг/л. Суммарный дебит хлоридных вод в источниках Узона порядка 10 л/с, pH ~ 5–3. Температура вод на поверхности ~100 °C.

Сульфатно-хлоридные натриевые воды. Общая минерализация 1,5–3 г/л, содержание Cl 500–800 мг/л, сульфата – 350–450, Na – около 500, K – до 60. Отмечаются более низкие содержания кремнекислоты – до 150, Li – 1,9, As – 1,5 мг/л. В сульфатно-хлоридных натриевых водах увеличивается количество аммония до 10–15 мг/л. Эти воды распространены в термальных озерах и источниках, образуют ореолы вокруг выходов хлоридных натриевых терм. Суммарный дебит сульфатно-хлоридных натриевых вод в источниках порядка 7–8 л/с, температура 80–90 °C, pH в озерах 2–7, в источниках – 5–6.

Хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. Общая минерализация 1,0–2,0 г/л, содержание гидрокарбонатного иона 300–500 мг/л, Na – 200–350, Cl – до 300, сульфата – до 300, кремнекислоты – до 265, борной кислоты – до 12, Li – 0,4, As – 0,2 мг/л. Эти воды формируются как внешняя зона ореола хлоридных натриевых гидротерм. Суммарный дебит источников 6,0 л/с, температура 60–70 °C, pH 6,5–7,0.

Сульфатно-гидрокарбонатные воды. Общая минерация 1,3 г/л, содержание гидрокарбонатного иона до 750 мг/л, сульфата – до 170 мг/л. Увеличивается концентрация Ca и Mg, свободной углекислоты содержится до 300 мг/л, кремнекислоты – 128, As – 0,02, Li – 0,09 мг/л. Дебит источников 2,5 л/с, температура 20 °C, pH 6,1.

HCO_3^-	$(\text{Ca}+\text{Mg})^{2+}$	Na^+	K^+	H_4SO_4	HBO_3	As^{3+}	Li^+
50	50	500	До 130	353	265	2,2	0,09
Нет	50	500	До 100	358	117	0,6	2,0
100	50	300–500	До 50	216	150	0,6	–
Нет	50	300–500		233	152		
100	30	150–300	До 50	243	60,7	0,6	–
Нет	20	100–300	До 50	–	–	–	–
300–500	До 50	100–300	До 50	265	12,7	0,2	0,4
300–750	До 200	До 150	20	104	–	0,02	0,09
50	До 100	До 100	20	–	2	Следы	–
Нет	До 50	5	5	240	6,1	–	0,02

Сульфатные воды. Эти воды представлены двумя разностями. Первая характеризуется общей минерализацией до 0,3 г/л и содержанием сульфат-иона до 500 мг/л. Суммарный дебит источников с этим типом гидротерм около 10 л/с, температура от близкой к 0 °С до 12–15 °С. Вторая разность имеет общую минерализацию 1,5–7,5 г/л, сульфата содержится 1,0–5,5 г/л. Вода имеет сложный катионный состав. Отличается высокими концентрациями аммония – до 400 мг/л, Fe – до 200, Al – до 200 мг/л; Cl – следы.

Перечисленные типы термальных вод – производные “глубинного” высокотемпературного газоводного хлоридного натриевого раствора. В центре очага разгрузки при выходе на дневную поверхность термовыводящего канала изливаются хлоридные натриевые термальные воды. Эти воды в случае отсутствия термовыводящих каналов мигрируют в виде восходящего потока по порово-капиллярным пространствам, часто не выходя на дневную поверхность. При отмеченном способе миграции хлоридная натриевая вода в близповерхностных условиях трансформируется вследствие фазовых превращений (вскипание–конденсация). По сравнению с другими типами вод хлоридные натриевые термы характеризуются максимальной минерализацией, температурой, повышенными содержаниями Cl, Na, K, редких щелочей, В, As, SiO₂. Вокруг очага поверхностной и приповерхностной разгрузки, наблюдается ореол, состоящий из сульфатных вод. Формирование ореола связано с бактериальным окислением сернистых соединений и самородной серы в условиях, близких субаэральным. Воды гидрокарбонатного состава разгружаются на периферии термальных полей в зоне относительно пониженных температур. Оконтуриваются термоаномалии слабокислыми мало-минерализованными сульфатными водами.

Рассмотренные термальные воды с точки зрения литогенеза не являются минералообразующими растворами вследствие низких концентраций в них минеральных компонентов, далеких от состояния насыщения. Эти воды в большинстве своем представляют собой “отработанные” растворы, химический состав которых в значительной степени изменился вследствие взаимодействия раствора любого типа с вмещающими породами и происходящими при этом процессами гидротермального минералообразования (метасоматоз). По-видимому, ближе всего к составу минералообразующих растворов должны быть поровые растворы, которые в силу своего застойного характера должны находиться в локальном равновесии с гидротермальными новообразованными минералами. При изучении минералообразующих растворов следует иметь в виду, что на какой-то стадии гидротермальный раствор не является насыщенным по отношению к первичным вулканогенным и вулканогенно-осадочным минералам изменяющихся пород. В силу этого обстоятельства гидротермальный раствор обладает свойствами растворителя первичных минералов, что приводит к постепенному насыщению контактирующего с ними раствора рядом химических элементов. Контактующий раствор становится локально насыщенным такими элементами, как Si, Al, Ca, Fe, Mg, K и др. Из этого раствора на контакте с растворяющимся минералом идет формирование глинистых и других минералов. Такой раствор обладает рН, свойственным поровому гидротермальному раствору, но характеризуется другими соотношениями входящих в него химических элементов. Эти растворы называются буферными [114].

Таким образом, по нашим представлениям, при метасоматозе минералообразующими являются буферные растворы, распространенные в поровых пространствах и образующие тонкую пленку вокруг изменяющихся минералов, а, исходя из классической термодинамики, эта система неравновесной.

3.4. ВОДЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ОЗЕР

Другим источником минерало-рудообразующих гидротермальных систем, непосредственно связанным с атмосферными осадками, являются кальдерные озера, из которых вода также поступает в нисходящий инфильтрационный поток и участвует в питании системы. Термальные озера, развитые в кальдере Узон, обычно расположены в пределах гидротермально измененных пород. Особое место в этой кальдере занимают крупные кислые озера, такие как Банное, площадью 1200 м², Хлоридное (22 400 м²), Восьмерка (15 000 м²) и гигантское оз. Фумарольное (180 000 м²) глубиной до 37 м. Фундамент этих озер составляют аргиллизированные пелитовые и псаммо-псефитовые туфы. По периферии озер нередко обнаруживаются останцы отложений самородной серы и гейзеритовые постройки.

В кальдере Узон выделяются 4 типа озерных бассейнов, отличающихся структурно-тектоническим положением и гидрохимическими особенностями.

Таблица 20. Химический анализ глинистой фракции гидротермалитов, подстилающих оз. Серное (обр. 82-35), взвеси (обр. 82-7), современных осадков (обр. С-2-79) и валовой пробы осадков (обр. С-2-79а), % [54]

Компо- нент	82-35	82-7	С-2-79	С-2-79а	Компо- нент	82-35	82-7	С-2-79	С-2-79а
SiO ₂	46,26	41,46	45,83	50,20	Na ₂ O	0,06	0,18	0,15	0,32
SiO ₂ ам.	1,75	2,01	1,73	Не опр.	K ₂ O	7,88	4,94	6,18	5,58
SiO ₂ кр.	Нет	1,50	1,50	"	H ₂ O ⁺	10,42	8,18	10,85	10,65
TiO ₂	5,82*	0,40	0,54	0,50	H ₂ O ⁻	Нет	Нет	Нет	1,66
Al ₂ O ₃	18,46	17,83	20,26	21,46	С	0,47	Не опр.	5,28	3,08
Fe ₂ O ₃	3,32	2,00	1,44	1,22	P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,03	0,03
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	SO ₃	0,23	0,30	1,68	Не опр.
MnO	0,07	0,06	0,06	0,05	S	0,05	17,67	7,04	"
CaO	2,22	0,42	1,68	0,73	Сумма	99,23	98,84**	103,41	97,64
MgO	2,33	1,65	1,80	1,50					

* Рентгеновски определена примесь анатаза ($d = 3,51 \text{ \AA}$); ** в пробе рентген-флюоресцентным методом дополнительно обнаружены As, Sb, Pb, Co. Анализ выполнен в ГИН РАН.

К *первому типу* относятся озера, расположенные на тектонических разломах, контролирующих подъем глубинных термальных вод. Характерный представитель этого типа – оз. Серное, расположенное в кальдере Узон в пределах Первого участка Восточного термального поля [54]. Озеро имеет круглую форму с радиусом около 7,5 м. Площадь озера увеличивается в период таяния снега и обильных атмосферных осадков, составляя в среднем 150 м². Сток из воды озера в период высокого уровня не превышает 3 л/с, основное водное питание – глубинное. Вследствие малого водостока роль атмосферных осадков в балансе вод незначительна. Дно озера воронкообразное с хорошо выраженным центральным грифом глубиной порядка 8 и небольшими грифонами с глубинами до 3 м. Основное поступление вод и газов в бассейн осуществляется через центральный грифон. Интенсивное выделение газов в этой зоне вызывает бурление воды. В табл. 20 представлен состав глинистой фракции пород фундамента озера (образцы 82-35, 85-7), его донных осадков (обр. С-2-79) и взвеси (обр. С-2-79а). Химический состав вод – табл. 21, свободных газов – табл. 22. Содержание различных форм серы – табл. 23.

Вода оз. Серного хлоридно-сульфатно-натриевая с температурой в поверхностном слое 70–75 °С, на глубине 8,1 м – 92 °С. В поверхностном слое рН воды 5,0–5,4. Общая минерализация 1843–2096 мг/л. В озере вследствие активного перемешивания и его небольших размеров состав воды одинаков по всей толще. В периоды дождей отмечено некоторое возрастание в растворе сульфат-ионов, кальция, аммония и понижение рН с 5,6 до 5,3.

Ко *второму типу* относятся озера, расположенные на тектонических разломах с закальматированными термовыводящими каналами, вторично вскрытыми фреатическими взрывами. В результате взрывов эродированы гидротемально измененные породы фундамента озера, а материал, слагаю-

Таблица 21. Химический состав вод оз. Серное, мг/л

Проба	Дата отбора	$T^{\circ}\text{C}$	pH	H^+	NH_4^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1-67*	10.11.77	75	5,3	Не обн.	63,1	435,0	39,5	59,3	9,4
С-1-79	05.08.79	70	5,6	1,0	85,0	317,1	28,8	80,1	0,6

* Анализ из работы [54].

Таблица 22. Химический анализ свободных газов оз. Серное, об. %

Проба	Дата отбора	O_2	N_2	CO_2	H_2S	CH_4	Ar
С-3-80	19.08.80	Не обн.	3,52	94,69	1,22	0,08	0,013
82-27	09.08.82	0,156	2,80	95,31	0,139	1,278	0,114

Таблица 23. Содержание серы сульфатной, H_2S и H_2S_n (мг/л) в воде и осадке оз. Серное*

Место взятия	$T^{\circ}\text{C}$	Сера сульфатная	H_2S	$\text{H}_2\text{S}_n^{**}$
Вода	73	65	0,16	0
Донный осадок	70	458	656	5400

* Данные В.М. Горленко (Институт микробиологии РАН); ** сульфаты, образуемые при подщелачивании пробы.

ций эти породы, вовлекается в озерный седиментогенез. Наиболее типичным бассейном этого типа является оз. Фумарольное и особенно расположенный в северной его части залив Пийпа (табл. 24).

По общей минерализации и содержанию ионов хлора воды озера подразделяются на две группы. Первая имеет общую минерализацию в пределах 1200–1800 мг/л и содержание хлора 440–850 мг/л. Для этой группы характерно содержание Na 260–500, K – 30–60, Li – 1,4–2,7, H_2SiO_4 – 56–128 мг/л. Рост концентраций перечисленных компонентов в растворе прямо пропорционален общей минерализации вод и содержанию в них ионов хлора. Вторая группа вод отличается еще более низкой общей минерализацией (280–720 мг/л) и содержанием Cl^- (115–340 мг/л). Для этих вод также характерна прямая корреляция Na^+ , K^+ , Li^+ , H_4SiO_4 с общей минерализацией и ионами Cl^- , что свидетельствует о генетической связи их с глубинным раствором. Увеличение сульфатной составляющей четко наблюдается в источнике, выходящем на север-северо-восточном берегу, среди гидротермально измененных пород. Вода первой группы, являясь рудоносным раствором, содержит As 5,0–8,0 мг/л ($\sim 10^{-4}$ моль/л). По данным С.И. Набоко [107], для As в Узонских гидротермах наблюдается четкая прямая корреляция с хлор-натриевой компонентой раствора.

Al^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3	H_4SiO_4	$M_{общ.}$
Не обн. 2,8	Не обн. 0,12	Не обн. Не обн.	524,8 425,5	534,9 604,8	43,9 Не обн.	321,0 159,9	2096,0 1843,2

Воды первой группы в южной части зал. Пийпа локализованы на глубинах свыше 13 м. В северной части залива они прослеживаются исключительно в придонном слое. Воды второй группы распространены в прибрежной части залива на глубинах 0,4–0,5 м, а в центральной части – до глубины 13 м и формируются при значительном разбавлении перегретых хлоридных натриевых вод холодными поверхностными водами гидрокарбонатного кальциевого состава. Растворы, непосредственно связанные с гидротермально измененными береговыми породами, обогащаются сульфат-ионом.

Таким образом, воды в зал. Пийпа представляют собой слабоминерализованный термальный раствор хлоридного натриевого состава, взаимодействующий с гидрокарбонатными кальциевыми поверхностными холодными водами. Контрастное их взаимодействие осуществляется в северо-восточной части залива на мелководье близ поверхности осадка, непосредственно в местах выхода термальных вод. К этому участку приурочена ртутно-мышьяковая минерализация.

Среди растворенных в воде газов преобладает азот, а среди спонтанных – CO_2 . При дегазации газоводного термального раствора в составе спонтанных газов возрастает содержание H_2S , CH_4 , H_2 . Следует отметить, что в районе зал. Пийпа в составе газов отмечены довольно низкие по сравнению с другими термальными озерами кальдеры Узон содержания H_2S – не более 0,44 об. %.

Озеро Фумарольное вследствие процессов окисления серосодержащих соединений имеет довольно широкий интервал кислотности вод – $pH = 3,2 \div 5,5$, вызванный микробиологическими процессами. Об этом свидетельствует широкое развитие микрофоссилий, содержащих окисленные соединения S, As, Sb, Hg.

Третий тип озер расположен на тектонических разломах, а вмещающие их гидротермалиты эродированы фреатическими взрывами. Этот тип отличается от предыдущего значительно меньшей долей пресных вод в общем их балансе и отсутствием рудной минерализации. Характерный представитель озер этого типа – оз. Хлоридное [53]. Площадь озера порядка 22 400 м². Его котловина образовалась при опускании восточного блока термального поля. Опускание вызвано серией фреатических взрывов, которые сформировали две глубокие воронки, резко выделяющиеся в рельефе дна на фоне плоского шельфа с глубинами порядка 0,4 м. Северная воронка глубиной 36, южная – 23 м.

На дне воронок и шельфа имеется большое количество термальных газоводных источников. Среди вод источников по гидрохимическим характе-

Таблица 25. Химический анализ вод оз. Хлоридное, мг/л

Проба	Глубина, м	$T^{\circ}\text{C}$	pH	Al^{3+}	H_4SiO_4	Cl^-	SO_4^{2-}
Первый тип							
92	7,0	34	4,2	0,45	333,1	766,1	954,7
40	35,0	90	3,2	0,3	299,8	676,9	286,3
10	36,0	89	3,2	0,4	266,4	712,7	245,2
178	36,0	83	3,7	0,15	377,4	677,0	259,2
Второй тип							
36	4,5	44	3,5	0,8	249,8	481,1	304,4
161	4,2	40	3,0	0,09	266,4	448,9	269,9
153	15,8	59	3,0	–	262,7	534,5	6,0
100	18,0	85	3,95	0,4	259,3	445,3	251,7
128	29,5	80	3,2	0,07	211,6	427,6	273,2
95	5,5	43	3,5	0,5	86,1	498,9	266,6
Третий тип							
99	15,0	41	3,5	0,03	79,9	199,5	116,9
120	22,0	84	3,5	0,5	51,6	231,6	109,4
135	0,4	25	2,9	6,0	36,7	21,4	152,2
143	0,4	25	3,3	10,0	57,5	14,3	118,4
152	7,7	36	3,7	–	62,5	163,1	4,0

ристикам выделяется три типа (табл. 25). К первому типу относятся растворы с общей минерализацией не ниже 1,9 г/л и содержанием $\text{Cl}^- > 650$ мг/л, а Si (в пересчете на ортокремниевую кислоту) – свыше 260 мг/л. Эти воды с минерализацией 3,15 г/л приурочены к наиболее глубинным участкам (35–36 м) озера и трассируют глубинный разлом. Ко второму типу относятся воды с общей минерализацией до 1,9 г/л и содержанием $\text{Cl}^- 300\text{--}550$ мг/л. По содержанию Si эти воды подразделяются на две подгруппы: первая содержит $\text{H}_4\text{SiO}_4 \sim 260$ мг/л; вторая – 80–90. Воды первой подгруппы локализируются в пределах придонной части обеих воронок озера. Воды второй тяготеют к западной периферии озера и дренируют центральный участок Восточного термального поля. Это слабоминерализованный раствор хлоридно-натриевого состава с существенной примесью сульфат-иона, содержание которого до 280 мг/л. Генетически они родственны водам первой подгруппы, но несут следы значительного смешения с водами, формирующимися в поверхностных условиях в пределах областей сноса.

Воды третьей подгруппы представляют собой слабоминерализованный раствор с общей минерализацией ниже 1 г/л и содержанием Cl^- до 230 мг/л, сульфат-иона – до 150 мг/л. Состав этих вод в основном обязан поверхностному формированию.

В составе растворенных газов, определенных в водах, взятых с поверхности над глубинами 36 м, обнаружены, об. %: $\text{CO}_2 - 83,70$; $\text{CH}_4 - 0,42$; $\text{H}_2 -$

Таблица 26. Химический анализ вод оз. Восьмерка, мг/л

Проба	Глубина, м	T °C	pH	Al ³⁺	H ₄ SiO ₄	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
139-79	14	71,5	2,47	60	173,8	177,3	441,9
146-79	13,6	45,0	2,35	22	190,4	230,0	415,0
132-79	13,0	25,0	2,52	9	177,0	184,4	447,5
102-79	12,5	118,0	2,65	3	228,4	301,4	269,0
160-79	12,0	33,0	2,40	40	199,8	212,7	690,2
103-79	11,5	95,0	2,25	20	228,4	319,1	700,3
67-79	11,0	66,0	2,68	4,5	177,7	297,1	302,8
151-79	10,0	36,0	2,45	60	246,0	248,2	1155,8
119-79	9,6	104,5	2,15	40	194,9	390,1	470,7
110-79	9,4	58,0	2,50	16	192,6	285,1	581,2
123-79	8,0	42,0	2,77	4	199,8	244,6	10,1
80-79	8,0	40,0	2,60	4	204,9	319,1	316,8
118-79	7,0	57,5	2,60	10	160,0	390,1	408,7
125-79	7,0	28,0	2,42	23	222,3	336,9	477,4
131-79	6,3	21,5	2,35	40	120,0	177,3	451,4
153-79	6,0	23,0	2,20	42	205,0	178,4	1096,0
140-79	5,0	25,5	2,50	10	160,0	212,7	559,4
152-79	5,0	18,0	2,25	40	113,5	195,0	754,1
128-79	4,0	44,0	2,40	17,3	173,8	285,1	560,1
157-79	0,6	20,0	2,40	60	176,0	177,3	1344,8

0,001; Ar – 0,50; He – 0,001; O₂ – 0,6. На глубинах 4–9,5 м содержание H₂S 0,63–12,10 об. %, причем с глубиной оно увеличивается. Источниками сульфат-ионов в водах оз. Хлоридного являются сера, слагающая юго-восточную часть береговых пород и линзы подстилающих пород, а также тонкодисперсная взвесь и сульфиды, распространенные в гидротермально измененных породах фундамента озера и породах Восточного термального поля.

К четвертому типу относятся озера, расположенные на отходящих от глубинного разлома трещинах. Этот тип представлен оз. Восьмерка [58]. Оно располагается в пределах термального поля с вялым гидротермальным режимом, характеризующимся слабым парением и отсутствием растительного покрова. Дно озера представляет собой активную часть термального поля, погруженного на 10–14 м в результате гидротермальной переработки, обрушения бортов рыхлого тефроидного материала. Образовавшиеся отрицательные формы заполнились термальным раствором. На дне озера изучено 40 термальных выходов. Площадь зеркала воды озера около 15 000 м². К концу лета в засушливые сезоны, как правило, озеро разделяется пере-

Таблица 27. Химический анализ вод оз. Банное, мг/л

Проба	Дата отбора	T °C	pH	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Б-1-0	17.10.79	43	5	Не обн.	1,2	40,2	7,2	6,0	13,9

мычкой на северное и южное озера, которые, соответственно, 10 000 и 5000 м².

В пределах этих озер отмечено два направления разломов дна, контролирующих положение термовыводящих каналов и венчающих их подводные источники. В северном озере преобладает северо-западное направление разлома, о чем свидетельствуют конфигурации изобат и изотерм на его дне. Менее выражен здесь широтный разлом, который трассируется системой западных грифонов и источником Кухонным, расположенном на восточной периферии оз. Восьмерка. На дне южного озера наиболее выражен разлом широтного простирания.

Максимальная температура вод (118 °С) отмечена в подводном источнике, расположенном в северном озере на пересечении разломов северо-западного и широтного простираний. В южном озере на пересечении этих разломов расположен подводный источник с температурой 53 °С. Как правило, в этой части озера разломы дна трассируются подводными источниками с температурами растворов 33–45 °С.

Воды оз. Восьмерка имеют низкую общую минерализацию – 1,0–2,5 г/л и низкие значения pH = 2,2÷2,7 (табл. 26). Анионная в основном часть представлена Cl⁻ и SO₄²⁻. В водах присутствует значительное количество Al, Fe, а местами и Mg. Повышенные содержания Al не коррелируются ни с глубинами подводных источников, ни с температурами вод. Так, содержание Al³⁺ в количествах 60 мг/л отмечены как на глубине 14,10 м, так и на глубине 0,6 м. По содержанию кремнезема воды оз. Восьмерка близки I и II типам вод оз. Хлоридное, а также озер Серное и Банное, где существенную роль играют глубинные компоненты. Концентрация SiO₂ 120–250 мг/л. По-видимому, образование вод оз. Восьмерка происходит при конденсации парогазовых струй, формирующих подводные источники этого озера. К конденсатам струй подмешиваются глубинные гидротермальные растворы хлоридного натриевого состава, дериватами которого являются указанные парогазовые струи.

Весомый вклад в образование сульфат-иона в водах оз. Восьмерка вносит деятельность тионовых бактерий. Плотность сульфатобразующих микроорганизмов здесь составляет без учета *Sulfolobus* 10⁶ клеток/л. Микробиологический процесс образования сульфата тот же, что и в остальных рассмотренных озерах и, возможно, проявляется более интенсивно. Следует отметить, что в осадках озера, дренируемых газоводными растворами, встречаются отдельные маломощные горизонты, сложенные самородной серой. Эта сера является потенциальным генератором вторичной самородной серы водной взвеси и сульфата.

Особое место среди озер кальдеры Узон занимает оз. Банное, расположенное в пределах I участка Восточного термального поля, северо-восточ-

Al ³⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	H ₄ SiO ₄	M _{общ.}
0,1	1,2	Не обн.	13,7	115,2	26,8	200,0	426,5

нее оз. Серное. Озеро круглой формы с радиусом около 20 м. Площадь зеркала озера 1200 м². Поверхностный сток из озера в среднем 6,5 л/с. Поверхностный водосбор озера незначительный, основное водное питание глубинное (табл. 27).

Дно озера воронкообразное с хорошо выраженным центральным грифом. В ряде мест дна отмечены более мелкие грифоны. Максимальная глубина озера 5,5 м. Борта озера крутые, местами отвесные. Основное поступление вод осуществляется через центральный грифон.

Борта озера сложены дацитовыми тефроидами с прослоями вулканического пепла. Тефроиды сильно гидротермально изменены и представляют собой массивную опалитовую породу с прослоями рыхлого кремнистого тонкодисперсного материала мощностью до 0,2 м, обогащенного органикой. Температура поверхностных вод озера в летний период до 43 °С, глубинных в районе центрального грифона – 115 °С. Воды озера слабоминерализованные. Общая минерализация их порядка 0,4 г/л. По ионному составу они сульфатные с рН около 5 и небольшой примесью гидрокарбонатных и хлоридных вод. По сравнению с оз. Серное общая минерализация термального оз. Банное меньше примерно в 4,5 раза. При этом содержание сульфат-иона меньше в 5,26 раза, хлор-иона – в 31 раз, Са – в 13,5 раз, Na – 7,8 раз, К – в 4 раза, Al – в 28 раз. Резко возрастает в водах содержание Mg (в 23 раза), появляется гидрокарбонат-ион. Все это свидетельствует об интенсивном разбавлении сульфатных вод растворами, содержащими катионы Mg и гидрокарбонат-ионы. Такими водами могут быть грунтовые растворы, фильтрующиеся из оз. Дальнее, участвующие в углекислом выщелачивании андезито-базальтового материала, слагающего маар, вмещающий это озеро.

3.5. ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ВУЛКАНИТОВ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

О генетической принадлежности выделенных в пределах кальдеры гидрокимических типов вод можно судить по изотопии их кислорода и дейтерия. В результате опробования около 50 термальных источников и 11 проб атмосферных осадков в пределах кальдеры Узон было установлено, что преобладают термы с легким изотопным составом кислорода и водорода (в среднем $\delta^{18}\text{O} = -13,7\text{‰}$; $\delta D = -118\text{‰}$) (табл. 28. рис. 31). Такой изотопный состав характерен для вод поверхностного формирования. Фигуративные точки для кальдеры Узон на диаграмме $\delta D - \delta^{18}\text{O}$ укладываются в сравнительно узкую полосу, ось которой может быть аппроксимирована уравнением $\delta D = 3; \delta^{18}\text{O} - 70\text{‰}$. Ширина этой области (в единицах δD) $\approx 25\text{‰}$, а длина (в единицах $\delta^{18}\text{O}$) более 18‰. Такое распределение точек на диаграмме позволяет сделать вывод о единстве источника воды, послужившего основой для образования всех гидрокимических типов вод, встреченных в кальдере Узон.

Прямая линия, вдоль которой группируются точки изотопных составов вод в кальдере Узон, имеет тренд в сторону поля с характеристиками первично-магматических вод. Однако, по мнению С.Д. Есикова [64], эти пря-

мые на диаграмме не сходятся в одной точке, как это должно бы быть в том случае, если бы дериваты гидротермальной системы представляли собой продукт смешения локальной метеорной воды с гипотетической ювенильной водой. Это обстоятельство дает основание для заключения о том, что наблюдаемые в поверхностных условиях закономерности в значительной степени объясняются процессами неравновесного испарения кипящей воды. Кислые сульфатные воды, по нашим представлениям, являются следствием процессов химического и бактериального окислений серосодержащих образований (серы элементарной, сульфидов, сульфатов) [78].

Как известно [66, 67], микробиологическое окисление соединений серы идет по схеме: $S^{2-} \rightarrow S_n^{2-} \rightarrow S_2O_3^{2-} \rightarrow S_mO_6^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, где $n = 2+5$ и $m = 2+6$. Об этих процессах в кальдере Узон свидетельствуют наблюдающиеся рядом друг с другом выходы кипящих близонейтральных терм хлоридно-натриевого состава и кислых низкотемпературных сульфатных источников, причем количество выходов сульфатных вод значительно больше, чем хлоридно-натриевых.

По нашему мнению [71], наличие на Узоне группы хлоридно-натриевых терм, существенно обогащенных тяжелыми изотопами кислорода и водорода, а также данные по изотопии углерода углекислого газа хлоридно-натриевых источников, в которых диапазон вариаций значений $\delta C^{13}_{CO_2}$ от $-2,1$ до $-6,1\%$, и гелия в свободных газах с высоким отношением $^3He/^4He = 0,6 \cdot 10^5$, может свидетельствовать о некоторой (не более 7–10%) доле эндогенной составляющей в составе термальных растворов кальдеры Узон. Это не противоречит данным В.И. Кононова и Б.Г. Поляка с соавторами [86, 122].

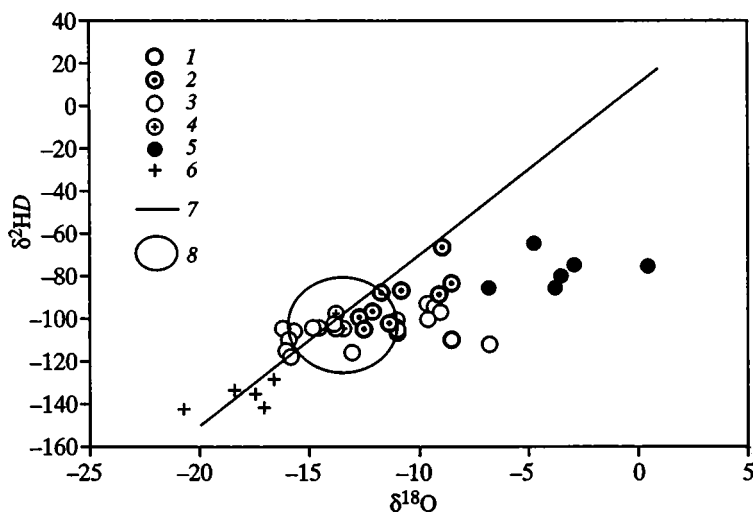


Рис. 31. Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода в Узон-Гейзерной гидротермальной системе (использованы цифровые данные А.Д. Есикова и др. [65]) [143]

1 – хлоридные воды; 2 – сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные воды; 3 – гидрокарбонатные смешанные воды; 4 – сульфатные воды; 5 – грязевые котлы; 6 – конденсатные воды; 7 – линия метеорных вод; 8 – область региональных метеорных вод

**Таблица 28. Изотопный состав стронция и кислорода
в гидротермалитах и гидротермах кальдеры Узон [71]**

Образец	Характеристика и место взятия	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
44	Базальт, вулкан Узон	0,70318	4,0
5	Порфиновый дацит, неизмененный, экструзия, гора Белая	0,70372	3,3
5а	Стекло из порфинового дацита		5,4
4	Порфиновый дацит, слабоизмененный	0,70349	4,4
4а	Стекло из обр. № 4	0,70328	5,2
16	Порфиновый дацит, слабоизмененный	0,70340	
7	Порфиновый дацит, гидротермально измененный	0,70367	3,4
8	То же	0,7057	2,2
20	" "	0,70319	-0,1
33	Порфиновый дацит, гидротермально измененный до опалита	0,70343	0,1
	Андезито-базальт, маар оз. Дальнее	0,70346	
	Хлоридно-натриевые воды	–	-11,1...-9,1
	Сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные воды	–	12,7...-8,5
	Сульфатные воды	–	-13,7...-0,05
	Гидрокарбонатные смешанные воды	–	-15,9...-13,8
	Метеорные воды	–	-15,9...-13,7

Отличительная особенность вулканических пород кальдеры Узон, гидротермально измененных и идентифицированных как петрографически свежие, – низкие величины $\delta^{18}\text{O}$: от -0,1 до 5,4. Не вызывает сомнений, что обеднение гидротермально измененных пород ^{18}O обусловлено взаимодействием с термальными водами атмосферного происхождения. Оценки температур преобразования, основанные на изотопном составе кислорода, в породе могут колебаться в широких пределах в зависимости от принимаемых отношений вода/порода и изотопного состава воды. Принимая в воде $\delta^{18}\text{O} = -12,22$ (более высокие величины $\delta^{18}\text{O}$ установлены на Узоне только и бессточных грязевых котлов) отношение вода/порода и используя формулу [149]

$$10^3 \ln (\text{кварц-вода}) = 3,38(10^6 T - 2) - 2,90,$$

можно оценить минимальные температуры. Для опалита (см. табл. 28, обр. 33), который можно рассматривать как полностью преобразованную породу, они составят 173–236 °C.

Эти величины хорошо согласуются с глубинными температурами хлоридно-натриевых растворов кальдеры Узон, рассчитанных по ионным геотермометрам [76], но значительно выше поверхностных температур, не превышающих 100 °C. Очевидно, что опалиты были сформированы в более активную фазу гидротермальной деятельности либо на некоторой глубине. Разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ в гидротермально измененных породах отражает, вероятно, главным образом степень преобразованности, а не различия в условиях преобразования.

Причины обеднения ^{18}O пород, идентифицированных как свежие, могут быть различными. Прежде всего, следует отметить, что и данные породы

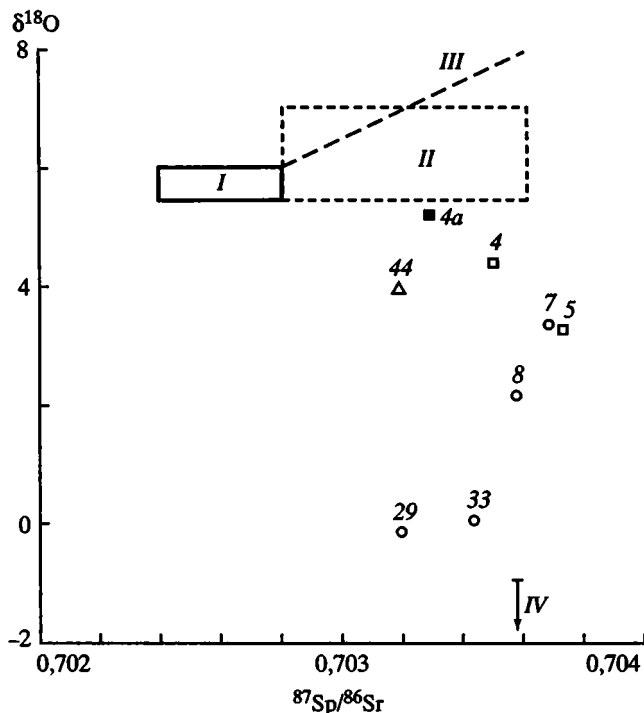


Рис. 32. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в породах кальдеры Узон

Для сравнения показаны: I – средний состав толеитовых базальтов срединных хребтов Тихого океана, II – основное поле эффузивов Курило-Камчатской островной дуги [28, 29, 168, 170], III – тренд, характеризующий контаминацию мантийных магм веществом осадочного происхождения, IV – изотопный состав термальных растворов кальдеры Узон [28, 65]; цифры у знаков – номера образцов

могут быть изменены, хотя это и не идентифицируется петрографическими методами. Нельзя исключить, однако, что обеднение ^{18}O произошло еще на магматической стадии – в результате ассимиляции гидротермально измененных пород либо непосредственного проникновения термальных растворов в магматическую камеру. Наиболее вероятным обеднение ^{18}O на магматической стадии представляется для пород вулкана Узон, сформированного в докальдерную стадию и расположенного на некотором расстоянии от крупных гидротермальных полей.

Разброс изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах кальдеры Узон (0,70318–0,70367) не выходит за пределы интервала, установленного для эффузивов Курило-Камчатской островной дуги [28, 29, 168, 170], однако значительно превышает аналитическую ошибку. Обычно разброс отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в островодужных эффузивах связывают с контаминацией мантийных магм осадочным веществом в зоне субдукции, а также в магматических камерах и подводных каналах. Наиболее убедительным доказательством такого рода процессов служит положительная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$, характерная главным образом для пород кислого и среднего составов. В породах кальдеры Узон реализуется противоположная тенденция: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ увеличиваются с уменьшением величин $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл. 28, рис. 32). Происходит это потому, что обогаще-

ние пород радиогенным стронцием осуществлялось в данном случае при воздействии относительно высокотемпературных гидротерм, которые, по-видимому, наряду с вулканическими дренируют и осадочные породы (тюшевская серия, ветловский комплекс и др.), залегающие под толщей кальдерных образований. Имеющиеся определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70354$ и $0,70355$ в термальных водах Узон [27] близки к верхнему пределу колебаний $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гидротермально измененных породах, что подтверждает сделанный вывод.

3.6. ВУЛКАНИТЫ КАЛЬДЕРЫ УЗОН И ИХ ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Базальты вулкана Узон представлены плагиофировыми массивными мелкозернистыми разностями с небольшим количеством фенокристов клинопироксена, ортопироксена и оливина [59]. Порфиновые вкрапленники суммарно составляют 30% объема породы. Плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые идиоморфные кристаллы в 0,5–10 мм. По кристаллооптическим свойствам он отвечает лабрадору (An_{65-70}). На рентгенограмме плагиоклаз имеет рефлекс, соответствующий межплоскостному расстоянию с $d = 3,21 \text{ \AA}$, что соответствует лабрадору с содержанием 65% анортита.

Клинопироксен авгитового состава представлен идиоморфными зернами в 0,2–0,4 мм. Редкие кристаллы гиперстена в 0,1–0,3 мм имеют удлиненно-призматическую форму и находятся в виде гломеропорфировых агрегатов совместно с авгитом и иногда плагиоклазом. Единичные порфиновые вкрапленники оливина в 0,2–0,3 мм также тяготеют к темноцветным гломеропорфировым скоплениям. Судя по кристаллооптическим характеристикам оливина ($\text{Ng} = 1,701$; $\text{Nr} = 1,685$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,32$; $-2V = 85...88^\circ$), он имеет гиалосидеритовый состав (Fo_{68}). Иногда оливин содержит значительное количество нераскристаллизованного вулканического стекла.

Матрикс породы, составляющий 60–70% ее объема, сложен беспорядочно ориентированными лейстами плагиоклаза (40%), зернами клинопироксена (40%), оливином (5%), интерстициальным вулканическим стеклом (5–10%) и рудным минералом (3–5%). Структура основной массы базальтов интересная.

Судя по петрографической характеристике, базальты вулкана Узон относятся к мантийным производным толеитовой серии. Они содержат типичный для этого класса пород плагиоклаз лабрадорного состава, авгит, небольшое количество гиперстена и гиалосидеритовый оливин. Базальты характеризуются обычной для толеитов кремнекислотностью, щелочностью (рис. 33) и содержанием Fe. В то же время для них характерны пониженные по сравнению с нормальными толеитами содержания Ti, Mg и несколько более высокие концентрации Al_2O_3 , P, PЗЭ (таблицы 29, 30, 31), что, по-видимому, связано с накоплением плагиоклаза в процессе кристаллизационной дифференциации первичных расплавов. В результате этого процесса плагиофировый состав базальтов обусловил повышенную глиноземистость и пониженную магнезиальность, что определило гиалосидеритовый состав оливина. По геохимической характеристике (содержанию PЗЭ, рис. 34), изученные базальты можно отнести к обогащенным по сравнению с нормальными

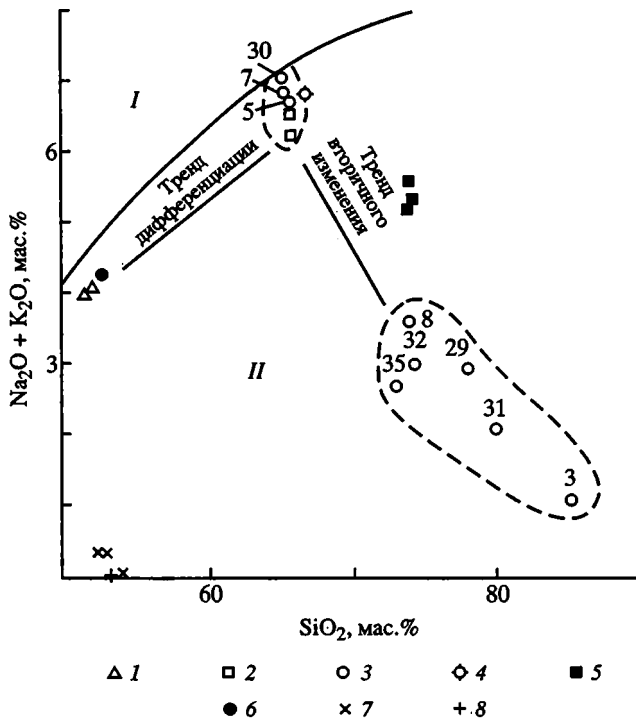


Рис. 33. Диаграмма $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] - \text{SiO}_2$ [71]

I – базальты; 2 – дациты; 3 – измененные дациты; 4 – дацит, по Дели; 5 – вулканическое стекло; 6 – ядро плагиоклаза из дацита; 7 – клинопироксен из дацита; 8 – ортопироксен из дацита; поля: I – субщелочных базальтов, II – толеитовых базальтов; цифры у знаков – номера образцов

базальтами MORB, толеитами (E-MORB), что, вероятно, указывает на более глубокие источники первичных выплавов.

Постэруптивные гидротермальные изменения четко проявились в базальтах и дацитах. Базальты вулкана Узон, расположенные в пределах Западного термального поля, находятся в разных термодинамических и физико-химических зонах взаимодействия с термальными растворами. Это и обусловило постэруптивную минеральную зональность гидротермально измененных пород.

Наиболее высокотемпературная зона вторичного изменения базальтов ($T = 100...150^\circ\text{C}$, $\text{pH } 7,5$) прослеживается в нижних частях разреза. Здесь наблюдается растворение вулканического стекла, оливина и клинопироксена. Фенокристы и микролиты плагиоклазов остаются свежими. В полостях растворения материнских минералов кристаллизуются глинистые. Они представлены хлорит-сметитовой ассоциацией. Хлорит имеет крупные (~ 4 мкм) пластинчатые кристаллы, образующие агрегаты. Сметит выполняет поровые пространства и трещины в минералах и вулканическом стекле, образуя глобулы в $\sim 3-5$ мкм, сложенные мелкими пластинчатыми кристаллами до 1 мкм. В ряде участков здесь же встречаются вторичный кварц и кальцит.

Формирование указанной зоны сопровождается выносом из 100 см^3 породы 4,44 г Si; 0,15 г Ti; 1,32 г Al; 0,66 г Mg; 0,01 г Ca; 0,6 г Na; 0,3 г P;

Таблица 29. Химический состав базальтов Западного поля кальдеры Узон

Компонент	Базальт			Гидротермально измененный базальт							
	Обр. 9		Обр. 44	Обр. Ш-15-5		Обр. Ш-12-3		Обр. Ш-19-3		Обр. Ш-19-1	
	1*	2**	1	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	51,26	7,685	49,94	33,51	3,245	42,72	3,593	51,31	0,983	7,27	0,732
TiO ₂	1,12	0,216	1,15	0,53	0,066	0,87	0,094	0,93	0,023	Нет	–
Al ₂ O ₃	18,84	3,203	17,72	17,06	1,874	22,58	2,154	30,81	0,669	34,85	3,498
Fe ₂ O ₃	0,81	0,183	5,09	17,48	2,531	9,16	1,152	1,53	0,044	0,47	0,062
FeO	9,04	2,252	3,96	5,81	0,935	1,90	0,266	0,59	0,019	0,03	0,004
MnO	0,22	0,055	0,26	0,06	0,010	0,01	0,001	0,02	0,001	Нет	–
MgO	4,10	0,793	5,23	1,02	0,127	0,95	0,103	0,26	0,006	0,78	0,089
CaO	9,36	2,114	9,60	0,73	0,107	0,10	0,013	0,01	0,000	0,79	0,105
Na ₂ O	3,20	0,763	3,00	1,23	0,189	0,14	0,019	0,23	0,007	7,20	1,013
K ₂ O	0,84	0,224	0,89	3,18	0,547	0,20	0,030	0,08	0,003	1,30	0,205
H ₂ O	–	–	1,12	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁺	–	–	0,83	–	–	–	–	–	–	–	–
CO ₂	–	–	Нет	–	–	–	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0,24	0,034	0,20	0,03	0,003	0,14	0,011	0,15	0,003	1,32	0,320
ППП	0,63	–	–	19,16	0,444	21,17	0,426	14,03	0,064	45,24	0,285
Сумма	99,66	–	98,99	99,80	–	99,94	–	99,95	–	100,25	–

*Мас.%; **г/100 см³.

0,04 г Мп. Несколько увеличивается содержание К (0,32 г на 100 см³ породы). Закисное железо окисляется и накапливается в количествах 0,78–2,40 г на 100 см³. Объемный вес породы уменьшается с 3,197 до 2,070.

Среднетемпературная зона ($T = 90\ldots 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) располагается выше по разрезу базальтов. Вторичные минералы здесь развиваются в пределах растворившихся протокристаллов, образуя псевдоморфозы. Глинистые минералы образуют также цемент, развиваясь по матриксу породы. Структура гидротермально измененной породы этой зоны реликтовая–базальтовая. Глинистые минералы представлены смектитом с небольшой примесью смешанослойного каолинит-смектита.

При формировании смектитовой зоны из 100 м³ базальта выносятся 4,9 г Si; 0,12 г Ti; 1,05 г Al; 0,62 г Mg; 2,10 г Ca; 0,74 г Na; 0,19 г K; 0,02 г P; 0,05 г Мп. В породе накапливается 0,97 г окисного железа. Наблюдается дальнейшее уменьшение объемного веса породы до 1,80.

В приповерхностных условиях осуществляется низкотемпературное изменение базальтов ($T \sim 90\text{ }^{\circ}\text{C}$, рН кислый). Для этой зоны характерно отсутствие структурных признаков первичной породы.

Колебание температур и щелочности в широких пределах (20–90 °С и рН 7–1,0) обуславливает и гетерогенность вторичного минералообразования. Действительно, основные постэруптивные минералы здесь – смешанослойные каолинит-смектиты. Образование их происходило в условиях, возникавших при окислении серы и ее соединений под действием микроорганизмов [55, 57, 67]. Установлено, что, чем ниже рН гидрогеохимических сред вторичного минералообразования, тем больше каолинитовых слоев присутствует в смешанослойном образовании. В наиболее кислых

Таблица 30. Содержание редких элементов в вулканических породах кальдеры Узон, г/т

Элемент	Номер образца				
	44	5	30	33	3
Ni	24	20	6	5	8
Pb	3	4	6	5	4
V	130	45	57	14	15
Cu	45	21	16	5	10
Mo	8	33,5	1,9	1,3	2,4
Ga	18	13	16	8	5
Ge	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Zn	81	45	40	40	40
Sn	1,5	2,1	1,6	1,5	1,5
Be	–	1,0	–	1,0	–
As	–	0,1	–	0,1	–
Rb	14	35	32	28	32
Sr	400	230	200	240	51
Y	22	42	36	16	32
Zr	63	210	200	260	250
Nb	3,3	6,5	6,8	8,4	7,6
Ba	370	660	710	1400	710
Ta	0,21	0,43	0,40	0,53	0,48
Th	0,4	2,5	3,0	0,32	2,8
Hf	2,0	7,1	6,8	9,2	8,6
Cs	0,1	1,1	1,9	1,5	1,9
Sc	37	24	26	18	11
Co	38	8,6	1,6	1,8	1,8
Cr	44	40	5	5	7

Примечание. Образцы: 44 – базальт, 5 – дацит, 3 – опалит, 30 и 33 – опалит, соответственно, с каолинитом и алунитом.

Таблица 31. Содержание РЗЭ в вулканических породах Узона, г/т

Элемент	Номер образца				
	44	5	30	33	3
La	7,8	11	12	18	10
Ce	20	32	35	35	28
Nd	12	20	23	15	16
Sm	3,5	5,1	6,3	3,1	3,9
Eu	1,2	1,2	2,5	0,41	0,65
Tb	0,65	1,1	1,3	0,35	0,88
Yb	2,3	4,1	3,7	1,3	3,2
Lu	0,33	0,58	0,53	0,19	0,46

Примечание. Аналитик С.М. Ляпунов (ГИН РАН).

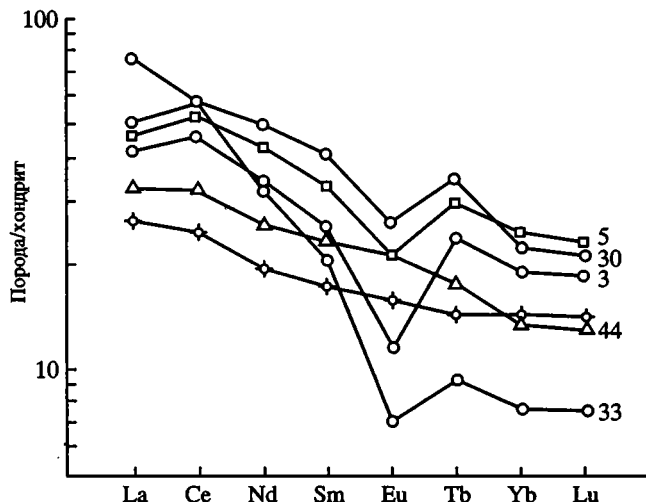


Рис. 34. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных по хондриту [71]

1 – базальты; 2 – дациты; 3 – измененные дациты; 4 – базальт (E-MORB); цифры у кривых – номера образцов. Условные знаки см. рис. 33

условиях образуются минералы с содержанием до 90% каолинитовых слоев. В поверхностных условиях, при pH 2,5 и $T < 40^\circ\text{C}$, формируются каолинит, алунит и опал, а при pH < 2 каолинит разрушается (не образуется), идет дальнейшее образование алунита.

Дацинты горы Белая представлены плагиоклаз-пироксеновой порфировой разностью [59]. Порода массивная, тонкозернистая, в основной массе не полностью раскристаллизованная. Вкрапленники (плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен) суммарно составляют 15–30% объема породы, причем преобладает плагиоклаз (80%). Он представлен таблитчатыми кристаллами в 0,2–2,0 мм. Наиболее часто распространены кристаллы в 0,2–0,5 мм. Обычно это зональные кристаллы с овально-округлым ядром и каймой удлиненно-таблитчатых очертаний. Судя по кристаллооптическим свойствам, ядро зональных плагиоклазов отвечает лабрадору (An_{70}). На рентгенограмме плагиоклаз характеризуется рефлексом с $d = 3,21\text{\AA}$, что также соответствует лабрадору (An_{65}). Кристаллооптические характеристики краевых зон плагиоклаза соответствуют олигоклазу (An_{20-25}). По данным рентгеновского анализа, среди плагиоклазов установлена фаза с межплоскостным расстоянием $3,18\text{\AA}$, характерным для олигоклаза, содержащего 30% анортита.

Микросондовые определения показали, что ядро зональных плагиоклазов содержит 4,30% ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), в то время как кайма – 7,35%. Мелкие, не зональные вкрапленники плагиоклаза имеют олигоклаз-андезиновый состав (An_{30-35}). Клинопироксен (авгит) составляет ~15% объема вкрапленников. Он представлен гипидиоморфными зернами в 0,1–0,2 мм, находящимися в гломеропорфировых агрегатах совместно с ортопироксеном и иногда с плагиоклазом. Ортопироксен (гиперстен) содержится в породе в значительно меньших количествах по сравнению с клинопироксеном (~5% объема вкрапленников). Он образует идиоморфные призматические кристаллы в 0,2–0,4 мм. Для него

Таблица 32. Химический состав дацитов горы Белая кальдеры Узон

Компонент	Дацит		Гидротермально измененный дацит									
	Обр. 4		Обр. 29		Обр. 7		Обр. 30		Обр. 33		Обр. 3	
	1*	2**	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	65,34	7,152	69,81	7,744	65,42	6,767	65,08	4,514	58,74	4,637	78,63	4,440
TiO ₂	0,96	0,135	0,81	0,115	0,96	0,127	0,97	0,086	0,77	0,078	0,96	0,070
Al ₂ O ₃	15,67	1,945	11,3	1,432	15,5	1,824	15,24	1,199	14,60	1,303	8,13	0,521
Fe ₂ O ₃	2,09	0,342	1,93	0,320	2,45	0,379	2,07	0,215	1,93	0,228	1,13	0,095
FeO	2,60	0,473	0,47	0,087	2,11	0,363	0,57	0,296	0,14	0,018	0,67	0,063
MnO	0,14	0,025	0,03	0,006	0,13	0,022	0,06	0,007	0,02	0,003	0,04	0,004
MgO	1,00	0,141	0,44	0,067	1,31	0,175	1,12	0,100	0,21	0,021	0,24	0,017
CaO	5,17	0,853	1,72	0,287	5,05	0,787	5,38	0,562	0,46	0,174	1,56	0,133
Na ₂ O	4,28	0,745	1,25	0,221	4,85	0,798	4,98	0,549	0,68	0,085	0,14	0,013
K ₂ O	1,89	0,368	1,42	0,280	1,96	0,360	1,98	0,244	2,05	0,288	0,85	0,085
H ₂ O ⁻	0,12		1,53		0,25		0,24		2,05		1,34	
H ₂ O ⁺	0,05		3,93		0,12		0,44		2,57		5,80	
CO ₂	Нет		Нет		Нет		Нет		Нет		Нет	
P ₂ O ₅	0,20	0,020	0,24	0,025	0,20	0,019	0,18	0,012	0,14	0,010	0,07	
ППП	—		4,41		—		—		15,01		—	
Сумма	9,51		99,27		100,3		100,4		83,31		98,22	
SO ₃	0,157		1,156		0,15				1,017		0,249	
Объемный вес		2,330		2,219		2,218		1,488		1,408		1,188

*Мас.%; **г/100 см³.

характерно прямое угасание и отчетливый плеохраизм от светло-зеленого по Ng до бледно-розового по Nr, оптически отрицателен ($-2V = 60^\circ$). Микрозондовый анализ показал, что ортопироксен фактически не содержит щелочных элементов, тогда как в клинопироксене их суммарная концентрация достигает 0,3%. Оба пироксена дацитов (авгит, гиперстен) аналогичны по своему химическому составу пироксенам, содержащимся в базальтах.

Матрикс породы сложен кислым вулканическим стеклом с содержанием SiO_2 73,47–74,33% и суммарным содержанием щелочных элементов 5,18–5,56%. Стекло различной прозрачности и неравномерной окраски. Бурые пятна и полосы измененного стекла насыщены частично окисленной рудной пылью и теряют прозрачность. Кроме рудной пыли стекло содержит микролиты игольчатой формы. Они характеризуются высокими показателями преломления по сравнению с вмещающим их стеклом, высокой интерференционной окраской, отчетливой спайностью и углом погасания $>30^\circ$. По этим признакам микролиты по составу отнесены к клинопироксенам. Структура основной массы породы гиалопилитовая или пилотакситовая, текстура флюидальная.

Дациты горы Белая по главным петрохимическим характеристикам (кремнекислотность, суммарное содержание щелочных элементов) аналогичны классическим породам этого типа, но несколько отличаются от них относительно высоким содержанием титана, глинозема и железа (табл. 32). В то же время они характеризуются несколько необычным петрографическим составом. Специфика заключается в том, что описанные дациты содержат зональные вкрапленники плагиоклаза (с лабрадоровым ядром и олигоклазовой каймой), микрофенокристы клинопироксена (авгит), ортопироксен (гиперстен) и не содержит фенокристов кварца, характерных для классических экструзивных дацитов. Зональный плагиоклаз со столь контрастным составом ядра и каймы указывает на то, что лабрадор, слагающий ядро вкрапленников плагиоклаза, является ксенокристаллом. Он был захвачен из базальтовой порции расплава, как и пироксены, и оказался в неравновесных условиях в кремнекислой части дифференциата. Отсутствие кварца свидетельствует о перегретости дацитового расплава и очень быстром его охлаждении в условиях малого объема приповерхностной экструзии. Кремнезем оказался сброшенным в закаленную стекловатую часть породы.

Дациты, слагающие экструзивные породы горы Белая, как более кремнекислые породы, отличаются спецификой постэруптивных гидротермальных изменений. При электронно-микроскопическом исследовании наименее измененных пород установлено, что в них имеются признаки частичного растворения вулканического стекла. Кремний, мобилизованный при этом, осаждается в виде мелких глобул опала на поверхности других породообразующих минералов (рис. 35). На начальной стадии изменения не наблюдается значительной трансформации химического и минерального состава пород. Так, из



Рис. 35. Электронно-микроскопические снимки дацитов разной степени постэруптивного изменения [71]

а – интерстиционное вулканическое стекло с признаками растворения, глобулы опала на породообразующих минералах, $\times 5000$; б – то же, $\times 10000$; в – глобулы опала на породообразующем минерале и каверна растворения, $\times 5000$; г – глобулы опала в пустотах растворения; д – каолинит, $\times 5000$; е – каолинит с сыпью опала, $\times 6000$; ж – алунит и кристалл галлуазита, $\times 1000$; з – опалит с опалом двух генетических модификаций, $\times 5000$



100 см³ дацита выносятся 0,56 г Si; 0,01 г Ti; 0,16 г Al; 0,06 г Mg; 0,04 г Na; фактически неподвижны Mn и P, наблюдается слабое окисление Fe, сопровождающееся накоплением 0,06 г его окисной формы. Для данного процесса характерно снижение объемного веса дацитов с 2,517 до 2,330, что объясняется формированием опаловой минеральной фазы, обладающей более низким удельным весом.

На следующей стадии изменения дацита наблюдается дальнейшее растворение вулканического стекла; кроме того, растворяются оливин, пироксены, в основном фенокристов, плагиоклаз почти не изменяется (обр. № 29). Из 100 см³ породы выносятся 0,944 г Si; 0,02 г Ti; 0,02 г Mg; 0,13 г Ca; 0,04 г Na; 0,05 г K; двухвалентное Fe окисляется; P и Mn фактически неподвижны. На указанной стадии среди постэруптивных продуктов формируется опал (см. рис. 35, в, г). Объемный вес породы за счет опала и увеличения пористости уменьшается до 2,219 г/см³.

3.7. ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕФРОИДНЫХ ПОРОД В КАЛЬДЕРЕ УЗОН

Основные закономерности постэруптивных гидротермальных изменений вулканиитов освещены в работах [106, 109, 112, 57]. Для рассматриваемой гидротермальной системы в целом характерны температуры от 40–60 до 300 °С. Для всех исследованных озерных вод кальдеры Узон pH 3,5–5,5, характеризуя кислую реакцию среды. Это свидетельствует о том, что высокие концентрации иона водорода в термальном флюиде обусловлены активным взаимодействием термальных вод с породами при температурах выше 250 °С.

Наиболее полное представление о составе и постэруптивных изменениях пород в кальдере Узон дает разрез, вскрытый скв. УК-1 на глубину 60 м, заложенной в районе серных бугров, расположенных в восточной части I участка Восточного термального поля на небольшой возвышенности (2 м) в 100 м южнее оз. Банное. Температура в забое ~150 °С, pH 6,5. Литологический разрез вулканиитов, вскрытых скважиной, показан на рис. 36, химический состав – в табл. 33.

Смектитовая зона. С 7 до 60 м (по-видимому, и глубже) порода интенсивно глинизирована. Вся толща туфов (тефроидов) представлена чередованием отдельных горизонтов, отличающихся размерностью слагающих их обломков пемз, пепловых туфов. Некоторые горизонты обогащены пепловым материалом, ряд горизонтов сложен исключительно пепловой витрокластикой.

В составе тефроидов принимает участие обломочный материал, представленный в основном породами кислого состава, среди которых преобладают пемзы, их туфы, дациты и ранее гидротермально измененные породы дацитового состава. Встречаются также обломки базальтов и андезитов. Среди кристалло-кластического материала распространены обломки плагиоклазов, кварца и реликты пироксена, оливина. Пепловый субстрат представлен кислой вулканокластикой.

Тонкодисперсное пепловое вещество и темноцветные минералы почти нацело замещены глинистыми, плагиоклазы мало изменены. Крупно-

Таблица 33. Химический состав гидротермалитов кальдеры Узон, вскрытых скв. УК-1

Компонент	Обр. 1108		Обр. 82-43		Обр. 82-42		Обр. 82-39		Обр. 82-38		Обр. 82-37	
	1*	2**	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	64,27	5,820	61,12	3,755	62,59	2,320	49,19	2,915	47,57	3,157	47,37	3,516
TiO ₂	0,74	0,086	0,49	0,039	0,54	0,026	0,91	0,074	0,61	0,052	1,39	0,132
Al ₂ O ₃	15,71	1,613	16,78	1,169	17,81	0,749	19,93	1,426	12,21	0,919	19,41	1,634
Fe ₂ O ₃	5,39	0,730	3,46	0,318	3,70	0,205	14,36	1,355	19,80	1,965	8,63	0,958
FeO	0,90	0,135	0,23	0,023	0,29	0,018	0,22	0,023	0,22	0,024	0,36	0,044
MnO	0,16	0,024	0,12	0,012	0,09	0,006	0,07	0,007	0,07	0,008	0,12	0,015
MgO	1,50	0,175	0,66	0,052	0,38	0,018	0,23	0,019	0,49	0,042	1,70	0,163
CaO	3,98	0,543	2,57	0,238	1,99	0,111	0,65	0,062	0,73	0,073	1,07	0,120
Na ₂ O	4,21	0,606	0,87	0,085	0,59	0,035	0,30	0,037	0,9	0,009	0,15	0,018
K ₂ O	1,33	0,214	0,36	0,039	0,26	0,017	0,35	0,039	0,00	0,000	0,08	0,011
H ₂ O	1,21	0,026	12,80	0,188	12,52	0,111	9,99	0,151	8,94	0,142	7,72	0,137
P ₂ O ₅	0,12	0,010	0,09	0,005	0,03	0,001	0,04	0,002	0,04	0,002	0,07	0,005
Сумма	99,52		99,55		100,79		93,24		90,77		88,07	
Объемный вес	1,930		1,310		0,800		1,260		1,290		1,470	

Таблица 33 (продолжение)

Компонент	82-36		82-35		82-34		82-32		82-30		82-29	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	44,89	3,642	53,12	4,999	46,71	3,990	54,19	3,476	32,12	2,676	32,04	3,445
TiO ₂	1,06	0,110	0,96	0,116	1,25	0,137	0,88	0,072	1,20	0,128	1,16	0,160
Al ₂ O ₃	16,62	1,529	16,63	1,775	14,85	1,438	17,04	1,240	14,44	1,364	13,97	1,364
Fe ₂ O ₃	12,54	1,521	7,72	1,086	10,06	1,285	7,56	0,725	21,11	2,630	22,36	3,595
FeO	0,65	0,088	2,59	0,405	0,57	0,081	0,72	0,077	0,79	0,109	0,50	0,089
MnO	0,10	0,013	0,16	0,025	0,13	0,018	0,13	0,014	0,11	0,015	0,13	0,023
MgO	1,54	0,161	1,42	0,172	1,92	0,211	1,07	0,089	1,18	0,127	1,29	0,179
CaO	1,70	0,208	2,87	0,407	1,85	0,238	1,05	0,101	1,19	0,149	1,54	0,249
Na ₂ O	0,23	0,030	1,57	0,235	0,15	0,020	0,23	0,023	0,20	0,027	0,20	0,034
K ₂ O	0,16	0,023	0,66	0,110	0,30	0,046	0,40	0,046	0,07	0,010	0,14	0,027
H ₂ O	15,30	0,297	0,95	0,156	16,20	0,331	11,29	0,173	13,19	0,263	13,72	0,353
P ₂ O ₅	0,17	0,013	1,12	0,011	0,04	0,003	0,06	0,004	0,15	0,012	0,23	0,023
Сумма	94,96		94,77		94,03		94,62		85,75		87,28	
Объемный вес	1,650		1,910		1,720		1,300		1,530		2,010	

Таблица 33 (окончание)

Компонент	82-27		82-26		82-20		82-19		82-12		82-10	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	59,85	3,839	57,12	4,149	57,68	3,107	52,85	2,389	71,35	4,919	74,07	5,124
TiO ₂	0,92	0,076	1,02	0,095	1,19	0,082	1,22	0,071	0,57	0,050	1,28	0,114
Al ₂ O ₃	15,97	1,162	15,71	1,294	20,00	1,222	22,12	1,134	9,52	0,744	8,07	0,633
Fe ₂ O ₃	4,05	0,388	4,82	0,523	2,53	0,204	2,40	1,162	2,72	0,280	5,39	0,730
FeO	1,22	0,130	3,23	0,390	2,89	0,257	0,57	0,043	1,15	0,132	0,90	0,135
MnO	0,15	0,016	0,23	0,028	0,15	0,013	0,09	0,007	0,12	0,014	0,13	0,015
MgO	1,45	0,120	1,52	0,142	0,59	0,041	0,14	0,008	0,20	0,018	0,67	0,060
CaO	2,34	0,226	3,73	0,408	1,36	0,110	0,38	0,026	1,38	0,143	2,23	0,232
Na ₂ O	1,10	0,112	1,72	0,201	0,59	0,051	0,64	0,046	2,03	0,223	1,75	0,193
K ₂ O	0,60	0,068	0,74	0,093	0,68	0,065	0,40	0,032	1,25	0,153	0,93	0,114
H ₂ O	12,01	0,184	7,70	0,134	11,89	0,153	4,74	0,051	6,55	0,108	6,78	0,112
P ₂ O ₅	0,07	0,004	0,18	0,012	0,15	0,008	0,17	0,007	0,01	0,001	0,03	0,002
Сумма	99,73		97,72		99,68		85,72		96,85		98,54	
Объемный вес, г/см ³		1,370		1,520		1,150		0,830		1,430		1,460

* Окислы, мас.%; ** элементы, г/100 см³.

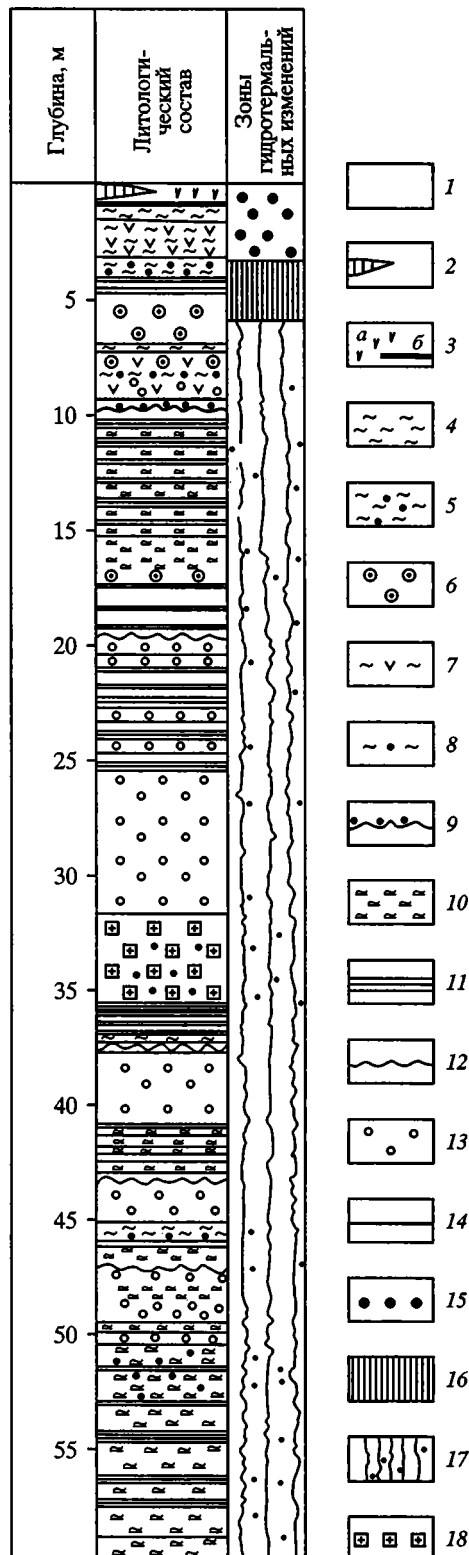


Рис. 36. Литологический разрез постэруптивно измененных вулканитов кальдеры Узон по скв. УК-1

1 – туф псаммитовый; 2 – линза самородной серы; 3 – (а – единичные включения гумуса; б – гумусовый горизонт); 4 – алевропсаммитовый туф, глинизированный; 5 – алевропсаммитовый туф сыпучий; 6 – туф псефитовый; 7 – туф псефитовый аргиллизированный; 8 – мелкозернистый конгломерат обломков аргиллизированных туфов, цемент – кремневая органика; 9 – зона размыва с галькой базальтов, дацитов и их туфов, цемент – кремневая органика; 10 – туфы пепловые аргиллизированные; 11 – глины пепловые; 12 – зона дробления; 13 – обломки слоистых пеплово-пемзовых туфов, измененных туфов и лав; 14 – границы смены литологических разностей пород; 15 – пиритизация; 16 – каолинитизация; 17 – смектитизация; 18 – опалитизация

обломочные фрагменты тефроидов также в разной степени замещены глинистыми минералами (рис. 37).

Обломочный материал имеет широкий спектр размерности от гравийной (псефитовой) до пелитовой. Эти породы характеризуются различной эффективной пористостью (20–90%).

В псефитовых туфах различается несколько типов пустотного пространства. Наиболее распространены фрагменты пемз, в которых пустоты изометричные и продолговатые со стенками, инкрустированными глинистыми минералами. На стенках пустот отмечено также скопление рудных компонентов, представленных главным образом пиритом. Здесь же среди основной массы встречаются сильно измененные удлиненные кристаллы минералов (по-видимому, разрушенные пироксены) и изометрические образования (по всей вероятности, оливин), также представляющие собой участки концентрации рудных компонентов.

Размеры поровых пространств этого типа 20–100 мкм, преобладают поры в 20–50 мкм. Среди пустотных пространств довольно широко распространены трещины. Они слабоизвилистые, перистые, взаимосоединя-

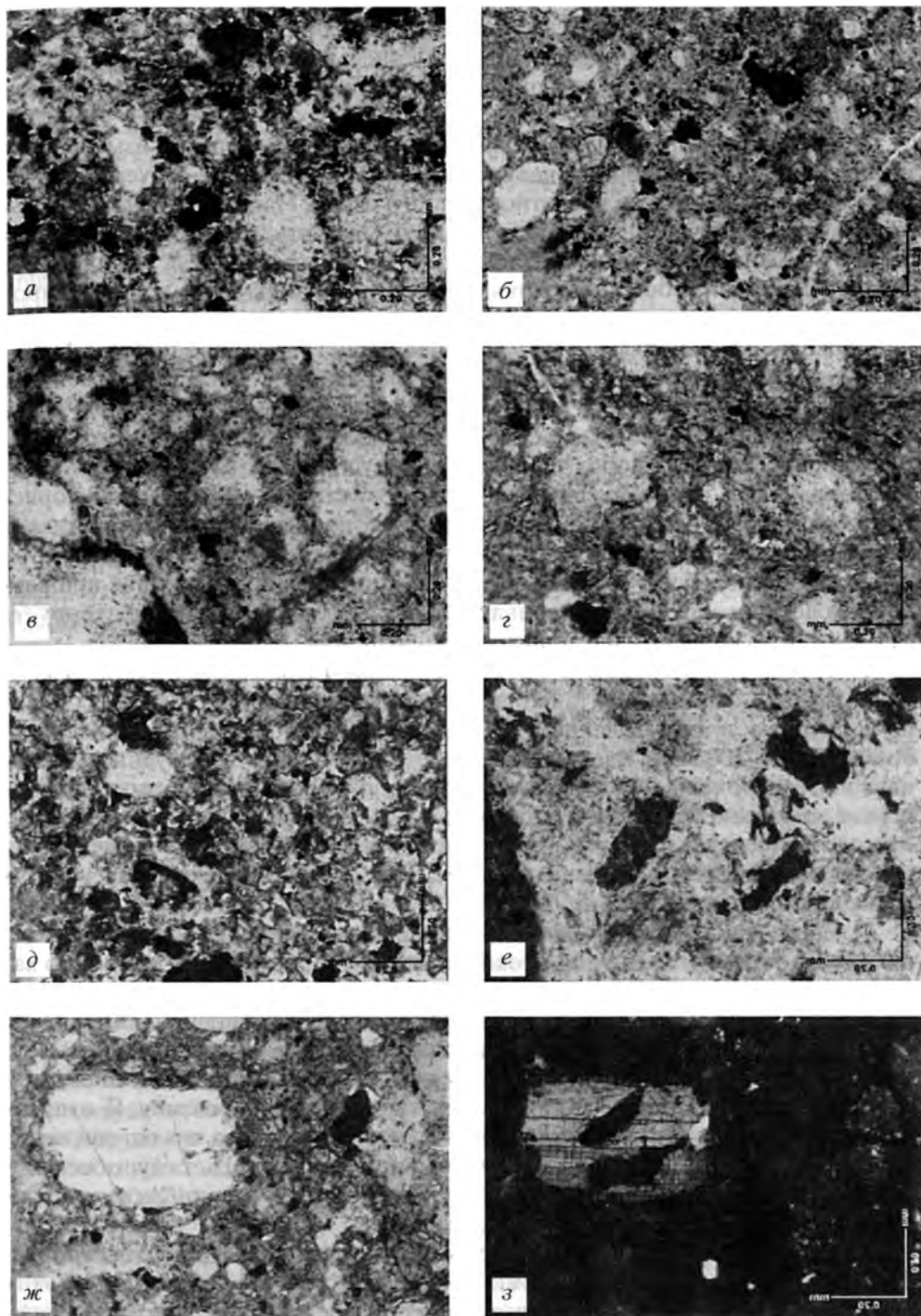


Рис. 37. Фото шлифов постэруптивно измененных туфов по скв. УК-1 (а, б, в, г, д, е, ж – николи II, з – николи +)

Темноцветные минералы и вулканическое стекло глинизированы (сметтит, каолинит), плагиоклазы почти не изменены, в поровых пространствах развиты пирит и гидроокислы железа ($\times 120$)

ющиеся. Этот вид пустотного пространства частично рассекает обломки пород, местами огибает и отдельные фенокристаллы плагиоклазов. Ширина трещин варьирует в широких пределах (5–300 мкм). В породах встречаются каверны до 0,7 мм.

В пелитовом туфе, представляющем собой гидротермально измененный вулканический пепел, наблюдается петельчатая текстура, обусловленная распределением в породе пустотного пространства. Наиболее распространены здесь поры, развитые в тонкодисперсном цементе. Они образуют целую систему флюидоподобных каналов различного простирания и полостей, представляющих собой поперечные сечения каналов. Эти поровые пространства сформировались в результате проработки пепловой пирокластической газоводными флюидами. Эффективная пористость такой породы 27,5%. Следует отметить, что она значительно уменьшилась за счет отложения в пустотных пространствах рудных компонентов. Большинство их приурочено к порам, часто полностью их выполняя. Можно предположить, что величина пористости этих пород при разгрузке рудоносных газоводных растворов сократилась примерно вдвое, и ее первоначальная эффективная пористость составляла около 50%. В цементе этой породы встречаются отдельные разрушенные фемические минералы, в которых также локализируются рудные компоненты. В отличие от поровых скоплений, возникших при разгрузке растворов, рудный материал здесь малоподвижный и концентрируется на месте разрушения материнских минералов.

Пустотные пространства, сформированные газоводными растворами в виде каналов, отмечаются также внутри обломков пород, слагающих алевропелитовые туфы. Сечение этих каналов округлое, форма удлинённая. Размер их 20–200 мкм. Здесь также отмечена концентрация рудных компонентов. Приурочены они к стенкам пустотных пространств. Некоторые поровые пространства полностью закальматированы рудным материалом. Рудные компоненты, как и в других рассмотренных породах, представлены в основном пиритом, реже минералом, дающим на энергодисперсионном спектре полосы вольфрама.

Алевропелитовые туфы сильно трещиноваты. Трещины, как правило, обликают обломки пород или проходят между ними, не рассекая их. Это характерно для трещин растяжения. Трещины извилистые, перистые стенки их неровные, по простиранию в них отмечаются расширения. Ширина их 5–100 мкм в расширениях. В этих породах внутрикристаллические поры не являются характерными. Они прослеживаются лишь по спайности отдельных кристаллов. В целом текстуру алевропелитовых туфов можно охарактеризовать как трещинно-петельчатую за счет ажурного пустотного пространства. Такая порода образует высокопроницаемую систему, обеспечивающую глубокую газогидротермальную переработку первичного материала на постэруптивной стадии вулканизма.

Псаммитовые туфы, состоящие из обломков пористых и плотных пород, обладают эффективной пористостью 40–90%. Отдельные фрагменты этих пород характеризуются незначительной пористостью в пределах 13%.

Наиболее пористая часть породы представлена обломками пемз, погруженных в тонкодисперсный базис. Распределение пор на таком участке породы неравномерное. Крупные поры (200 мкм) имеют извилистые неров-

Таблица 34. Химический состав поровых растворов, полученных из керна скв. УК-1, мг/л [80]

Компонент	82-10а (глубина 0,4 м)	82-16 (глубина 3 м)	82-20 (глубина 5,4 м)	82-32 (глубина 16 м)
H ⁺	15,5	14,4	0,4	—
Na ⁺	148,7	392,3	98,0	135,7
K ⁺	71,0	146,1	49,4	28,6
Ca ²⁺	113,6	19,2	10,6	157,6
Mg ²⁺	84,0	17,2	13,8	4,4
Al ³⁺	38,2	520,4	43,7	—
Fe ³⁺	2228,4	0,0	0,0	—
Fe ²⁺	0,0	1074,0	89,7	—
Σ _{кат}	2699,4	2185,6	305,1	326,3
Cl ⁻	52,1	9,5	22,6	9,0
SO ₄ ²⁺	8293,4	4752,0	800,0	754,3
HSO ₄ ⁻	1320,2	1572,4	28,3	—
Σ _{ан}	9665,7	6324,4	850,9	764,3
pH	1,89	1,94	3,40	7,0
P	0,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cu	0,36	"	0,04	0,02
As	30,0	"	5,55	0,05

Примечание. Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО АН СССР.

ные края. В центре пор отмечается множество “островков” с неровными очертаниями. Стенки таких пор и “островки” сложены глинистыми минералами, гипсом и цеолитами. К краевым частям пор приурочены также скопления рудных компонентов. Как правило, отложения рудного материала тяготеют к более мелкопористой части этих пород. Из этого можно заключить, что мелкопористые породы являются более благоприятными фильтрами для разгружающихся рудоносных газоводных растворов.

Поровый раствор из пород смектитовой зоны не содержит ощутимых количеств алюминия и железа (обр. 82-32, табл. 34). Раствор сульфатный, pH 5,6–7,0, температура около 150 °С.

Все пустотные пространства этой зоны гидротермального литогенеза инкрустированы агрегатами глинистых минералов, рудными минералами и цеолитами. В процессе гидротермального изменения глинистые минералы полностью запечатали часть пор в породах, снизив их проницаемость на отдельных участках до 1–5 мДарси. Глинистый минерал здесь представлен смектитом.

На рентгеновских дифрактограммах смектит имеет серию базальных рефлексов с $d = 12,5 \div 14,2; 5,98; 4,94; 3,04$ Å, которые отличаются от строгой целочисленной серии, что, очевидно, свидетельствует о смешанослойности минералов, обусловленной различным строением межслоевых промежутков (рис. 38). Это подтверждается тем, что после насыщения глицерином базальные отражения смектита имеют целочисленную серию от $d(001) = 17,5$ Å. После прокаливании препаратов смектита при 550 °С на дифрактограммах отмечается целочисленная серия рефлексов от $d(001) = 9,6$ Å.

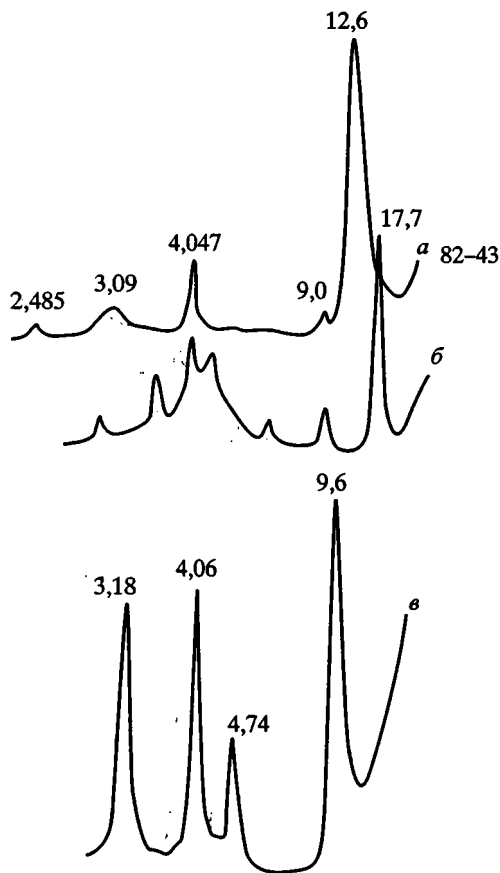


Рис. 38. Рентгеновские дифрактограммы минерала из смектитовой зоны постэруптивно измененных вулканитов (туфов скв. УК-1)

a – воздушно-сухой препарат; *б* – насыщенный глицирином; *в* – прокаленный при 550 °С

По данным электронографических исследований, смектит из зоны аргиллизации представляет собой диоктаэдрическую алюминиевую разность. В природном состоянии его структуру можно охарактеризовать как неупорядоченную. На это указывает отсутствие пространственных рефлексов *hkl* на его электронограмме косых текстур (ЭКТ). На ЭКТ К-формы минерала появляется четкий набор отражений *hkl*. Идентифицирование и анализ распределения интенсивностей рефлексов позволили установить параметры элементарной ячейки для обр. 82-35: $a = 5,19$; $b = 8,98$; $c = 9,84$; $\beta = 99,33$; $c \sin \beta = 9,71$; $-c(\cos \beta)/a = 0,308$, а также характер распределения октаэдрических катионов по возможным позициям. В изученном монтмориллоните трансоктаэдрические позиции заселены на

75–100% катионами, о чем свидетельствуют наиболее сильные отражения с индексами 022 и 113 на первом эллипсе ЭКТ его К-формы. По данным химического анализа (табл. 35); кристаллохимическая формула минерала для обр. 82-35:



Из приведенной формулы видно, что в тетраэдрах смектита существует ограниченный изоморфизм кремния на алюминий, о чем свидетельствует величина кристаллохимического параметра $X = 0,23$. Параметр $Y = 0,28$ говорит о локализации заряда в октаэдрах, а общий заряд слоя 2 : 1, равный 0,51, и величина параметра $Z = 0,18$ позволяют отнести данный минерал, по классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [45, 46], к высокозарядным алюминиевым маложелезистым монтмориллонитам. По экспериментальным данным А.Н. Томашенко [136], такой монтмориллонит образуется при относительно низкой щелочности среды. Непосредственные замеры параметров среды минералообразования в скважине, вскрывшей зону смектитизации, подтверждает это положение: здесь отмечены температура гидротермального раствора 143,5 °С и рН 6,5.

**Таблица 35. Химический анализ глинистой фракции смектитовой зоны
гидротермалитов Центрального поля кальдеры Узон, %**

Компо- нент	82-43	82-41	82-35	82-34	82-29	82-25	P-14-1	P-14-2
SiO ₂	53,21	45,69	46,01	49,15	48,00	50,04	49,65	53,34
SiO ₂ _{ам.}	7,82	2,53	1,76	1,70	2,60	6,66	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	0,84	0,78	5,12	1,72	1,90	0,87	1,05	0,66
Al ₂ O ₃	13,89	29,06	18,96	20,05	20,39	15,90	19,19	20,18
Fe ₂ O ₃	2,21	2,38	3,32	2,75	1,40	1,77	6,33	4,18
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,58	0,92	0,52
MnO	0,11	0,01	0,07	0,07	0,12	0,07	0,21	0,20
CaO	2,04	1,31	2,22	1,73	1,97	2,18	1,04	1,39
MgO	1,02	0,51	2,33	3,88	2,59	1,75	2,46	3,06
Na ₂ O	0,41	0,06	0,06	0,12	0,12	0,41	0,06	0,11
K ₂ O	0,13	0,06	0,06	0,12	0,15	0,26	0,21	0,47
H ₂ O ⁺	8,78	9,87	7,88	7,93	9,52	10,31	5,61	6,03
H ₂ O ⁻	8,90	6,82	10,42	9,53	9,71	7,95	9,30	6,20
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Не опр.	Не опр.
C	0,36	0,65	0,47	0,76	1,01	1,10	"	"
P ₂ O ₅	0,04	0,15	0,03	0,04	0,04	0,03	"	"
SO ₃	0,33	0,25	0,23	0,67	0,70	0,37	"	"
S	0,04	0,15	0,05	0,19	0,34	0,09	"	"
ППП	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,77	3,21
Сумма	100,50	100,80	99,23	100,41	100,56	100,80	99,80	99,65

Примечание. Аналитики К.А. Степанова (ГИН РАН), С.А. Горбачёва (ИГЕМ РАН).

В пределах смектитовой зоны встречены горизонты, в которых наряду со смектитом присутствует каолинит.

Каолинит верхнего горизонта смектитовой зоны (переходной к каолини-товой) представлен структурно-неупорядоченной разностью, в которой отсутствует трехмерный порядок. В нижнем горизонте каолинит слагает окатанные обломки агрегатов ранее гидротермально измененных пород и отличается структурным совершенством. В сильно смектитизированных обломках из этого горизонта каолинит структурно неупорядоченный.

В породах смектитовой зоны с монтмориллонитом ассоциируют пирит, самородное железо, вольфрамовый минерал, цеолиты, кальцит. В интервалах 25–33; 46–47; 51–52 и 56–59 м наблюдается интенсивная пиритизация пород. В ассоциации с пиритом на глубинах 25–31 м обнаружено самородное железо и карбид вольфрама. Первое образует до 0,2 мм шарики с ярко выраженной магнитностью, плотно сидящие среди цементирующей глинистой массы (рис. 39, а). Более крупные шарики имеют неровную, часто кавернозную поверхность с матовым блеском и концентрически-скорлуповатое строение: внутри наружной скорлупы (рис. 39, б) заключен маленький шарик с гладкой блестящей поверхностью. В результате рентгеновских и электронно-микроскопических зондовых исследований было установлено, что толщина внешней оболочки этих минералов до 0,04 мм. На сколе выделяются два слабо индивидуализированных

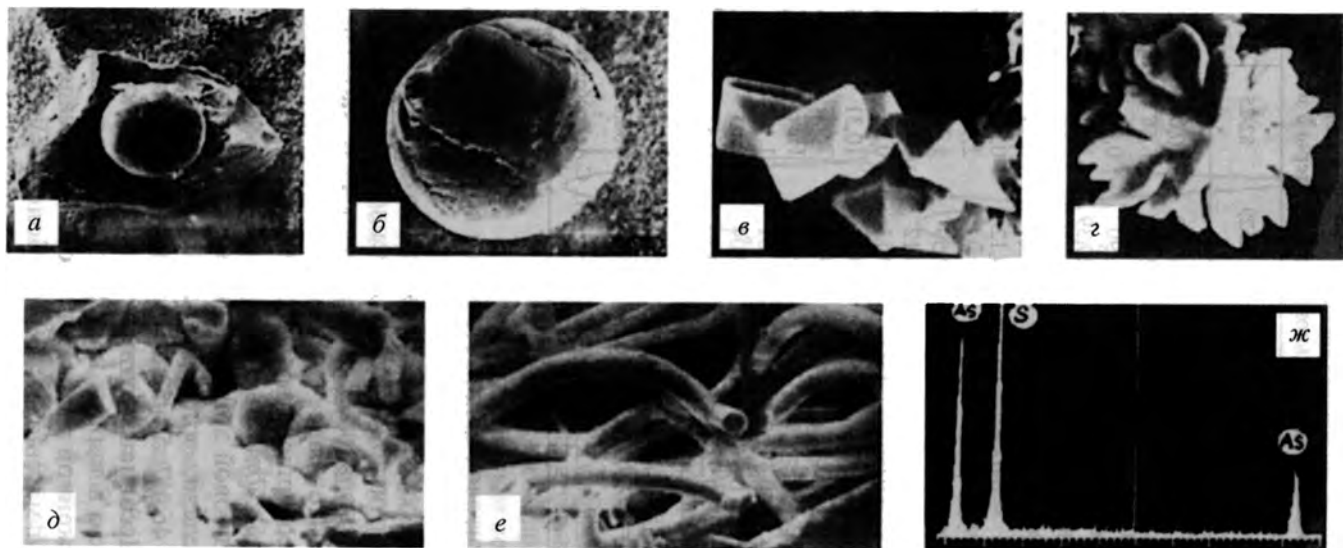


Рис. 39. Электронно-микроскопические снимки рудных минералов

а – скол оолита, внешняя оболочка – магнетит, ядро – самородное железо, $\times 240$; *б* – самородное железо, внешний облик, $\times 540$; *в* – монокристаллы вольфрамового минерала, $\times 2400$; *г* – сложные двойники вольфрамового минерала, $\times 2600$; *д, е* – микрофоссилии по альгобактериальным биоценозам аурипигмент-реальгарового состава; *ж* – энергодисперсионный спектр микрофоссилии

Таблица 36. Рентгенографическая характеристика вещества внешней оболочки (обр. 1117) и ядра (обр. 1126) шариковых выделений железа [79]

Обр. 1117		Магнетит		Обр. 1126		α -железо		α -железо	
<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	$\frac{d}{l}$	
2,97	6	2,99	6	2,02	10	2,005	10	2,002	9
2,53	10	2,54	10	1,43	6	1,419	4	1,43	7
2,14	7	—	—	1,167	9	1,160	8	1,166	10
2,09	5	2,09	7	1,012	6	1,002	7	1,012	7
1,710	3	1,710	5						
1,609	9	1,612	9						
1,510	6	—	—						
1,476	9	1,479	9						
1,323	2	1,325	3						
1,289	2	—	—						
1,275	4	1,277	5						
1,120	3	1,119	4						
1,092	8	1,091	8						
1,048	6	1,047	6						

Примечание. Межплоскостные расстояния 2,14; 1,510; 1,289 Å принадлежат вюстит.у.

слоя с изометричными кавернами. Между ядром и внешней оболочкой – свободное пространство.

По данным фазового рентгеновского анализа, внешняя оболочка, а также исключительно редко встречающиеся в шлихах пластинчатые черные зерна, состоят из магнетита с незначительной примесью вюстита (табл. 36). Ядра состоят преимущественно из самородного α -железа со структурой центрированного куба с $d = 2,860$ Å (см. табл. 36, обр. 1126).

Микронзондовые исследования показали, что вещества внешней оболочки и ядра имеют различный химический состав (табл. 37). Ядро содержит железа 95–96%, а оболочка – 61–63%. В ядре отмечается незначительная примесь Ni, Cr, Si. Содержание последнего изменяется от ничтожно малого до 1,04%. Во внешней оболочке Si больше (до 2,41%). Здесь встречается также Al. Возможно, во внешней оболочке имеется самостоятельная минеральная фаза силицида железа, образовавшегося на контакте с вулканическим стеклом или раствором, обогащенным Si. Обращает на себя внимание высокое содержание Ti (2,52–3,32%) и Mn (2,42–2,66%) во внешней оболочке и полное отсутствие их в ядре. Высокое содержание TiO_2 (5,12%) отмечено и в монтмориллоните из вмещающих пород. Дефицит железа около 3% в ядре (для α -железа) и во внешней оболочке (в пересчете на магнетит) обусловлен, по-видимому, наличием кислорода, который связывает часть железа в форме вюстита. Присутствие постоянной магнетитовой оболочки на α -железе из гидротермально измененных пород кальдеры Узон, по нашему мнению и наблюдению других исследователей [43], свидетельствует, о первично-магматической природе железа в туфогенных образованиях Узона (кроме поверхностного горизонта, в который железо поступает в результате горизонтального стока из окружающих озер).

Таблица 37. Химический состав ядра и оболочки шариковидных выделений железа, мас. % [79]

Элемент	Ядро			Оболочка		
	1	2	3	4	5	6
Fe	95,78	96,01	95,02	63,05	63,17	61,09
Ni	0,48	0,52	0,50	Нет	0,01	0,02
Ti	Нет	Нет	Нет	3,32	2,75	2,52
Cr	0,14	0,48	0,07	0,16	0,21	0,27
Mn	Нет	Нет	Нет	2,52	2,66	2,42
Si	0,01	0,02	1,04	0,25	0,20	2,41
Al	Нет	Нет	Нет	0,34	0,33	0,34
Mg	"	"	"	0,19	0,21	0,16
Сумма	96,41	97,03	96,63	69,99	69,54	69,23

П р и м е ч а н и е. Увеличение номера образца идет от центра ядра к периферии.

По расчетам Дж.К. Кеннеди [82], образование самородного железа обусловливается высоким содержанием водорода в составе летучих компонентов магматического расплава. Самородное железо, вероятно, содержалось в виде капель в стекловатой основной массе базальтов, обломки которых встречаются в туфах кальдеры Узон. Магнетит является вторичным минералом, возникшим за счет окисления самородного железа. Этот процесс идет по схеме α -железо $\rightarrow$ вюстит $\rightarrow$ магнетит вследствие повышения парциального давления кислорода в газоводных растворах, дренирующих туфогенные образования. Он сопровождается структурной перестройкой вещества, выразившейся в образовании минеральных фаз с большим объемом элементарной ячейки. Результатом этого процесса явилось расслоение материала и образование скорлуповатых глобулярных агрегатов с полостями и кавернами во внешней существенно магнетитовой оболочке.

Дефицит кислорода в составе гидротермальных газоводных растворов приостановил дальнейший процесс окисления самородного железа. Следует иметь в виду, что вследствие значительных содержаний в составе газовой компоненты H_2S он является основным седиментационным фактором для подвижного железа. При этом формировались пирит и марказит, образующие парагенетическую ассоциацию с вюститом и магнетитом, генетически связанным с самородным железом.

Вольфрамовый минерал образует бипирамидальные кристаллы до 0,1 мм, иногда со слабо развитой призмой (рис. 39, в, г). Встречаются также сложные его двойники, напоминающие по строению цветы. Кристаллы минерала располагаются в поровых пространствах гидротермалитов. Размер таких выделений около 0,2 мм. Возможно, вольфрамовый минерал представлен самородным металлом или его карбидом. Точнее идентифицировать вольфрамовое вещество не удалось, так как его диагностика была основана на анализе энергодисперсионных спектров. Вольфрам в отличие от самородного железа указывает на генетическую связь с кислой дацитовой магмой. Следует отметить, что если шарики самородного железа вкраплены в

глинистой основной массе, то кристаллы вольфрамового минерала приурочены к поровым пространствам гидротермально измененных пород. Отсюда следует вывод, что железо сингенетично накоплению тефроидов, а кристаллы вольфрамового минерала образовались в процессе миграции газоводного флюида, генетически связанного с кремнекислым дифференциатом. Гидротермальное изменение самородного железа проявилось в образовании вюстита и магнетита во внешней оболочке шариков под действием кислорода термального раствора, фильтрующегося через изменяющиеся тефроиды.

Цеолиты, представленные клиноптиллолитом, идентифицируются на дифрактограммах по рефлексу $d = 8,9 \div 9,0 \text{ \AA}$. Клиноптиллолит образует таблитчатые кристаллы, выполняющие пустотные пространства различного происхождения, широко распространенные в гидротермально измененных тефроидах. В большинстве случаев это пузырчатые пустоты в обломках пемз или внутриминеральные и интерстиционные полости, а также межобломочные пространства. В ряде случаев клиноптиллолит выкристаллизовывается внутри камер раковин диатомовых водорослей.

Каолинитовая зона. С глубины 4 м в алевропсаммитовых туфах содержится значительное количество глинизированного пеплового материала. В интервале 4,7–7 м туф становится более крупнозернистым, псефитовым. Помимо глинистых минералов порода здесь содержит значительное количество пирита. Глинистые минералы нацело замещают стекло пепловой вулканокластики, обломки других недиагностируемых минералов и выполняют поровые пространства пемз, развиваются в интерстициях между отдельными обломками, слагающими породы. В породе наблюдаются участки с крупными фильтрующими пустотными пространствами. Открытые каверны, поры и трещины располагаются в обломках глинизированных пород, реже в изотропном цементе. Размеры пор 20–100 мкм. Форма мелких пор (20–60 мкм) округлая или вытянутая, стенки слабо изрезаны. Отдельные обломки, представленные пемзами, составляют наиболее пористую часть тефр. Трещинные пространства в породах извилистые, с неровными, выположенными стенками, перистые, взаимопересекающиеся (раскрытостью 20–60 мкм).

Все элементы пустотного пространства вследствие хорошей взаимосвязи образуют единую пористо-проницаемую систему. Эффективная суммарная пористость пород этой зоны литогенеза около 20%. Пустотные пространства представляют собой пути миграции термальных газов растворов и места взаимодействия их с вмещающими породами. Весьма распространенным в пористых пространствах является процесс отложения рудного материала, в частности пирита. Общее содержание рудных компонентов в породах этой зоны, по данным статистической обработки шлифов, составляет 20%. Кубические или октаэдрические кристаллы пирита и их друзья располагаются на поверхности агрегатов глинистых минералов. Такие взаимоотношения рудных и глинистых минералов свидетельствуют о более позднем формировании рудной минерализации при разгрузке газоводных растворов.

Большинство поровых пространств гидротермалитов инкрустировано минералами. Это указывает на синтез глинистых минералов на границе вмещающей породы и порового пространства. Термальный раствор при фильтрации через породы и взаимодействиях с ними обогащается рудными компо-

**Таблица 38. Химический анализ глинистой фракции гидротермалитов
каолинитовой зоны, %**

Компо- нент	82-23	82-21	82-20	Компо- нент	82-23	82-21	82-20
SiO ₂	52,12	46,69	43,77	K ₂ O	0,31	0,24	0,15
SiO ₂ _{ам.}	5,02	2,30	2,30	H ₂ O ⁺	11,23	12,62	12,34
TiO ₂	0,52	0,54	0,54	H ₂ O ⁻	5,21	2,31	2,09
Al ₂ O ₃	17,73	33,81	33,82	CO ₂	Нет	Нет	Нет
Fe ₂ O ₃	3,59	1,68	1,03	C	0,42	0,76	0,81
FeO	0,04	Нет	Нет	P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,08
MnO	0,08	0,01	Нет	SO ₃	0,23	0,40	0,17
CaO	0,94	0,54	0,17	S	0,04	0,80	0,62
MgO	1,02	0,27	0,38	Сумма	99,07	99,37	100,32
Na ₂ O	0,54	0,31	0,19				

Примечание. Аналитик К.А. Степанова (ГИН РАН).

нентами. При этом, с одной стороны, в местах взаимодействия формируются глинистые минералы, с другой – дальнейшее перемещение раствора приводит к миграции рудных компонентов и осаждению их при разгрузке рудоносных растворов в пустотных пространствах на глинистом субстрате. Отмеченное явление может быть названо принципом “геохимической дифференциации минеральных фаз при гидротермальном литогенезе” [55]. В пределах этой зоны литогенеза глинистый минерал на дифрактограммах имеет базальные рефлексы с $d = 7,1$ и $5,6 \text{ \AA}$, исчезающие после прокаливании при 550°C . Представлен глинистый минерал каолинитом. Анализ общих рефлексов каолинита свидетельствует о различной степени их структурной упорядоченности. Структурно упорядоченные минералы с хорошо выраженным трехмерным порядком выделяются на порошковых рентгеновских дифрактограммах по разрешению рефлексов с $d(020) = 4,43 \text{ \AA}$; $d(110) = 4,34+4,35 \text{ \AA}$ и $d(111) = 4,16+4,17 \text{ \AA}$. Наименее окристаллизованные минералы, структуры которых не имеют трехмерного порядка, распространены в нижней части разреза каолинитовой зоны гидротермального литогенеза; минералы, характеризующиеся трехмерным порядком, – в верхней части этой зоны.

Химический анализ каолинитов представлен в табл. 38. По химическому составу глинистая фракция каолинита с отсутствием трехмерного порядка отличается от таковой упорядоченного прежде всего соотношениями Si и Al. У неупорядоченных минералов отмечается значительный дефицит Al и довольно повышенные содержания Si, Mg, Ca и щелочных элементов.

Поровые растворы каолинитовой зоны характеризуются pH от 3,5 в верхней части разреза до 5,6 – в нижней. Такая тенденция к увеличению pH свидетельствует о связи минералообразующих растворов каолинитовой зоны с поверхностными сернокислыми растворами, которые нейтрализуются, с одной стороны, глубинными водами, с другой – в процессе взаимодействия с вмещающими породами. В условиях pH более высоких, чем в пределах опалитовой зоны, идет синтез каолинита, причем, чем ниже pH, тем каолинит

более упорядоченный, а при pH 5,6 у 7 Å минерала отсутствует трехмерный порядок, в нейтральных средах формируется метагаллуазит. Мощность каолиновой зоны около 4 м.

Опалитовая зона. Верхняя часть разреза мощностью около 1 м сложена сильно кремнистой породой, в верхней части которой развиты линзы самородной серы. С глубины 0,5–0,6 м встречаются ветвистые корневые образования, псевдоморфно замещенные гумусовым веществом. С глубины 0,6 м увеличивается количество гумусовых включений размером до 100 мм, и порода в связи с этим приобретает пятнистую текстуру. В интервале 0,7–1,09 м резко возрастает содержание органического материала, и порода образует сплошной гумусовый горизонт, содержащий до 22% $C_{орг}$.

В интервале 1,07–1,65 м развит алевропсаммитовый туф, сложенный сильно пиритизированными обломками пемзы и пепловых туфов с эффективной пористостью 1,2–3,8%. В низах горизонта появляются обломки шлаков андезито-базальтовой лавы. На глубине 1,65–1,70 м туф становится суспензированным. Ниже, до 4 м, туфы более плотные, пластичные. Среди тонкодисперсных минералов здесь развит кристобалит (опал) и органоминеральные образования, содержащие помимо железа повышенные количества Cu, Ag, Ti, Zn, As, Zr. В целом породы, распространенные до глубины 4 м, образуют зону опалитизации. Пористость этой породы составляет около 10%. Наиболее крупные поры представляют собой изолированные друг от друга округлые пространства с гладкими и ровными стенками. Размер пор до 40 мкм, преобладают размеры 6–12 мкм. Иногда пустоты расположены внутри раковин диатомовых водорослей. Большинство крупных пор заполнено кремнистым материалом. Некоторые пустоты имеют вид прерывистых ориентированных каналов длиной до 0,15 мм и шириной 3 мкм. Реже в породе встречаются межкристаллические поры диаметром 1–3 мкм. Кроме того, достаточно часто встречаются внутриминеральные поры, расположенные в участках дефектов и реликтов минералов. Размер пор 24 мкм, реже до 40 мкм. В целом пористость остаточная, после отложения кремнезема в пространствах между обломками туфогенного и кластогенного материала. Мелкая ориентированная пористость представляет собой пути миграции газовых компонентов гидротермальных газоводных растворов.

В пустотных пространствах отмечено формирование алунита за счет K, Na, Al. Последний входит в состав аллофаноидов и α -кристобалита, а Ca образует гипс.

Верхний горизонт гидротермалитов представлен сильно измененной породой, утратившей структурные признаки материнской породы. Основным минералом этих образований является α -кристобалит, слагающий криптокристаллическую матрицу породы. Местами встречаются гнезда, сложенные алунитом и самородной серой. В целом верхний горизонт гидротермалитов образует зону опалитизации, формирование которой осуществляется при сернокислотном выщелачивании, возникающем в термальных условиях при участии микроорганизмов [57]. Микробиологи установили, что при плотности тионовых бактерий 10^6 – 10^7 клеток на 1 г породы и окислительной активности порядка 10 – 12 мг/час продукция составит 10–40 мг H_2SO_4 в час с 1 кг серосодержащей породы. Минералы кремнезема представляют собой остаточные продукты выщелачивания и

синтезированные из кремнийсодержащих кислых растворов. Последние преобладают на поверхности гидротермально измененных пород. Здесь же, в местах высачивания гидротермальных растворов, встречаются кремнистые микрофоссилии синезеленых водорослей и кремнистые хемогенные корки среди отмерших водорослевых образований (рис. 39, д, е, ж) [116]. Мощность опалитовой зоны порядка 1–4 м.

3.8. ГЕОХИМИЯ ПОСТЭРУПТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРОФИЛЕ ВУЛКАНИТОВ, ВСКРЫТЫХ СКВ. УК-1

В вулканитах, вскрытых скв. УК-1, выделяются следующие зоны постэруптивных (гидротермальных) изменений: нижняя смектитовая, средняя каолинитовая и верхняя опалитовая. Зона смектитизации вскрыта на глубинах 7–60 м (по-видимому, и глубже), имеет мощность более 50 м. В пределах вертикального профиля смектитовой зоны выделяются горизонты пород, характеризующиеся определенной геохимической направленностью. Это породы, постэруптивные изменения которых происходят под действием гидротермальных растворов, сопровождаются выносом химических элементов и некоторым их накоплением.

Вынос элементов приводит к уменьшению объемного веса пород и увеличению их пористости, накопление элементов – к увеличению объемного веса и уменьшению пористости.

При постэруптивном изменении вулканитов и формировании гидротермалитов, соответствующих обр. 82-43, из 100 см³ материнской породы выносятся элементы, представленные в табл. 39. Относительная подвижность элементов, участвующих в постэруптивном изменении вулканитов и гидротермальном минералообразовании пород этого горизонта, имеет следующий ряд: $\text{Si} > \text{Na} > \text{Al} > \text{Fe}^{3+} > \text{Ca} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Fe}^{2+} > \text{Ti} > \text{Mn} > \text{P}$.

В разрезе пород по скв. УК-1 смектитовой зоны выделяются горизонты с различным характером выноса химических элементов. Так, в начале взаимодействия щелочного гидротермального раствора при ~150 °С материнскими породами отмечается максимальный вынос почти всех элементов. Это объясняется растворением большинства первичных породообразующих минералов. Наиболее подвижными из катионов при этом процессе являются Na, Ca, K, Mg и в меньшей степени Mn. Si и Al выносятся из зоны гидротермального минералообразования весьма интенсивно, а Ti практически геохимически инертен. С развитием процесса смектитизации наблюдается относительное накопление щелочных и щелочноземельных катионов, которые входят в состав монтмориллонита, занимая межслоевые позиции, а Mg и Fe принимают участие в строении октаэдров.

Из анализа распределения химических элементов в разрезе смектитовой зоны можно заключить, что на фоне общей тенденции выноса этих компонентов здесь существуют горизонты, характеризующиеся некоторым их накоплением. Это, прежде всего, относится к Si, Al, Ca и Mg, т.е. элементам, которые участвуют в синтезе смектита. Часть железа относится к вюстит и магнетиту, а также расходуется на образование пирита. Избыток Ti формирует тонкодисперсный анатаз, избыток P – тонкодисперсный рентгено-

Таблица 39. Геохимический баланс гидротермалитов по скв. УК-1, г/100см³

№ образца	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	H ₂ O
82-10	-0,696	+0,028	-0,980	0	0	-0,008	-0,115	-0,311	-0,413	-0,100	-0,008	+0,086
82-12	-0,901	-0,036	-0,087	-0,450	-0,003	-0,157	-0,400	-0,383	-0,061	-0,009	-0,009	+0,082
82-19	-3,431	-0,015	-0,479	+0,432	-0,092	-0,017	-0,167	-0,517	-0,560	-0,182	-0,003	+0,025
82-20	-2,713	-0,004	-0,391	-0,526	+0,112	-0,011	-0,134	-0,433	-0,555	-0,149	-0,002	+0,127
82-26	-1,671	+0,009	-0,319	+0,0207	+0,255	-0,004	-0,033	-0,135	-0,405	-0,121	+0,002	+0,108
82-27	-1,981	-0,010	-0,451	-0,342	-0,003	-0,008	-0,055	-0,317	-0,494	-0,146	-0,006	+0,158
82-29	-2,375	+0,074	+0,091	+2,865	-0,046	0,003	+0,004	-0,294	-0,572	-0,187	+0,013	+0,327
82-30	-3,144	+0,042	-0,249	+1,900	-0,026	-0,009	-0,048	-0,394	-0,579	-0,204	+0,002	+0,237
82-32	-2,341	-0,014	-0,373	-0,005	-0,058	-0,010	-0,086	-0,442	-0,583	-0,046	-0,006	+0,147
82-34	-1,830	+0,049	-0,175	+0,555	-0,054	-0,006	-0,036	-0,305	-0,586	-0,168	-0,007	+0,305
82-35	-0,821	+0,030	+0,162	+0,356	+0,270	+0,001	-0,003	-0,046	-0,371	-0,104	+0,001	+0,130
82-36	-2,178	+0,024	-0,084	+0,791	-0,047	-0,011	-0,014	-0,335	-0,576,	-1910,	+0,003	+0,271
82-37	-2,304	+0,046	+0,021	-0,228	-0,091	-0,009	-0,012	-0,423	-0,588	-0,203	-0,005	+0,111
82-38	-2,663	-0,034	-0,694	+1,235	-0,111	-0,016	-0,133	-0,470	-0,597	-0,214	-0,008	+0,116
82-39	-2,905	-0,012	-0,187	+0,625	-0,112	-0,017	-0,156	-0,481	-0,511	-0,175	-0,008	+0,125
82-42	-3,500	-0,060	-0,864	-0,525	-0,117	-0,018	-0,157	-0,432	-0,508	-0,197	-0,009	+0,085
82-43	-2,065	-0,047	-0,444	-0,412	-0,112	-0,012	-0,123	-0,305	-0,458	-0,175	-0,003	+0,162
1108*	5,820	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214	0,010	0,026

* Абсолютные содержания элементов в г/100 см³ в неизменной породе, представленной дацитовым туфом.

аморфный фосфат. Si, помимо смектита, образует рентгеноаморфную фазу и α -кристобалит.

При образовании каолининовой зоны (глубина 4–7 м разреза), типичным представителем которой является обр. 82-20, из 100 см³ выносятся элементы в количествах, приведенных в табл. 39. Железо, по-видимому, накапливается в виде железо-органических соединений. Миграционный ряд элементов становится иным: $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Fe}^{3+} > \text{K} > \text{Si} > \text{Mn} > \text{Al} > \text{P} > \text{Ti} > \text{Fe}^{2+}$. Порода обедняется такими ионами, как Na, Ca, Mg, Fe^{3+} . Более интенсивный вынос Si и сдвиг отношения Al/Si в породах в сторону возрастания содержания Al при снижении pH гидротермального раствора до величин не ниже 2 приводят к синтезу каолинита. Низкие отношения Al/Si приводят к синтезу неупорядоченного каолинита, близкого анокситу.

В пределах зоны опализации выделяется нижний горизонт выноса породообразующих элементов и верхний горизонт их накопления.

Нижний горизонт (обр. 82-19) представляет собой породу, из 100 см³ которой в результате воздействия на нее гидротермального раствора с $\text{pH} < 2$ при 80–90 °C выносятся элементы в количествах, приведенных в табл. 39, и увеличивается содержание окисного железа. При этом коэффициент Al/Si становится равным 0,14, что свидетельствует о дальнейшем относительном возрастании в породах содержания Al. Что касается порового раствора, то здесь содержание Al достигает 0,0052 г в 100 см³. Однако столь высокие концентрации этого элемента и Si при $\text{pH} < 2$ не приводят к синтезу каолинита, а формируют остаточные рентгеноаморфные соединения, возможно, аллофаноиды и α -кристобалит. Na, K, Ca и частично закисное железо в основном сорбируются аллофаноидами, а остаточные их количества находятся в ионной форме в поровых растворах. Окисное железо, по-видимому, входит в состав окисленных органо-минеральных соединений.

В верхнем горизонте опалитовой эаны, в условиях сильно кислой среды и интенсивного конвективного подогрева и испарения воды, отмечено резкое увеличение по сравнению с подстилающим горизонтом содержания Si, а также некоторое накопление Mg, Ca, Na, K и других элементов. Минеральными образованиями пород этого горизонта являются α -кристобалит, гипс и алунит. Геохимические закономерности и минеральный парагенезис свидетельствуют о накоплении в породах перечисленных элементов в условиях, близких эвапоритовым образованиям (преобладание испарения по сравнению с поступлением гидротермального раствора). Условия, аналогичные эвапоритовым, возникают также в пределах уровней вскипания гидротермальных растворов. При этом основным компонентом, осаждающимся в пределах уровней вскипания, является Si, формирующий кварц и α -кристобалит. Эти минералы инкрустируют и выполняют пустотные пространства, уплотняя породы, соответствующие горизонтам накопления породообразующих химических элементов.

Гистрограмма, иллюстрирующая дифференциацию химических элементов при постэруптивном изменении дацитовых туфов, представлена на рис. 40. Содержание элементов в материнской породе соответствует коэффициенту $K = 1$. K для каждого изученного элемента в определенной фигуративной точке породы в вертикальном разрезе равен отношению содержа-

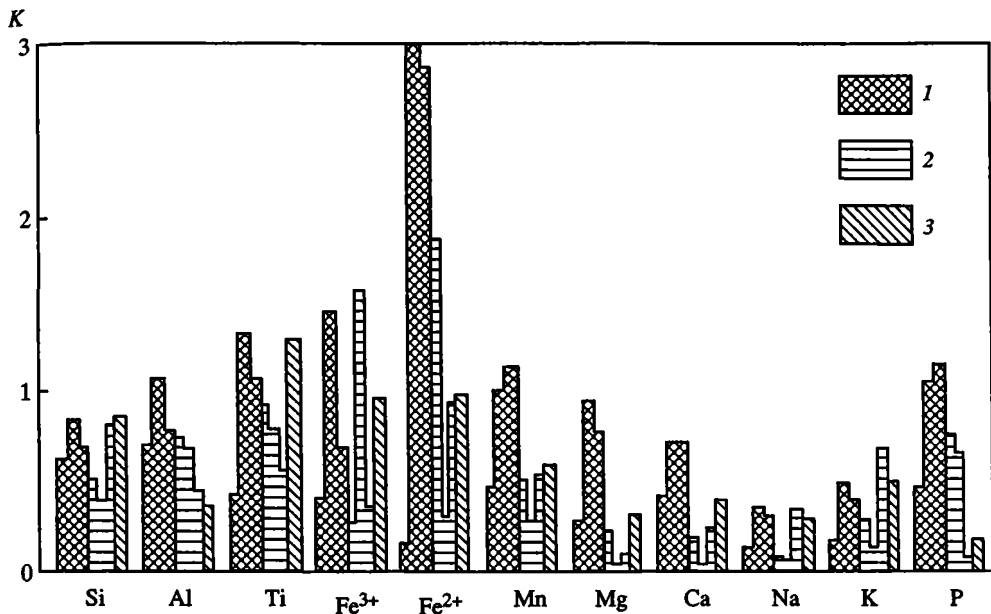


Рис. 40. Гистограмма дифференциации химических элементов при постэруптивном изменении дацитовых туфов I участка Восточного термального поля кальдеры Узон [57]

1–3 – зоны литогенеза: 1 – смектитовая, 2 – каолининовая, 3 – опалитовая; коэффициент K – отношение содержания химического элемента в измененной породе к содержанию его в материнской породе

ния этого элемента в гидротермалите к содержанию в неизменной породе. Вертикальный разрез снизу вверх на гистограмме изображен слева – направо. Для Si наблюдается неравномерное распределение элемента в породах всех зон гидротермалитов и некоторое его относительное накопление в опалитовой зоне.

Алюминий в начале процесса литогенеза при смектитизации в щелочных условиях подвижен вследствие интенсивного растворения первичных минералов-хозяев, затем его геохимическая подвижность резко падает за счет минералообразования алюминиевого смектита. В кислых условиях также наблюдается интенсивное растворение материнских минералов, и, следовательно, вновь видна его высокая геохимическая подвижность, несмотря на участие этого элемента при образовании каолинита. В ультракислых условиях Al вновь становится геохимически подвижным и выносится из зоны минералообразования опалитов.

Титан также подвижен при массовом растворении материнских минералов на начальном этапе воздействия на них гидротермальных растворов. В породах средних горизонтов гидротермалитов он накапливается в процессе сорбции смектитом и даже образует самостоятельную минеральную фазу – анатаз. В зоне каолинитизации Ti характеризуется ограниченной миграционной подвижностью, возрастающей при формировании верхних горизонтов пород. В ультракислых условиях сернокислотного выщелачивания он инертен. В настоящее время нет четкого представления о формах его нахождения в опалитах. Двухмодальная гистограмма Si и Ti указывает на их

геохимическое сходство в процессе постэруптивного изменения тефрового дацитового материала.

Окисное железо миграционно подвижно на начальном этапе растворения первичных минералов. Затем оно концентрируется в породах средней части разреза смектитовой и каолининовой зон. Закисное железо также выносится на начальной стадии изменения материнских пород при смектитизации. Однако в целом гидротермалиты смектитовой зоны сильно обогащены железом этой формы. Характерно, что на начальном этапе изменения кислых тефроидных пород в слабокислых условиях наблюдается геохимическая инертность закисного железа. При формировании же среднего горизонта каолининовой зоны это железо становится подвижным и вновь относительно накапливается в породах среднего горизонта зоны и опалитах. В подавляющем большинстве железо связывается сероводородом, образуя сульфиды, представленные пиритом, марказитом, реже пирротинном. Пирит образует две кристаллографические формы: кубическую и октаэдрическую [123]. Однако в гидротермалитах на стыке смектитовой и каолининовой зон встречаются оба полиморфных выделения пирита. По данным В.А. Попова, гетерогенность кристаллографических форм пирита вызвана локальной неоднородностью сред кристаллизации либо динамикой гидротермального раствора. Он считает, что кубический пирит образуется при более низких значениях pH среды преимущественно в каолининовой зоне, а октаэдрический – в более щелочных средах, свойственных смектитовой зоне. Обе формы пирита содержат незначительные изоморфные примеси Cu, Zn и Pb, а вот содержания Au и Ag в отдельных пробах пирита достигают, соответственно, 0,2–0,5 и 0,6–5,8 г/т [124]. В марказите определяются примерно такие же содержания Au и Ag.

Что касается пирротина, то он имеет тенденцию замещаться пиритом и марказитом, а иногда образует вкрапленность в сфалерите. Содержание железа в сфалерите, по данным Л.М. Лебедева [94], 0,21–0,57%. В этом минерале присутствует также Cd – 0,23–0,32% и незначительное количество Cu – 0,02%. Часто со сфалеритом ассоциирует галенит. Он присутствует в виде гексооктаэдров в 0,05–0,1 мм иногда в виде комбинации двух тетраэдров размером до 0,3 мм. Характерной особенностью галенита является отсутствие в нем каких-либо изоморфных примесей. В разрезе этого участка встречается также самородное железо, которое в условиях смектитовой зоны частично окисляется до вюститита и магнетита [79]. Значительная часть железа образует органоминеральные соединения. В целом в гидротермалитах железа значительно больше, чем в материнских породах. По-видимому, избыточное железо мигрировало в гидротермалиты из окружающих болот в результате горизонтального подтока. В поровых пространствах этой генетической зоны встречается также вольфрамовый минерал.

Все щелочные и щелочноземельные элементы характеризуются достаточно высокой дифференциальной геохимической подвижностью, однако они частично фиксируются при формировании смектитовой и выносятся при образовании каолининовой зон. Содержания этих элементов в минералообразующих растворах обуславливают кристаллохимические особенности гидротермальных глинистых минералов. Относительно небольшое содержание K приводит к доменному его распределению в структуре монтмо-

риллонитов. Mg, по всей вероятности, определяет характер заселения октаэдров по цис- и транспозициям. Что касается минералов каолининовой группы, то присутствие щелочных и щелочноземельных катионов в растворах определяет степень их структурного совершенства, о чем будет сказано ниже. Частичное накопление Mg, Ca, Na и K в верхних горизонтах каолининовой зоны и опалитах связано с образованием здесь гипса, алунита и квасцов.

Фосфор при растворении первичных минералов дацитовых туфов на начальном этапе литогенеза в щелочных условиях оказывается миграционно подвижным, но затем он накапливается в пределах всей смектитовой зоны. В кислых же условиях, при формировании каолининовой зоны, P вновь становится подвижным. В опалитах наблюдается его относительное накопление.

3.9. ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОСТЭРУПТИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕФРОИДНЫХ ВУЛКАНИТОВ, РУДНЫЕ ВЫДЕЛЕНИЯ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

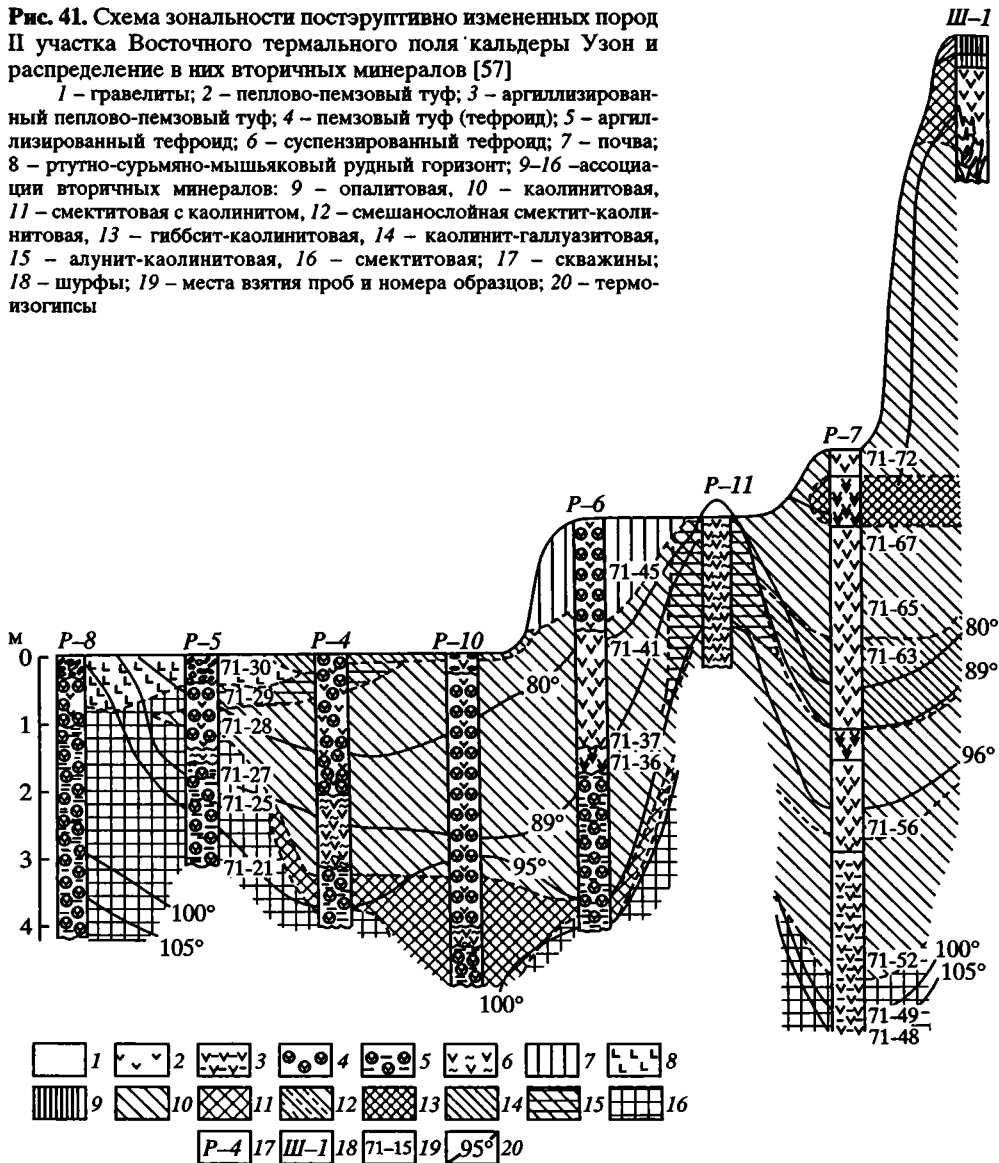
На рис. 41 приведены литологический разрез и ассоциации гидротермальных минералов субповерхностных образований на II участке Восточного термального поля кальдеры Узон [57, 134]. Наиболее полный разрез гидротермалитов вскрыт скв. Р-7. Здесь на глубине 9 м глинизированный туф почти нацело сложен смектитом с небольшой примесью каолинита и цеолита.

На рентген-дифрактограммах фракции $< 0,001$ мм смектит имеет рефлекс с $d = 12+13 \text{ \AA}$, на дифрактограммах – эндотермические эффекты при $100-120^\circ$, 730° и 950° C . Согласно данным инфракрасной спектроскопии, смектит диоктаэдрический. Он замещает вулканическое стекло пепловых частиц, скелет пемзовых обломков. Этот же минерал, обладающий более высоким двупреломлением, как правило, выполняет поровые пространства и формирует глинистый цемент вокруг обломков пемз и пепловых частиц. В глинистой фракции присутствуют также каолинит и клиноптиллолит. В отличие от смектита, слагающего внешнюю часть пустот, агрегаты кристаллов цеолита расположены в центральной части поровых пространств.

Вверх по разрезу содержание смектита в гидротермально измененных тефроидах постепенно сокращается, однако при этом степень глинизации пород остается прежней. Господствующими здесь становятся минералы каолининовой группы. Каолинит выполняет поровые пространства обломков пемз, скелет которых иногда сложен смектитом, а также каверны в цементе тефроида и зальбанды мелких жилок, состоящих из смектита. С глубины 6 м в измененных тефроидах отсутствует смектит, а среди силикатных новообразований исключительно распространены минералы каолининовой группы. Эти минералы представлены каолинитом и метагаллазитом. Они полностью замещают обломки туфов, лав, вулканического шлака и других компонентов тефроида, а также слагают их цемент. Каолинит представлен хорошо выраженными псевдогексагональными пластинчатыми кристаллами. Рентгеновские и электронно-микроскопические исследования показали, что каолинит без признаков растворения и с кавернами растворения отно-

Рис. 41. Схема зональности постэруптивно измененных пород II участка Восточного термального поля кальдеры Узон и распределение в них вторичных минералов [57]

1 – гравелиты; 2 – пеплово-пемзовый туф; 3 – аргиллизированный пеплово-пемзовый туф; 4 – пемзовый туф (тефرويد); 5 – аргиллизированный тефرويد; 6 – суспензированный тефرويد; 7 – почва; 8 – ртутно-сурьмяно-мышьяковый рудный горизонт; 9–16 – ассоциации вторичных минералов: 9 – опалитовая, 10 – каолинитовая, 11 – смектитовая с каолинитом, 12 – смешанослойная смектит-каолинитовая, 13 – гиббсит-каолинитовая, 14 – каолинит-галлуазитовая, 15 – алунит-каолинитовая, 16 – смектитовая; 17 – скважины; 18 – шурфы; 19 – места взятия проб и номера образцов; 20 – термоизогипсы



сится к одной структурной группе, т.е. к минералам с триклинной элементарной ячейкой [49]. Каолиниты из профиля, вскрытого скв. УК-1, характеризуются ростом степени структурного совершенства при движении снизу вверх. В нижней части разреза расположен сильно разупорядоченный каолинит и морфологически определяемый трубчатый галлуазит.

Галлуазит (метagalлуазит) образует трубчатые кристаллы; местами этот минерал становится породообразующим, слагающим отдельные горизонты гидротермально измененных пород. Как правило, горизонты приурочены в вертикальном разрезе к смене смектитовой зоны на собственно каолинитовую. Характерной особенностью смеси каолинита и галлуазита

**Таблица 40. Химический состав гидротермалитов кальдеры Узон,
вскрытых скв. Р-7**

Компо- нент	71-48		71-49		71-52		71-56		71-63	
	1*	2**	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	47,58	4,750	49,27	3,403	46,13	3,180	47,02	4,171	47,58	2,722
TiO ₂	1,37	0,176	1,32	0,117	1,37	0,121	1,44	0,164	1,53	0,112
Al ₂ O ₃	17,16	1,943	17,26	1,352	20,80	1,626	24,37	2,451	27,86	1,808
Fe ₂ O ₃	11,75	1,754	9,15	0,945	10,32	1,064	8,46	1,122	6,60	0,565
FeO	0,43	0,071	0,43	0,049	0,43	0,049	0,50	0,047	1,43	0,136
MnO	0,08	0,013	0,08	0,009	0,03	0,003	0,01	0,001	0,01	0,001
MgO	1,14	0,147	1,52	0,135	0,79	0,070	0,17	0,019	—	—
CaO	2,36	0,355	2,70	0,281	1,47	1,153	0,94	0,126	1,00	0,086
Na ₂ O	0,27	0,043	0,34	0,037	0,14	0,015	—	—	0,07	0,006
K ₂ O	0,27	0,048	0,27	0,033	0,20	0,025	0,12	0,019	0,16	0,016
H ₂ O	13,33	0,318	15,31	0,253	14,31	0,236	13,02	0,276	13,80	0,189
SO ₃	0,54	0,046	0,29	0,017	0,80	0,047	1,32	0,100	0,33	0,016
P ₂ O ₅	0,08	0,007	0,09	0,006	0,06	0,004	0,02	0,002	0,02	0,001
Сумма	96,36		98,03		98,85		97,39		100,39	
Объем- ный вес		2,060		1,450		1,430		1,850		1,230

* окислы, мас.%; ** элементы, г/100 см³.

является низкий оптический эффект двупреломления, близкий к изотропным минералам.

Гиббсит распространен в близповерхностных условиях, образует мелкие агрегаты удлиненно-пластинчатых кристаллов, развивающихся по трещинам и в поровых пространствах гидротермалитов.

На уровне распространения гиббсита в условиях существования избытка сульфат-иона, как правило, широко развит алунит. Этот минерал, по-видимому, образует с гиббситом генетическую ассоциацию. Он, как и гиббсит, выполняет трещины и поровые пространства. Алунит образует бипирамидальные выделения среди глинистых образований. Такой же характер распространения минералов наблюдается в гидротермально измененных породах, вскрытых скв. Р-6. В отличие от пород, охарактеризованных по скважинам Р-7, здесь отсутствует гиббсит. Химический состав и геохимический баланс аргиллизитов по скважинам Р-7, Р-6, Р-5 приведены в таблицах 40–45.

Скважина Р-11 пробурена непосредственно в пределах грязевого вулканчика. Здесь отмечается резкий градиент температур, указывающий на подъем глубинных термальных вод (см. рис. 41). Осадок представлен однородной густой глинистой суспензией, состоящей из каолинита и алунита. На поверхности постоянно извергающегося грязевого вулканчика отмечается обильное количество бактериальной микрофлоры, достигающей более 10⁷ клеток на 1 г породы, и возгоны самородной серы.

В поверхностной части пород, вскрытых скважинами Р-10, Р-4, Р-5 и Р-8 в отличие от пород, распространенных на возвышенной террасе и охарактер-

Таблица 41. Геохимический баланс формирования зон гидротермалитов по скв. Р-7, г/100 см³

№ обр.	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
71-72	-1,813	+0,113	+0,174	+0,129	-0,051	-0,025	-0,174	-0,407	-0,065	0,149
71-69	-2,933	+0,036	+0,552	+0,418	-0,040	-0,020	-0,172	-0,374	-0,468	-0,109
71-68	-1,766	+0,043	+1,255	-0,297	-0,096	-0,023	-0,170	-0,416	-0,564	0,142
71-67	-0,888	+0,085	+1,824	-0,648	-0,055	-0,022	-	-0,385	-0,572	-0,153
71-65	-2,740	+0,022	+0,608	+0,237	-0,105	-0,023	-0,172	-0,450	-	-0,202
71-63	-3,098	+0,026	+0,195	+0,616	-0,001	-0,023	-	-0,457	-0,600	-0,198
71-56	-1,649	+0,078	+0,838	-0,392	-0,088	-0,023	-0,156	-0,417	-	-0,195
71-52	-2,640	+0,035	+0,013	+0,334	-0,086	-0,021	0,105	+0,610	-0,569	-0,181
71-49	-2,417	+0,031	-0,261	+0,215	-0,086	-0,015	-0,040	-0,262	-0,569	-0,181
71-48	-1,070	+0,090	-0,330	+1,024	-0,064	-0,011	-0,028	-0,188	-0,563	-0,166
1108	5,820	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214

Таблица 42. Химический состав гидротермалитов кальдеры Узон, вскрытых скв. Р-6

Компонент	71-35		71-37		71-41		71-45	
	1*	2**	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	46,88	2,471	52,20	2,517	52,18	3,282	82,20	3,429
TiO ₂	1,36	0,088	1,15	0,071	1,90	0,153	2,55	0,137
Al ₂ O ₃	22,34	1,281	24,54	1,342	23,67	1,688	3,84	0,182
Fe ₂ O ₃	8,90	0,673	5,15	0,374	5,38	0,506	2,35	0,147
FeO	0,65	0,055	0,43	0,034	0,43	0,045	0,42	0,029
MnO	0,04	0,003	0,01	0,001	0,01	0,001	0,01	0,001
MgO	0,02	0,001	0,20	0,012	0,15	0,012	0,25	0,013
CaO	0,96	0,073	0,71	0,052	0,70	0,066	0,92	0,058
N ₂ O	0,17	0,014	0,24	0,018	0,35	0,035	0,35	0,023
K ₂ O	0,16	0,014	0,13	0,011	0,28	0,031	0,38	0,028
H ₂ O	11,03	0,133	11,49	0,133	11,92	0,179	6,03	0,060
SO ₃	1,47	0,064	1,41	0,058	1,67	0,090	0,26	0,009
P ₂ O ₅	0,07	0,003	0,09	0,004	0,09	0,04	0,07	0,003
Сумма	96,02		97,79		98,73		99,63	
Объемный вес		1,040		1,010		1,330		0,890

* окислы, мас.%; ** элементы, г/100 см³.

Таблица 43. Геохимический баланс формирования каолининовой зоны гидротермалитов по скв. Р-6, г/100 см³ [54]

№ обр.	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
71-45	-2,391	+0,051	-1,431	-0,583	-0,160	0,023	-0,150	-0,485	-0,583	-0,186
71-41	-2,538	+0,067	+0,075	-0,224	-0,090	-0,023	-0,160	-0,477	-0,571	-0,183
71-37	-3,303	-0,015	-0,027	-0,356	-0,101	-0,023	-0,163	-0,491	-0,588	-0,203
71-35	-3,349	+0,002	-0,332	-0,057	-0,080	-0,021	-0,174	-0,470	-0,592	-0,200
1108	5,820	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214

Таблица 44. Химический состав гидротермалитов, вскрытых скв. Р-5

Компонент	71-21		71-25		71-27		71-28		71-29		71-30	
	1*	2**	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	54,80	3,435	44,00	2,869	44,87	2,914	39,62	2,806	42,17	2,874	40,43	2,771
TiO ₂	0,85	0,068	1,45	0,121	1,71	0,143	1,36	0,124	1,45	0,127	1,28	0,113
Al ₂ O ₃	15,86	1,128	24,14	1,785	24,26	1,787	27,37	2,198	22,96	1,775	12,65	0,983
Fe ₂ O ₃	7,11	0,667	8,12	0,792	6,43	0,624	6,81	0,721	9,02	0,919	21,37	2,190
FeO	0,58	0,060	0,58	0,063	0,73	0,079	1,58	0,186	0,72	0,082	1,67	0,90
MnO	0,06	0,006	0,05	0,005	0,04	0,004	0,04	0,005	0,07	0,008	0,05	0,006
MgO	1,88	0,152	1,79	0,151	1,37	0,115	0,32	0,029	1,20	0,105	0,10	0,009
CaO	3,39	0,320	1,69	0,166	1,45	0,142	2,41	0,257	2,48	0,255	3,86	0,399
Na ₂ O	0,77	0,077	0,21	0,022	0,17	0,018	0,90	0,101	0,64	0,069	0,21	0,023
K ₂ O	0,86	0,096	0,33	0,038	0,33	0,038	0,19	0,024	0,19	0,023	0,23	0,028
H ₂ O	11,42	0,171	15,29	0,239	14,08	0,219	4,62	0,078	12,91	0,210	13,52	0,222
SO ₃	0,93	0,050	0,26	0,015	1,50	0,083	2,42	0,147	2,75	0,161	2,02	0,119
P ₂ O ₅	0,55	0,032	0,18	0,011	0,12	0,007	0,06	0,004	0,04	0,003	0,04	0,003
Сумма	99,06		98,09		97,06		87,70		96,60		97,43	
Объемный вес		1,330		1,370		1,350		1,330		1,410		1,430

* окислы, мас.%; ** элементы, г/100 см³.

Таблица 45. Геохимический баланс гидротермалитов по скв. Р-5, г/100 см³

№ обр.	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K
71-30	-3,049	+0,027	-0,630	+1,460	+0,055	-0,018	-0,166	-0,144	-0,583	-0,186
71-29	-2,946	+0,041	+0,162	+0,189	-0,053	-0,012	-0,070	-0,288	-0,537	-0,191
71-28	-3,014	+0,038	+0,585	-0,003	+0,051	-0,019	-0,146	-0,286	-0,505	-0,190
71-27	-2,906	+0,057	+0,174	-0,106	-0,056	-0,020	-0,060	-0,401	-0,588	-0,176
71-25	-2,951	+0,035	+0,172	+0,062	-0,072	-0,019	-0,024	-0,377	-0,584	-0,176
71-21	-2,385	-0,018	-0,485	-0,063	-0,075	-0,018	-0,023	-0,233	-0,529	-0,118
1108*	5,850	0,086	1,613	0,730	0,135	0,024	0,175	0,543	0,606	0,214

* Абсолютные содержания элементов в неизменной породе.

ризованных скважинами Р-6 и Р-7, развит рудный горизонт сурьмяно-мышьяковой минерализации. Основными рудными минералами здесь являются алаканит, узонит, аурипигмент и реальгар [77, 80, 125, 126, 108].

Рудный горизонт представлен двумя типами. Первый тип – порода, содержащая до 60% SiO₂, около 30% As, до 10% Sb, а в некоторых пробах – до 10% Hg. Рудные образования формируют слоистую породу, состоящую из опала и минеральных образований, химический состав которых по стехиометрии сходен с аурипигментом и реальгаром. Мощность горизонта до 0,5 м.

В распределении рудных минералов наблюдается вертикальная зональность. Близ поверхности образуется желтый порошкообразный рентгеноаморфный сульфид мышьяка со стехиометрией аурипигмента и сера (10–20 см), ниже – реальгар и пирит (до глубин 40–50 см), а еще глубже развит пирит. Тонкодисперсные компоненты руд этого типа представляют собой микрофоссилии бактериально-водорослевых сообществ (трихомные бактерии, синезеленые водоросли). Среди этих образований встречаются кристаллы, представленные ассоциациями алаканита, метацинобарита, узонита, реальгара, антимонита [80].

На II участке Восточного термального поля в рудных образованиях этого типа хорошо выражена вертикальная минеральная зональность. Внизу, на глубинах 20–40 см, в цементе гидротермально измененных пород содержатся агрегаты тонкоиглочатого антимонита и оранжевые призматические кристаллики реальгара. Количество антимонита увеличивается к подошве слоя. Реальгар, по данным А.В. Зотова [73], представлен низкотемпературной модификацией β-AsS. Выше по разрезу развиты желтые порошковые образования, визуально напоминающие аурипигмент. Порошковатые образования, сложенные микрофоссилиями, представляют собой смесь двух модификаций реальгара и α-AsS, а также, по-видимому, аурипигмента.

Второй тип рудных образований представлен осадками термальных источников. Осадки в виде глобулярных выделений сложены рентгеноаморфными сульфидами мышьяка, по химическому составу соответствующими аурипигменту и реальгару. Этот хемогенный осадок помимо сульфидов мышьяка сложен рентгеноаморфным кремнеземом с примесью серы. Содержание элементарной серы сильно колеблется в связи с изменением режима источников, что отражается на цвете осадка, меняющемся от ярко-желтого до

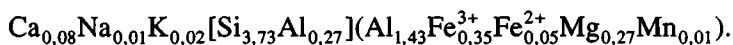
бледно-серого при увеличении количества серы. Среди коломорфной рудной высокодисперсной массы А.В. Зотов выделил оранжевые призматические кристаллы реальгара, тонкие игольчатые образования антимонита и светло-желтые мелкие (сотые доли миллиметра) призматические кристаллики. По химическому составу, определенному рентгеноспектральным методом, эта минеральная фаза близка к реальгару ($\text{AsS}_{0,90}$). По мнению А.В. Зотова, эта фаза представляет собой одну из модификаций реальгара, отличных от широко распространенных α - и β - AsS , а также от фазы γ - AsS , образующейся при высоких давлениях.

Таким образом, по данным А.В. Зотова, среди сульфидов мышьяка на этом термальном поле кальдеры Узон присутствуют три модификации реальгара, аурипигмент и рентгеноаморфная фаза As_2S_3 . В реальгаровой зоне, по нашим данным, среди микрофоссилий распространена низкотемпературная модификация α - As_2S_3 . В аурипигментной зоне рудные минералы представлены микрофоссилиями, состоящими из аморфного AsS , мелкими кристаллами алакранита, узонита и высокотемпературным реальгаром α - As_2S_3 . Аморфная глобулярная фаза α - AsS преобладает в осадках термальных источников. По-видимому, узонит и алакранит образуются при перекристаллизации рентгеноаморфных сульфидов мышьяка с аурипигментной стехиометрией компонентов при повышении парциального давления серы в верхней части рудного горизонта, а образование кристаллов реальгара идет при изохимической перекристаллизации в нижней части горизонта.

Характерный разрез вскрыт скв. Р-5, расположенной в центральной части термального поля, близ термовыводящей трещины. Здесь область распространения смектита прослежена почти до поверхности термальной площадки. В нижней части разреза отмечена преимущественная смектитизация. На дифрактограммах смектит имеет межплоскостные расстояния с $d = 12,6 \div 13,5$ Å. Широкий интервал базальных межплоскостных расстояний обусловлен различным строением межслоевых промежутков, вызванным преимущественно вхождением различных катионов от натрия до магния. Смектит слагает реликты пепловых частиц, скелет обломков пемз, выполняет поровые пространства в пемзах. Почти по всему разрезу измененных тефроидов по скв. Р-5 встречен каолинит. Верхняя часть разреза сложена рудным горизонтом, состав которого охарактеризован выше.

Скважиной Р-8 вскрыты измененные породы, расположенные непосредственно в пределах термовыводящей трещины, которые представлены пронизаемым глинизированным тефроидом, состоящим из обломков вулканического шлака, пемзы, дацитовых и в меньшей степени андезитовых лав. Преобладающим глинистым минералом по всему разрезу является смектит, характеризующийся межплоскостными расстояниями с $d = 12,2 \div 12,6$ Å. Величины таких расстояний характерны для Na-форм смектита и для смектита, содержащего небольшое количество К-слюдистых слоев. Этот смектит формируется непосредственно в зоне восходящей фильтрации хлоридных натриевых термальных вод по термовыводящим трещинам. Ассоциирует смектит в нижней части разреза с клиноптиллолитом. В аргиллизированной части разреза встречаются также небольшие количества каолинита. В поверхностной части пород также развит рудный минерал и бактериальные микрофоссилии.

В центральной части термального поля скв. Р-14 вскрыты гидротермально измененные породы, близкие описанным. В породах отмечены довольно свежие плагиоклазы, остальные компоненты в той или иной степени замещены глинистыми минералами, а поровые пространства выполнены этими минералами и сульфидами железа. В верхней части разреза выделен маломощный рудный (сантиметровый) горизонт, содержащий помимо описанных выше рудных минералов опал и алунит. Ниже, до глубины 2,5 м, отмечена зона развития каолинита. С глубины 2,5 м каолинит исчезает, и весь глинистый материал сложен смектитом. По данным Б.П. Градусова, А.В. Зотова и В.Л. Русинова [37], каолинит упорядочен по оси *C*, а смектит представлен диоктаэдрическим монтмориллонитом. Результаты химического анализа обр. Р-14-1, мас. %: $\text{SiO}_2 - 49,65$; $\text{TiO}_2 - 1,05$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 19,19$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 6,33$; $\text{FeO} - 0,92$; $\text{MnO} - 0,21$; $\text{CaO} - 1,04$; $\text{MgO} - 2,46$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,06$; $\text{K}_2\text{O} - 0,21$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 5,61$; $\text{H}_2\text{O}^- - 9,30$; п.п.п. – 3,77; сумма – 99,80, позволили рассчитать кристаллохимическую формулу смектита из тефроидов Центрального термального поля кальдеры Узон:



Из приведенной формулы видно, что в тетраэдрах существует довольно широкий изоморфизм кремния на алюминий, о чем свидетельствует величина кристаллохимического параметра *X*, равная 0,27. Параметр *Y*, равный 0,27, говорит о локализации заряда в октаэдрах, а общий заряд слоя $2 : 1 = 0,56$ и величина параметра *Z*, равная 0,35, позволяют отнести данный минерал к высокозарядным железисто-алюминиевым монтмориллонитам. Такой минерал, согласно экспериментальным данным [136], образуется в слабощелочных условиях, но более щелочных, чем в глубоких горизонтах, вскрытых скв. УК-1.

Б.П. Градусов, А.В. Зотов и В.Л. Русинов [37] определили условия образования каолинита и монтмориллонита в породах, вскрытых скв. Р-14. Зоне образования каолинита соответствует наиболее кислая среда (рН 5,5) с температурой 70–75 °С, зоне монтмориллонита отвечает среда, близкая к нейтральной или слабощелочная, с температурой чуть выше 100 °С.

Постэруптивные изменения тефроидов преимущественно кислого состава в условиях подъема глубинных термальных вод хлоридного натриевого состава близ термовыводящей трещины имеют следующие минералогические и геохимические особенности. Как отмечено выше, преобладающим новообразованным глинистым минералом здесь является смектит. При образовании зоны смектитизации из 100 см³ породы выносятся Si 2,3–3,0 г. Ti практически остается неподвижным элементом. Al выносятся около 0,5 г из 100 см³ породы. При этом, если отношение Al/Si в исходной породе было равно 0,27, то в породах смектитовой зоны оно возросло до 0,33. Такое изменение коэффициента Al/Si, свидетельствующее об относительно большей геохимической подвижности Si по сравнению с Al, способствует образованию смектита (монтмориллонита) с относительно широким изоморфизмом в тетраэдрах Si на Al. Образование этого минерала характерно для гидрогеохимических сред с низкими значениями щелочности и температурами около 100 °С. Вверх по разрезу гидротермалитов смектитовой зоны

коэффициент Al/Si возрастает до 0,60. При этом отмечена тенденция к понижению щелочной среды до нейтральных значений и температуры до 80 °С.

Окисное железо в нижней части смектитовой зоны в условиях щелочной среды геохимически подвижно и выносится из зоны гидротермального минералообразования. В верхних горизонтах смектитовой зоны оно становится малоподвижным вследствие образования сульфидов, а также частичного вхождения в структуру железисто-алюминиевого монтмориллонита.

Щелочные и щелочноземельные элементы по степени геохимической подвижности составляют ряд: $Na > Ca > K > Mg > Mn$. При образовании смектитовой зоны в условиях подъема хлоридных натриевых вод по тектоническому разлому (трещинная миграция) из 100 см³ исходной породы выносятся, г: Na – около 0,5; Ca – 0,22–0,40; K – 0,12–0,19; Mg – 0,02–0,04; Mn – 0,01–0,02. Остаточные количества этих элементов идут на формирование монтмориллонитов. Это помимо Si и Al в основном Mg , Ca , K .

В пределах каолининовой зоны, вскрытой скв. Р-6, Si выносится из 100 см³ первичной породы 2,3–3,3 г, Ti малоподвижен, Al выносится 0,2–0,3 г (в отдельных горизонтах он накапливается до 0,07 г на 100 см³). Железо довольно подвижно, интенсивно выносятся Mg , Ca , Na , K .

И, наконец, разрез скв. Р-7 характеризует верхнюю часть аргиллизитов, сформировавшихся на некотором расстоянии от тектонического разлома на низких гипсометрических уровнях в очаге разгрузки гидротерм. Основной тип миграции термальных растворов здесь порово-капиллярный. При формировании смектитовой зоны в этом случае Si выносится 1,0–2,4 г из 100 см³ породы, Ti инертен, Al выносится 0,2–0,3 г. Окисное железо увеличивается на 2 г, закисное выносится в пределах 0,06–0,08 г, Mn – до 0,01, Mg – до 0,04, Ca – 0,1–0,2, Na – 0,5, K – 0,1 г.

В переходной зоне от каолинита к смектиту Si выносится 2,6 г из 100 см³ породы, Ti и Al инертны, возрастает количество окиси железа на 0,3 г, выносятся Mn , Mg , K и особенно Na . Несколько возрастает содержание Ca за счет формирования в породах гипса. Специфика этой зоны литогенеза обусловливается тем, что здесь наиболее четко проявляется динамичный, пульсационный характер гидротерм, обуславливающий периодическую смену гидрогеохимических сред, характерных для формирования каолинита, на условия, способствующие образованию смектита.

Для каолининовой зоны характерен вынос Si – 0,8–3,0 г, отмечается увеличение Si на 0,02–0,07 г, Al – на 0,2–0,8 г, а при образовании гиббсита – на 1,2–1,8 г на 100 см³ породы. Весьма непостоянна миграционная способность окисного железа, отмечаются горизонты, где наблюдается его вынос до 0,6 г и, наоборот, горизонты с увеличением окисного железа на 0,1–0,4 г. Наблюдается общая тенденция к выносу из зоны каолинитообразования таких катионов, как двухвалентное железо, Mg , Mn , Ca , K и особенно Na . В целом отмечена та же закономерность, что и при образовании каолининовой зоны, вскрытой скважинами Р-6 и УК-1.

Верхний горизонт гидротермалитов на II участке Восточного термального поля представлен мышьяковыми рудными образованиями, состоящими из микрофоссилий аурипигментного и реальгарового состава. Среди этих образований встречаются кристаллы реальгара, алакранита, узонита, анти-

монита и киновари. Этот горизонт не имеет площадного распространения, а приурочен к термовыводящим каналам и, следовательно, выходам глубинных хлоридных натриевых термальных вод. В материнских породах максимальные содержания As составляют 0,05%. Щелочные хлоридные воды содержат этот элемент в количествах 1,7–12,5 мг/л. Кислые сульфатные воды обеднены As [107, 108, 80]. Рудные же горизонты, как правило, расположены на границе кислых и щелочных гидротермальных растворов. Очевидно, что разгрузка компонентов осуществляется на геохимических барьерах, возникающих при подкислении хлоридных вод сульфатными, в формировании которых, как показано выше, определяющую роль играют термофильные микроорганизмы. На постмортальной стадии микроорганизмы на этом барьере выступают как биоконцентраторы рудных компонентов, способствующих рудогенезу.

Анализируя профили гидротермалитов, расположенных на низких гипсометрических уровнях, можно констатировать, что распространение гидротермальных минералов и миграционные способности минералообразующих элементов подчинены следующим закономерностям. Ниже изотермы 100 °C распространены минералы смектитовой группы, причем в основном смектиты представлены диоктаэдрическим алюминиевым маложелезистым монтмориллонитом с ограниченным изоморфизмом кремния на алюминий. В приповерхностных горизонтах в районе подъема глубинных хлоридных натриевых вод распространен железисто-алюминиевый монтмориллонит. Верхняя граница формирования монтмориллонита при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется уровнем вскипания термальных вод. Эта генетическая зона характеризуется развитием щелочных и близнейт-ральных вод с pH 7–7,4. Характер выделения монтмориллонита (развитие в пустотах растворения вулканического стекла, выполнение пор и трещин) позволяет считать его выкристаллизовавшимся из раствора. Для монтмориллонита характерен парагенезис с K-содержащими высококремнеземистыми цеолитами типа клиноптиллолита.

Выше изотермы 100 °C распространены минералы каолининовой группы. Инкрустация этими минералами пор и выполнение трещин также свидетельствуют о кристаллизации их из раствора. При повышении кислотности среды менее 2 каолинит начинает растворяться. Для галлуазита в этих условиях характерно разворачивание трубок и затем последующее его растворение.

Зона опализации формируется непосредственно под действием сернокислого раствора, генерируемого в процессе микробиологического окисления самородной серы и серосодержащих соединений в приповерхностных условиях гидротермального литогенеза.

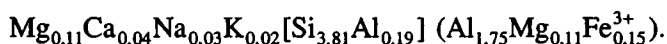
Для подтверждения отмеченного механизма гидротермального глинистого минералообразования при постэруптивном изменении пеплового материала в работе [61] В.А. Ильин применил расчетный метод Т. Барта [7]. В качестве исходного материала брали пепел кислого состава, полученный при извержении вулкана Шевелуч. Расчеты показали, что образование каолинита сопровождается значительным выносом кремнезема и накоплением глинозема, а образование смектита – накоплением обоих элементов. Сопоставляя кривые равновесия глинистых минералов [50], вычисленных по дан-

ным их химического состава и состава гидротермального раствора, с теоретическими кривыми равновесия, вычисленными по данным Г. Хелгесона, можно заключить, что поля устойчивости смектитовых минералов кальдеры Узон не совпадают с полями устойчивости этих минералов, рассчитанных Г. Хелгесоном. Это указывает на то, что при преобразовании глинистых минералов известного состава концентрации минералообразующих элементов в гидротермальном растворе недостаточны для их синтеза. Отсюда вывод: образование глинистых минералов осуществляется в условиях локального равновесия, возникающего на границе первичной (исходной) растворяющейся минеральной фазы.

3.10. ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ПРОДУКТЫ И РУДОГЕНЕЗ В ТЕРМАЛЬНЫХ ОЗЕРАХ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

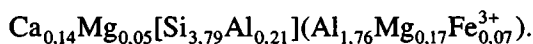
На рентгеновской дифрактограмме взвеси оз. Серное смектит имеет базальное отражение $d(001) = 13,5 \text{ \AA}$, изменяющееся после насыщения глицерином до $17,6 \text{ \AA}$ и после прокаливании до $550^\circ\text{C} - 9,5 \text{ \AA}$. Дифракционная картина смектита взвеси и из донных осадков имеют полное сходство.

Кристаллохимическая формула смектита взвеси, рассчитанная по данным химического анализа (см. табл. 20, обр. 82-7):



Параметры смектита взвеси $X = 0,19$, $Y = 0,11$ свидетельствуют об ограниченном изоморфизме в тетраэдрах Si на Al и локализации слоевого заряда в тетраэдрах, а сам смектит по геокристаллохимической классификации представляет собой низкозарядный бейделлит.

Кристаллохимическая формула смектита, выделенного из осадка (см. табл. 20, обр. С-2-79):



Кристаллохимические параметры смектита $X = 0,21$; $Y = 0,17$; $X + Y = 0,38$ и $Z = 0,07$ свидетельствуют о том, что он является низкозарядным алюминиевым маложелезистым бейделлитом. По сравнению с бейделлитом из взвеси в этом минерале содержится значительно меньше октакатионов Mg, которые, по-видимому, мигрируют из октаэдров в межслоевые позиции минерала. В составе межслоевых катионов 74% приходится на Ca, помимо Ca присутствует Mg.

Электронографическое изучение бейделлита оз. Серное позволило установить, что в природном состоянии он имеет неупорядоченную структуру. После насыщения минерала катионом калия на его ЭКТ фиксируется набор пространственных отражений hkl . Индексирование и анализ распределения интенсивностей позволили установить параметры элементарной ячейки бейделлита: $a = 5,19$, $b = 8,98$, $c = 10,09$, $\beta = 99,86$ и характер распределения октакатионов по возможным позициям в слоях 2 : 1. В отличие от обр. 82-35 (смектит из фундамента), где трансоктаэдрические позиции были практически полностью заселены, в данном бейделлите осуществляется равномерное

монита и киновари. Этот горизонт не имеет площадного распространения, а приурочен к термовыводящим каналам и, следовательно, выходам глубинных хлоридных натриевых термальных вод. В материнских породах максимальные содержания As составляют 0,05%. Щелочные хлоридные воды содержат этот элемент в количествах 1,7–12,5 мг/л. Кислые сульфатные воды обеднены As [107, 108, 80]. Рудные же горизонты, как правило, расположены на границе кислых и щелочных гидротермальных растворов. Очевидно, что разгрузка компонентов осуществляется на геохимических барьерах, возникающих при подкислении хлоридных вод сульфатными, в формировании которых, как показано выше, определяющую роль играют термофильные микроорганизмы. На постмортальной стадии микроорганизмы на этом барьере выступают как биоконцентраторы рудных компонентов, способствующих рудогенезу.

Анализируя профили гидротермалитов, расположенных на низких гипсометрических уровнях, можно констатировать, что распространение гидротермальных минералов и миграционные способности минералообразующих элементов подчинены следующим закономерностям. Ниже изотермы 100 °C распространены минералы смектитовой группы, причем в основном смектиты представлены диоктаэдрическим алюминиевым маложелезистым монтмориллонитом с ограниченным изоморфизмом кремния на алюминий. В приповерхностных горизонтах в районе подъема глубинных хлоридных натриевых вод распространен железисто-алюминиевый монтмориллонит. Верхняя граница формирования монтмориллонита при порово-капиллярной миграции гидротерм контролируется уровнем вскипания термальных вод. Эта генетическая зона характеризуется развитием щелочных и близнейтальных вод с pH 7–7,4. Характер выделения монтмориллонита (развитие в пустотах растворения вулканического стекла, выполнение пор и трещин) позволяет считать его выкристаллизовавшимся из раствора. Для монтмориллонита характерен парагенезис с K-содержащими высококремнеземистыми цеолитами типа клиноптиллолита.

Выше изотермы 100 °C распространены минералы каолининовой группы. Инкрустация этими минералами пор и выполнение трещин также свидетельствуют о кристаллизации их из раствора. При повышении кислотности среды менее 2 каолинит начинает растворяться. Для галлуазита в этих условиях характерно разворачивание трубок и затем последующее его растворение.

Зона опализации формируется непосредственно под действием сернокислого раствора, генерируемого в процессе микробиологического окисления самородной серы и серосодержащих соединений в приповерхностных условиях гидротермального литогенеза.

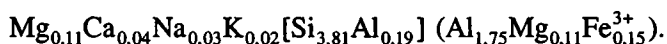
Для подтверждения отмеченного механизма гидротермального глинистого минералообразования при постэруптивном изменении пеплового материала в работе [61] В.А. Ильин применил расчетный метод Т. Барта [7]. В качестве исходного материала брали пепел кислого состава, полученный при извержении вулкана Шевелуч. Расчеты показали, что образование каолинита сопровождается значительным выносом кремнезема и накоплением глинозема, а образование смектита – накоплением обоих элементов. Сопоставляя кривые равновесия глинистых минералов [50], вычисленных по дан-

ным их химического состава и состава гидротермального раствора, с теоретическими кривыми равновесия, вычисленными по данным Г. Хелгесона, можно заключить, что поля устойчивости смектитовых минералов кальдеры Узон не совпадают с полями устойчивости этих минералов, рассчитанных Г. Хелгесоном. Это указывает на то, что при преобразовании глинистых минералов известного состава концентрации минералообразующих элементов в гидротермальном растворе недостаточны для их синтеза. Отсюда вывод: образование глинистых минералов осуществляется в условиях локального равновесия, возникающего на границе первичной (исходной) растворяющейся минеральной фазы.

3.10. ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ПРОДУКТЫ И РУДОГЕНЕЗ В ТЕРМАЛЬНЫХ ОЗЕРАХ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

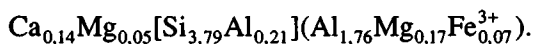
На рентгеновской дифрактограмме взвеси оз. Серное смектит имеет базальное отражение $d(001) = 13,5 \text{ \AA}$, изменяющееся после насыщения глицирином до $17,6 \text{ \AA}$ и после прокаливании до $550^\circ\text{C} - 9,5 \text{ \AA}$. Дифракционная картина смектита взвеси и из донных осадков имеют полное сходство.

Кристаллохимическая формула смектита взвеси, рассчитанная по данным химического анализа (см. табл. 20, обр. 82-7):



Параметры смектита взвеси $X = 0,19$, $Y = 0,11$ свидетельствуют об ограниченном изоморфизме в тетраэдрах Si на Al и локализации слоевого заряда в тетраэдрах, а сам смектит по геокристаллохимической классификации представляет собой низкозарядный бейделлит.

Кристаллохимическая формула смектита, выделенного из осадка (см. табл. 20, обр. С-2-79):



Кристаллохимические параметры смектита $X = 0,21$; $Y = 0,17$; $X + Y = 0,38$ и $Z = 0,07$ свидетельствуют о том, что он является низкозарядным алюминиевым маложелезистым бейделлитом. По сравнению с бейделлитом из взвеси в этом минерале содержится значительно меньше октакатионов Mg, которые, по-видимому, мигрируют из октаэдров в межслоевые позиции минерала. В составе межслоевых катионов 74% приходится на Ca, помимо Ca присутствует Mg.

Электронографическое изучение бейделлита оз. Серное позволило установить, что в природном состоянии он имеет неупорядоченную структуру. После насыщения минерала катионом калия на его ЭКТ фиксируется набор пространственных отражений hkl . Индексирование и анализ распределения интенсивностей позволили установить параметры элементарной ячейки бейделлита: $a = 5,19$, $b = 8,98$, $c = 10,09$, $\beta = 99,86$ и характер распределения октакатионов по возможным позициям в слоях 2 : 1. В отличие от обр. 82-35 (смектит из фундамента), где трансоктаэдрические позиции были практически полностью заселены, в данном бейделлите осуществляется равномерное

ное распределение катионов по доступным октаэдрическим позициям, о чем свидетельствует равномерное распределение интенсивностей на первом эллипсе ЭКТ. Очевидно, подобное перераспределение октакатионов и некоторое изменение состава межслоевых катионов произошло в процессе перемещения исходного монтмориллонита из гидротермалитов в озерный бассейн с иной гидрогеохимической средой. Бейделлит взеси представляет собой промежуточный продукт между монтмориллонитом из фундамента и бейделлитом осадка озера. Бейделлит взеси является метастабильным минералом, в котором при старении осуществляется равномерное распределение октакатионов.

Изучение минерального фазового состава и кристаллохимических особенностей позволило установить, что глинистые минералы образуются при гидротермальном изменении вмещающих пород и выносятся из них в озерный бассейн осадкообразования термальными водами (суффозия). Наряду с этим поступление глинистых минералов может происходить в результате их сноса поверхностными водами из береговых пород. Помимо глинистых минералов, представленных смектитами, глубинный поток контролирует формирование таких компонентов осадка, как самородная сера и минералы кремнезема. Перенос и осаждение в озерах высокозарядного смектита, суффондированного из гидротермалитов, в изменившихся гидрогеохимических обстановках приводит к его изменению. При падении температуры среды минералообразования смектита со 150 до 70 °С и pH с 6,3 до 5,0–5,4 из его октаэдров выносятся около 60% Mg и 25% окисного железа, причем Fe выносятся, а Mg в основном перемещается в межслоевые позиции. При этом Ca из межслоев переходит в раствор. Отмеченные изменения приводят к перераспределению зарядов в слоях 2 : 1 и превращению высокозарядного смектита (монтмориллонита) в низкозарядный бейделлит. В захороненном осадке наблюдается дальнейший вынос из бейделлита трехвалентного железа, а Mg из межслоев мигрирует в октаэдры, равномерно распределяясь по доступным транс- и циспозициям. Са сорбируется бейделлитом из илового раствора и вновь занимает место в межслоях.

Изучение кривых потери веса смектитов из донных осадков позволило установить, что постэруптивным изменениям подвергся тефровый материал основного состава (базальтовая, в меньшей степени андезитобазальтовая тефра). Об этом свидетельствует величина дегидроксидизации равная 720 °С, четко выраженная на дериватограммах. В работах [98, 62] было показано, что низкозарядные смектиты образуются при изменении матрицы основного состава (базальтовое стекло). Аналогичные выводы сделали С.И. Ципурский, В.А. Дриц, Д. Деппшева и Б. Чичел [142]. Детально этот процесс рассмотрен в работе [152].

Помимо глинистых минералов, представленных смектитами, глубинный поток контролирует формирование таких компонентов осадка, как самородная сера и минералы кремнезема.

Воды оз. Банное содержат 0,05 г/л взвешенных веществ, которые, по рентгеновским данным, сложены в основном самородной серой с примесью тонкодисперсного кварца, α -кристобалита и смектита.

Осадки оз. Банное почти полностью сложены самородной серой, которая находится в виде тонкодисперсного материала или скорлупова-

тых выделений, представляющих собой оболочки пузырей различной размерности. Сера донных отложений озера является продуктом механической седиментации взвеси. Глинистые минералы в осадке встречаются в виде небольшой примеси, не превышающей 10% от всего осадка. Помимо смектита с отражением с $d = 13,0 \text{ \AA}$ здесь встречается минерал, имеющий на рентгенограмме в воздушно-сухом состоянии рефлекс с $d = 11,9 \text{ \AA}$, который относится к смешанослойному слюда–смектиту. Генетическая природа глинистых минералов оз. Банное такая же, как и в оз. Серном, т.е. они суффундированы в бассейн термальными водами из дренируемых гидротермалитов. Основным фактором серной седиментации является глубинное газовое питание сероводородом и приповерхностная генерация этого газа в результате восстановительных процессов, вызванных бактериальной деятельностью. Взаимодействие сероводорода с самородной серой приводит к образованию растворимых форм сульфатов и переносу серы в бассейн седиментации, где при их окислении формируется вторичная элементная сера, в том числе и в виде пузырьковых оболочек.

В породах, слагающих зал. Пийпа, глинистая фракция представлена смектитом с примесью каолинита. Рентгеновские и электроннографические исследования косых текстур показали, что смектит имеет следующие параметры кристаллической решетки: $a = 5,19$; $b = 9,88$; $c = 10,07$; $\beta = 0,341$. В смектите, который, судя по параметрам элементарной ячейки, является алюминиевым монтмориллонитом, трансоктаэдрические позиции заселены на 50–75%. Состав гидротермально измененных вулканитов, слагающих берега и фундамент оз. Фумарольное, свидетельствует о том, что смектит сформировался в более глубоких горизонтах пород, а каолинит преобладает в породах, расположенных выше уреза воды современного озера. Взвесь в поверхностном слое воды зал. Пийпа в северной его части составляет 0,2 г/л, в южной части на глубине 10 м – 0,8 г/л, а на глубине 15 м – 4,5 г/л. В северной части залива взвесь представлена каолинитом (~90%) с небольшой примесью смектита, кристобалита и пирита. В южной – содержание смектита возрастает до 40–60%, причем, начиная с глубины 15 м, смектит преобладает.

Глинистый осадок зал. Пийпа сложен смектитом, каолинитом и содержит отдельные обломки туфов алевритовой и песчаной размерности, слагающие фундамент озера.

Рудные минералы в осадках оз. Фумарольное представлены сульфидами мышьяка, реже встречаются сульфиды сурьмы и ртути. Широко распространен в этих осадках пирит. Рудные осадки образуют тончайшие (до 1 мм) налеты и корочки на поверхности и по трещинам отдельных обломков туфов, слагающих верхний горизонт фундамента в северо-восточной части зал. Пийпа. Среди рудных осадков широко распространены тионовые бактерии *Thiobacillus ferrooxidans*, *Th. thiooxidans*. Мощность рудной зоны не более 0,5 м. Как правило, мышьяковые рудные минералы представлены тонкодисперсными порошковыми образованиями желтого и оранжевого цвета, в массе которых встречаются отдельные кристаллы аурипигмента (алакрanita, узонита) и реальгара. Характерной особенностью рентгенограмм порошковых рудных образований оз. Фумарольное является низкая

интенсивность дифракционных рефлексов, а порой и полное их отсутствие, что свидетельствует о слабой упорядоченности мышьяковых соединений по мотиву α -AsS. Химический анализ мышьяковых образований желтого цвета показал, что они содержат 33,52% мышьяка и 20,87% серы, что соответствует составу $\text{As}_2\text{S}_{2,93}$, близкому к аурипигменту (As_2S_3). А.В. Зотов и др. [73] считают, что в исследованной пробе возможно присутствие рентгеноаморфного AsS_2 . В соответствии с составом и цветом желтые порошковые выделения относятся к аурипигменту, а оранжевые – к реальгару.

Электронно-микроскопическое изучение тонкодисперсных порошковых образований показало, что среди современных руд оз. Фумарольное имеется несколько морфологических видов [57]. Это прежде всего почкообразные выделения около 3 мкм, которые, тесно примыкая друг к другу, изменяют свою округлую форму на эллипсоидальную, группируясь в цепочечные или стустковые комковатые агрегаты. По облику и размерам сферические выделения напоминают клетки синезеленых водорослей мастигокладус. С этими выделениями ассоциируют крупные (до 3 мкм в диаметре) нити, имеющие почковидные наросты на наружной части боковых стенок. Такие формы также характерны для мастигокладусов. Войлокоподобные агрегаты сложены тонкими нитями диаметром до 0,6 мкм, состоящими из цепочек отдельных клеток. Для идентификации этих выделений были изучены специально выращенные культуры микроорганизмов. Оказалось, что тонкие нитчатые формы минеральных выделений по морфологии соответствуют зеленой бактерии *Chloroflexus*, обильно развитой в термах оз. Фумарольное.

Таким образом, идентификация псевдоморфоз, слагающих рудные тонкодисперсные выделения из осадков оз. Фумарольное, по морфологии и размерам позволяет отнести их к фоссилизированным альгобактериальным сообществам, находящимся на разной стадии постмортальной деградации [34]. Согласно энергодисперсионному анализу рудных псевдоморфоз, микрофоссилии по мастигокладусам и стустковые агрегаты имеют предпочтительно аурипигментный состав и слагают желтые осадки. Микрофоссилии по хлорофлексурам содержат несколько больше мышьяка и соответствуют составу реальгара. Эти микрофоссилии слагают оранжевые осадки. Следует отметить, что культуры хлорофлексус, не претерпевшие фоссилизации, содержат значительное количество фосфора, серы и кремния. В составе осадков, сложенных микрофоссилиями по нитям хлорофлексус, отмечаются кремнистые мелкоглобулярные выделения. Наиболее распространенным среди рудных образований является минерал аурипигментного состава, представленный псевдоморфозами по синезеленым водорослям. Реже встречается реальгар, образующий псевдоморфозы по нитчатым зеленым бактериям. Часто эти псевдоморфозы находятся вместе, тесно переплетаясь друг с другом, придавая желтому осадку оранжевый колорит. Последнее, по-видимому, свидетельствует об избирательной способности микроорганизмов при их фоссилизации концентрировать определенные химические элементы.

Решающим в этом процессе, по всей вероятности, является первичный химический состав микроорганизмов. Действительно, зеленые бактерии

Хлорофлексус, имеющие в составе своей клетки достаточно высокое содержание серы, дают микрофоссилии реальгарового состава, а водорослевые клетки, не содержащие включений этого элемента, минерализуясь в мышьяково-серной среде, формируют рентгеноаморфный аурипигмент. По-видимому, сера, входящая в состав Хлорофлексуса, при его постмортальном изменении окисляется сероокисляющими бактериями с образованием серной кислоты. В результате эти компоненты бактериально-водорослевого субстрата приобретают более низкие значения pH, что и приводит к замещению их реальгаром. Отмеченная закономерность несколько нарушает последовательность выделения сульфидов мышьяка, прослеженную в рудных горизонтах II участка Восточного термального поля Узонской гидротермальной системы и обоснованную термодинамическими расчетами [77].

Таким образом, мышьяковые рудные соединения на дне оз. Фумарольное слагают микрофоссилии, образовавшиеся по остаткам зеленых бактерий и синезеленых водорослей. Ранее было установлено, что микрофоссилии могут слагаться кремнистым и карбонатным материалом [77]. В результате изучения мышьяковых рудоносных осадков оз. Фумарольное установлено, что при фоссилизации постмортальных остатков микроорганизмов в условиях разгрузки мышьяковых сульфидных растворов по ним образуются псевдоморфозы, сложенные сульфидами мышьяка. Аурипигментные и реальгаровые микрофоссилии, впервые установленные в рудоносных осадках оз. Фумарольное [52], практически также не изменяют морфологию остатков микроорганизмов, как это было ранее установлено для кремнистых и карбонатных микрофоссилий [91].

Разгрузка слабоминерализованных рудоносных растворов с концентрациями мышьяка 10^{-5} , серы 10^{-4} моль/л и формирование мышьяковых руд на дне оз. Фумарольное осуществляется в его северо-восточной части в условиях мелководной фации, характеризующейся резким охлаждением глубинных термальных вод с температурой порядка 125°C пресными холодными водами до температур $30\text{--}50^{\circ}\text{C}$. При этом наблюдается снижение pH рудоносных растворов до $4\text{--}5$ и возрастание их окислительно-восстановительного потенциала до $+250$ мВ.

Таким образом, зал. Пийпа характеризуется специфическими особенностями (или факторами), способствующими формированию в нем мышьяковой рудной минерализации и своеобразной ассоциации глинистых минералов в донных осадках. Основными факторами формирования рудных концентраций являются тектоническое строение дна, геологическая история формирования водоема, химический состав гидротермальных растворов, рельеф дна, развитие микроорганизмов и гидрологический режим, обеспечивающий резкий контакт горячих рудоносных термальных вод и холодных пресных вод.

Озеро Восьмерка является бессточным бассейном. Осадочный материал, образующий взвесь, поступает в озеро в основном в процессе суффозии и при денудации его берегов. Этот тонкодисперсный материала представлен каолинитом и в меньшей степени смектитом, алунитом, гипсом и кремнистыми соединениями. Донный осадок оз. Восьмерка почти нацело сложен

каолинитом с $d = 7,14$ и $3,56$ Å. Кроме того, здесь в небольших количествах присутствуют тонкодисперсный кварц ($d = 3,34$ Å) и самородная сера ($d = 3,84$ Å). В средах с рН 2,5 смектит неустойчив и в осадке не обнаружен.

Структурные исследования каолинита из донных осадков озера показали, что он представлен удлиненно-пластинчатыми хорошо окристаллизованными разностями с высокой степенью трехмерного порядка, с содержанием в кристаллах до 40 когерентно-рассеивающих слоев 1 : 1. В некоторых пробах наряду с хорошо окристаллизованными кристаллами встречаются кристаллы с большим количеством дефектов. Каолинит, синтезированный нами из воды оз. Восьмерка в результате ее охлаждения до 3°C и старении осадка в течение 2 мес. имеет высокую степень трехмерного порядка и 20 когерентно-рассеивающих слоев 1 : 1 в кристалле. Все это служит показателем гетерогенности каолинита в осадках оз. Восьмерка. Действительно, в озерный осадочный бассейн вовлекается разнородный материал, состоящий гидротермалиты бортов и фундамента озера. Это каолинит разной степени упорядоченности и смектит. В осадках же совершенно отсутствует смектит, а каолинит в подавляющем большинстве представлен минералом с высокой степенью трехмерного порядка. Очевидно, смектит в условиях среды с $\text{pH} < 2,5$ разрушается, а его структурные фрагменты, в частности алюминий в шестерной координации и кремний, идут на формирование совершенного каолинита. По всей вероятности, процесс синтеза каолинита интенсифицируется в присутствии органических и серной кислот, способствующих образованию комплексов с алюминием, переводящих последний из раствора в шестерную координацию.

Таким образом, источником структурно упорядоченного каолинита осадков озера являются слоистые силикаты гидротермалитов (смектит и неупорядоченный каолинит), а также алюминий и кремний, растворенные в воде. В осадках озера отмечается устойчивая ассоциация: тонкодисперсный кварц + каолинит.

Экспериментальный синтез каолинита затруднен вследствие малой скорости его кристаллизации и отличий в растворимости гидроокислов алюминия и кремния. Гидроокислы алюминия осаждаются быстрее, что, вероятно, приводит к сорбции на них гидроокислов кремния, при этом для образования каолинита необходимо обеспечение возможности шестерной координации алюминия в его структуре [151, 159].

По теоретическим расчетам Р. Гаррелса и Ч. Крайста [32], образование каолинита должно проходить в довольно широком интервале рН при концентрациях кремнезема выше $1,5$ мг/л, алюминия – выше $0,00026$ мг/л.

Лабораторный синтез каолинита в нормальных условиях проводился как в неорганических, так и в присутствии органических соединений – щавелевой кислоты, кварцина [154], раствора ЭДТА [158], которые давали с алюминием шестикоординационные комплексы. Интересные данные по синтезу каолинита были получены в процессе старения алюмогелей в присутствии растворимого кремнезема. Эксперимент осуществлялся путем добавления к массе геля раствора кремнезема до концентраций 40 мг/л при 43°C и рН $4,4$ – $5,0$. При синтезе каолинита был применен также метод осаждения из разбавленных растворов [163]. Этим методом получен осадок из раствора с рН $5,0$ при содержании алюминия $0,31$ мг/л и кремнезема 20 мг/л, а также

при pH 4,94 при тех же концентрациях алюминия и содержаниях кремнезема 98 мг/л. После старения осадка в течение 56 дней в нем обнаружен каолинитоподобный минерал. Несколько ранее Х. Хардер [153] получил неупорядоченный каолинит при старении кремнеалюмогидроокисных осадков в кислой среде с pH 4,0–5,0 в течение 3 мес. при 22 °С. В этих экспериментах кремнеалюмогидроокисный гель был получен при 20 °С из раствора с концентрациями $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\pm 12$ мг/л и $\text{SiO}_2 = 10\pm 30$ мг/л при pH 4,5–5,0. Л.А. Матвеева и А.В. Сивцев [102] синтезировали каолинит в продуктах совместного осаждения алюминия с кремнием из разбавленных неорганических растворов при 20–25 °С, атмосферном давлении и концентрациях алюминия 9,0 и 5,4 мг/л, и, соответственно, кремния 40 и 24 мг/л.

Таким образом, экспериментальный материал, полученный разными исследователями, в том числе и нами, свидетельствует, что в условиях, близких к атмосферному давлению, и относительно низких температур возможен синтез каолинита. По-видимому, существует альтернатива механизма формирования каолинита. Во-первых, этот минерал раскristаллизовывается при старении кремнеалюмогидроокисного геля, во-вторых, непосредственно осаждается из разбавленных кремнеалюминиевых растворов. Обязательными условиями синтеза каолинита являются кислая среда и преобладание в исходном растворе кремния над алюминием. Для механизма старения геля отношение алюминия к кремнию в экспериментах И. Хема – 0,5; Х. Хардера – 0,4–0,6 и Л.М. Матвеевой – около 0,2. Для механизма непосредственного осаждения каолинита из раствора Р.М. Гаррелс дает расчетное отношение алюминия к кремнию, составляющее 0,00017. В водах оз. Восьмерка это отношение 0,02–0,3. По-видимому, в природных условиях синтез каолинита, независимо от рассмотренного механизма, осуществляется в присутствии органических кислот, обеспечивающих шестикординатное состояние иона алюминия. Во всех лабораторных экспериментах и природном бассейне оз. Восьмерка избыток в растворе кремния обеспечивает формирование в осадке кремнистых соединений.

В.А. Ильин [50] рассчитал константы реакции совместного образования каолинита и кварца, исходя из концентрации, температуры и pH природных растворов. По результатам расчетов построена диаграмма (рис. 42). Из анализа полученных результатов следует, что синтез минералов ассоциации каолинит–кварц происходит при pH 2,15–2,65 (в среднем 2,4) при величине отношения $\text{Al}^{3+}/\text{H}_4\text{SiO}_4 = 0,73$.

Рассмотренные константы равновесия реакции образования ассоциации минералы кремнезема – каолинит для гидрогеохимических сред оз. Восьмерка подтвердили реальность существования этой аутигенной ассоциации. Сметтит же, как видно из диаграммы, не в равновесии со средой и разрушается. Продуктами его разрушения могут быть Si и Al^{3+} . Все это свидетельствует о том, что помимо аллотигенного каолинита в озерах четвертого типа формируется каолинит аутигенный. Он кристаллизуется из геля, выпавшего из растворов, обогащенных кремнием и алюминием, в том числе и за счет разрушения смектита. Аллотигенный неупорядоченный каолинит в этих гидрогеохимических средах подвергается аградации, сопровождающейся возрастанием степени трехмерного порядка и увеличением количества когерентно рассеивающих слоев в кристалле.

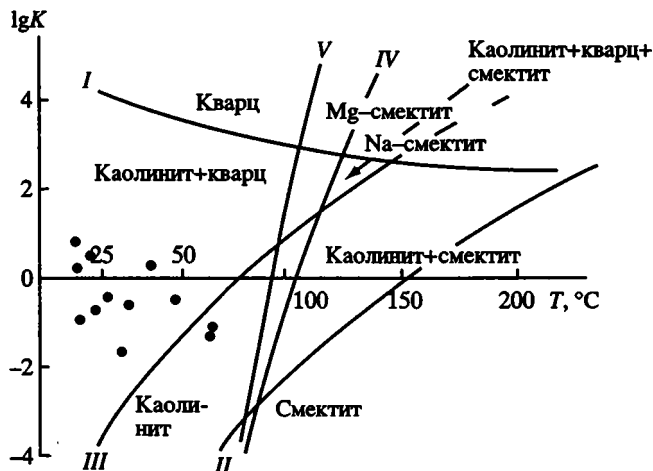


Рис. 42. Термодинамическая диаграмма полей устойчивости минералов в осадках гидротермальных озер [61]

I–V – границы полей устойчивости минеральных ассоциаций; точки – минералы, равновесные с гидрогеохимической средой

Таким образом, в озерах четырех типов, расположенных среди гидротермалитов, отмечено наличие двух источников питания осадочным материалом. Первый представляет собой подстилающие породы фундамента озер, из которых он выносится термальными водами (суффозия) в бассейны осадкообразования, второй – береговые породы. В гидрогеохимических средах озерного осадкообразования аллотигенный материал, представленный глинистыми минералами, изменяется. При этом наиболее неустойчив смектит. Для четвертого типа озер характерен синтез каолинита. Материалом для этого синтеза служат фрагменты структур разрушенного смектита, вулканическое стекло и другие минералы.

Суффундированный материал помимо озер отлагается в грязевых котлах и грязевых вулканчиках. Сложен он глинистыми минералами, в целом имеющими тот же состав, что и материал горизонтов, из которых он вынесен. Однако в кислых условиях грязевых котлов и вулканчиков с обильной микрофлорой отмечена тенденция формирования каолинита и смешанослойных каолинит-смектитовых образований.

3.11. МЕХАНИЗМ И ПРОДУКТЫ ПОСТЭРУПТИВНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИТОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

Корреляция состава газоводных растворов с зонами вторичного минералообразования, возникших при постэруптивных изменениях вулканитов, свидетельствует о том, что основным фактором этих изменений является термальный раствор. Смектитовая зона вмещает и формируется под действием щелочных, нейтральных и слабокислых хлоридных натриевых вод, каолинитовая образуется при участии кислых сульфатных или хлоридно-суль-

фатных терм, опалитовая генерируется в процессе сернокислотного выщелачивания под действием ультракислых растворов. Хлоридные щелочные термальные воды глубоких горизонтов и кислые приповерхностные сульфатные воды – активные растворители, о чем свидетельствует закономерное уменьшение объемного веса вмещающих пород по фронту движения гидротермальных растворов. Геохимическим индикатором процессов растворения материнских минералов является характер распределения в гидротермалитах всех химических элементов, за исключением железа, распределение которого в разрезе часто нарушается ввиду горизонтального подтока железосодержащих грунтовых вод. Так, в вертикальном разрезе гидротермалитов, расположенных на низких гипсометрических уровнях в кальдере Узон, наблюдается следующая смена обстановок литогенеза и характера поведения химических элементов. В низах разреза при взаимодействии хлоридных натриевых вод с температурами 100 °С и pH 5–8 происходит вынос Si до 35,5% (уменьшение содержания по сравнению с материнскими породами, представленными туфами андезитового состава), Al – 27,5, окисного железа – 56,5, закисного железа – 82,0, Mg – 70,0, Ca – 56,0, Na – 86,0, K – 82,0%. Это соответствует растворению и выносу 32,0% вещества материнской породы.

Следующий генетический горизонт гидротермалитов сформировался при взаимодействии с этими же породами сульфатных вод с температурами 20–100 °С и pH 2–5. При этом Si вынеслось до 47,0%, Al – 24,0, окисного железа – 72,0, закисного увеличилось на 87,0, Mg – 76,0, Ca – 80,0, Na – 92,0, K – 68,0. Общий вынос вещества при формировании этой зоны составляет 40,5%. При образовании гидротермалитов горизонта, переходного к поверхностному, вследствие взаимодействия сульфатных вод с температурами 40 °С и pH 2 наблюдается вынос, %: Si – до 59,0; Al – 23,7; окисного железа – 78,0; закисного железа – 68,0; Mg – 95,5; Ca – 95,0; Na – 92,5; K – 85,0. Теряется при этом 57% вещества. И, наконец, при формировании поверхностной зоны гидротермалитов осуществляется вынос всего до 12,0% Si, т.е. наблюдается относительное накопление его по сравнению с породами нижележащих генетических зон. Здесь также отмечается вынос, %: Al – до 61,0, окисного железа – 75,0; закисного железа – 32,0 (относительное накопление); Mg – 66,0; Ca – 68,0; Na – 68,0; K – 47,0. Всего здесь теряется до 24,0% вещества.

На Центральном поле кальдеры Узон в целом отмечена такая же закономерность. Увеличение кальция в поверхностном горизонте связано здесь с формированием гипса.

При образовании гидротермалитов, расположенных на высоких гипсометрических уровнях, процесс растворения материнских пород (базальтов) проявляется еще более четко. Так, при формировании поверхностного горизонта выносятся до 83,0% кремния, а общая потеря вещества здесь составляет 38,0%.

Таким образом, материал по распределению химических элементов в гидротермалитах свидетельствует, что основным фактором гидротермального литогенеза является термальный раствор. В зависимости от химического состава и физико-химических параметров растворов, дренирующих породы, в них формируются определенные зоны вторичного минералообразования с характерными для них же парагенезисами вторичных минералов.

Главным механизмом постэруптивных изменений в гидротермальных системах является растворение первичных магматических минералов и синтез новых минералов согласно физико-химическим и термодинамическим условиям сред: химическому составу, температурам, pH и фазовому составу газ-водных растворов.

Трансформация хлоридных натриевых термальных вод в сульфатные часто осуществляется выше уровня приповерхностного вскипания. Обусловлена она двумя факторами. Во-первых, абиогенным окислением сероводорода; во-вторых, биогенными окислительно-восстановительными реакциями элементарной самородной серы и серосодержащих соединений. В кальдерах и на склонах вулканов под воздействием газоводных сред развивается характерное сообщество микроорганизмов серного цикла, многие из которых были открыты лишь в самые последние годы и интенсивно изучаются микробиологами в настоящее время [66]. Открытие этих микроорганизмов значительно расширяет представления об участии биогенного фактора в геохимических процессах при постэруптивных изменениях и формировании гидротермалитов. Эти микроорганизмы можно разделить на три группы: 1) мезофильные и психрофильные убиквисты, распространенные на термальных площадках в условиях постоянного и переменного температурных режимов $<40^{\circ}\text{C}$; 2) термофильные организмы, развивающиеся при температурах до 70°C ; 3) описанные недавно экстремально термофильные (кальдерные) археобактерии, развивающиеся при $70\text{--}110^{\circ}\text{C}$.

В каждой из этих температурных групп имеются аэробные организмы, обуславливающие окисление соединений серы, и анаэробные, восстанавливающие их. Кроме того, организмы по отношению к pH-потенциалу разделяются на группы, развивающиеся при кислой реакции и в нейтральных средах. Наибольшее значение для образования серной кислоты имеют мезофильные бактерии, развитие которых наблюдается на больших площадях. К ним относятся бактерии, окисляющие сероводород и продукты его абиогенного окисления при нейтральной реакции среды и малых концентрациях до серы и серной кислоты и характерные для субстрата с высокой нейтрализующей способностью. Гораздо большее значение имеют микроорганизмы, образующие серную кислоту в кислой среде с формированием сернокислых выщелачивающих растворов. К ним относятся окисляющие серу *Thiobacillus thiooxidans* и синтрофная комбинация *Leptospirillum ferrooxidans* + *Th. thiooxidans*. В зоне умеренного прогрева на термальных площадках в кислой среде окисление ведет *Sulfolobus*. В нейтральных термальных источниках с сульфидом аммония характерно массовое развитие *Thermothrix thiopara*, отлагающих обильную коллоидную серу при $75\text{--}55^{\circ}\text{C}$. При температурах выше 70° в кислой среде развиваются ацидофильные археобактерии группы *Sulfolobus acidianus*, образующие серную кислоту в сольфатарах и грязевых котлах. Все перечисленные микроорганизмы ответственны за формирование сернокислотных выщелачивающих растворов. Все они обнаружены в пределах термальных полей и озер в кальдере Узон.

Кроме перечисленных бактерий, функционирует группировка микроорганизмов, восстанавливающих соединения серы и, следовательно, служащих источником сероводорода. В термофильной области здесь работают организмы группы *Desulfotobacterium commune*. Наконец, при наиболее высоких

температурах в породах термальных площадок и грязевых котлах развиваются микроорганизмы, восстанавливающие серу за счет разложения полимерных органических веществ или водорода и получившие название *Thermoproteales*. Их численность в гидротермалитах кальдеры Узон очень высока. В последнее время стало известно и о существовании экстремально термофильной сульфатвосстанавливающей бактерии *Archeoglobus*. Температура кипения служит верхним пределом для развития этих микроорганизмов в субповерхностных горизонтах гидротермалитов [165].

Из сказанного видно, что по использованным субстратам микроорганизмы подразделяются на две группы: способные непосредственно окислять сульфиды железа и не способные их окислять. Окисление сульфидов осуществляет *Th. ferrooxidans* или синтрофное сообщество *L. ferrooxidans* + *Th. organoparus*. Эти организмы функционируют при низких pH, образуя из сульфидов серную кислоту. Они повсеместно распространены на вулканах и термальных площадках [66, 67, 68]. Другая группа микроорганизмов осуществляет подготовительный этап к бактериальному кислотному выщелачиванию. Сероводород при доступе кислородсодержащих вод или воздуха в зависимости от pH окисляется химически до тиосульфата в нейтральной или щелочной гидрогеохимических средах либо до элементной серы в кислой среде, образуя коллоидальные выделения. В первом случае процесс идет по схеме: $S^{2-} \rightarrow S_n^{2-} \rightarrow S_m^{2-}O_6 \rightarrow SO_4^{2-}$, где $n = 2 \div 5$ и $m = 2 \div 6$. Промежуточные продукты этой реакции окисляются тионовыми бактериями группы *Th. thioparus* и группой миксотрофных организмов [147]. Все эти бактерии чувствительны к pH и способны развиваться и функционировать до тех пор, пока образующаяся серная кислота нейтрализуется вмещающими породами или поступающими водами. В кислой среде бактериальное окисление сульфидной серы имеет более короткий цикл: $S^{2-} \rightarrow S^0 \rightarrow SO_4^{2-}$. Процесс окисления здесь обязательно проходит стадию элементарной серы. При поступлении сероводорода в кислые растворы образование мельчайших коллоидальных частиц серы происходит чисто химическим путем. Дальнейшее же окисление серы до серной кислоты в термодинамических условиях субповерхностного гидротермального литогенеза идет исключительно при непосредственном участии микроорганизмов. При благоприятной гидрогеологической обстановке можно ожидать образование до 1 т серной кислоты с 1 га в сутки с локальными максимумами до 1,5–2,5 т/га в сутки [78, 69].

Таким образом, цикл серы на термальных площадках в значительной степени контролируется деятельностью специфической группы бактерий. Они оказывают влияние на формирование состава термальных вод, газов и в конечном счете – на процессы постэруптивного гидротермального литогенеза в гидротермальных системах. В результате деятельности этой группы бактерий создаются стратифицированные гидрогеохимические среды субповерхностного гидротермального литогенеза, где щелочные условия существуют в низах разрезов, а кислые формируются в приповерхностной части.

Растворение материнских минералов сопровождается дифференцированным удалением продуктов растворения. Наиболее растворимыми минеральными компонентами являются вулканическое стекло, оливин (в базальтах) и пироксены; устойчивыми минералами – плагиоклазы. По степени ми-

грационной подвижности элементов в условиях высоких температур и pH для основных пород (базальты) и кислых дацитовых туфов отмечен следующий ряд подвижности: Na, Fe²⁺, K, Mg, Fe³⁺, Ca, Si, Al (от подвижных к инертным). Неодинаковая геохимическая подвижность химических элементов приводит к их относительному разделению (“принцип геохимической дифференциации минеральных фаз”): Na, Fe²⁺ и частично K, Mg, Fe³⁺ обогащают гидротермальный раствор, а малоподвижные Si и Al формируют глинистые минералы. Малая подвижность Si и Al в условиях описываемой гидрогеохимической среды вызывает образование повышенных концентраций этих элементов на границе растворяющийся минерал – гидротермальный раствор. Вовлечение в процесс вторичного минералообразования части K, Mg, Fe и Ca приводит к синтезу смектита. Без перечисленных катионов синтез смектита невозможен. Na, как правило, принимает ограниченное участие в синтезе смектита, а его ионы идут в основном на формирование катионного состава хлоридных вод. Другой подвижный катион Fe²⁺ в случае присутствия в составе газоводных термальных растворов сероводорода вступает с ним в реакцию и образует сульфиды железа. Последние кристаллизуются в пустотных пространствах на смектитовом субстрате.

Таким образом, в наиболее высокотемпературных гидрогеохимических средах одним из постэруптивных процессов является растворение термальной водой первичных минералов материнских пород, сопровождающееся увеличением их пористости. Другой механизм – синтез в пустотных пространствах пород смектитовых минералов. Высвободившиеся при растворении материнских минералов химические элементы при наличии пустотных пространств с сечением >1 мкм мигрируют, реагируют с сероводородом и образуют сульфиды, которые развиваются в порах на глинистом субстрате. В результате этого процесса наблюдается некоторое уменьшение пористости пород и, соответственно, кальматация пустотных пространств. Высокотемпературный гидротермальный флюид, помимо свойственных ему концентраций рудных компонентов, в процессе гидротермального литогенеза еще в большей степени обогащается ими. Все это свидетельствует о том, что воздействие гидротермального раствора на породы в постэруптивную стадию вулканизма приводит к геохимической дифференциации вещества и образованию новых минеральных фаз, в том числе и рудных.

В условиях более низких температур и pH при гидротермальном изменении кислого тефрового материала наблюдается следующий ряд дифференциальной подвижности химических элементов: Na, Ca, Mg, Fe³⁺, K, Si, Al, Fe²⁺. Это приводит к резкому сокращению в составе гидротермального минералообразующего раствора почти всех катионов и синтезу каолинита. Кроме того, здесь наблюдается интенсивная пиритизация гидротермалитов. Для этой зоны характерна глубокая перестройка минерального состава пород. Здесь отмечено почти полное замещение каолинитом всех материнских минералов и широкое развитие его в пустотных пространствах, что приводит к сокращению пористости пород до 20%.

При гидротермальном изменении базальтов и андезито-дацитовых туфов на высоких гипсометрических уровнях в пределах этого горизонта в тех же гидрогеохимических средах наблюдается резкое обеднение Ca, K, Na, Mg, Fe²⁺ и развитие смешанослойных каолинит-смектитовых образований. Здесь так-

же дифференциальная подвижность химических элементов приводит к формированию новых минеральных фаз. Особое место в разрезах измененных вулканитов, расположенных на низких гипсометрических уровнях, занимает горизонт, переходный к поверхностным породам. При формировании этого горизонта наблюдается следующий ряд геохимической подвижности химических элементов: Mg, Ca, Na, K, Fe³⁺, Fe²⁺, Si, Al. Миграционная последовательность Si и Al здесь такая же, как и при образовании каолинита, но при более низких значениях pH (<2) среды синтез этого минерала не идет, а подвижные катионы выносятся из зоны вторичного минералообразования. Малоподвижные элементы образуют аллофаноидные и, по-видимому, металлоорганические соединения. Среди кристаллических образований здесь распространены α-кristобалит, аунит, пирит, марказит. При формировании этого горизонта выносятся почти 60% вещества, что свидетельствует о значительном преобладании процессов растворения над синтезом.

Образование поверхностного горизонта характеризуется следующими рядами геохимической подвижности химических элементов. Для безрудного Восточного термального поля кальдеры Узон с pH термальных вод <2: Fe³⁺, Na, Mg, Al, Ca, K, Fe²⁺, Si; для мышьяково-ртутного II участка Восточного термального поля с широким диапазоном pH 2–8 геохимическая подвижность элементов широко варьирует, но миграционная подвижность Si и Al остается близкой. Сближение величин миграционной способности Si и Al ведет к образованию глинистых минералов, а накопление железа связано с горизонтальным подтоком его с водами болотного формирования. Что касается безрудного термального поля, то в условиях низких pH и относительно накопления вещества здесь отмечается образование аморфных соединений Si и Al, α-кristобалита, пирита и алуниита. Поверхностный горизонт представляет собой наиболее трансформированную породу в химическом, минеральном и структурном отношении. Показателем степени изменения может служить коэффициент эффективной пористости пород, который здесь снижается до 10%. Поверхностный горизонт этих пород в силу низкой их пористости и проницаемости служит вторичной крышкой гидротермальных систем.

Таким образом, при постэруптивном изменении вулканитов в условиях гидротермальных систем осуществляется глубокая трансформация минерального и химического составов материнских пород и их структурного облика. В наиболее высокотемпературных условиях (100–150 °C) сосуществуют материнские минералы с вторичными минералами и четко прослеживается их генетическая связь. При наиболее умеренных температурах, развитых выше уровня приповерхностного вскипания (~100 °C), генетическая связь между материнскими и вторичными минералами затухает. В поверхностных условиях при температурах <40 °C эта связь совершенно исчезает. Такой ход изменения происходит вследствие нарастания геохимической дифференциации химического состава материнских пород в различных гидрогеохимических средах. Следствием этой геохимической дифференциации является формирование новых минеральных фаз. Другими словами, в основе постэруптивных процессов в гидротермальных системах лежит взаимодействие гидротермального раствора и вмещающей породы. Следствием этого взаимодействия является геохимическая дифференциация вещества и

формирование новых минеральных фаз, т.е. “принцип геохимической дифференциации минеральных фаз” [55, 57].

Геохимическая дифференциация вещества при гидротермальном литогенезе привела к обособлению вторичных минеральных фаз и возникновению вертикальной зональности гидротермалитов. Определяющим в формировании вертикальной зональности является положение базиса дренирования грунтовых вод, которое в значительной степени зависит от гипсометрического уровня поверхности пород, вмещающих гидротермальные системы.

На низких гипсометрических уровнях отмечено неглубокое залегание базиса дренирования, совпадающее с очагами разгрузки перегретых парогидротерм. На высоких отметках уровень базиса дренирования грунтовых вод расположен на некоторых глубинах, а на поверхности пород отмечены выходы парогазовых струй и парогазовых конденсатов. Такое различие обусловило специфику формирования гидрогеохимических сред субповерхностного гидротермального литогенеза. На низких гипсометрических уровнях, как видно из рассмотренного материала, преобладают восходящие потоки стратифицированных газоводных растворов. Их стратификация формируется при трансформации глубинных хлоридных вод в приповерхностные сульфатные, которые, как показано выше, образуются за счет окисления сероводорода, самородной серы и сульфидов металлов при непосредственном участии бактериальной микрофлоры. Вторичное минералообразование при постэруптивном изменении вулканитов на низких гипсометрических отметках осуществляется синхронно в пределах гидрогеохимических сред, соответствующих зонам стратифицированного газоводного раствора. В результате формируется толща пород, характеризующаяся зональным распределением в них продуктов взаимодействия.

Основными продуктами постэруптивных изменений в вулканитах этого типа являются смектит, каолинит, опал (α -кристобалит и аморфные соединения кремния), алунит, самородная сера и др. На рудоносных термальных полях широко распространены рентгеноаморфные образования аурипигментного состава, алаканит, узонит, реальгар, антимонит, метациннабарит, киноварь. По преобладающему минеральному компоненту здесь выделены три зоны: смектитовая, каолинитовая и опалитовая. Типоморфным минералом нижней части смектитовой зоны аргиллизации кислого тефрового материала является диоктаэдрический алюминиевый монтмориллонит. Характерная его особенность – маложелезистый состав и ограниченный изоморфизм кремния на алюминий в тетраэдрах. В октаэдрах этого минерала отмечено заселение транспозиций катионами на 75–100%. Этот монтмориллонит образуется при температурах ~150 °C и pH 6,5. В верхней части смектитовой зоны вблизи уровня вскипания гидротермального раствора при температурах ~ 100 °C и pH 7,0 формируется железисто-алюминиевый монтмориллонит с несколько более широким изоморфизмом кремния на алюминий. В пределах смектитовой зоны встречаются горизонты, обогащенные каолинитом, слагающим окатанные, ранее гидротермально измененные обломки туфов.

Каолинитовая зона отличается закономерным распределением в вертикальном разрезе гидротермалитов различных структурных типов каолинита. Для каждого уровня характерна определенная типоморфная разность

этого минерала. В породах, характеризующихся дренирующим гидротермальным раствором с относительно высокими значениями $pH = 6 \div 7$, отмечены неупорядоченные разности каолинита. При $pH = 5,5 \div 2,5$ формируется наиболее упорядоченный каолинит.

Опалитовая зона в целом характеризуется отсутствием слоистых силикатов и сложена в основном α -кристобалитом, полимерными аморфными соединениями кремния, самородной серой, алунитом, гипсом и другими минералами. Формирование минеральных ассоциаций подчиняется здесь, так называемому, фактору “кислотного выщелачивания”. Непременными составными частями этого процесса является образование возгонов серы, разгрузка рудоносных растворов с образованием сульфидов металлов, формирование серной кислоты в результате микробиологического окисления этих продуктов, выщелачивание и осаждение кремния и, наконец, синтез сульфатов. Образование опалитовой зоны осуществляется при температурах ниже $40^\circ C$ и $pH < 2$. Разгрузка рудоносных растворов мышьяково-ртутной специализации в поверхностных условиях осуществляется в более широких диапазонах физико-химических параметров [77, 80].

На высоких гипсометрических уровнях специфическим литогенетическим фактором является нисходящий поток кислых вод, сформированных в поверхностных условиях в результате бактериального окисления серы и ее соединений. В отличие от гидротермального литогенеза, протекающего на низких гипсометрических отметках, здесь нарушается принцип синхронного преобразования материнских пород стратифицированным гидротермальным раствором. Нисходящий противоток кислых вод, работающий по принципу перколяторов пропитывает гидротермалиты смектитовой зоны, растворяет смектит, а относительно малоподвижные алюминий и кремний растворенного смектита участвуют в синтезе каолинита. Однако растворение смектита оказывается неполным, часть его слоев остается запечатанными между слоями каолинита. Продуктами этого процесса являются смешанослойные каолинит-смектитовые образования, при несколько повышенных pH и температурах – смешанослойный смектит-каолинит. Для этого типа измененных вулканитов выделяются четыре генетические зоны: смектитовая, смешанослойная каолинит-смектитовая, каолинитовая и опалитовая [60]. Типоморфным минералом смектитовой зоны, образовавшейся при изменении базальтов, является низкозарядный диоктаэдрический алюминиевый монтмориллонит. Величина его кристаллохимического параметра X (по геокристаллохимической классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [45]) $0,10-0,15$, что свидетельствует об ограниченном изоморфизме в тетраэдрах кремния на алюминий. Все эти монтмориллониты характеризуются малой величиной параметра Z (железистостью), равной $0,01-0,04$. Образование маложелезистых монтмориллонитов характерно для гидрогеохимических сред с относительно низкими значениями pH и $T \sim 100^\circ C$. В отличие от островодужных базальтов, рассмотренных в настоящей работе, продуктами изменения океанических базальтов являются железистые смектиты [88, 93] и палыгорскит [70]. По-видимому, разница в конечных продуктах гидротермального изменения зависит от разницы гидрогеохимических сред литогенеза и состава материнского субстрата.

Зона генерации и распространения смешанослойных каолинит-сметитов и сметит-каолинитов характеризуется широким интервалом температур и pH. В целом состав сметитовых слоев унаследован от сметитов нижежащей генетической зоны. Однако в условиях более низкой щелочности гидрогеохимической среды образования зоны смешанослойного каолинит-сметита трансформируется состав тетраэдров сметитовых слоев в сторону тетракремниевого монтмориллонита, т.е. эти условия способствуют эвакуации алюминия из тетраэдров.

Таким образом, формирование и состав постэруптивных вторичных продуктов гидротермального литогенеза определяется в первую очередь температурами и щелочно-кислотным потенциалом газоводных растворов. Материнский субстрат в значительной степени определяет кристаллохимические особенности вторичных глинистых минералов. Выше было показано, что постэруптивные продукты в условиях гидротермальных систем сложены глинистыми минералами, представленными сметитами, каолинитом и смешанослойными образованиями (каолинит-сметитом и сметит-каолинитом).

Сметиты – наиболее высокотемпературные минералы, формирующиеся при $T > 100$ °C. Они слагают нижний этаж гидротермалитов, образуя сметитовую зону. Среди них выделяются минералы, синтезированные в гидротермалитах в процессе метасоматоза, и минералы, трансформированные в новых гидрогеохимических средах, в которые они переместились. К последним относятся сметиты взвеси и осадков гидротермальных озер. Все изученные синтезированные сметиты субповерхностных гидротермалитов относятся к диоктаэдрическим разностям. Среди них выделяются высокозарядные и низкозарядные сметиты. Рентгеновские дифрактограммы ориентированных препаратов этих видов сметитов по характеру распределения и значениям межплоскостных расстояний довольно близки (рис. 43 а). В настоящее время наиболее распространенным критерием разделения сметитов по величинам межслоевых зарядов, помимо непосредственного расчета кристаллохимических формул, является анализ дифференциальных кривых потери веса [152]. Если по дифракционным данным аподацитовые и апобазальтовые сметиты близки, то температуры дегидроксидизации у них имеют разные значения (рис. 43, б, соответственно, те же образцы). Кроме того, они различаются по интенсивностям (площадям) эндопиков термического выделения гидроксидов, связанных с различным их положением в октаэдрах. Так, в высокозарядных сметитах, образованных по кислой тефре (дациты), наибольшая интенсивность отмечена при эвакуации гидроксидов из транспозиций (520 °C), а в сметитах, развитых по основному материалу (базальты), – при дегидроксидизации, связанной с разрушением октаэдрических циспозиций (660 °C) [60]. Среди взвешенных веществ и осадков гидротермальных озер распространены бейделлиты.

В табл. 46 сведены данные по исходным породам, механизму и условиям образования сметитов, параметрам их кристаллической решетки и кристаллохимическим особенностям. Из данных материалов можно сделать вывод, что все эти сметиты постэруптивно измененных вулкаников (гидротермалитов) независимо от материнского субстрата и условий образования имеют близкие параметры кристаллической решетки.

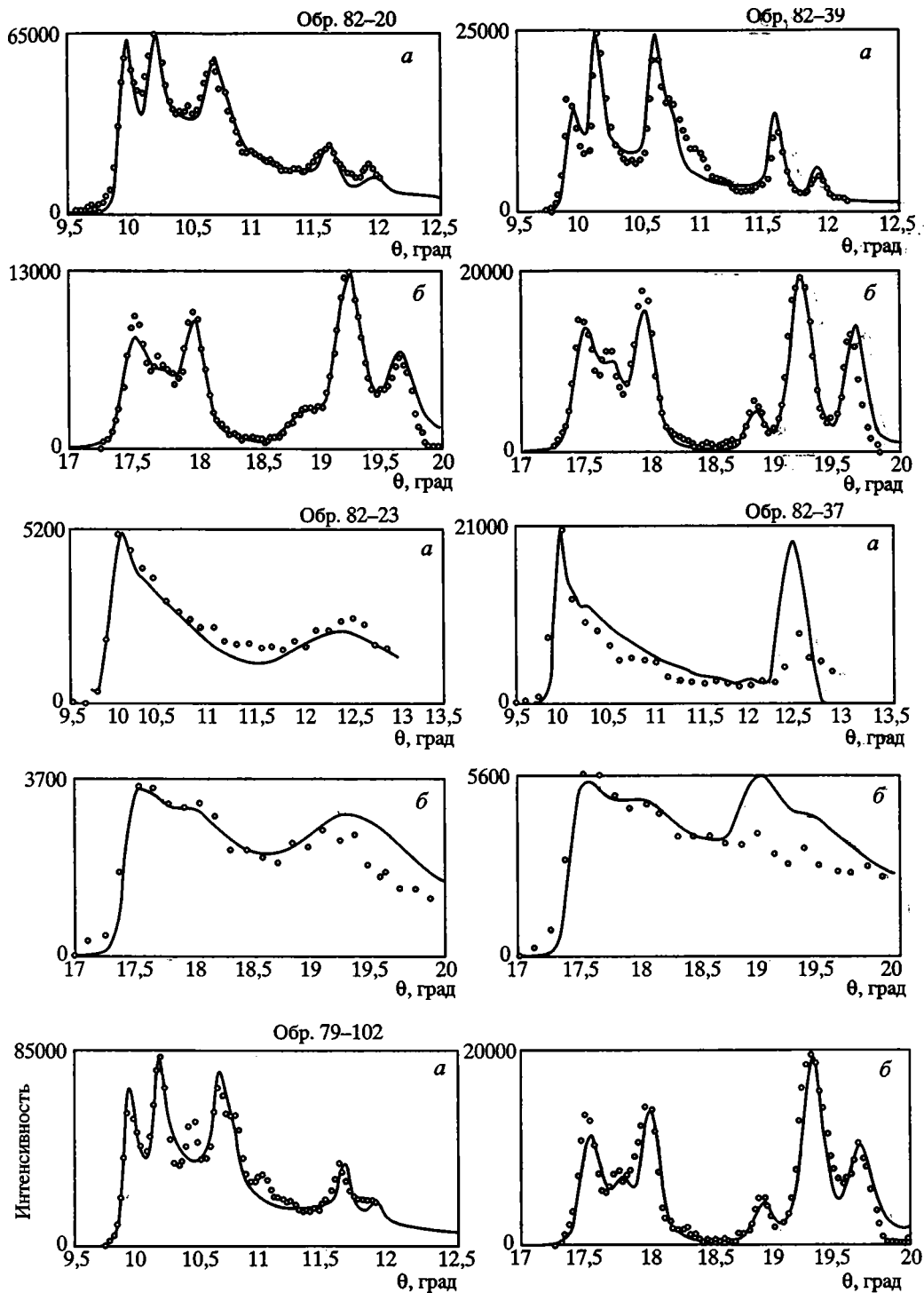


Рис. 43. Сопоставление экспериментальных (точки) и расчетных (линии) участков дифрактограмм с рефлексами 022; 112 (а) и 20; 13 (б) [56]

Таблица 46. Геокристаллохимическая классификация гидротермальных смектитов [60]

Субстрат	Параметры кристаллической решетки К-форм	Кристаллохимические группы, по В.А. Дриду и А.Г. Коссовской [45]	Вероятность заселения транспозиций	Условия образования, $T^{\circ}\text{C}$; pH	Процесс, место взятия, (глубина, м)
Дацитовые туфы	$a = 5,19+5,20$; $b = 8,98+8,99$; $c = 9,84+9,86$; $\beta = 99,33+99,35$	$X = 0,23$; $Y = 0,28$; $Z = 0,18$; $X + Y = 0,51$; Al-высокозарядный смектит	0,75–1,00	150; 6,3	Метасоматоз (синтез), кальдера Узон, Восточное поле, (50)
Базальт	$a = 5,20+5,21$; $b = 8,99+9,01$; $c = 10,08+10,09$; $\beta = 99,6+99,8$	$X = 0,10+0,15$; $Y = 0,21+0,25$; $Z = 0,07$; $X + Y = 0,31-0,40$; Al-низкозарядный смектит	0,75–1,00	100; 5,6–5,8	То же, кальдера Узон, Западное поле, (1,0)
Андезитовые туфы	$a = 5,19$; $b = 8,98$; $c = 9,88$; $\beta = 99,6$	$X = 0$; $Y = 0,17$; $Z = 0,24$; $X + Y = 0,17$; Al-низкозарядный смектит	0,75–1,00	100; 5,2	То же, Паужетка, (1,5)
Взвесь озера	$a = 5,18$; $b = 8,98$; $c = 10,08$; $P = 99,8$	$X = 0,19$; $Y = 0,11$; $Z = 0,15$; $X + Y = 0,30$; низкозарядный бейделлит	0,50–0,75	70–75; 5,0–5,4	Трансформация, оз. Серное
Осадок озера	$a = 5,19$; $b = 8,98$; $c = 10,09$; $\beta = 99,86$	$X = 0,21$; $Y = 0,17$; $Z = 0,07$; $X + Y = 0,38$; низкозарядный бейделлит	0,50–0,75	70–75; 5	То же

Различаются смектиты по величинам и локализации слоевых зарядов. Высокозарядные монтмориллониты образуются при гидротермальном изменении пород кислого состава (дацитовые туфы), низкозарядные – при изменении субстрата, характеризующегося большей основностью (андезито-дацитовые туфы и базальты).

Высокозарядные монтмориллониты образуются при pH 6,3–7 и 100–150 °C. В этих условиях при изменении кислых пород реализуется наи-

большая миграционная способность двухвалентного железа, К, Na и частично трехвалентного железа. В тетраэдрах новообразованного монтмориллонита отмечен ограниченный изоморфизм Si на Al. Состав октаэдров определяется катионами Al, Mg и в меньшей степени трехвалентного железа. Межслоевые промежутки в основном сложены Ca. Слоевой заряд у этих монтмориллонитов локализован в октаэдрах и определяется катионами Mg. Вероятность заселения трансоктаэдрических позиций в них 0,75–1,00.

Образование низкозарядных монтмориллонитов осуществляется при pH 5,0–5,8, т.е. в более кислых условиях, при ~100 °C вследствие изменения пород, обладающих большей основностью: андезито-дациты, базальты. В этих условиях наиболее миграционноспособны К, Na, Mg. В тетраэдрах низкозарядных монтмориллонитов отмечен еще более ограниченный изоморфизм Si на Al. Слоевой заряд в них локализован в октаэдрах за счет катионов Mg и двухвалентного железа, а вероятность заселения трансоктаэдрических позиций 0,75–1,00.

Монтмориллониты независимо от их кристаллохимических особенностей – тонкодисперсные образования, агрегаты которых инкрустируют поверхности поровых пространств и замещают материнские минералы. Трансформационные смектиты, сформировавшиеся в озерных условиях с pH 5,0–5,4 и $T = 7 + 75$ °C при изменении высокозарядных монтмориллонитов, представляют собой низкозарядные бейделлиты.

В процессе трансформации высокозарядных монтмориллонитов в низкозарядные бейделлиты осуществляется частичная эвакуация октакатионов магния в межслой и перераспределение остальных катионов по допустимым октаэдрическим позициям. Трансформация монтмориллонита в бейделлит наблюдается в озерных бассейнах, характеризующихся общей минерализацией порядка 1,8–2,0 г/л с содержаниями ионов мг/л: Al – до 2,8; Ca – 60–80; Mg – 0,6–0,9; закисного железа – около 0,1; Si (ортокремниевой кислоты) – 200–300. Этот раствор представляется заведомо разбавленным по сравнению с минералообразующими для монтмориллонитов.

Таким образом, кристаллохимические особенности смектитов в значительной степени определяются характером субстрата, по которому они образуются, т.е. петрохимическим составом пород. В гидротермальных смектитах концентрацияслоевого заряда в октаэдрах коррелируется со степенью заселения трансоктаэдрических позиций: чем больше заряд, тем больше заселяется транспозиций. К аналогичным выводам пришли С.И. Ципурский с соавторами [167], рассмотревшие структурные особенности монтмориллонитов разного генезиса.

В.А. Алексеев и Л.С. Медведева [1] указывают, что образование смектитов возможно при относительно быстрой фильтрации гидротермального раствора в сторону меньших парциальных давлений (по-видимому, к поверхности гидротермальных систем). Такая динамика раствора, с резкими градиентами T и P , приводит к пересыщению раствора кремнеземом в приповерхностных частях гидротермальных систем, что, по их мнению, является необходимым условием для синтеза смектита. Исходя из диаграмм устойчивости минералов, построенных с учетом кинетики реакции $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, авторы приходят к выводу, что смектит образуется при фильтрации близонейтрального раствора через породы кислого состава со скоростью 10^{-3} м/с. Последние ре-

зультаты лабораторного моделирования гидротермального процесса позволили установить, что при воздействии на андезито-дацитовый вулканический пепел слабоминерализованного гидротермального раствора с pH 6–7 при $T = 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P \sim 20$ атм смектитоподобный минерал образуется на пятые сутки эксперимента [135].

Каолинит слагает одноименную зону постэруптивно измененных пород, осадки гидротермальных озер, субстрат грязевых котлов и грязевых вулканчиков, в составе аллохтонного материала встречается в пределах смектитовой зоны гидротермально измененных пород. Образуется этот минерал при $\text{pH} \sim 5,6 \div 2,0$ и $T < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Формируется он при метасоматозе субстрата различного петрографического состава и синтезируется в процессе озерного седиментогенеза [50, 61].

Каолининовая зона отличается закономерным распределением в вертикальном разрезе гидротермалитов различных структурных типов каолинитов. Для каждой гидрогеохимической среды характерна определенная типоморфная разновидность этого минерала. Порошковые дифрактограммы образцов из нижней части зоны, хотя и свидетельствуют о наличии 7 Å-минерала, отличаются от дифрактограммы каолинита отсутствием ряда характерных для него рефлексов. Изучение этих образцов под просвечивающим электронным микроскопом показало наличие в них частиц двух морфологических типов. Первые представлены изометрическими пластинчатыми образованиями, но не имеющими гексагональных форм, характерных для совершенного каолинита, вторые – трубчатыми выделениями, морфологически сходными с галлузитом. Дифрактограммы образцов из верхней части зоны характеризуются более четкой картиной, свойственной каолиниту. Однако и на этих дифрактограммах отмечено уширение или исчезновение рефлексов с определенными индексами hkl или смещение их из береговских положений. Наиболее структурно упорядоченный каолинит встречается в окатанных обломках ранее гидротермально измененных пород, распространенных среди смектитовой зоны. В условиях низких pH и $T \sim 120\text{ }^{\circ}\text{C}$, способствующих синтезу смектита, аллотигенный каолинит деградирует, что выражается в возникновении значительных концентраций дефектов, обуславливающих появление нечеткой дифракционной картины. При нарастании кислотности газоводных растворов каолинит растворяется. В результате частичного растворения на плоскости [001] каолинита наблюдается развитие каверн.

Синтез каолинита отмечен в гидротермальных озерах с температурами воды в придонном слое до $118\text{ }^{\circ}\text{C}$, в поверхностном слое летом – $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, зимой – около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, с низкой общей минерализацией – 1,0–2,5 г/л и низкими значениями pH 2,2–2,7 (оз. Восьмерка, IV тип озер). Концентрация кремнезема в них 129–250, а Al 3–60 мг/л. Каолинит во взвеси и осадках озера имеет типичную для этого минерала дифракционную картину, хотя и здесь наблюдается исчезновение ряда рефлексов или колебание их интенсивностей и смещение из береговских положений. Все это свидетельствует о наличии в структурах каолинитов различных дефектов. Попытку нахождения информативных критериев дифрактограмм каолинитов на основе анализа их дефектов предпринимали неоднократно [155, 158, 160–162]. А.С. Букин, В.А. Дриц и др. [16] высказали предположение, что дефектность каолинита может

Таблица 47. Параметры, описывающие гетерогенность образцов и кристаллохимические характеристики минеральных фаз [56]

№ обр.	Совершенная фаза			Несовершенная фаза			
	W	$\tau_a; \tau_b$	M	W	$\tau_{1a}; \tau_{1b}$	$\tau_{2a}; \tau_{2b}$	M
79-86	50	-0,369; -0,023	40	50	-0,369; -0,018	-0,343; 0,306	40
79-134	60	-0,369; -0,023	40	40	-0,369; -0,022	-0,349; 0,305	25
79-102	10	-0,368; -0,018	40	90	-0,369; -0,018	-0,343; 0,306	40
Ш-20-1	20	-0,368; -0,024	20	80	-0,369; -0,012	-0,333; 0,309	40
82-20	20	-0,368; -0,024	20	80	-0,368; -0,021	-0,347; 0,309	40
82-39	60	-0,369; -0,023	40	40	-0,369; -0,022	-0,349; 0,305	40

Примечание. Условия минералообразования: 79-86: подводный грифон оз. Восьмерка, глубина 3,4 м, $T = 24^\circ\text{C}$, pH 2,60, концентрация, мг/л: Al – 4,0, H_4SiO_4 – 204,9, Ca^{2+} – 319, SO_4^{2-} – 317; 79-134: подводный грифон оз. Восьмерка, глубина 6,0 м, $T = 25^\circ\text{C}$, pH 2,35, концентрация, мг/л: Al – 40, H_4SiO_4 – 120,0, Cl^- – 177, SO_4^{2-} – 451; 79-102: подводный грифон оз. Восьмерка, глубина 12,3 м, $T = 118^\circ\text{C}$, pH 2,65, концентрация, мг/л: Al – 3,0, H_4SiO_4 – 228,4, Ca^{2+} – 301, SO_4^{2-} – 269; Ш-20-1: Западное термальное поле, преобразование смектита, $T = 40^\circ\text{C}$, pH 2,4; 82-20: скв. УК-1, глубина 5 м, $T = 90^\circ\text{C}$, pH 3,4; 82-39: скв. УК-1, глубина 48 м, $T = 143^\circ\text{C}$, pH 6,5.

быть следствием двух причин. 1. Микропроращение энантиоморфных фрагментов право- и левовинтовых кристаллов каолинита. При этом минерал следует рассматривать как смешанослойное образование “идеальный каолинит – идеальный галлуазит”. Оба идеальных компонента построены из слоев одного и того же типа, но различаются способом их чередования. 2. Возникновение слоев с ошибочным положением вакансий в октаэдрической сетке и их встраивание в структуру каолинита по закону диккитоподобных фрагментов.

Дополнительное влияние на степень разрешенности рентгеновских рефлексов оказывают число когерентно-рассеивающих слоев в упаковке *m* (толщина кристаллитов) и размер области когерентного рассеяния в плоскости слоев *R*. В работе [162] показано, что для каолинитов характерна неоднофазность с точки зрения дефектности. Наряду с более совершенной структурной фазой каолинита, дающей острые, хорошо разрешенные пики, присутствует сильно разупорядоченная фаза, определяющая только поднятие линии фона в области рефлексов 4,4–3,6 Å. Исходя из этих теоретических положений, произведены расчет дифракционных профилей различных моделей дефектных каолинитов и сопоставление их с экспериментальными, полученными при прецезионной съемке дифрактограмм (см. рис. 43) [56]. После достижения сходства расчетных и экспериментальных дифракционных кривых параметры, использованные в расчете структурных несовершенств, приписывались изучаемому образцу каолинита. На рис. 43 представлены построенные в одинаковом масштабе экспериментальные и рассчитанные дифрактограммы для некоторых образцов, иллюстрирующие степень соответствия эксперимента и расчета, а в табл. 47 приведены полученные таким образом структурные параметры изученных каолинитов.

Большинство каолинитов оказалось двухфазным с точки зрения их структурного совершенства. Более упорядоченную фазу можно рассматривать как смешанослойный каолинит-галлуазит, в котором концентрация галлуазитовой компоненты (вероятность дефекта) не более 10%. При толщине кристаллитов в 20–40 слоев это означает, что в большинстве случаев кристалл поделен на 4–6 когерентно-рассеивающих блоков. Максимальное содержание совершенной фазы достигает 60% и отмечено в образцах 82-39 и 79-134, а минимальное падает до 10% в обр. 79-102. Параметры ячейки совершенной фазы, согласно работы [56], соответствуют параметрам ячейки эталонного каолинита (каолинит из Кеокук). Единственное исключение – каолинит из обр. 79-102. Для него найдено заниженное значение компоненты смещения слоев вдоль оси b , соответствующее для регулярного (бездефектного) кристалла углу $\alpha = 91,3^\circ$. Причина этого отклонения обсуждена ниже. Области когерентного рассеяния в плоскости ab меняются от 100 до 400 Å, а толщина кристаллитов составляет примерно 40 слоев для большинства образцов.

Наибольший интерес вызывают структурные параметры неупорядоченной фазы. В ней с вероятностью 40% происходит переход от одной энантиоморфной упаковки слоев к другой. Она может рассматриваться как дефектный минерал, промежуточный между каолинитом и галлуазитом. Большинство кристаллов является сростками 15–20 регулярных фрагментов. Параметры ячейки этой фазы определяются положением рефлексов в области углов 17–20 Θ . Хотя они и перекрываются по положению с рефлексами совершенной фазы, но все же могут быть определены по анализу особенностей профилей дифрактограмм, причем наиболее надежно для каолинитов с высоким содержанием дефектного компонента. В наиболее благоприятных с этой точки зрения образцах 79-102 и Ш-20-1 вновь фиксируется уменьшение b -компоненты вектора междослового смещения, тогда как в обр. 82-20 оно на грани экспериментальной ошибки. В образцах 82-22, 82-23 и 82-37 на дифрактограммах практически не наблюдаются рефлексы общего типа, что свидетельствует об отсутствии в них заметного количества структурно-совершенной фазы. Однако их дифрактограммы вследствие отсутствия рефлексов в области углов 17–20 Θ не принадлежат также и к виду, характерному для дефектной фазы с определенной выше природой несовершенства. Дифрактограммы образцов (рис. 44) описаны в предположении, что их кристаллы построены из малого (5–6) числа слоев, достаточно нестрого наложенных друг на друга. Однако к обр. 82-37 даже такая интерпретация не применима. Хотя по степени размытости рефлексов его дифрактограмма сходна с дифрактограммой обр. 82-23, наличие узких интенсивных базальных рефлексов с $d = 7,14$ и $3,56$ Å свидетельствует о достаточно большой толщине когерентно-рассеивающей упаковки. Структурное разнообразие гидротермальных каолинитов и их гетерогенность коррелируется с неоднородностью сред образования.

В пределах каолинитовой зоны представляется возможным проследить за процессом синтеза каолинита в зависимости от гидрогеохимических сред. Каолиниты из гидротермалитов, вскрытых скв. УК-1, характеризуются ростом степени структурного совершенства при движении снизу вверх. В нижней части разреза расположен сильно разупорядоченный каолинит (образ-

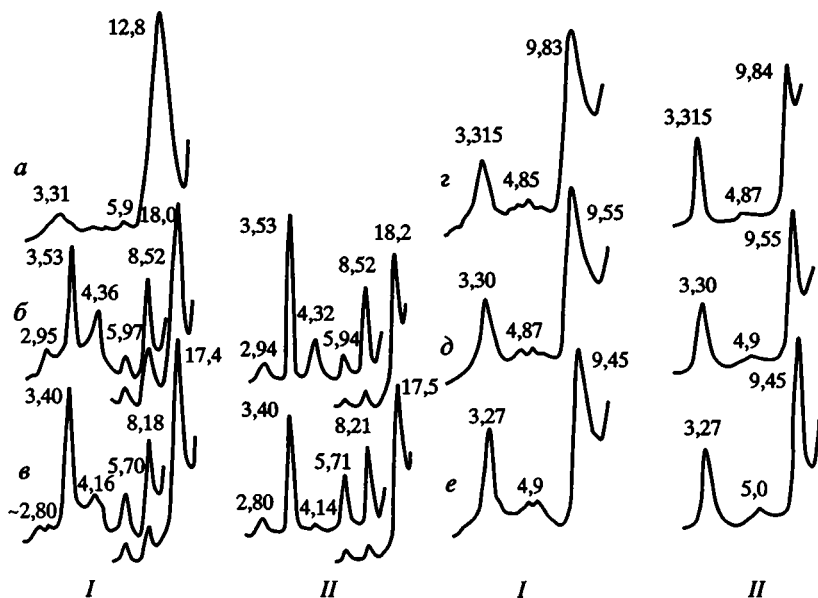


Рис. 44. Экспериментальные (I) дифрактограммы и рассчитанные (II) дифракционные кривые для модели смешанослойной структуры монтмориллонит-каолинит при $S = 0$, $W_k W_m = 0,3:0,7$ и $N = 20$ [164]

Препараты: а – воздушно-сухие, б – насыщенные глицерином, в – насыщенные этиленгликолем; прокаленные, °C: з – до 300, д – до 400, е – до 500

цы 82-22, 82-23) и морфологически определяемый трубчатый галлуазит. Его когерентно рассеивающие области (микросталлиты) построены из небольшого количества (не более 5) 1:1 слоев. Внутри этой упаковки широко распространены дефекты дискретной смены трансляций τ_1 , τ_2 и дефекты нестройной фиксации слоев относительно этих положений. В средней и верхней частях разреза (обр. 82-20) каолинит представлен достаточно толстыми (20–40 слоев) пачками кристаллитов. Доля совершенной фазы составляет не более 20%. Содержание совершенной фазы в каолинитах изменяется синхронно с уменьшением температуры, pH, концентрации щелочных и щелочно-земельных катионов.

Механизм влияния перечисленных факторов заключается в следующем. Повышенная температура минералообразования до некоторых пределов ускоряет процесс синтеза, но способствует росту концентраций дефектов всех видов. Кислотность среды напрямую определяет возможность образования каолинита как минерального вида: при pH 5,6 начинают сказываться амфотерные свойства Al, и он входит в структуру минералов, содержащих этот элемент в четверной координации, например смектитов. Тот факт, что содержание совершенной фазы везде в каолинитах в данном разрезе остается невысоким, свидетельствует о неоптимальности условий для синтеза упорядоченного кристалла. Неполностью ясен механизм влияния щелочных и щелочно-земельных катионов. Поскольку в структуру каолинита эти катионы не входят, то наиболее вероятно, что они сорбированы поверхностью кри-

сталлитов. Возможно, что при высокой концентрации этих катионов на гранях [001] растущего кристалла их электрическое поле маскирует информацию о способе взаимного расположения предшествующих слоев. Дальний порядок их расположения нарушается, а ближний, определяемый водородными связями смежных слоев, сохраняется. По такому механизму рост концентрации щелочных и щелочноземельных катионов оказывает ингибирующее действие на кристаллизацию упорядоченных кристаллов. Кроме того, эти катионы определяют более высокие значения pH среды минералообразования. Химический состав глинистой фракции постэруптивно измененных вулканитов из нижней части зоны характеризуется низким содержанием Al по сравнению с Si, что свойственно каолинам анокситового типа. Можно полагать, что такое нарушение стехиометрии также препятствует формированию совершенной фазы каолинита. Таким образом, все перечисленные факторы увеличивают долю несовершенной фазы в каолинитах нижних частей разреза, причем разные структурные фазы распределены в них неравномерно, образуя домены.

На примере каолинитов смектитовой зоны можно проследить за процессом деградации ранее сформировавшегося минерала, помещенного в иную гидрогеохимическую среду. Представление о первичном каолините до некоторой степени дает обр. 82-39 из крупных малоизмененных обломков измененных дацитов, оказавшихся в условиях, способствующих генерации смектита. "Первичный" каолинит из древних гидротермалитов был структурно двухфазным, как и каолинит из каолинитовой зоны, однако содержание совершенной фазы в нем достигало 60%. По своим структурным характеристикам совершенная фаза имеет сходные с современными каолинитами параметры. Единственное отличие от каолинитов из одноименной зоны состоит в большей толщине (до 40 слоев) кристаллитов. Мелкие обломки этого каолинита, оказавшись в новой среде, претерпевают существенные структурные изменения. Согласно математическому моделированию [56], в измененном каолините сохраняется достаточно большая толщина микрокристаллитов, а дефектность обусловлена исключительно ошибками в наложении слоев вдоль плоскости спайности и малыми областями когерентного рассеяния в этом направлении. Можно предположить, что по аналогии с поведением каолинита в морской воде [161] деградация "первичного" каолинита в смектитовой зоне связана с растрескиванием микрокристаллитов в направлении, перпендикулярном слоям.

Каолиниты гидротермальных озер всегда представлены смесью совершенной и несовершенной фаз, содержание и распределение которых изменяется в широком диапазоне. Их синтез в водной среде происходит в наиболее точно измеряемых природных условиях, поэтому на их примере легко прослеживается связь продуктов синтеза с экоусловиями. Каолиниты из образцов 79-80 и 79-134, образовавшиеся вблизи подводных грифонов с близкими температурами (24–25 °C) и слегка различающимися pH (2,6 и 2,3, соответственно), содержат близкое количество совершенной фазы: 50 и 60%. С другой стороны, содержания анионов SO_4^{2-} и Cl^- , а также катионов Al^{3+} в растворах, резко различаются. Можно предположить, что в наблюдаемых пределах концентраций эти ионы не оказывают существенного влияния на скорость кристаллизации упорядоченного каолинита. В обр. 79-102, образо-

вавшемся в грифоне с температурой 118 °С при тех же значениях рН, основную массу составляет неупорядоченный каолинит и только 10% – совершенный. По структурным параметрам каолинит из обр. 79-102 уникален в том отношении, что положение его рефлексов упорядоченной и неупорядоченной фаз соответствует элементарной ячейке с углом $\alpha = 91,3^\circ$, что меньше угла α обычного совершенного каолинита [16].

Такое положение рефлексов не может быть получено для минерала, промежуточного между каолинитом и галлуазитом. Возможно предположить, что высокие температуры обуславливают не только высокий процент синтеза дефектной фазы, но и возникновение нового типа дефектов. Кристаллохимическое обоснование вероятности одного из таких типов дефектов приведено в работе [146]. Они вызваны образованием одиночных слоев с меняющимися по дикиптоподобному закону положениями вакантного октаэдра 1:1 слоев и дикиптоподобным способом взаимного наложения нормальных и ошибочных слоев. Судя по величине угла α , в каолините из обр. 79-102 таких построек не больше 5–10%. Отсюда можно предположить, что указанная температура находится вблизи условной границы, отделяющей область образования каолинита от области синтеза дикипта.

Подобные изменения *b*-компоненты трансляции были найдены для несовершенной фазы в каолините из обр. Ш-20-1 в измененных базальтах Западного термального поля кальдеры Узон. Однако этот каолинит образовался по смектиту при относительно низких температурах (< 40 °С). Поэтому предложенная для обр. 79-102 структурно-генетическая схема не универсальна. По-видимому, в этом случае детерминирует образование дикиптоподобных вставок, а матрица исходного минерала – смектит.

Таким образом, гетерогенность структурных фаз каолинита определяется неоднородностью сред минералообразования, обусловленной градиентным температурным режимом растворов, величинами рН, ионным составом и матрицей исходного материала.

Смешанослойные образования, содержащие каолинитовые и смектитовые слои, широко распространены в современных гидротермалитах, сформировавшихся выше базиса дренирования грунтовых вод на высоких гипсометрических уровнях. Эти минералы были обнаружены в природе в самое последнее время [164, 47, 36, 130] и получены в результате лабораторных экспериментов [17]. Все описанные смешанослойные каолинит-смектитовые образования характеризуются преобладанием в них каолинитовых слоев. Недавно обнаружены и описаны смешанослойные образования с преобладанием смектитовых слоев [134]. По распределению интенсивностей базальных рефлексов дифрактограммы смешанослойных каолинит-монтмориллонитов в воздушно-сухом, насыщенном глицерином, этиленгликолем и обезвоженных при разных температурах состояниях, близки к каолинитовым. Распределения интенсивностей на дифрактограммах смешанослойных смектит-каолинитовых образований близки к смектитовым. Значения же межплоскостных расстояний для всех этих образований составляют нецелочисленную серию, что свидетельствует об их смешанослойной структурной природе.

Смешанослойные каолинит-монтмориллониты Восточно-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы имеют значения межплоскостных расстояний в области 7,8–7,2 и 3,57–3,48 Å, которые существ-

сталлитов. Возможно, что при высокой концентрации этих катионов на границах [001] растущего кристалла их электрическое поле маскирует информацию о способе взаимного расположения предшествующих слоев. Дальний порядок их расположения нарушается, а ближний, определяемый водородными связями смежных слоев, сохраняется. По такому механизму рост концентрации щелочных и щелочноземельных катионов оказывает ингибирующее действие на кристаллизацию упорядоченных кристаллов. Кроме того, эти катионы определяют более высокие значения pH среды минералообразования. Химический состав глинистой фракции постэруптивно измененных вулканитов из нижней части зоны характеризуется низким содержанием Al по сравнению с Si, что свойственно каолинам анокситового типа. Можно полагать, что такое нарушение стехиометрии также препятствует формированию совершенной фазы каолинита. Таким образом, все перечисленные факторы увеличивают долю несовершенной фазы в каолинитах нижних частей разреза, причем разные структурные фазы распределены в них неравномерно, образуя домены.

На примере каолинитов смектитовой зоны можно проследить за процессом деградации ранее сформировавшегося минерала, помещенного в иную гидрогеохимическую среду. Представление о первичном каолините до некоторой степени дает обр. 82-39 из крупных малоизмененных обломков измененных дацитов, оказавшихся в условиях, способствующих генерации смектита. “Первичный” каолинит из древних гидротермалитов был структурно двухфазным, как и каолинит из каолинитовой зоны, однако содержание совершенной фазы в нем достигало 60%. По своим структурным характеристикам совершенная фаза имеет сходные с современными каолинитами параметры. Единственное отличие от каолинитов из одноименной зоны состоит в большей толщине (до 40 слоев) кристаллитов. Мелкие обломки этого каолинита, оказавшись в новой среде, претерпевают существенные структурные изменения. Согласно математическому моделированию [56], в измененном каолините сохраняется достаточно большая толщина микрокристаллитов, а дефектность обусловлена исключительно ошибками в наложении слоев вдоль плоскости спайности и малыми областями когерентного рассеяния в этом направлении. Можно предположить, что по аналогии с поведением каолинита в морской воде [161] деградация “первичного” каолинита в смектитовой зоне связана с растрескиванием микрокристаллитов в направлении, перпендикулярном слоям.

Каолиниты гидротермальных озер всегда представлены смесью совершенной и несовершенной фаз, содержание и распределение которых изменяется в широком диапазоне. Их синтез в водной среде происходит в наиболее точно измеряемых природных условиях, поэтому на их примере легко прослеживается связь продуктов синтеза с экоусловиями. Каолиниты из образцов 79-80 и 79-134, образовавшиеся вблизи подводных грифонов с близкими температурами (24–25 °C) и слегка различающимися pH (2,6 и 2,3, соответственно), содержат близкое количество совершенной фазы: 50 и 60%. С другой стороны, содержания анионов SO_4^{2-} и Cl^- , а также катионов Al^{3+} в растворах, резко различаются. Можно предположить, что в наблюдаемых пределах концентраций эти ионы не оказывают существенного влияния на скорость кристаллизации упорядоченного каолинита. В обр. 79-102, образо-

вавшемся в грифоне с температурой 118 °С при тех же значениях рН, основную массу составляет неупорядоченный каолинит и только 10% – совершенный. По структурным параметрам каолинит из обр. 79-102 уникален в том отношении, что положение его рефлексов упорядоченной и неупорядоченной фаз соответствует элементарной ячейке с углом $\alpha = 91,3^\circ$, что меньше угла α обычного совершенного каолинита [16].

Такое положение рефлексов не может быть получено для минерала, промежуточного между каолинитом и галлуазитом. Возможно предположить, что высокие температуры обуславливают не только высокий процент синтеза дефектной фазы, но и возникновение нового типа дефектов. Кристаллохимическое обоснование вероятности одного из таких типов дефектов приведено в работе [146]. Они вызваны образованием одиночных слоев с меняющимися по дикиптоподобному закону положениями вакантного октаэдра 1:1 слоев и дикиптоподобным способом взаимного наложения нормальных и ошибочных слоев. Судя по величине угла α , в каолините из обр. 79-102 таких построек не больше 5–10%. Отсюда можно предположить, что указанная температура находится вблизи условной границы, отделяющей область образования каолинита от области синтеза дикипта.

Подобные изменения *b*-компоненты трансляции были найдены для несовершенной фазы в каолините из обр. Ш-20-1 в измененных базальтах Западного термального поля кальдеры Узон. Однако этот каолинит образовался по смектиту при относительно низких температурах (< 40 °С). Поэтому предложенная для обр. 79-102 структурно-генетическая схема не универсальна. По-видимому, в этом случае детерминирует образование дикиптоподобных вставок, а матрица исходного минерала – смектит.

Таким образом, гетерогенность структурных фаз каолинита определяется неоднородностью сред минералообразования, обусловленной градиентным температурным режимом растворов, величинами рН, ионным составом и матрицей исходного материала.

Смешанослойные образования, содержащие каолинитовые и смектитовые слои, широко распространены в современных гидротермалитах, сформировавшихся выше базиса дренирования грунтовых вод на высоких гипсометрических уровнях. Эти минералы были обнаружены в природе в самое последнее время [164, 47, 36, 130] и получены в результате лабораторных экспериментов [17]. Все описанные смешанослойные каолинит-смектитовые образования характеризуются преобладанием в них каолинитовых слоев. Недавно обнаружены и описаны смешанослойные образования с преобладанием смектитовых слоев [134]. По распределению интенсивностей базальных рефлексов дифрактограммы смешанослойных каолинит-монтмориллонитов в воздушно-сухом, насыщенном глицерином, этиленгликолем и обезвоженных при разных температурах состояниях, близки к каолинитовым. Распределения интенсивностей на дифрактограммах смешанослойных смектит-каолинитовых образований близки к смектитовым. Значения же межплоскостных расстояний для всех этих образований составляют нецелочисленную серию, что свидетельствует об их смешанослойной структурной природе.

Смешанослойные каолинит-монтмориллониты Восточно-Паужетского термального поля Паужетской гидротермальной системы имеют значения межплоскостных расстояний в области 7,8–7,2 и 3,57–3,48 Å, которые существ-

венно изменяются при различных обработках препаратов. Характерно, что рефлексы, полученные от препаратов, насыщенных катионами калия и натрия, практически совпадают с дифрактограммой от препарата в воздушно-сухом состоянии. Другая особенность заключается в том, что после насыщения образца магнием дифракционная картина характеризуется почти целочисленной серией базальных отражений от межплоскостного расстояния 14,4 Å. Особенностью этих смектитовых слоев, как показали В.А. Дриц и Б.А. Сахаров [47], является заселение межслоевых промежутков катионами калия. Исходя из данных химических анализов смешанослойных каолинит-смектитов и особенностей их рентгеновских дифракционных картин, рассчитаны приближенные кристаллохимические формулы смектитовых слоев. Так, для смектитовых слоев Восточно-Паужетского термального поля Б.А. Сахаров [47] установил, что они сложены тетракремниевым монтмориллонитом, отрицательный заряд которого обусловлен октакатионами магния. Катионы калия, являясь обменными, не образуют слюдистые межслоевые промежутки. Такой состав смектитовых слоев соответствует кислым условиям гидрогеохимической среды. В этих условиях Al не только не замещает изоморфно Si в тетраэдрах, но и имеет тенденцию к эвакуации из них. К сожалению, в настоящее время мы не можем достаточно точно определить характер структурной упорядоченности каолинитовых слоев в смешанослойных образованиях с большим содержанием смектитовой компоненты. Однако, по всей вероятности, так как в них имеется значительное количество щелочных и щелочноземельных катионов, их структурное совершенство должно быть невысоким.

В.А. Дриц и Б.А. Сахаров [47, 164] рассчитали, что в Восточно-Паужетском смешанослойном каолинит-смектите при факторе ближнего порядка (S), равном нулю, вероятность содержания каолинитовых и смектитовых слоев $W_k : W_c = 0,75 : 0,25$. Используя метод [47], подсчитали, что в смешанослойных каолинит-смектитах из гидротермалитов Долины Гейзеров $W_k : W_c$ колеблется от 0,85 : 0,15 до 0,80 : 0,20, при этом отмечается тенденция увеличения количества каолинитовых слоев к поверхностным частям разреза.

В гидротермалитах Западного термального поля кальдеры Узон каолинит-смектитовые образования характеризуются $W_k : W_c$ от 0,85 : 0,15 до 0,80 : 0,20, а в приповерхностном горизонте – до 0,90 : 0,10. Здесь особенно четко проявляется закономерность увеличения каолинитовой составляющей к верхней части разреза гидротермалитов. Для этих образований характерно присутствие каолинитовых слоев, в структуре которых отмечаются диккитоподобные фрагменты (см. табл. 44). Химические составы монтмориллонитов, развитых в нижних горизонтах гидротермалитов Западного поля, и смешанослойных каолинит-монтмориллонитов, распространенных в верхах разреза, указывают на сходство монтмориллонита и монтмориллонитовых слоев.

В гидротермалитах района Северо-Камбальных паровых струй (Паужетская гидротермальная система) мы впервые обнаружили смешанослойный смектит-каолинит. Этот минерал в воздушно-сухом состоянии имеет дифракционную картину, близкую смектиту (см. рис. 44). Отличается по дифракционным данным препаратов, насыщенных глицерином ($d_1 = 18,0$, $d_2 = 8,52$ Å), этиленгликолем ($d_1 = 17,4$, $d_2 = 8,18$ Å), прокаленных до 300 °C ($d_1 = 9,83$ Å), до 400 °C ($d_1 = 9,55$ Å), до 500 °C ($d_1 = 9,45$ Å). Полученные экспериментальные дифракционные данные соответствуют расчетным для неупорядоченно

Таблица 48. Значения d двух сильных базальных отражений на рассчитанных дифракционных картинах для моделей смешанослойных структур с чередующимися 7,15-; 9,17- и 10,5-13,5-Ангстемовыми слоями [164]

Высота слоя хлоритоподобного компонента, Å	Содержание слоев разных типов $W_k : W_c : W_{c_1}$					
	0,3 : 0,5 : 0,2		0,3 : 0,6 : 0,1		0,3 : 0,65 : 0,05	
	d	d_1	d	d_1	d	d_1
13,5	9,29	3,28	9,87	3,32	2	—
13,0	9,30	3,28	9,87	3,31	—	—
12,5	9,30	3,27	9,60	3,30	10,4	3,24
12,0	9,29	3,26	9,50	3,29	9,94	2,22
11,6	9,27	3,27	9,40	3,26	9,72	3,27
11,0	9,23	3,28	9,32	3,28	9,53	3,32
10,5	9,17	3,29	9,25	3,30	9,35	3,34

чередующихся 7,15-Ангстемовых каолинитовых, обезвоженных 9,7-Ангстемовых монтмориллонитовых и неполностью обезвоженных монтмориллонитовых слоев, высота которых задавалась в интервале значений 10,5–13,5 Å [130]. Количество 7,15-Ангстемовых слоев принималось равным 0,3, а содержание 9,7 и 10,5–13,5-Ангстемовых слоев варьировало в пределах от 0,65 до 0,5 и от 0,05 до 0,2, соответственно. Положение двух остальных максимумов, наблюдаемых на рассчитанных дифракционных спектрах, в зависимости от содержания компонентов и высот чередующихся слоев см. в табл. 48.

Сравнение экспериментальных и рассчитанных дифракционных картин позволило определить данное смешанослойное образование как состоящее из 30% каолинитовых и 70% монтмориллонитовых слоев, причем 10% последних содержат в межслоях гидраргиллитовые сетки ($W_k : W_g = 0,3 : 0,7$), а при пересчете на весовые содержания – $C_k : C_m = 0,24 : 0,76$ [130].

Исходя из кристаллохимической формулы смектитовых слоев, рассчитанной по данным химического анализа (табл. 49) с учетом весового содержания каолинитовых слоев, устанавливается, что они представлены монтмориллонитом, в тетраэдрах которого практически отсутствует изоморфное замещение кремния на алюминий, а весь отрицательный заряд 2 : 1 слоев локализован в октаэдрах и компенсируется межслоевыми катионами магния. Характер структурной упорядоченности каолинитовых слоев в смешанослойном образовании с преобладанием смектитовых слоев определить не удалось.

Кристаллохимические особенности смешанослойных образований и характер их распределения в гидротермалитах свидетельствуют об образовании этих минералов за счет изменения смектитов в кислых средах. В верхних частях разрезов гидротермалитов наблюдается преобладание кислых условий среды, генерируемых при микробиологическом окислении серы и ее соединений. С наиболее кислыми условиями, характеризующимися pH 2,2–2,5 и $T < 40$ °C, связано образование смешанослойных минералов, содержащих до 90% каолинитовых слоев и лишь 10% реликтовых монтмориллонитовых слоев, представленных тетракремниевыми маложелезистыми низкозарядными

Таблица 49. Химический состав глинистой фракции гидротермалитов Северо-Камбальных паровых струй, мас. % [57]

Компонент	Ш-3-5	Ш-3-6	Ш-3-7
SiO ₂	45,94	47,87	45,45
TiO ₂	0,61	0,60	0,61
Al ₂ O ₃	26,33	28,41	28,31
Fe ₂ O ₃	2,58	2,27	3,34
FeO	Не обн.	Не обн.	0,04
CaO	1,01	1,00	1,04
MgO	2,67	2,60	2,65
MnO	0,05	0,06	0,06
Na ₂ O	0,17	0,08	0,08
K ₂ O	0,47	0,33	0,33
H ₂ O ⁺	12,56	10,66	10,77
H ₂ O ⁻	4,77	4,57	5,08
CO ₂	Не обн.	0,09	0,05
C	1,37	0,68	1,31
P ₂ O ₅	1,04	0,36	0,43
Сумма	99,60	99,58	99,53

разностями. Каолинитовые слои обладают трехмерным порядком. Наиболее распространены в гидротермалитах смешанослойные образования, содержащие 70–80% каолинитовых и, соответственно, 30–20% смектитовых слоев. Формируются такие минералы при pH 2,5–5,5 и $T < 70$ °С. Смектитовые слои в них отличаются ограниченным изоморфизмом в тетраэдрах кремния на алюминий. И, наконец, смешанослойные смектит-каолиниты с 70%-ным содержанием смектитовых слоев образуются при pH ~ 6 и 70–100 °С. В тетраэдрах смектитовых слоев этих минералов также наблюдается ограниченный изоморфизм кремния на алюминий, и в целом они относятся к низкозарядным маложелезистым разностям.

Каолинитовые слои здесь отличаются отсутствием трехмерного порядка.

Таким образом, мы определили геохимические среды, в которых формируются основные продукты гидротермального литогенеза – глинистые минералы. Смектиты являются продуктами воздействия хлоридных натриевых терм на субстрат разного петрохимического состава, причем при изменении кислых пород дацитового состава образуется высокозарядный монтмориллонит, породы, обладающие большей основностью (андезито-дациты, базальты), изменяющиеся в аналогичных условиях, дают низкозарядный монтмориллонит.

В условиях воздействия сульфатных вод, независимо от петрохимического состава материнского субстрата, формируется каолинит. Все изученные каолиниты сложены как минимум двумя структурными фазами: совершенной и несовершенной (дефектной). Дефектность каолинита может определяться как образованием смешанослойных фрагментов каолинит-галлуазитового типа, так и возникновением слоев с диккитоподобными фрагментами. Первый тип дефектов возникает в средах, содержащих повышенные концентрации кремния, щелочных и щелочноземельных катионов; второй зависит, в одних случаях, от температуры и скорости синтеза каолинита, в других – от матрицы, по которой он формируется.

При воздействии кислых трансформированных растворов на смектит осуществляются его деструкция и формирование каолинитовых слоев с образованием смешанослойных структур, состоящих из беспорядочно чередующихся каолинитовых и смектитовых слоев. Образование в кислых средах смешанослойных минералов каолинит-смектитового состава сопровождается тенденцией тетракремнизации смектитовых слоев. Воздействие кислых гидротермальных растворов с pH < 2 приводит к частичному растворению каолинита, при этом реликтовые кристаллы сохраняют свою структурную упорядоченность.

В гидротермальных озерах со слабокислой гидрогеохимической средой наблюдается трансформация высокозарядного монтмориллонита в низкозарядный бейделлит. В кислых озерах осуществляется разрушение смектита и наблюдаются процессы аградации неупорядоченного каолинита. Характер изменения суффундированных глинистых минералов в озерных условиях зависит от степени их контрастности по сравнению с условиями образования минералов при формировании гидротермалитов.

Изучение структурных и кристаллохимических особенностей гидротермальных глинистых минералов позволяет сделать вывод, что они образуются и изменяются в нестационарных условиях, характеризующихся сменой гидрогеохимических обстановок минералообразования. Детальный структурно-кристаллохимический анализ глинистых минералов при дальнейших исследованиях различных гидротермальных систем позволит воссоздать условия их образования, изменения и прогнозировать локализацию зон гидротермалитов определенного минерального состава.

Таким образом, рассмотренный материал по постэруптивным изменениям вулканитов в условиях гидротермальных систем свидетельствует о том, что разнообразие агрессивных обстановок современных вулканогенных гидротермальных систем приводит к коренным изменениям первичного вулканического субстрата, вплоть до образования самостоятельной группы пород – гидротермалитов. Агрессивность сред провоцирует растворение магматических минералов и образование более низкотемпературных минеральных ассоциаций. Разнообразие гидрогеохимических постэруптивных сред определяет миграционные способности химических элементов. Менее миграционноспособные химические элементы в щелочных и нейтральных средах при относительно высокотемпературных условиях ($> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) формируют смектитовые минералы, кристаллохимические особенности которых зависят от основности первичного магматического субстрата: по кислым породам образуется высокозарядный монтмориллонит, по основным – низкозарядный. В кислых средах с температурами $< 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ в присутствии щелочных и щелочноземельных элементов, независимо от петрохимического типа магматического материала, образуется неупорядоченный каолинит. В стерильных средах относительно этих элементов степень упорядоченности каолинита возрастает. Трансформационные смешанослойные каолинит-смектиты формируются как промежуточная минеральная фаза между смектитом (матрицей) и каолинитом (развивающемся по матрице). Характерно, что по локализации межслоевого заряда в смектитовых слоях можно судить об основности магматического субстрата.

Постэруптивная история рудных элементов представляется более сложной. Большинство рудных компонентов, входящих в состав магматических минералов, в гидротермальных системах типа Узонской остается в пределах гидротермалитов. Рудные минералы частично осаждаются на глинистом субстрате или выполняют поровые и трещинные пространства в гидротермально измененных породах. Летучие рудные компоненты (As, Sb, Hg) концентрируются в приповерхностных горизонтах гидротермалитов, образуя горизонты тонкодисперсных кристаллических и аморфных агрегатов среди глинистого субстрата. Среди гидротермалитов также широко развиты сульфидные мышьяково-сурьмяно-ртутные микрофоссилии.

О СВЯЗИ СУЛЬФИДНОГО РУДОГЕНЕЗА С ПРОЦЕССАМИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

В этом разделе монографии мы рассматриваем материал, отталкиваясь от альтернативной концепции генезиса сульфидных палеотипных и кайно-типных месторождений, которая позволяет сделать вывод о том, что рудные компоненты и переносящие их флюиды имеют ювенильное (мантийное) происхождение. В основу концепции положены фундаментальные свойства халькофильной группы элементов и представления многих геохимиков, петрологов о ведущей роли ликвации при дифференциации мантийных расплавов. Это, в первую очередь, работы Н.И. Хитарова, А.А. Маракушева, Т.И. Фроловой.

Генезису медноколчеданных месторождений посвящены тысячи публикаций, что в значительной мере затрудняет их критическое рассмотрение. Именно поэтому, анализируя особенности строения и состава сульфидных руд и их связи с вулканическими породами, рассматривались типоморфные месторождения России. Такой обзор составлен по материалам работ С.Г. Гершнера, К.Р. Ковалёва с соавторами и Е.С. Тальнова при широком использовании их выводов. В основу термодинамических представлений положены фундаментальные разработки К. Уэйн Бернэма, посвященные медно-порфировому рудогенезу, связанному с дацитовым расплавом.

Не следует к этому разделу относиться как к ксенотипному в рамках монографии, посвященной голоценовому постэруптивному процессу Камчатки. Кроме того, авторы, на основе рассмотренного выше материала, показали, что возможен ограниченный вынос ряда рудных элементов в процессе вулкано-гидротермального и вулкано-пневматолитового изменения материнских пород. Однако при этом большая часть рудных компонентов перераспределяется в гидротермалитах, не выходя за их пределы, или рассеивается в атмосферу.

4.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сложилась удивительная ситуация применительно к проблеме сульфидно-полиметаллического оруденения в складчатых областях континента и современных океанах. Открытие “черных курильщиков” на дне океанов как бы дало новое дыхание этой проблеме, особенно после опубликования концепции П. Рона [128], где их формирование он связал с активным воздействием конвективных гидротермальных систем на перекрывающие толщи ба-

зальтов. Основная идея заключается в том, что океанические воды в этой системе промывают горячие вулканические породы, извлекают из них рудные компоненты и, перерабатывая их, формируют рудные скопления. В этой концепции отвергается действие магматической дифференциации на рудогенез, хотя подавляющее большинство рудных месторождений, как будет показано ниже, палеотипные и связаны именно с этим процессом.

В России эти идеи стали развивать А.П. Лисицын и др. [97], Ю.А. Богданов [10, 11], С.В. Краснов и др. [89], Д.В. Гричук и др. [44], В.Б. Курносоев [92], Н.Д. Holland [156] и другие исследователи. Однако это не придало проблеме большей ясности. Обострились разногласия в понимании источников рудных элементов и флюидных компонент в гидротермальных растворах.

Все спорные проблемы рудогенеза в океане связаны с тем, что геология океана рассматривается как самостоятельное направление в геологии. По нашему мнению, это ошибочное представление. Геология едина. Следует не забывать, что 75% поверхности планеты – океанические пространства. На одной четверти ныне континентальной поверхности Земли развиты все магматические формации: ультрабазиты, базиты, гранитоиды; лишь только в океане – недифференцированные базальты. Однако в континентальных складчатых блоках сконцентрированы крупнейшие магматогенные месторождения. В чем проблема? Возможно, в том, что в палеоокеанических зонах широко развиты процессы дифференциации магматического вещества с образованием кремнекислых пород. Отсюда напрашивается вывод: магматическая дифференциация приводит к образованию рудных отложений.

Существует обширная литература, описывающая различные аспекты формирования и постмагматического развития медно-колчеданных месторождений. Масштабы колчеданного рудообразования в геологической истории Земли занимают существенное место в разных провинциях мира: Урал, Алтай, Забайкалье, Курило-Японская островная дуга, Аппалачи, Иберийский пояс и т.д. Среди них известны медно-колчеданные месторождения-гиганты: Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Брунсуик, Холоднинское, Тишинское и др.

По времени формирования медно-колчеданных месторождений на территории России можно выделить, по крайней мере, четыре возрастные эпохи вулканизма, с которыми они генетически связаны. Это рифей, венд – кембрий, девон и миоцен [83].

Рифей. Холоднинское месторождение (Забайкалье) сформировано в условиях дивергенции континентальных плит, на континентальной окраине палеобассейна, в Байкало-Муйской офиолитовой дуге. Вмещающие породы представлены вулканогенно-осадочными толщами, среди которых развиты толеитовые базальты, по петрохимическим особенностям близкие траппам древних платформ. Эти толщи прорываются базит-гипербазитовыми интрузиями. Именно с этим циклом вулканизма связано колчеданно-полиметаллическое оруденение. Выше, в доломитах и известняках, развита стратиформная барит-галенит-сфалеритовая минерализация. Вмещающие породы сильно метаморфизованы до стадии эпидот-амфиболитовой фации. В продуктивных горизонтах локализованы мощные пластовые залежи руд. Рудные массы формировались в относительно глубоководных условиях. Мине-

ралоогически руды сложены сульфидами железа, меди, свинца, цинка. В качестве примесей присутствуют серебро, золото, мышьяк, кадмий.

В составе вулканитов кремнекислые дифференциаты не отмечены. Механизм формирования рудных залежей в троговых условиях окраины океанического бассейна гидротермально-осадочный. Следует помнить, что рифейские породы сильно метаморфизованы, и этот процесс мог привести к значительной трансформации первичных рудных тел, т.е. вероятен процесс реактивизации рудогенеза. Таким образом, сохранившийся облик рудопроявлений заведомо не адекватен первоначальному по форме и месту рудообразования.

Нижний палеозой. К этому возрастному интервалу на территории России относятся месторождения Кызыл-Таштыг, Озерное, Маинское, Салаирское, Урское.

Месторождение Кызыл-Таштыг расположено в Восточно-Тувинском нагорье, в пределах Саяно-Тувинского окраинного бассейна. Пространственно оно связано с вулканическим поясом, развитым среди венд-кембрийской вулканогенно-осадочной толщи. В вулканическом поясе широко развиты туфы, лавы, субинтрузии основного и кремнекислого составов. Эффузивные породы представлены дифференциатами базальт-андезит-дацит-риолитовой известково-щелочной серии. Рудная залежь – линзовидное тело, в состав которого входят пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, барит. Количественное соотношение рудных минералов варьирует в широких пределах. В качестве примесей присутствуют кадмий, сурьма, мышьяк, серебро, золото, молибден, олово.

По текстурному облику (крустификационные, метаколлоидные) руды месторождения похожи на руды типа “Кууроко” и современные руды задуговых бассейнов. Они формировались как гидротермально-осадочные отложения в подводных депрессионных кальдерах.

Озерное месторождение расположено в западном Забайкалье и приурочено к реликту нижнекембрийских вулканогенно-осадочных толщ, расположенных среди массивов среднепалеозойских гранитоидов. В нижнекембрийском озернинском останце широко развит дифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс известково-щелочной серии, свойственной островодужным структурам. Здесь, как в классических островных дугах, широко представлены вулканические постройки центрального типа и туфы. Условия их образования аквальные, различной степени глубинности. Руды локализованы в депрессиях внутриостроводужной троговой структуры, заполненной туфогенно-терригенно-карбонатными породами. Сульфидные и сидерит-сульфидные руды залегают в ритмично сложенных отложениях турбидитового строения. Руды сложены главным образом пиритом и сидеритом. В значительно меньших количествах в них содержатся халькопирит, сфалерит, галенит. В качестве элементов-примесей постоянно присутствуют кадмий, сурьма, мышьяк, серебро, таллий. Текстуры руд метаколлоидные, глобулярные с мелкозернистыми сульфидными минералами.

Количественные соотношения различных сульфидов в рудоносных ритмах варьируют в широких пределах по вертикали и латерали. По вертикали выявлено, что сидеритовая компонента количественно увеличивается в кро-

влевых частях пластовых тел и более поздних рудных ритмах. Латеральная зональность проявляется в увеличении концентраций цинка в осевой части рудных тел и уменьшении свинца и бария по их флангам.

Отмечено также, что свинец и цинк отлагаются преимущественно в подошве рудных тел, а железо в виде пирита – в кровле. Общая характеристика руд указывает на то, что они формировались хемогенным и гравитационным путями из придонных рудоносных рассолов [83].

Девон. Корбалихинское, Захаровское и Юбилейное месторождения расположены в северо-западной части Рудного Алтая [33]. Все они локализованы в вулканогенно-осадочных толщах среди гранитоидов змеиногорского и калбинского комплексов. Эта территория рассматривается как раннедевонская активная континентальная окраина Иртыш-Зайсанского палеобассейна, в котором в позднедевонское время возникла островодужная система [83]. Рудовмещающие средне- и верхнедевонские вулканогенно-осадочные толщи прорываются субвулканическими телами дацитов и риодацитов. Рудные тела формировались в аквальных, относительно мелководных условиях, среди вулканических, туфогенно-осадочных и осадочных пород. Состав руд пирит-сфалеритовый при широких вариациях количеств халькопирита и галенита. Из элементов-примесей присутствуют кадмий, серебро, висмут, сурьма, мышьяк. В змеиногорском районе выявлен золото-серебро-барит-полиметаллический тип оруденения. В генетическом отношении оспаривается гидротермально-осадочное происхождение руд и предложен механизм гидротермально-метасоматического среднетемпературного (250–300°C) замещения слабо литифицированных осадков в приповерхностных условиях [84].

Урал, особенно южная его часть, является классическим примером сосредоточения среднедевонских медно-колчеданных месторождений. Здесь известны промышленные колчеданные месторождения в пределах Баймакской, Сибай-Гайской и Верхнеуральско-Ащебутацкой вулканических зон.

В этих зонах выделяются две части: нижняя, сложенная толщами диабазов и спилитов, и верхняя, где развиты породы от диабазов до кварцевых альбитофиров. Нижняя широко распространена по площади, верхняя – локально. Именно с последней пространственно связаны рудные поля [38]. Ниже будет обобщенно рассмотрен этот тип колчеданных месторождений на примере Джусинского рудного узла.

Среднедевонская Южно-Уральская группа медно-колчеданных месторождений, локализованная в Джусинском районе, пространственно-генетически связана с Джусинско-Карабутацким вулcano-плутоническим комплексом, который объединяет две синхронно образовавшиеся вулканические формации: базальт – андезит-базальтовую и андезит-дацит-липаритовую.

Эти формации, представляющие собой щитовые вулканические постройки центрального типа, в эйфельское время оформились в Джусинскую островодужную палеогряду, расположенную на окраине эйфельского океанического бассейна [133].

В пределах Джусинской палеогряды локализована серия месторождений и рудопроявлений, главнейшие из которых Джусинское, Барсучий Лог, Карабутацкое, Новое, Акжарское и др. Рудовмещающие породы – вулканогенно-осадочные (кремнекислая пирокластика, песчаники, алевролиты)

и различной степени дифференцированности эффузивные потоки. Во всех случаях рудам пространственно сопутствуют кремнекислые вулканы эффузивной и субинтрузивной фаций. Как правило, основная часть оруденения формировалась в заключительный этап до прекращения среднедевонского кремнекислого вулканизма [133].

По компонентному составу выделяются следующие минеральные группы промышленных руд: халькопирит-пиритовая, сфалерит-халькопирит-пиритовая, сфалерит-пиритовая (иногда с магнетитом) и сфалерит-галенит-халькопиритовая. Последняя иногда содержит барит и блеклую руду [133]. В качестве примесей присутствуют мышьяк, сурьма, кобальт, галлий, серебро, золото. Текстуры руд массивные, полосчатые, брекчиевые, колломорфные.

Рудогенез Джусинской островодужной палеогряды связан с образованием андезит-дацитовых формаций. Максимум развития этого процесса сопряжен с поздним периодом кремнекислого вулканизма, во время которого формировались многочисленные субинтрузивные тела. Относительно их генезиса превалирует точка зрения об эксгальационно-осадочном формировании рудных тел. По мнению Е.С. Тальнова [133], медно-колчеданные месторождения Южного Урала полигенетичны. Наряду с эксгальационно-осадочным способом их образования широко представлен метасоматический. В первую очередь это касается месторождений Джусинской островодужной палеогряды.

Миоцен. Месторождение Валентина (тип "Куроко") расположено на о-ве Кунашир. Вмещающими месторождение породами являются кварцевые дацитовые порфиры, туфобрекчии, туфы и кварцевые андезитовые порфиры. Руды локализованы на контакте кварцевых порфиров и их туфов с алевропелитами.

Рудопроявления относятся к галенит-сфалеритовому и халькопиритовому минеральным типам. Руды сложены пиритом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом, баритом. В качестве примесей можно отметить галлий, мышьяк, сурьму, серебро, золото.

Текстура руд крустификационно-полосчатая, метаколлоидная и брекчиевая. Руды формировались гидротермально-осадочным путем в виде залежей и холмов в аквальных условиях на дне депрессионной структуры [113, 83].

4.2. ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Проблема сульфидного полиметаллического (медно-колчеданного) рудогенеза чрезвычайно сложна. Она имеет первостепенное значение в понимании рудообразования в целом. Колчеданные полиметаллические месторождения играли и играют огромную роль в развитии цивилизаций на Земле. Известные на континентах месторождения охватывают огромную "эпоху", которая на несколько порядков превосходит эпоху человеческой цивилизации. Они охватывают период, по крайней мере, с верхов протерозоя по настоящее время, грубо говоря, около 1,5 млрд лет, сохраняя при этом облик единого генетического типа. Все эти месторождения в достаточной мере изучены. Многие из них эксплуатируются. В результате детального изучения выявлено несколько фундаменталь-

ных положений их возникновения и развития. Ниже приведены главные из них.

1. Все месторождения парагенетически связаны с вулканизмом. Это положение было проблематичным до первой половины прошлого века. Сейчас, после открытия океанических “черных курильщиков”, стало совершенно очевидным, что этот тип является производным базитового (в широком смысле) вулканизма.

2. Все месторождения, известные на Земле, расположены в областях, некогда формировавшихся в условиях морских (океанических) обстановок.

3. Все месторождения формировались в аквальных и субаквальных условиях, т.е. для их формирования необходим некий геохимический барьер в виде водной геохимической преграды.

4. Все месторождения и рудопроявления парагенетически связаны с дифференцированным базитовым вулканизмом, где существенную роль играют дациты и липариты в эффузивной и субинтрузивной фациях. В эффузивной фации преобладают игнимбриты и кремнекислые туфы, а в субинтрузивной – кварцевые кератофиры, альбитофиры и различные типы кварцевых порфиров (как правило, они селективно натровые).

5. В геохимическом отношении месторождения характеризуются отчетливо проявленной халькофильной специализацией. Иногда в них отмечаются повышенные концентрации некоторых сидерофильных элементов. Такая специализация типоморфна для кремнекислых дифференциатов базальтовых мантийных расплавов.

6. Все месторождения характеризуются сходным парагенезисом рудных минералов, в различной степени обогащенных Cu, Zn, Pb. Многие из них содержат повышенные концентрации Au, Ag, Ni, Co.

7. Пространственно месторождения расположены в зонах дивергентного и конвергентного взаимодействия плит. Большая часть из них приурочена к первому варианту. Кроме того, существуют относительно молодые месторождения, расположенные в системах островных дуг (типа Куроко).

8. Особый тип составляют месторождения, расположенные в зонах межконтинентальных разломов (Красное море, Атлантик II), где обрамляющие породы обогащены эвапоритовыми соленосными отложениями. Кстати, этот тип характеризуется максимальным минералогическим разнообразием, что, по-видимому, связано с контаминацией ювенильных растворов компонентами эвапоритовых толщ, перешедших в наддонные воды котловин Красного моря.

9. Современные “черные курильщики”, как правило, расположены в бортовых, реже осевых, частях СОХ и дискретно распространены вдоль хребтов, продуцирующих базитовые недифференцированные расплавы. Последнее обстоятельство явилось определяющим в их генетической интерпретации.

10. Суть распространенной генетической интерпретации “черных курильщиков” заключается в том, что базальты, постоянно подогреваемые остаточным расплавом промежуточной камеры, взаимодействуя с морской водой, проникающей в магматическую камеру, обогащают восходящий гидро-

термальный поток выщелаченными рудными компонентами. Эти постэруптивные растворы формируют месторождения сульфидных руд, т.е. возникшая таким образом конвективная гидротермальная ячейка является физико-химическим механизмом формирования кайнозойских сульфидных полиметаллических месторождений.

11. Формирование вторичных гидротермальных ячеек сейчас автоматически переносится на формирование палеотипных колчеданных месторождений, развитых ныне в континентальных блоках Земли, т.е. виртуально формируется универсальный подход к их образованию независимо от геологических обстановок локализации (океан, континент). Вероятно, этот подход оправдан, так как тип руд и их минералогический состав сходны. Положим это положение в основу наших рассуждений: единый тип руд – единые условия их образования.

В рамках этих фундаментальных положений следует остановиться на некоторых позициях, опираясь на особенности формирования месторождений, их минеральный и химический составы.

4.3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Любой геохимический анализ начинается с классификационного момента, с разделения сообщества рассматриваемых элементов на основополагающие геохимические группы: литофильные, халькофильные и сидерофильные. По В.М. Гольдшмидту, *литофильные элементы* это элементы, содержащиеся в большем количестве в силикатной, чем в металлической или сульфидной фазах метеоритов. К ним относятся Si, Al, V, TR, Na, K, Rb, Sr, Ca, Mn U и др. Они обладают большей свободной энергией окисления на 1 г кислорода по сравнению с железом. Все они концентрируются главным образом в силикатной коре Земли, а в процессе магматической дифференциации первичных расплавов накапливаются в крайних ее членах – дацитах (гранодиориты) и риолитах (граниты).

Халькофильные элементы свойственны, скорее, сульфидной, чем магматической и силикатной фазам метеоритов. К ним относятся S, Se, As, Pb, Zn, Cu, Cd, Ag и др. Этими элементами обогащена мантия больше, чем земная кора и ядро. Они обладают тенденцией накапливаться в сульфидах, рудах и крайних кремнекислых дифференциатах базальтовых магм (дациты, риолиты).

Сидерофильные элементы входят в состав металлической, а не силикатной и сульфидной фаз метеоритов. Это, в первую очередь, такие элементы, как Fe, Ni, Co, Cr, Pt, Au, Sn, Ta, Nb и др., накапливающиеся в ядре предпочтительнее, чем в мантии и земной коре, а в процессах дифференциации первичных расплавов – в наиболее основных по кремнекислотности ее частях.

Именно такой подход к геохимическим свойствам элементов положен в основу выявления характерных закономерностей их распределения и концентрации в процессе дифференциаций первичных расплавов.

4.4. МОДЕЛИ КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В.И. Смирнов обосновал положение о консервативности базальтоидных металлогенических процессов от архея до позднего кайнозоя. В группе колчеданных вулканических формаций, связанных с базитовым вулканизмом, по А.И. Кривцову [90], выделяются три типа.

1. Однородный базитовый (Кипрский): однотипные основные лавы, содержащие прослои кремнистых, глинисто-кремнистых, реже глинистых отложений.

2. Контрастный гомодромный базальт-риолитовый (Уральский-I): бимодальное распределение вулканитов с ограниченным развитием риолитов.

3. Непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый (Уральский-II) с примерно равными соотношениями дифференциатов.

Все типы генетически связаны с натровыми вулканическими сериями. Примеры: 1-й тип – Окуки (Р, Япония), Мавровуни, Скурнотисса (К, Кипр), Атлантис-II (Красное море). Геоструктурная их принадлежность – СОХ, окраинно- и внутриконтинентальные рифты. 2-й тип – Бурибайское (S–D, Урал), Сибайское (D₂, Урал). Структурная принадлежность – тыльные части внутренних зон островных дуг. 3-й тип – Райское (S–D, Урал). Структурная принадлежность – фронтальные части внутренних зон островных дуг.

По мнению многих ученых [148, 128], гидротермальные конвективные ячейки воздействуют достаточно длительное время на базальты циклично. Рециклинг морских вод обеспечивает выщелачивание рудообразующих элементов из океанических базальтов и накопление сульфидов на границе порода – вода над выводными каналами [90]. Из расчетов рециклинговой модели Л. Кэтлесса [148] следует, что такие гидротермальные ячейки могут возникать за пределами непосредственно спрединговых зон. Минералогическая и геохимическая неоднородность в составе сульфидных руд может быть объяснена с позиций гидротермального рециклинга. Однако для фанерозойских месторождений сделать это чрезвычайно сложно, ибо нет уверенности в том, что эти месторождения отражают первично-генетическое состояние руд, т.е. что они не были подвержены регенерации и переотложению.

По данным П. Рона, при скорости спрединга 3 см/год циклы проявляются через 10²–10⁴ лет с продолжительностью 10²–10⁴ лет. Соответственно, придерживаясь концепции спрединга, при максимальном значении периодичности каждое рудное тело должно отстоять от ранее образованного на 300 м, что не подтверждается фактическим расположением рудных тел [90]. Геохимическая характеристика рудного вещества, сформированного за счет воздействия конвективных гидротермальных потоков на базальты, должна быть достаточно однообразна и отражать состав типоморфных рудных элементов в базальтах. Судя по отношениям Cu : Zn : Pb, эти величины для базальтов и руд неадекватны; следовательно, можно предположить, что не базальты являются донорами рудного вещества. Так, в рудах Восточно-Тихоокеанского поднятия (21° с.ш.) эти отношения (Cu : Zn : Pb), имея относительно широкий разброс, достигают величины 1 : 152 : 2,6, в хребте Хуан-де-Фука – 1 : 762 : 2,5, в Галапа-

термальный поток выщелаченными рудными компонентами. Эти постэруптивные растворы формируют месторождения сульфидных руд, т.е. возникшая таким образом конвективная гидротермальная ячейка является физико-химическим механизмом формирования кайнозойских сульфидных полиметаллических месторождений.

11. Формирование вторичных гидротермальных ячеек сейчас автоматически переносится на формирование палеотипных колчеданных месторождений, развитых ныне в континентальных блоках Земли, т.е. виртуально формируется универсальный подход к их образованию независимо от геологических обстановок локализации (океан, континент). Вероятно, этот подход оправдан, так как тип руд и их минералогический состав сходны. Положим это положение в основу наших рассуждений: единый тип руд – единые условия их образования.

В рамках этих фундаментальных положений следует остановиться на некоторых позициях, опираясь на особенности формирования месторождений, их минеральный и химический составы.

4.3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Любой геохимический анализ начинается с классификационного момента, с разделения сообщества рассматриваемых элементов на основополагающие геохимические группы: литофильные, халькофильные и сидерофильные. По В.М. Гольдшмидту, *литофильные элементы* это элементы, содержащиеся в большем количестве в силикатной, чем в металлической или сульфидной фазах метеоритов. К ним относятся Si, Al, V, TR, Na, K, Rb, Sr, Ca, Mn U и др. Они обладают большей свободной энергией окисления на 1 г кислорода по сравнению с железом. Все они концентрируются главным образом в силикатной коре Земли, а в процессе магматической дифференциации первичных расплавов накапливаются в крайних ее членах – дацитах (гранодиориты) и риолитах (граниты).

Халькофильные элементы свойственны, скорее, сульфидной, чем магматической и силикатной фазам метеоритов. К ним относятся S, Se, As, Pb, Zn, Cu, Cd, Ag и др. Этими элементами обогащена мантия больше, чем земная кора и ядро. Они обладают тенденцией накапливаться в сульфидах, рудах и крайних кремнекислых дифференциатах базальтовых магм (дациты, риолиты).

Сидерофильные элементы входят в состав металлической, а не силикатной и сульфидной фаз метеоритов. Это, в первую очередь, такие элементы, как Fe, Ni, Co, Cr, Pt, Au, Sn, Ta, Nb и др., накапливающиеся в ядре предпочтительнее, чем в мантии и земной коре, а в процессах дифференциации первичных расплавов – в наиболее основных по кремнекислотности ее частях.

Именно такой подход к геохимическим свойствам элементов положен в основу выявления характерных закономерностей их распределения и концентрации в процессе дифференциаций первичных расплавов.

4.4. МОДЕЛИ КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В.И. Смирнов обосновал положение о консервативности базальтоидных металоогенических процессов от архея до позднего кайнозоя. В группе колчеданных вулканических формаций, связанных с базитовым вулканизмом, по А.И. Кривцову [90], выделяются три типа.

1. Однородный базитовый (Кипрский): однотипные основные лавы, содержащие прослои кремнистых, глинисто-кремнистых, реже глинистых отложений.

2. Контрастный гомодромный базальт-риолитовый (Уральский-I): бимодальное распределение вулкаников с ограниченным развитием риолитов.

3. Непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый (Уральский-II) с примерно равными соотношениями дифференциатов.

Все типы генетически связаны с натровыми вулканическими сериями. Примеры: 1-й тип – Окуки (Р, Япония), Мавровуни, Скурнотисса (К, Кипр), Атлантис-II (Красное море). Геоструктурная их принадлежность – СОХ, окраинно- и внутриконтинентальные рифты. 2-й тип – Бурибайское (S–D, Урал), Сибайское (D₂, Урал). Структурная принадлежность – тыльные части внутренних зон островных дуг. 3-й тип – Райское (S–D, Урал). Структурная принадлежность – фронтальные части внутренних зон островных дуг.

По мнению многих ученых [148, 128], гидротермальные конвективные ячейки воздействуют достаточно длительное время на базальты циклично. Рециклинг морских вод обеспечивает выщелачивание рудообразующих элементов из океанических базальтов и накопление сульфидов на границе порода – вода над выводными каналами [90]. Из расчетов рециклинговой модели Л. Кэтлесса [148] следует, что такие гидротермальные ячейки могут возникать за пределами непосредственно спрединговых зон. Минералогическая и геохимическая неоднородность в составе сульфидных руд может быть объяснена с позиций гидротермального рециклинга. Однако для фанерозойских месторождений сделать это чрезвычайно сложно, ибо нет уверенности в том, что эти месторождения отражают первично-генетическое состояние руд, т.е. что они не были подвержены регенерации и переотложению.

По данным П. Рона, при скорости спрединга 3 см/год циклы проявляются через 10²–10⁴ лет с продолжительностью 10²–10⁴ лет. Соответственно, придерживаясь концепции спрединга, при максимальном значении периодичности каждое рудное тело должно отстоять от ранее образованного на 300 м, что не подтверждается фактическим расположением рудных тел [90]. Геохимическая характеристика рудного вещества, сформированного за счет воздействия конвективных гидротермальных потоков на базальты, должна быть достаточно однообразна и отражать состав типоморфных рудных элементов в базальтах. Судя по отношениям Cu : Zn : Pb, эти величины для базальтов и руд неадекватны; следовательно, можно предположить, что не базальты являются донорами рудного вещества. Так, в рудах Восточно-Тихоокеанского поднятия (21° с.ш.) эти отношения (Cu : Zn : Pb), имея относительно широкий разброс, достигают величины 1 : 152 : 2,6, в хребте Хуан-де-Фука – 1 : 762 : 2,5, в Галапа-

Таблица 50. Отношения рудных элементов в вулканических породах, сульфидных рудах и термальных водах

Объект исследования, максимальные отношения	Cu : Zn : Pb
Ультраосновные породы	1 : 5,0 : 0,1
Основные породы (базальты)	1 : 0,12 : 0,06
Кремнекислые породы (риолиты)	1 : 2,0 : 0,5
Океанические базальты	1 : 1,7 : 0,12
Сульфидные руды ВТП	1 : 152 : 2,6
Сульфидные руды Хуан-де-Фука	1 : 762 : 2,5
Сульфидные руды Галапагосского рифта	1 : 134 : 0,85
Сульфидные руды Атлантис-II (Красное море)	1 : 17 : 2,0
Базальты Северного прорыва БТТИ	1 : 0,52 : 0,02
Базальты Южного прорыва БТТИ	1 : 0,34 : 0,03
Флюиды Северного прорыва БТТИ	1 : 33,5 : 4,0
Флюиды Южного прорыва БТТИ	1 : 5,17 : 0,22
Андезитобазальтовые пеплы БТТИ	1 : 2,0 : 0,05
Рудные минералы БТТИ	1 : 0,02 : 0,03
Термальные воды ВТП (21° с.ш.)	1 : 2,7 : 0,03
Термальные воды Атлантис-II (Красное море)	1 : 30,0 : 3,0
Термальные воды кальдеры Узон (Камчатка)	1 : 15,4 : 6,5
Термальные воды активной воронки вулкана Мутновский (Камчатка)	1 : 20 : 16,2
Термальные воды фумарольного поля вулкана Мутновский	1 : 64,3 : 2,6
Термальные воды вулкана Малый Семячик (Камчатка)	1 : 15 : 0,3

госском рифте – 1 : 134 : 0,85; в Атлантис-II – 1 : 17 : 2, в то время как в океанических базальтах – 1 : 1,7 : 0,12 [90]. Эти же отношения в гидротермальных растворах разительным образом отличаются от отношений в рудных телах. Так, в гидротермальных растворах ВТП (21° с.ш.) Cu : Zn : Pb = 1 : 2,7 : 0,03; в Атлантис-II – 1 : 30 : 3. В зонах активного вулканизма Камчатки они характеризуются следующими цифрами: в кальдере Узон – 1 : 15,4 : 6,5; в вулкане Мутновский – 1 : 20 : 16,2; в вулкане Малый Семячик – 1 : 15 : 0,3, т.е. фиксируется однообразное распределение Cu, Zn и широкие вариации в распределении Pb (табл. 50).

Это обстоятельство весьма существенно. Оно является следствием соотношений основных и кремнекислых дифференциатов, слагающих вулканический базис рудовмещающих толщ. В тех случаях, когда преобладают кремнистые дифференциаты, возрастает роль Pb в рудной массе (роль дифференциации в накоплении Pb), т.е. характер и масштаб процесса дифференциации определяют геохимический характер рудообразования. Это положение, конечно, справедливо, но оно носит общий характер. Когда мы рассматриваем проблему рудогенеза, то возникает масса вопросов, главными из которых следующие: с какими вулканическими формациями связаны сульфидные рудопрооявления? какова роль магматической дифференциации в процессе рудогенеза? какова роль воды (ювенильной и гипергенной) в этом процессе.

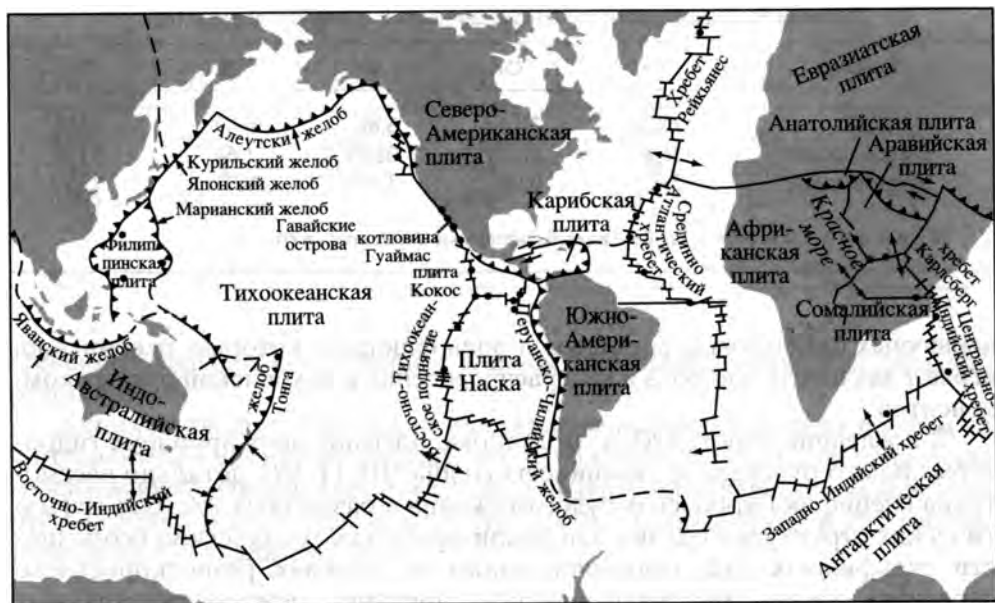


Рис. 45. Схематическая карта размещения рудных залежей, сформированных океаническими горячими источниками, по П. Рона [128]

Имеющиеся сведения о локализации медно-колчеданных месторождений свидетельствуют о том, что рудопроявления пространственно связаны не просто с базитовым вулканизмом, они связаны с дифференцированным типом вулканизма. Именно процессы магматической дифференциации приводят к перераспределению рудных элементов. Они накапливаются в кремнекислых дифференциатах, которые одновременно с этим обогащены флюидными компонентами. Вот это обстоятельство и является главным показателем в рудогенерирующем процессе.

Прежде чем перейти к общим вопросам рудогенеза, следует рассмотреть доминирующую гипотезу относительно формирования сульфидных рудопроявлений в современном океане. В общем виде она была изложена П. Рона [128] и в различных вариациях развивается многими учеными, занимающимися сульфидными рудопроявлениями современного океана. Суть концепции П. Рона, базирующейся на плитовой тектонике, заключается в следующем. Основным источником тепла являются промежуточные магматические камеры, расположенные на границах литосферных плит, в первую очередь, в зонах рифтогенеза (рис. 45).

Масштабы температурного и химического обменов между океанической корой и циркуляционной водой огромны. Так, по мнению Т. Уолери и Н. Слипа, вся масса океанической воды проходит сквозь базальты с периодичностью 10 млн лет [128]. При этом часть элементов (Mg и сульфаты) привносится в базальты, а часть (Li, K, Ca, Ba, Cu, Fe, Mn, Zn и др.) выносятся из них и поступает в морскую воду, превращая ее в рудоносный раствор. В данной гипотезе совершенно не учтены процессы дифференциации

Таблица 51. Химический состав океанической сульфидной руды [83]

Значение	Fe	Cu	Zn	Ba	Pb
Среднее	25,33	3,1	5,88	0,40	1529
Максимальное	36,8	16,25	28,84	1,64	9120
Минимальное	5,0	0,06	1,17	0,01	230

П р и м е ч а н и е. Fe, Cu, Zn, Ba – в вес.%, остальные элементы – в г/т.

первичных базальтовых расплавов и роль флюидов, которые, несомненно, играют значительную роль в перераспределении и накоплении рудных компонентов.

В последних работах Ю.А. Богданова, посвященных проблеме гидротермального рудогенеза океанического дна [10, 11, 97], детально рассмотрена специфика процессов рудоотложения в различных тектоно-магматических структурах океана. Он анализировал геохимические особенности сульфидных руд, сформированных в условиях разноскоростного спрединга океана, задуговых центров спрединга, межконтинентальных рифтов и полей, связанных с серпентинитовыми массивами. Геохимические вариации состава руд, локализованных в разных океанических структурах, Ю.А. Богданов связывает с геодинамическими различиями, приводящими к формированию разных петрохимических серий вулканитов, которые являются донорами рудных компонентов, а также с условиями реализации гидротермальных растворов.

На диаграмме Pb – Cu – Zn, построенной на данных, приведенных в работе Ю.А. Богданова [10], в соответствии с его рубрикацией геологических структур, не просматривается зависимости состава руд от геодинамической обстановки. Исключение составляют руды задуговых бассейнов, связанные с дифференцированными по кремнекислотности породами (рис. 46). Они по сравнению со всеми остальными типами руд обогащены свинцом, золотом, серебром. Отсюда следует, что процессы дифференциации расплавов и их

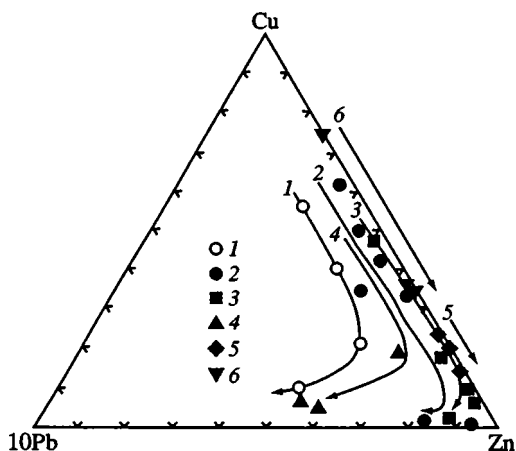


Рис. 46. Трехкомпонентная диаграмма Pb–Cu–Zn для сульфидных месторождений современного океана

1 – тренд распределения Pb–Cu–Zn при дифференциации базальтовых расплавов; 2 – фигуративные точки состава руд и тренд распределения при низкоскоростном спрединге; 3 – то же при высокоскоростном спрединге; 4 – то же в задуговых центрах спрединга; 5 – то же в межконтинентальном рифте; 6 – то же в рудных полях, пространственно связанных с серпентинитовыми телами

Mn	Co	Ni	As	Ag	Cd	Au
0,05	50,43	30,65	342,4	84,33	194,1	2,3
0,16	103,8	56,5	711	172,6	550	12,85
0,005	5,4	2,7	62	15,1	32	0,07

степень оказывают существенное влияние на металлогенический характер рудогенеза.

Химический состав океанических сульфидных руд варьирует по всем их компонентам в широких пределах, что отражено в табл. 51, где приведены минимальные, максимальные и средние содержания главных компонентов руд Срединно-Атлантического хребта, хребта Хуан-де-Фука и др., рассчитанные по 149 анализам [83].

4.5. ОБ ИСТОЧНИКАХ ФЛЮИДОВ И РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Вода. Большинство исследователей уверены, что в гидротермальных растворах преобладает экзогенная вода [115, 150, 44]. По изотонии (D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) многие считают, что обязательно присутствует эндогенная вода в количестве 5–10% [166]. Синтез воды происходит на глубинах 20–30 км при зарождениях базальтовых расплавов при 1200–1250 °C [101]. Содержание воды в первичных океанических расплавах оценивается в 1,5–3 мас.% [129]; в офиолитовых комплексах о. Тродос – 1,3 мас.% [132]. Максимальное количество воды в основных магмах – 5–6% [86]. По мнению Г.Ю. Бутузовой [18, 19, 20, 21], максимальное количество ювенильной воды в гидротермальных рудообразующих растворах достигает 10%.

Газовый состав. В термальных водах в разных соотношениях присутствуют: HCl, HF, H₂S, SO₂, SO₃, CO₃, CO, CH₄, N₂, H₂, He и другие инертные газы.

Водород. В придонных водах Атлантик-П, в местах разгрузки гидротерм, аномально высокие концентрации H₂ ($1500 \cdot 10^{-4}$ мл/л). На ВТП, 21° с.ш., в 1 г воды содержится $2 \cdot 10^{-5}$ см³ водорода [169].

Гелий. В мобильных зонах океанической коры в базальтах высокая концентрация ^3He – легкого, первичного изотопа. В Атлантик-П, в ТАГ также высокие концентрации гелия. Мантийно-геохимическая метка $^3\text{He}/^4\text{He}$ оценивается величиной $n \cdot 10^{-5}$. Во всех термальных растворах современного океана эта метка лежит в интервале $(1,09–1,32) \cdot 10^{-5}$, т.е. она мантийная.

Метан. Термальные воды наряду с H₂ и He содержат значительные количества метана. Э.М. Галимов показал, что для мантийного метана характерно обогащение углерода тяжелым изотопом; такой “тяжелый метан” ($\delta\text{C}^{12} = 3,2 \pm 12,8\%$) был обнаружен в газовых включениях мантийных вулканитов [31, 169].

Сера. Изотопный состав серы варьирует в базальтах в достаточно широких пределах. Она, как правило, обогащена тяжелым изотопом по сравнению с троилитовой (нулевой, мантийной). Таким образом, мантийная сера может поступать в термальные растворы в составе газовой фазы и за счет выщелачивания из океанических базальтов.

Выводы. Для воды и хлора доля глубинной составляющей минимальна. Основная их часть имеет экзогенный (морской) источник. Гелий, водород, частично углеводороды и сера могут поступать из мантии в процессе ее дегазации или из промежуточных магматических очагов [20].

Наиболее дискуссионен вопрос об источниках рудообразующих металлов (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb и др.). Гидротермально-осадочные сульфидные образования содержат сульфиды – пирит, халькопирит, сфалерит, вюрцит, пирротин, в меньшем количестве – марказит, борнит, валлерит, дигенит, халькозин, ковеллин, галенит, джорданит. Все известные гидротермально-осадочные сульфидные отложения океанского дна характеризуются высокими содержаниями Fe (до 45%), Zn (до 45, редко до 6%) и Cu (до 6%, редко до 30%). В среднем суммарно эти металлы составляют около 50%. Сопутствующие элементы представлены, г/т: Pb – до 6000; Cd – до 1000; Ag – до 480; As – до 1000; Au – до 10.

Важная геохимическая особенность сульфидных отложений океана – низкие концентрации Ni и Cr (единицы–десятки г/т). Таким образом, в составе гидротермальной (эндогенной) части металлоносных отложений дна океана преобладают Fe, Mn, Cu, Zn. Содержание типичных элементов-примесей – Pb, Ag, Cd, As, Au, Co, Ni, Cr, Ti – в 10–1000 раз ниже их средних содержаний в базальтах. Состав термальных вод сильно обогащен по сравнению с морскими водами и находится в соответствии с составом металлоносных осадков. Многочисленные экспериментальные работы разноречивы в отношении степени подвижности (экстракции) рудных элементов и не позволяют однозначно оценить вклад в рудогез процессов экстракции металлов из базальтов [20].

Удержание Me в расплаве определяется прочностью связей с кислородом, т.е. сродством их кислороду. Основная форма нахождения Zn, Cu, Pb в расплаве – Me^{2+} , а во флюиде – гидротермальные комплексы типа $Me(OH)Cl$ [100]. Известно, что в высокотемпературных возгонах хлориды являются основными минералами-носителями рудных элементов. Мантийные газоводные магматические флюиды представляют собой ультракислые (pH 0,25–1,76), перегретые ($T \sim 930\text{--}1020^\circ\text{C}$) воды хлоридно-натриево-калиевого состава. *Такой их состав может генерироваться не в базальтах, а в кремнекислых дифференциатах базальтовых магм.* Среди Me максимальной летучестью обладают Sb, Cd, As, Hg, Pb, Au, достаточно летучи Cu, Sn, Ag, малоподвижны в магматическом процессе Co, Ni, Cr, Ti, Fe, Mn. По Толбачинскому извержению – в эксгалляциях высокие концентрации Cu, Zn, Pb, As, Hg, Ag, Au, Sb, Sn, Cd и малые – Ni, Co, Cr; максимально высокие – Cu, Zn, Pb [Меняйлов и др., 1980].

В современных и древних колчеданных месторождениях проявлена геохимическая зональность от источника разгрузки к периферии рудных залежей: $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb$ [20].

4.6. О ГЕНЕЗИСЕ МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как было показано выше, образование палеотипных сульфидных (медно-колчеданных) месторождений складчатых областей континентов (палеоокеанических структур), а также месторождений типа “Куроко”, генетически связано с проявлением непрерывно или контрастно дифференцированных базальтовых серий. Это обстоятельство не вызывает сомнений. В то же время кайнотипные аналоги таких месторождений развиты в пределах современных океанов, где они, как правило, пространственно приурочены к срединно-океаническим хребтам. По сложившимся представлениям, в пределах современного океана развиты недифференцированные по кремнекислотности базальтовые вулканические серии. Это касается, в первую очередь, вулканитов, слагающих срединно-океанические хребты и абиссальные плиты, т.е. практически все ложе Мирового океана, которое составляет около $\frac{3}{4}$ поверхности планеты. Так ли это, и если так, то какова причина такого явления?

Если взглянуть на проблему шире, то оказывается, что это положение не совсем корректно. Дело в том, что многие океанические структуры, сложенные вулканитами, в том числе и глубинного, мантийного формирования, содержат в своем составе до 5–10% по объему кремнекислых дифференциатов. Например, Исландия, Канарские, Азорские и Зелено-Мысские о-ва (Атлантический океан), Галапагосские о-ва и о. Пасхи (Тихий океан), многие острова Индийского океана. Все эти структуры характеризуются океаническим (в геофизическом понимании) типом коры. Следует заметить, что одновременно с этим в названных структурах кора, сохраняя все параметры океанической, характеризуется мощностью в 2–3 раза большей по сравнению с типично океанической корой, т.е. ее мощность возрастает от 7–8 до 14–23 км. Процесс трансформации океанической коры был описан ранее как процесс ее вертикальной аккреции [72, 3, 4]. С этим процессом сопряжено формирование вулканоплутонических комплексов. И все же при общих мантийных источниках первичных расплавов осуществляются, по крайней мере, две группы вулканогенных реализаций: срединно-океанические хребты и абиссальные плиты (одна генетическая общность) и различного типа внутриплитные поднятия (другая генетическая общность).

В чем же принципиальное различие формирования этих двух общностей? Оно заключается в том, что первая общность формируется при реализации гигантских по протяженности трещинных высокоскоростных вулканических излияний, сопровождающихся масштабными процессами энергоотдачи и потерей летучих компонентов. Вторая генетическая общность формируется при реализации вулканизма центрального типа. Этот процесс протекает значительно медленнее, чем первый. Соответственно, при этом процессе значительно медленнее происходит энергетическая диссипация и потеря летучих компонентов первичных расплавов, т.е. создаются пространственно-временные условия для их дифференциации. Видимо, в этом причина связи кремнекислых дифференциатов в океанических областях с вулканизмом центрального типа. Но это вовсе не отрицает возможности глубинной (в промежуточных очагах) дифференциации при проявлении тре-

щинного вулканизма. Просто при таком типе вулканизма возможности дифференциации в значительной мере сокращаются. Условия дифференциации первичных расплавов могут возникать локально в отдельных участках срединно-океанических хребтов при замедлении или затухании вулканических процессов. Именно поэтому сульфидные рудопоявления распространены вдоль срединно-океанических хребтов не повсеместно, а дискретно. Именно поэтому они должны быть связаны с процессами дифференциации первичных мантийных расплавов. Почему же не обнаружены кремнекислые дифференциаты в пределах срединно-океанических хребтов? Тому, по крайней мере, четыре причины: недостаточная детальность изученности океанического дна; гомодромная последовательность излияния (в силу большей вязкости кремнекислых расплавов); субинтрузивная форма кремнекислых дифференциатов; гигантские масштабы излияния основных дифференциатов (базальтов), которые запечатывают (перекрывают) незначительные по объему кремнекислые образования.

Таким образом, нет оснований для того, чтобы считать, что кайнотипный сульфидный рудогенез в современном океане, в отличие от рудогенеза в палеоокеанах, протекает по другой схеме, в отрыве от процессов дифференциации первичных базальтовых расплавов.

Так, по данным Б.В. Фёдорова и др. [137], в четвертичных кремнекислых дифференциатах Камчатки и Курильской островной дуги обнаружены первичные сульфидные микровключения, состоящие из пирротина, кубанита и халькопирита. Это капли сульфидного расплава, захваченные растущими вкрапленниками (плагноклаз, роговая обманка, клинопироксен, интерсертальное вулканическое стекло). Средний химический состав, по 43 включениям, следующий, мас. %: S – 88,42; Fe – 55,28; Cu – 6,03; Ni – 0,13; Co – 0,14. Содержание Cu варьирует в широких пределах: от 0,04–32,19 мас.%. Микровключения аналогичных типа и состава известны и в других структурах Мирового океана, содержащих кремнекислые дифференциаты базальтового расплава, например, Гавайские о-ва, о. Пасха и др.

Нет необходимости экстрагировать рудные компоненты из базальтов за счет виртуальных конвективных гидротермальных ячеек. Рудные компоненты в большей своей массе ювенильные и обособляются в процессе кремнекислой дифференциации.

Сложность при таком подходе заключается в обосновании механизма дифференциации первичного базальтового расплава. Что касается непрерывно дифференцированных вулканических серий, то в этом случае вполне допустимым может быть механизм поэтапного кристаллизационного фракционирования, который, по всей вероятности, реализуется в системах островных дуг. Вариант возникновения контрастно дифференцированных серий с этих позиций мало вероятен. Остается предположить, что определяющую роль при возникновении контрастного типа дифференциации базальтовых расплавов играет процесс их ликвации. В данном случае применительно к океаническим вулканикам постулируется именно этот механизм. Тем более, что на примере комплексной дайки Стрейтисхорн (Исландия) был обоснован ликвационный механизм дифференциации мантийных магм [72].

Следующий важный момент – механизм отделения флюидной фазы (в первую очередь воды) от кремнекислой порции расплава. Такой механизм

разработан К. Уэйн Бернэмом [8] на примере гранодиорит-порфирового (аналог дацита) штока, рассматриваемого им как порфировую медно-молибденовую гидротермальную систему.

Летучие компоненты кремнекислых дифференциатов – H_2O , H_2S , CO_2 , HCl , HF , H_2 . Самый распространенный из них – H_2O . Первоначальные ее содержания 2,5–6,5 вес.% (среднее содержание – 3,0%). Содержание H_2O оказывает огромное влияние на физико-химические свойства магм. Так, в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ при $P = 2,0$ кбар (глубина 7,5–8,0 км) 6,4 вес.% H_2O понижает температуру плавления альбита на 300 °С, в то время как такое же количество SiO_2 – на 20 °С.

Кремнекислые магмы (дациты, риолиты), близкие к своему ликвидусу, представляют собой алюмосиликатные расплавы, состоящие из тетраэдров (Al , Si) O_4 , в которых большинство ионов кислорода (O^{2-}) образует связи между соседними тетраэдрами. Такое соединение тетраэдров через кислородные “мостики” приводит к образованию высокополимеризированной трехмерной сетки. Высокая степень полимеризации кремнекислых расплавов (риолит) объясняет их высокую вязкость 10^8 – 10^{10} Пуаз при 1000 °С и атмосферном давлении. Добавление лишь 6,4 вес.% H_2O снижает вязкость до 10^5 Пуаз. Этот эффект объясняется взаимодействием H_2O с расплавом, приводящим к разрушению кислородных “мостиков”, т.е. к деполимеризации расплавов.

Другие летучие компоненты, играющие важную роль в рудообразующих процессах, разделяются на две группы в зависимости от сходства или различия механизма их растворения с механизмом растворения H_2O . Кислые летучие (H_2S , HCl , HF) сходны с H_2O , т.е. они претерпевают гидролиз с O^{2-} -расплава, сохраняя общую электростатическую нейтральность, в то время как CO_2 , SO_2 и H_2O не могут взаимодействовать с “мостиковым” O^{2-} и сохранять электрическую нейтральность.

Принято рассматривать способы генерации известково-щелочных магм с позиций тектоники плит. В этом случае генерация связывается с погружением океанической (водонасыщенной) коры в зонах субдукции. Дальнейшая эволюция расплава связывается с процессами кристаллизационной дифференциации. С этих позиций медно-порфировая специализация магмы возникает вследствие частичного плавления аномально металлоносных океанических осадков и базальтов в зонах субдукции. По мнению К. Бернэма [8], океанические базальты обычно содержат достаточно меди, чтобы сформировать медно-порфировые месторождения при условии интенсивных гидротермальных процессов, протекающих в порфировой системе на малых по глубинности уровнях и ведущих к концентрации металла. Дациты и риолиты содержат среди ранокристаллизующихся минералов халькопирит в пойкилитовых сростаниях с пирротинном. Это свидетельствует о том, что родоначальные магмы насыщаются медьсодержащим твердым раствором пирротина на относительно ранней стадии кристаллизации.

При подъеме кремнекислой порции магмы плагиоклаз кристаллизуется без охлаждения, так как снижается давление, что приводит к сдвигу $\text{Al}^{IV} \rightarrow \text{Al}^{VI}$. За счет потери плагиоклаза расплав становится более основным и богатым H_2O . Охлаждение такой магмы в промежуточной камере, распо-

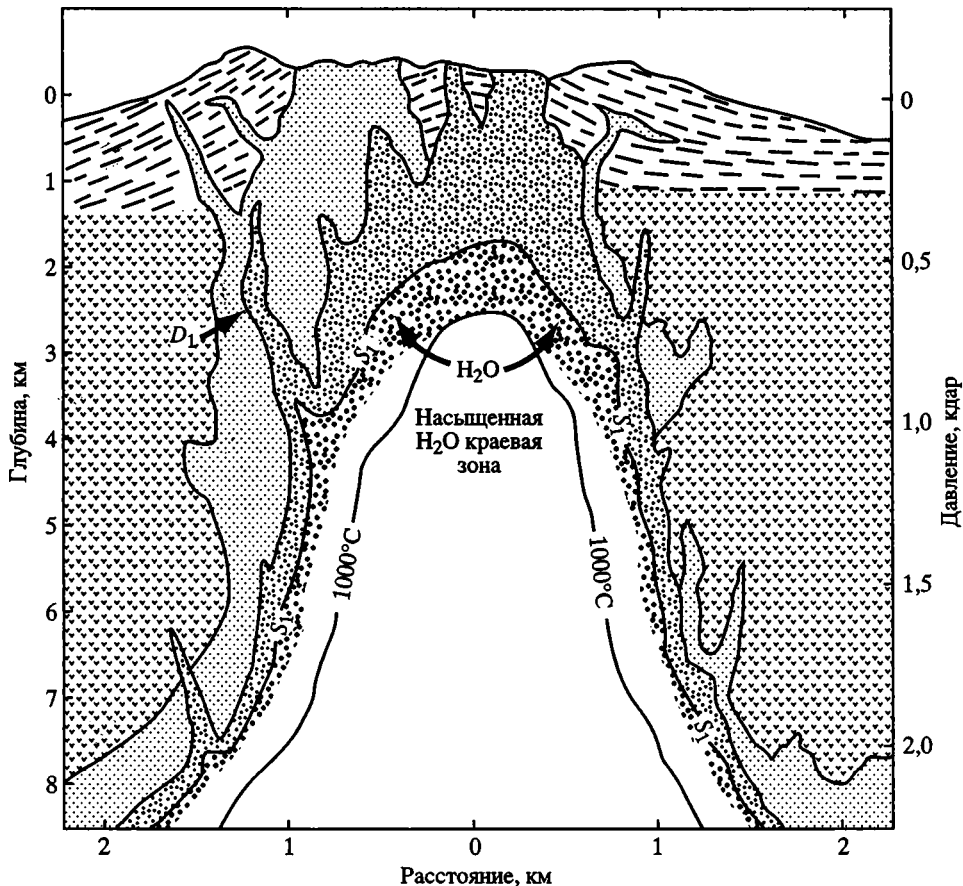


Рис. 47. Схематический разрез дацитового (гранодиоритового) штока на начальной стадии развития системы, по К. Уэйн Бренэму [1]

D_1 – дайка; S_1 – насыщенный водой солидус; мелкие кружки – зона магмы, насыщенная H_2O

ложенной на меньшей глубине, при постоянном давлении вызывает осаждение большинства железомagneзиальных минералов. Создаются условия для дальнейшей дифференциации магмы с накоплением флюидов. Эта дифференциация может вызвать заметную концентрацию H_2O в верхних частях магматической камеры.

Кремнекислые промежуточные магматические камеры, отделившиеся от глубинного первичного расплава, залегают в коре на глубине 2–8 км. Они формируются в вулканических горловинах или близ них в стадии затухания эруптивной деятельности и изначально содержат ~3,0 вес.% H_2O . Кристаллизация начинается с периферических границ камеры. До этой стадии система была открытой, и, соответственно, какая-то часть флюидов (в первую очередь, вода) диссипировала. После достижения солидуса, по периферии камеры, система становится закрытой, за исключением кондуктивной потери тепла во вмещающие породы. Наибольшая температура внутри камеры на этой стадии составляет 1025 °С. Контуры расплава камеры

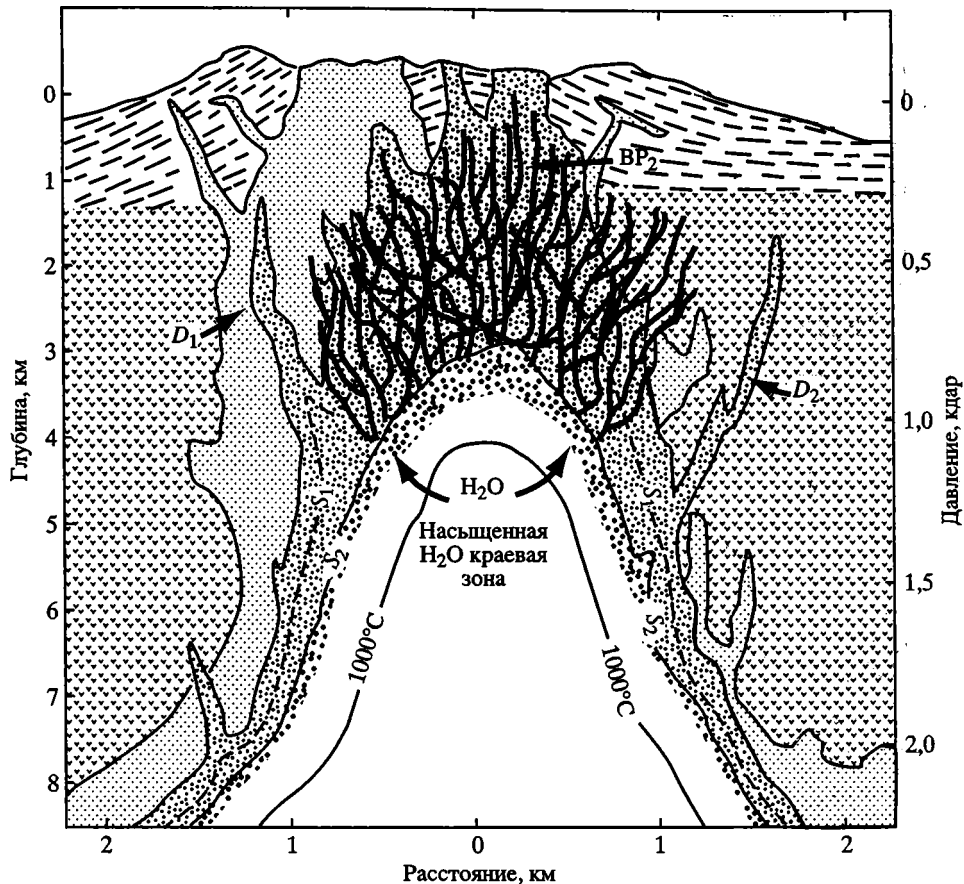


Рис. 48. Схематический разрез дацитового (гранодиоритового) штока на более поздней стадии развития (второй цикл), по К. Уэйн Бренэму [1]

D_1 – дайка первого цикла; BP_2 – брекчиевая трубка; D_2 – дайка второго цикла; S_1 – солидус первого цикла; S_2 – солидус второго цикла; мелкие кружки – зона магмы, насыщенной H_2O во втором цикле затвердевания; линии над штоками – система трещин, образовавшихся во втором цикле затвердевания

совпадают с изотермой $1000^\circ C$, независимо от глубины, достигая уровня 2,5 км. Температуры вдоль границы солидуса варьируют от $800^\circ C$ на глубине 2 км до $700^\circ C$ на глубине 8 км (рис. 47).

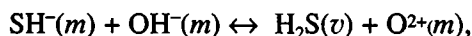
Кристаллизация расплава в области солидуса приводит к перегруппировке флюидов с их концентрацией в этой зоне. Избыточное давление по сравнению с литостатическим приводит к взрывному процессу, снижению давления и резургентному вскипанию. Затем идет дальнейшая кристаллизация в области солидуса (рис. 48). Система снова закрывается. Этот процесс становится циклическим. Состав остаточного расплава в срединной части камеры становится более кремнекислым и смещается в сторону риолита. Соответственно, поступление флюидов, обогащенных металлами, из кремнекислой магматической камеры в вышележащие вмещающие породы также носит циклический характер. Рудные компоненты переносятся в виде комплексных соединений $Me(OH)Cl$.

В дацитовой магме примерно однородного валового состава возрастание флюидного давления по мере кристаллизации расплава (плагноклазы и железомagneзиальные минералы) в зоне солидуса приводит к увеличению концентрации H_2O и других компонентов флюида в остаточном расплаве (Cl, S, F), а также рудных компонентов.

В силикатных расплавах при магматических температурах Cl не образует устойчивых хлорсодержащих минералов и комплексов с Si или Al. NaCl, KCl, HCl, $CaCl_2$ и $(FeCl_2 + FeCl_3)$ являются устойчивыми комплексами в водных растворах при магматических температурах, а HCl – единственный из этих компонентов, существенно растворимых в расплаве. При умеренных давлениях Cl обогащает водную фазу, что ускоряет отделение H_2O от расплава и приводит к его дальнейшей кристаллизации [8].

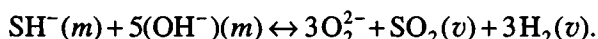
По данным Х.Д. Холланда [156], большинство халькофильных элементов (Cu, Zn, Pb и др.) в отличие от литофильных обнаруживает намного более сильную тенденцию концентрироваться в водных хлоридных растворах, а не в расплавах.

Вся S, растворенная в водосодержащей магме, по-видимому, содержится в виде SH^- и до отделения водной фазы участвует в равновесии:



где m – расплав, v – водный флюид.

SO_2 флюида может образовываться также за счет равновесия:



Эти реакции осуществляются соответственно объему S, оставшейся в расплаве после кристаллизации высокоэнергетических сульфидов, таких как пирротин, халькопирит, кубанит. При понижении температуры и стационарном давлении в субсолидусной зоне магматической камеры HCl, содержащийся в интерсертальных частях, реагирует с постмагматическими сульфидами Fe и Cu в соответствии с равновесием:



В результате этой реакции сульфиды переходят в раствор с образованием гидрохлоридов металлов (плюс H_2 и H_2SO_4), которые с водной фазой выносятся за пределы магматической камеры. Этот процесс, как было показано выше, осуществляется циклично с образованием рудопроявлений в вышележащих вмещающих породах. Цикличность процесса допускает изменение состава выносимых из камеры сульфидов в порядке обратном по отношению к их устойчивости в субсолидной части расплава. Таким ходом процесса рудообразования можно объяснить минеральную зональность рудных тел по вертикали и в латеральном направлении.

Состав расплава магматической камеры изменяется за счет кристаллизационного фракционирования от дацитового до риолитового. В результате полной кристаллизации расплавов кремнекислых магматических камер в океанической коре глубже расположения рудных тел формируются субинтрузивные тела различного типа порфиритов (кварцевые дацитовые порфириты, кварцевые альбитофиры, андезитовые порфириты и др.). Состав

субинтрузий, как и состав рудных залежей, зависит от количества циклов, реализованных в кремнекислых магматических камерах.

Обобщая генетическую часть формирования сульфидных полиметаллических кайнотипных и палеотипных месторождений, можно утверждать, что они сингенетичны. Их образование является логическим завершением процесса дифференциации первичного мантийного базальтового расплава. Необходимым и достаточным условием служит ликвация первичного расплава, с отделением кремнекислой части (дацитового или риолитового состава) в промежуточную камеру, расположенную в океанической коре на глубинах 2–8 км. В этой камере происходит формирование рудных комплексов и флюидов, в первую очередь, воды.

Таким образом, рудные компоненты и флюиды являются ювенильными (мантийными). Это не исключает их некоторой контаминации в результате взаимодействия расплавов и флюидов с вмещающими породами океанической коры.

4.7. ВЫВОДЫ

Сложившееся мнение о том, что вулканические процессы, формирующие земную кору современных океанов, протекают без дифференциации мантийных расплавов, следует рассматривать как артефакт. Дифференциация первичного мантийного расплава по кремнекислотности вдоль срединно-океанических хребтов (СОХ) реализуется дискретно, только лишь в отдельных участках, характеризующихся малыми скоростями спрединга по сравнению с другими участками СОХ. Именно в этих участках возникают условия для формирования вулканических построек центрального типа и внутрикоровых промежуточных магматических камер, развитие которых заканчивается кремнекислым дифференциатом дацитового состава и отделением газодоводного флюида, участвующего в гидротермальных процессах. При дифференциации первичного расплава происходит дивергентное распределение некогерентных элементов. Сидерофильная группа будет накапливаться в базитовой части, а литофильная и часть халькофильной конвергентно уйдут в кремнекислый дифференциат. Дальнейшая судьба последних определяется термодинамическими условиями гидротермального рудогенеза.

Транспортировка разительно отличающихся по вязкости базальтовых и дацитовых расплавов (по оценке в Пузах разница достигает пяти порядков) может осуществляться только в соответствии с принципом бифуркации. В результате базальты изливаются на поверхность, а дациты застревают внутри коры. Таким образом формируются вулкано-плутонические комплексы, в которых кремнекислые дифференциаты слагают корневые части вулканических построек. При этом сульфидные руды могут отлагаться в осадках, перекрывающих базальты (“черные курильщики” – гидротермально-осадочный тип), в базальтах, залегающих над кремнекислыми субинтрузиями (вкрапленные руды – гидротермально-метасоматический тип) и в промежуточных зонах между базальтами и дацит-риолитовыми субинтрузиями (вкрапленные и массивные руды – гидротермально-экспляционный тип). В этом ряду температура и геохимическая активность гидротер-

мальных растворов уменьшаются снизу вверх по обусловленному выше разрезу. Такой подход к гидротермальному процессу в известной мере облегчает понимание причины возникновения минералого-геохимической зональности сульфидных рудопроявлений. При этом надо иметь в виду следующее: картина формирования рудных тел осложняется тем, что процесс отделения гидротермальных растворов носит циклический характер.

При контрастном типе дифференциации базальты и дациты комплементарны по своему составу. Отсюда следует, что наибольшая вероятность локализации колчеданных рудопроявлений может реализовываться в участках СОХ, характеризующихся наименьшими скоростями рифтообразования и развитием базальтов, обедненных некогерентными элементами, по сравнению с N-MORB. Кроме того, в таких районах, по геофизическим данным, внутри океанической коры могут выявляться куполообразные структуры с пониженными по сравнению со вторым (базальтовым) слоем геофизическими параметрами, что указывает на кремнекислый состав пород в этих структурах.

Перечисленные выше признаки можно рассматривать как поисковые критерии для обнаружения колчеданных рудопроявлений в современном океане.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во Введении мы писали о странной геодинамической обстановке в западной зоне Камчатки (зона коллизии), где, казалось бы, не место, с позиций тектоники литосферных плит, формированию зон растяжения. Однако весь фактический материал однозначно указывает на это. В первую очередь об этом свидетельствует линейное расположение шлаковых конусов, приуроченных к разломам ССВ простираения, прецезионные геодезические наблюдения, также указывающие на раздвижение континентальной коры и, наконец, активизация процессов вулканизма на востоке Камчатки в голоцене. Этот круг вопросов выходит за рамки наших исследований. Однако исчерпывающий вариант объяснений данных сложных вопросов изложен в статье В.А. Ермакова [48]. Основная суть ее заключается в том, что автор следует логике развития тектоно-магматических процессов в зоне перехода океан-континент. Он рассматривает на примере Курило-Камчатской структуры не отдельные ее части, а триаду: глубоководный желоб, обрамляющий Курильскую островную дугу со стороны океана, островную дугу и краевое море. В.А. Ермаков убедительно показал, что геолого-тектонические процессы, протекающие в этом районе, характеризуются двойственными, разнонаправленными процессами: с одной стороны внешняя зона дуги, обращенная к океану, формирует континентальную кору, а с другой – внутренняя ее часть, задуговый бассейн и восточная часть Камчатки разрушает ее (континентальную кору), океанизирует. Восточная зона Камчатки и краевое море трансформируют континентальную кору в океаническую, т.е. идет процесс базификации континентальной коры. Геодинамические процессы, протекающие в голоцене, в восточной Камчатке приводят к рифтогенезу и формированию океанической коры. Опираясь на результаты исследований В.А. Ермакова, мы находим фундаментально обоснованное объяснение пространственного совмещения виртуально существующей коллизии и реально существующей зоны растяжения.

Что касается вулканизма, то сравнительно-петрологический анализ показывает, что во всех трех рассматриваемых объектах (БТТИ, Карымский вулканический Центр и Узон-Семяченский геотермальный район) в разных объемах и формах проявления присутствуют, кроме главной массы базальтовых вулканитов, их кремнекислые дифференциаты (дациты, риолиты, пемза, кремнекислые туфы). Это однозначно указывает на то, что проявлению вулканизма предшествует процесс глубинной, по-видимому, в промежуточных камерах, дифференциации первичных мантийных расплавов. Он

приводит к образованию контрастных (по кремнекислотности) типов вулканических пород: базальтов и дацит-риолитов. По существу, практически отсутствуют промежуточные типы пород (андезито-дациты). Это особенность вулканизма восточной, голоценовой, зоны Камчатки. Отсутствие явно выраженных, плагιοфировых, резко обогащенных лейкократовых базальтов указывает на то, что глубинная дифференциация в промежуточных камерах протекала не как результат фракционной кристаллизации. Соответственно, мы принимаем *a priori* ликвационный механизм дифференциации. Отсюда следует, что в результате этого процесса осуществляется перераспределение концентраций многих элементов (в первую очередь Cu, Zn, Pb, As и др.) и обособление парогазовых флюидов в апикальных частях магматических камер, что, в конце концов, на постэруптивной стадии, приводит к формированию рудных отложений с участием эндогенных флюидов. Все эти вопросы детально рассмотрены в главе 4.

Постэруптивные процессы начинаются с момента выхода парогазового флюида из пределов промежуточной магматической камеры синхронно формированию кремнекислого дифференциата базальтовой магмы. С этого момента происходит формирование вулкано-гидротермальной системы. Как было показано выше, ювенильная составляющая гидротермальных растворов в таких системах может достигать более 10%. Об объеме компонентов, выносимых из магматического резервуара, можно судить по результатам их определения, полученным в 1963 г. в межэруптивный период вулкана Мутновский. Так, дебит газопаровых струй на его нижнем кратере составлял 252 т/ч. По замерам Е.А. Вакина, И.Т. Кирсановой Б.Г. Поляка [22], в год с фумарольными газами Мутновского вулкана выносятся десятки тысяч тонн минеральных компонентов, в том числе ~ 30 тыс. т углерода, 5 тыс. т хлора и 2,5 тыс. т серы.

Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг. и извержение Карымского вулкана 1996 г. происходили в зонах растяжения континентальной коры. Эти извержения характеризовались выносом большого количества ювенильного материала, в составе которого присутствовали Cu, Zn, Pb, As и другие рудные компоненты, входящие в состав колчеданных руд. На постэруптивной стадии флюиды этих извержений являлись рудообразующими системами. Однако эти системы не приводят к формированию рудных месторождений, если на пути следования флюидов отсутствуют геохимические барьеры, препятствующие рассеянию в атмосферу рудных компонентов.

Вулкано-гидротермальные системы формируются над вулканическими камерами в зонах растяжения земной коры. Взаимодействие нисходящих поверхностных вод, фильтрующихся через вулканические породы, с восходящими прогретыми водами, обогащенными флюидами из вулканических очагов, приводит к образованию гидротермальных растворов.

Основные продукты вулкано-гидротермального литогенеза – глинистые минералы – формируются в определенных гидрогеохимических средах.

Смектиты являются продуктами воздействия хлоридных натриевых терм на субстрат разного петрохимического состава. При этом при изменении кислых дацитовых пород образуется высокозарядный смектит, а породы, обладающие большей основностью (андезито-даци-

ты, базальты), изменяющиеся в аналогичных условиях, дают низкозарядный смектит.

В условиях воздействия сульфатных вод, независимо от петрохимического состава материнского субстрата, формируется каолинит. Все изученные каолиниты сложены, как минимум, двумя структурными фазами: совершенной и несовершенной (дефектной). Дефектность каолинита может определяться образованием смешанослойных фрагментов каолинит-галлуазитового типа и возникновением слоев с диккитоподобными фрагментами. Первый тип дефектов возникает в средах, содержащих повышенные концентрации кремния, щелочных и щелочноземельных катионов. Второй тип дефектов зависит в одних случаях от температуры и скорости синтеза каолинита, в других – от матрицы, по которой он формируется.

При воздействии кислых растворов на смектит осуществляются его деструкция и формирование каолинитовых слоев с образованием смешанослойных структур, состоящих из беспорядочно чередующихся каолинитовых и смектитовых слоев. Образование в кислых средах смешанослойных минералов каолинит-смектитового состава сопровождается тетракремнизацией смектитовых слоев.

Изучение структурных и кристаллохимических особенностей гидротермальных глинистых минералов позволяет сделать вывод, что они образуются и изменяются в нестационарных условиях, характеризующихся сменой гидрогеохимических обстановок минералообразования. Вследствие этого все современные гидротермальные глинистые минералы характеризуются неупорядоченными структурами.

Характер изменения суффундированных глинистых минералов в озерных условиях зависит от степени их контрастности по сравнению с условиями образования минералов при формировании гидротермалитов.

Детальный структурно-кристаллохимический анализ глинистых минералов различных вулcano-гидротермальных систем позволит воссоздать условия их образования, изменения и прогнозировать локализацию зон гидротермалитов определенного минерального состава.

Рассмотренный материал по постэруптивным изменениям вулканитов в условиях вулcano-гидротермальных систем свидетельствует о том, что разнообразие агрессивных обстановок гидротермальных систем приводит к коренным изменениям первичного вулканического субстрата, вплоть до образования самостоятельной группы пород – гидротермалитов. Агрессивность сред провоцирует растворение магматических минералов и образование более низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Разнообразие гидрогеохимических постэруптивных сред определяет миграционные способности химических элементов. Менее миграционноспособные из них в щелочных и нейтральных средах при относительно высокотемпературных условиях ($> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) формируют смектитовые минералы, кристаллохимические особенности которых зависят от основности первичного магматического субстрата. В кислых средах с температурами $< 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ в присутствии щелочных и щелочноземельных элементов независимо от петрохимического типа магматического материала образуется неупорядоченный каолинит. В более стерильных средах относительно этих элементов степень упорядоченности каолинита возрастает. Смешанослойные каоли-

нит-сметиты формируются как промежуточная минеральная фаза между смектитом и каолинитом. Характерно, что по локализации межслоевого заряда в смектитовых слоях можно судить об основности материнского магматического субстрата. В этих условиях рудные компоненты, источником которых являются магматические минералы, формируют самостоятельные низкотемпературные минеральные фазы или образуют изоморфные примеси во вторичных минералах и, наконец, сорбируются глинистыми минералами.

Определяющим фактором формирования гидрогеохимических сред в высокотемпературном интервале гидротермального минералообразования является эндогенный флюид, генетически связанный с кремнекислым дифференциатом магматического расплава. В близповерхностных условиях значительную роль в формировании сред минералогенеза приобретают микроорганизмы.

Таким образом, в зонах активной тектоно-магматической деятельности, в условиях растяжения земной коры, эндогенный флюид, обогащенный рудными компонентами, являющийся конечным кремнекислым продуктом дифференциации базальтовых магм, представляет собой источник формирования вулканогенно-осадочных медно-колчеданных руд. Для реализации процесса рудонакопления необходимы два условия. Первое – наличие экраняющего геохимического барьера, препятствующего рассеянию рудного материала; второе – отсутствие вулканогидротермальных систем, генерирующих формирование зон аргиллизации. В условиях гидротермальных систем эндогенный флюид в основном участвует в деструкции магматических минералов в вулканитах, рудные же его компоненты принимают участие в образовании вторичных низкотемпературных минералов – гидротермалитов. Летучие рудные компоненты As, Sb, Hg в условиях гидротермальных систем достигают поверхности гидротермалитов и образуют рудные концентрации. Экраном и геохимическим барьером для ртутно-сурьмяно-мышьякового рудогенеза служат альгобактериальные образования, концентрирующие рудные компоненты в процессе фоссилизации, окремнелые бактериальные маты и плохопроницаемые глинистые горизонты, в подавляющем большинстве сложенные смектитом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.А., Медведева Л.С. Условия образования монтмориллонитов в современном гидротермальном процессе // Материалы к VI Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 119–200. То же // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. С. 201–203.
2. Аносов Г.И., Беккенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
3. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Вертикальная аккреция океанической коры // Вертикальная аккреция земной коры: Факторы и механизмы. М.: Наука, 2002.
4. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Вулканизм плато Кергелен (Индийский океан): состав, эволюция, источники // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 4. С. 425–448.
5. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги области современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
6. Балеста С.Т., Зубин М.М. и др. Глубинное строение района извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 514–537.
7. Барт Т.Ф. Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 414 с.
8. Бернэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 71–121.
9. Бибикова Е.В., Вергасова А.П., Макаров А. Исследование изотопного состава свинца в возгоне Большого трещинного Толбачинского извержения // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 1. С. 198–202.
10. Богданов Ю.А. Гидротермальный рудогенез океанского дна // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 134–159.
11. Богданов Ю.А., Лейн А.Ю., Бортников Н.С., Сагалевиц А.М. Гидротермальные рудопроявления океанского дна, приуроченные к серпентинитовым массивам // Там же. 2004. Вып. 12. С. 63–91.
12. Большое трещинное Толбачинское извержение, 1975–1976, Камчатка. М.: Наука, 1984. 637 с.
13. Брайцева О.А. Фреатоматматическое извержение в озере Карымское (Восточная Камчатка) 6500 ¹⁴С – лет назад и импульсы подачи базальтового вещества в районе Карымского вулкана в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 138–144.
14. Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Геологическое строение Узон-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 10–31.
15. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Флеров Г.Б. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 177–226.
16. Букин А.С., Дриц В.А., Черкашин В.И., Сальни А.Л. Сопоставление 1 : 1 слоев каолинита и диоксидов // Минерал. журн. 1989. Т. 2, № 4. С. 13–21.
17. Булатов В.К., Градусов Б.П., Зотов А.В. Экспериментальное изучение закономерностей и условий формирования каолинит-сметитовых образований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 86–101.
18. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2003. 155 с.

19. Бутузова Г.Ю. Еще раз к вопросу об источнике металлов в гидротермальном океанском рудогенезе // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 114–119.
20. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщ. I // Там же. 1986. № 5. С. 3–18.
21. Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщ. II // Там же. 1986. № 6. С. 3–18.
22. Вакин Е.А., Кирсанова Т.П., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Термальные воды восточной Камчатки и перспективы их использования // Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1962. Вып. 1. С. 84–91.
23. Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского озера после подводного извержения 1996 г. // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 3–27.
24. Вергасова Л.П., Серафимова Е.К. и др. Минералогия и геохимия возгонов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 341–356.
25. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Эксталяционная минерализация Большого Толбачинского трещинного извержения (БТТИ, Камчатка) // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. С. 31–53.
26. Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Лупкина Е.Г. и др. Постэруптивная деятельность в кальдере Академии Наук (Камчатка): Минеральные новообразования, содержание радона в спонтанных газах и биотические изменения // Вулканология и сейсмология. 1998, № 2. С. 49–65.
27. Виноградов В.И., Вакин Е.А. Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 4. С. 965–968.
28. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги – ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 78–103.
29. Волюнец О.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И., Григорьев В.С. Изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 19–27.
30. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., Недра. 1974. 261 с.
31. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Мир, 1968. 224 с.
32. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 307 с.
33. Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю. и др. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. Новосибирск: Наука, 1991. 121 с.
34. Герасименко Л.М., Крылов И.Н. Постморальные изменения цианобактерий в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. С. 201–203.
35. Главатских С.Ф. Самородные металлы и интерметаллические соединения в продуктах эксталяций Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ, Камчатка) // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. Ч. 1. С. 94–107.
36. Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 127 с.
37. Градусов Б.П., Зотов А.В., Русинов В.Л. Условия образования монтмориллонита на современных сольфатарных полях // Докл. АН СССР. 1978. Т. 222, № 5. С. 1190–1193.
38. Грешнер С.Г. Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. М.: Наука, 1976. 144 с.
39. Гриб Е.Н. Петрология продуктов извержения 2–3 января 1996 г. в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 71–96.
40. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Корový магматический очаг в недрах Узон-Гейзерного района на Камчатке // Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский, 1985. Вып. 3. С. 31–34.
41. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Различные пути эволюции верхнекорových магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Ч. I. Строение пирокластических потоков, сравнительная минералогия // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 3–17.
42. Гриб Е.Н., Перепелов А.Б., Леонов В.Л. Геохимия вулканических пород Узон-Гейзерной депрессии (Камчатка) // Там же. 2003. № 4. С. 11–28.

43. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132–227.
44. Гричук Д.В., Краснов С.Г. Об источниках рудообразующих элементов в современных гидротермах дна океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 105–113.
45. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Геохимия породобразующих диоктаэдрических смектитов // Там же. 1985. № 1. С. 35–48.
46. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Смектиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и в океанах // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7–37.
47. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгено-структурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 248 с.
48. Ермаков В.А. Особенности развития активной континентальной окраины на примере Курило-Камчатского региона // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 158–189.
49. Ероцев-Шак В.А., Дмитрик А.А., Ципурский С.И. Генетические и структурно-морфологические особенности гидротермальных каолинитов // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 94–90.
50. Ероцев-Шак В.А., Ильин В.А. Образование глинистых минералов при гидротермальном изменении пород в кальдере Узон (Камчатка) // ДАН СССР. 1978. Т. 241, № 4. С. 911–914.
51. Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А., Инкова Т.А. Гидротермально-измененные базальты западного поля кальдеры Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 32–49.
52. Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А., Киреев Ф.А. и др. Литология гидротермального озера Фумарольное – бассейна современного рудонакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 86–99.
53. Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А., Ильин В.А. Литология современных осадков гидротермального озера Хлоридное на Камчатке // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 35–48.
54. Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А., Ципурский С.И. Особенности минералогии и гидрогеохимии гидротермального озера Серное на Камчатке // Там же. 1985. № 2. С. 36–46.
55. Ероцев-Шак В.А. Гидротермальный литогенез в геодерме современных гидротермальных систем // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 199–210.
56. Ероцев-Шак В.А., Букин А.С., Черкашин В.И. Каолиниты современных гидро-термалитов и гидротермальных озер и их структурные особенности // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 89–106.
57. Ероцев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 131 с.
58. Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А., Лаврушин В.Ю. и др. Условия формирования и состав донных осадков современных кальдерных озер Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 2. С. 196–207.
59. Ероцев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др. Вторичные изменения базальтов и дацитов в кальдере Узон (Камчатка) // Там же. 1998. № 2. С. 196–206.
60. Ероцев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. Глинистые минералы в современных вулканогидротермальных системах // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 11–24.
61. Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А., Шербаков А.В., Ильин В.А. Формирование осадков в гидротермальных озерах Камчатки // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 165–169.
62. Ероцев-Шак В.А., Лозовский В.Р., Афонин С.Л. Пепловый материал в нижнем триасе Московской синеклизы, его генетическая природа, постэруптивные изменения // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 180–189.
63. Ероцев-Шак В.А., Набоко С.И., Золотарев Б.П. и др. Постэруптивная–сульфатная и гидротермальная аргиллизация в кальдере Узон (Камчатка) // Там же. 1999. Вып. 3. С. 137–150.
64. Есиков А.Д., Карпов Г.А., Чешко А.Л. Изотопно-гидрохимическое изучение современной гидротермальной деятельности в кальдере Узон (Камчатка). Гидроизотопная модель гидротермальной системы кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология. 1989. № 4. С. 43–58.

65. Есиков А.Д. Изотопная гидрология гидротермальных систем. М.: Наука, 1989. 208 с.
66. Заварзин Г.А., Карпов Г.А., Горленко В.М. и др. Кальдерные микроорганизмы. М.: Наука, 1989. 120 с.
67. Заварзин Г.А. Бактерии на вулканах // Природа. 1973. № 7. С. 4–7.
68. Заварзин Г.А., Васильева Л.В., Трыкова В.В. Об участии микроорганизмов в поствулканических процессах // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1967. № 4. С. 605–611.
69. Заварзин Г.А., Карпов Г.А. Роль бактериальных факторов в современном минералообразовании кальдеры Узон // Докл. СССР. 1982. Т. 214, № 1. С. 244–247.
70. Золотарев Б.П., Ерощев-Шак В.А., Бебешев И.И. Вулканизм подводных гор Круизер и Крылова и гидротермальные изменения слагающих их пород // Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. С. 95–111.
71. Золотарев Б.П., Карпов Г.А., Ерощев-Шак В.А., и др. Эволюция вулканизма в кальдере Узон // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 67–83.
72. Золотарев Б.П., Артамонов Г.А., Ерощев-Шак В.А. Вертикальная аккреция океанической коры Индийского океана и проблема мантийных горячих точек // Известия Секции наук о Земле РАЕН. 2001. Вып. 7. С. 105–123.
73. Зотов А.В., Волченкова В.А., Котова З.Ю. и др. Физико-химические условия современного образования сульфидов мышьяка в кальдере Узон на Камчатке // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977. С. 77–103.
74. Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 135 с.
75. Иванов Б.В., Брайцева О.А., Зубин М.Н. Вулкан Карымский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 182–203.
76. Ильин В.А., Кононов В.И. Оценка температур глубинных теплоносителей по геохимическим особенностям поверхностных термопроявлений // Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 98–102.
77. Карпов Г.А., Павлов А.Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. М.: Наука, 1976. 87 с.
78. Карпов Г.А., Заварзин Г.А., Ерощев-Шак В.А. Роль биогенного фактора в формировании среды зоны аргиллизации в областях разгрузки современных гидротермальных систем и сольфатарных полей // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 64–73.
79. Карпов Г.А., Киреев Ф.А., Ерощев-Шак В.А. Самородное железо в гидротермальных системах Камчатки // Докл. АН СССР. 1985. Т. 274, № 6. С. 1440–1443.
80. Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 183 с.
81. Карпов Г.А., Штеренберг Л.Е., Золотарев Б.П. и др. Рудные минералы в пеплах вулкана Карымский (извержение – январь 1996 г.) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 24–28.
82. Кеннеди Дж. Равновесия между летучими и окислами железа в изверженных породах // Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 113–132.
83. Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Акимцев В.А. Колчеданное рудопроявление древних вулканических областей и современных спрединговых зон. Новосибирск, 1993. 63 с.
84. Колчеданные месторождения Мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
85. Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 147 с.
86. Кононов К.И. Геохимия термальных вод в областях активного вулканизма. М.: Наука, 1983. 215 с.
87. Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин А.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 1. С. 172–175.
88. Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5–17.
89. Краснов С.Г., Черкашов Г.А., Айнемер Э.Ф. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
90. Кривцов А.И. Обстановки и условия древнего и современного колчеданно-рудообразования // Геология руд. месторождений. 1987. Т. 29, № 3. С. 3–17.

91. Крылов И.Н., Орлеанский В.К., Заварзин Г.А. Окремненные микроорганизмы в водорослево-бактериальных пленках термальных источников Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1483–1485.
92. Курносов В.Б. Вещественные изменения пород океанической коры и их роль в аккреционном процессе // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 268–279.
93. Курносов В.Е. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 249 с.
94. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Наука, 1975. 261 с.
95. Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
96. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карташева Л.А. Расчленение игнибригов и оценка объема магмы, выброшенной при игнибригообразовании извержения на Восточной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 3–18.
97. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
98. Лозовский В.Р., Ероцев-Шак В.А., Афонин С.А. О пепловых горизонтах и пеплах в нижнем триасе Московской синеклизы // Геология и разведка. 2001. № 3. С. 19–28.
99. Луговая И.П., Карпов Г.А., Загитко В.Н. и др. Происхождение спонтанных газов и термальных вод современной рудообразующей гидротермальной системы Узон на Камчатке по изотопным данным // Сов. геология. 1987. № 10. С. 99–107.
100. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные петрогенные элементы в системе магматический расплав – флюид // Геохимия 1984. № 2. С. 183–197.
101. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 260 с.
102. Матвеева Л.А., Сивцов А.В. Синтез каолинита при нормальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 81–87.
103. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.
104. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 285–308.
105. Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: Вершинное извержение Карымского вулкана и фреатоматматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 38–70.
106. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм в вулканических областях. М.: Наука, 1963. 302 с.
107. Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 162–194.
108. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 199 с.
109. Набоко С.И. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 249–256.
110. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Закономерности поведения Cu, Zn, Pb // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 82–98.
111. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование // Там же. 1990. № 4. С. 82–98.
112. Набоко С.И., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др. Рудообразующие флюидные системы Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. и впадины Атлантис-II Красноморского рифта // Там же. 2001. № 1. С. 5–23.
113. Неверов Ю.Л. Колчеданные полиметаллические рудопоявления типа “Куроко” на Курильских островах и некоторые вопросы их генезиса // Тр. Сахалин. комплекс. ин-та. Южно-Сахалинск, 1963. Вып. 15. С. 55–65.
114. Некрасов Б.В. Курс общей химии. М.: Госхимиздат, 1954. 971 с.
115. Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–446.

116. Орлеанский В.К., Ероцев-Шак В.А., Карпов Г.А. и др. Слоистые бактериально-водородные образования (маты) термальных полей Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 126–131.
117. Петрова В.В. Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе. М.: ГЕОС, 2005. 245 с.
118. Пилипенко Г.Ф. Гидрогеологическая обстановка кальдеры Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 70–71.
119. Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии // Там же. 1974. С. 83–110.
120. Пилипенко Г.Ф. Парогидротермы кальдеры Узон // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 237–266.
121. Пилипенко Г.Ф. Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон // Там же. 1976. С. 72–83.
122. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
123. Попов В.А. Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск, 1984. 191 с.
124. Попов В.А., Краснов С.Г., Айнемер А.М., Черкашев Г.А. Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналогии // Зап. ВМО. 1985. Т. 114, № 4. С. 410–425.
125. Попова В.И., Поляков В.О. Узонит As_4S_5 – новый сульфид мышьяка с Камчатки // Там же. 1985. Т. 114, № 4. С. 369–373.
126. Попова В.И., Попов В.А., Кларк А. и др. Алакранит As_8S_9 – новый минерал // Там же. 1986. Т. 115, № 3. С. 360–368.
127. Рожков А.М., Тиран Ю.А., Серафимова Е.К. и др. Химический и изотопный состав магматических газов Ключевского вулкана (извержение 1988 г.) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–28.
128. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
129. Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Дмитриев И.И., Муравицкий Г.Н. Вода в родоначальной магме океанических ферробазальтов // Геохимия. 1984. № 2. С. 209–216.
130. Сахаров Б.А., Ероцев-Шак В.А., Дриц В.А. Структурно-кристаллохимическая характеристика и условия образования монтмориллонит-каолинитового смешанослойного минерала // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 62–71.
131. Серафимова Е.К. Минеральные парагенезы вулканических возгонов // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. С. 31–53.
132. Соболев А.В., Наумов В.Б. Первое прямое доказательство присутствия H_2O в ультраосновном расплаве и оценка ее концентрации // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 458–461.
133. Тальнов Е.С. Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала. М.: Научная книга, 2003. 174 с. (Тр. НИИ геологии Саратов. гос. ун-та. Н. С. Т. 15).
134. Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ероцев-Шак В.А. и др. Особенности современного гидротермального литогенеза. 1. Наземный гидротермальный литогенез // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 3–15.
135. Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А. Сравнительный анализ статического и динамического экспериментов в системе “вода–вулканический пепел” // Там же. 1988. № 2. С. 131–133.
136. Томашенко А.Н., Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В. Эпигенетическая зональность и координационное положение Al в диоктаэдрических минералах глин // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 161–164.
137. Федоров Б.В., Волинец О.Н., Попов Я.С. Сульфидные микровключения в кислых и средних вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 200–207.
138. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–37.

139. Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмические данные о механизме и развитии Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. // Бюл. вулканол. станций. 1979. № 56. С. 3–14.
140. Федотов С. А., Муравьев Я.Д., Иванов В.В. и др. Извержения в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана в 1996–1997 гг. и их воздействие на окружающую среду // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: НИЦОИГТМ СО РАН. 1998. С. 127–145.
141. Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будников В.А. и др. Петрология продуктов извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976. М.: Наука, 1984. С. 223–285.
142. Ципурский С.И., Дриц В.А., Деписова Д., Чичел Б. Кристаллохимия монтмориллонитов вида Чего и Вайоминг // Тез. докл. III Чехосл. симпоз., ЧССР. Прага, 1986.
143. Чудаев О.В., Чудаева В.А., Карпов Г.А. и др. Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2000. 157 с.
144. Широков В.А., Иванов В.В., Степанов В.В. О глубинном строении вулкана Карымский и особенности его сейсмичности по данным локальной сети // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 71–80.
145. Щербаков А.В., Ерошчев-Шак В.А. Гидрогеохимические среды гидротермального литогенеза // Материалы VI Вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 197–198.
146. Bookin A.S., Drits V.A., Plancon A., Tchoubar C. Stacking faults in kaolin-group minerals in the light of real structural features // Clays and Clay Miner. 1989. Vol. 37, N 4. P. 397–307.
147. Brock T.D. Thermophilic microorganisms and life at high temperature. N.Y.: Springer, 1978. 465 p.
148. Cathles L.M. On analyses of the cooling of intrasives by ground-water convection which includes boiling // Econ. Geol. 1977. Vol. 72. P. 804–826.
149. Clayton R.N., O'Neil, Mayeda T.K. Oxygen isotopic exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 3057–3067.
150. Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas // Nuclear geology on geothermal areas. Spoleto, 1963. P. 17–53.
151. Kinpe C., Gastuehe M.C., Brindly C.W. Ionic coordination in aluminosilicic gels in relation to clay mineral formation // Amer. Miner. 1961. Vol. 46, N 9/10. P. 1370–1381.
152. Drits V., Lindgeen H., Salyn A. et al. Semiquantitative determination of trans-vacant and cis-vacant 2 : 1 layers in illites and illite-smectites by thermal analysis and X-ray diffraction // Amer. Miner. 1998. Vol. 83. P. 1188–1198.
153. Harder H. Kaolinite Synthese bei niedrigen Temperaturen // Naturwissenschaften. 1970. Bd. 57, H. 4. S. 193–197.
154. Hem J.D., Lind C.J. Kaolinite synthesis at 25 °C // Science. 1974. Vol. 184, N 4142. P. 1171–1173.
155. Hinckley D.N. Variability in “crystallinity” values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South California // Clays and clay minerals: Proc. II Nat. conf, Ottawa, Ontario, 1962. N.Y.: Pergamon press, 1962. P. 229–235.
156. Holland H.D. Granites, solutions, and base metal deposits // Econ. Geol. 1972. Vol. G7. P. 281–301.
157. Kurnosov V., Zolotarev B., Artamonov A. et al. Alteration of basalts from the West Pacific Guyots, Legs 143 and 144 // Proc. ODP. Sci. Results. 1995. Vol. 144. P. 475–491.
158. La Iglesia A., Calan E. Halloysite-kaolinite transformation at room temperature // Clays and Clay Miner. 1975. Vol. 23, N 2. P. 342–344.
159. Linares J., Huertas F. Kaolinite synthesis at room temperature / 1971. Ibid. Vol. 171. P. 1025–1026.
160. Murray H.H. Structural variations of some kaolinites in relation to dehydrated halloysite // Amer. Miner. 1954. Vol. 39, N 1/2. P. 97–108.
161. Oberlin A., Tchoubar C. Etude en microscopie electronique de l'alteration des cristaux de kaolinite. 1957. 244 p.
162. Plancon A., Giese R.F., Snyder R. et al. Stacking faults in the kaolin-group minerals: Defect structures of kaolinite // Ibid. 1989. Vol. 37, N3. P. 203–210.
163. Polzer W.Z., Hem J.D., Gabe H.J. Formation of crystalline hydrous aluminosilicates in aqueous solutions at room temperature // Geol. Surv. Res. Ch. B. 1967. P. 54–56.

164. *Sakharov B.A., Drits V.A.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite // *Clays and Clay Miner.* 1973. Vol. 21. P. 15–17.
165. *Stetter K.O.* Extreme thermophile Bakterien // *Naturwissenschaften.* 1985. Bd. 7. S. 291.
166. *Taylor H.P.* The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems hydrothermal alteration and ore deposition // *Econ. Geol.* 1974. Vol. 69. P. 843–883.
167. *Tsipursky S.I., Drits V.A., Geyepesova D., Cicel B.* The extent of occupation of octahedral transsites in montmorillonite structure // *X Nat. Congr. clay miner, and petrogr.*, 1986. Prague, 1989. P. 25.
168. *Vinogradov V.I.* Isotopic evidence of conversion of oceanic crust to continental crust in the continent-ocean transition zone of Kamchatka // *Geochem. Intern.* 1995. Vol. 36, N 3. P. 70–109.
169. *Welhan J.A., Craig H.* Methane and hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids // *Geophys. Res. Lett.* 1979. Vol. 6, N 11. P. 829–831.
170. *Zuravlev D.Z., Tsvetkov V.V., Zuravlev A.V. et al.* $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ratios in recent magmatic rocks of the Kurile island arc // *Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect.* 1987. Vol. 66. P. 227–243.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ)	7
1.1. Геологическое строение Толбачинского района Ключевской группы вулканов	7
1.2. Петролого-геохимическая характеристика	11
1.3. Вулканические газы	18
1.4. Характер постэруптивной минерализации	23
1.5. Состав флюида и эксгаляционные минералы	24
1.6. Источник рудного вещества	29
Глава 2. Карымский вулканический центр (КВЦ)	33
2.1. Краткая геолого-петрографическая характеристика КВЦ	33
2.2. Краткая петролого-геохимическая характеристика пород Карымского вулкана	38
2.3. Фреатомагматическое извержение на дне Карымского озера	43
2.4. Постэруптивные процессы КВЦ	53
Глава 3. Узон-Семячинский геотермальный район	61
3.1. Структурное положение Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии	61
3.2. Состав вод атмосферного формирования	66
3.3. Гидрохимическая характеристика гидротермальной системы кальдеры Узон	67
3.4. Воды термальных озер	70
3.5. Изотопная характеристика термальных вод и вулканитов кальдеры Узон	78
3.6. Вулканиты кальдеры Узон и их постэруптивные изменения	82
3.7. Постэруптивные изменения тефроидных пород в кальдере Узон	90
3.8. Геохимия постэруптивных процессов в профиле вулканитов, вскрытых скв. УК-1	106
3.9. Зональность постэруптивных изменений тефроидных вулканитов, рудные выделения кальдеры Узон	111
3.10. Постэруптивные продукты и рудогенез в термальных озерах калдеры Узон	121
3.11. Механизм и продукты постэруптивного изменения вулканитов в гидротермальных системах	128
Глава 4. О связи сульфидного рудогенеза с процессами дифференциации базальтовых магм	150
4.1. Геологическое положение медно-колчеданных месторождений	150
4.2. Особенности колчеданного рудообразования	154
4.3. Основные черты геохимии магматического процесса	156
4.4. Модели колчеданного рудообразования	157
4.5. Об источниках флюидов и рудных компонентов	161
4.6. О генезисе медно-колчеданных месторождений	163
4.7. Выводы	169
Заключение	171
Литература	175

Научное издание

Ерощев-Шак Вадим Александрович
Золотарев Борис Петрович
Карпов Геннадий Александрович
Набоко София Ивановна
Артамонов Андрей Владимирович

**ПОСТЭРУПТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ
СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА
КАМЧАТКИ**

БГТИ, КВЦ

**Вулкано-гидротермальная система Узон,
океанические и континентальные современные
и палеотипные рудопроявления**

*Труды Геологического института РАН
Вып. 566*

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института
Российской академии наук*

Зав. редакцией *М.В. Грачева*
Редактор *И.С. Власов*
Художник *Е.А. Шевейко*
Художественный редактор *Ю.И. Духовская*
Технический редактор *Т.А. Резникова*
Корректор *З.Д. Алексеева*

Подписано к печати 03.09.2006
Формат 70 × 100 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,0. Усл.кр.-отг. 15,7. Уч.-изд.л. 15,2
Тип. зак. 3833

Издательство "Наука"
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: secret@naukaran.ru
www.naukaran.ru

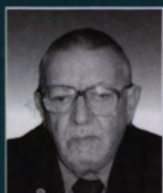
Отпечатано с готовых диапозитивов
в ГУП "Типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



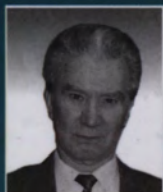
Вадим Александрович ЕРОЩЕВ-ШАК

Геологический институт РАН; доктор геолого-минералогических наук, действительный член РАЕН.
Область научных интересов: минералогия, геохимия постэруптивных процессов.



Борис Петрович ЗОЛОТАРЕВ

Геологический институт РАН; доктор геолого-минералогических наук, действительный член РАЕН.
Область научных интересов: петрология, петрохимия изверженных пород.



Геннадий Александрович КАРПОВ

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН; доктор геолого-минералогических наук, действительный член РАЕН, специалист по гидротермальному процессу.
Область научных интересов: вулканология, рудогенез и гидротермальный процесс.



София Ивановна НАБОКО

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН; доктор геолого-минералогических наук, почетный член РАЕН.
Область научных интересов: вулканология, постэруптивные процессы, рудогенез.



Андрей Владимирович АРТАМОНОВ

Геологический институт РАН; кандидат геолого-минералогических наук.
Область научных интересов: петрология, петрохимия.

ISBN 5-02-035361-2



9 785020 353619

НАУКА