

доктору г. М. Н. Д. С. Соловьеву

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ**

На правах рукописи

ЛЕБЕДЕВ Лев Михайлович

УДК 549; 551.23

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ**

04.00.08 — минералогия

*Диссертация
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук
в форме научного доклада*

Москва — 1985

Работа выполнена в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР.

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
В.С.Балицкий;

доктор геолого-минералогических наук
Н.Ф.Челищев;

доктор геолого-минералогических наук
Е.К.Мархинин

Ведущая организация: Ленинградский государственный университет.
Кафедра минералогии

Защита состоится "16" апреля 1986г. в 15 часов на заседании специализированного совета Д.002.88.01 при Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР по адресу: 109017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35.

С основными опубликованными работами по диссертации в форме научного доклада можно ознакомиться в библиотеке Отделения геологической литературы АН СССР.

Научный доклад разослан "11" марта 1986г.

Ученый секретарь
специализированного совета
Д.002.88.01

Н.Н.Перцев

Актуальность вопроса. Проблемы гидротермального минералообразования, а в связи с ними и такие проблемные вопросы образования гидротермальных минеральных месторождений, как определение состава рудообразующих растворов и форм переноса рудных компонентов, выявление факторов, определяющих выделение этих компонентов из раствора, источники рудного вещества и др. продолжают оставаться еще весьма актуальными. В этой связи изучение современных процессов гидротермального минерало- и рудообразования исключительно важно, так как открывает возможности детального анализа современных рудообразующих растворов, выявления форм нахождения в них рудных компонентов, прямых наблюдений за динамикой формирования минеральных агрегатов и измерения физико-химических условий их образования. Хотя мы располагаем возможностями изучать эти процессы лишь в поверхностной зоне земной коры (до глубин 2-2,5 км), тем не менее результаты непосредственного изучения современных рудогенерирующих процессов являются существенным вкладом в общую теорию минерало- и рудообразования.

Настоящая диссертационная работа представляет теоретическое обобщение и решение основных вопросов нового и важного научного направления: "Процессы современного гидротермального минерало- и рудообразования". Значимость указанного направления исследований еще более возрастает в настоящее время в связи с необходимостью изучения процессов гидротермального рудообразования и освоения сульфидных руд в рифтовых системах срединно-океанических хребтов.

Краткий обзор исследований по проблеме. Несколько десятилетий тому назад процессы современного гидротермального минералообразования рассматривались лишь как экзотические. Но уже в то время А.Е.Ферсманом, при посещении о.Челёкен^{х)}, было указано на принципиальную важность изучения протекающих там процессов минералообразования, а Д.Уайтом отмечалась неосомненная связь некоторых минеральных месторождений с горячими источниками.

Изучение геотермальных районов планеты с целью использования их энергетических ресурсов привело к активизации многоплановых исследований в этих районах. Особенности состава и формирования термальных вод обсуждались в многочисленных работах как отечественных, так и зарубежных ученых (В.В.Аверьев, Е.А.Басков, Л.Н.Барabanов, А.И.Германов, Г.А.Голева, В.М.Дуничев, В.В.Иванов,

х) В настоящее время - полуостров.

В.И.Кононов, И.С.Домоносов, Е.К.Мархинин, С.И.Набоко, А.М.Овчинников, Б.И.Пийп, В.М.Сугробов, А.В.Щербаков, Д.Уайт, А.Эллис, С.Вильсон, П.Бревер, Д.Спенсер, Дж.Эдмонд и др.). Вопросы метаморфизующего воздействия современных гидротерм на окружающие породы рассмотрены в работах Д.М.Коржинского, В.П.Логина, С.И.Набоко, В.Д.Русинова, Н.И.Хитарова, А.Стейнера. Общим вопросам геохимии современных гидротерм и геохимии отдельных элементов посвящены работы А.В.Щербакова, Е.А.Баскова, Н.А.Озеровой, К.К.Зеленова и др.

В последние два десятилетия пристальное внимание исследователей привлекали вопросы металлогенности и рудообразующей деятельности современных гидротерм. В эти же годы появились работы, посвященные новым гидротермальным системам, термальные рассолы которых характеризовались высокими концентрациями халькофильных компонентов (Солтон-Си в Калифорнии, Атлантис II в Красном море, Челекенская в Туркменской ССР (А.Р.Миллер и др.; Г.Ф.Бутузова; Д.Е.Уайт и др.; Л.М.Лебедев, И.Б.Никитина, Ю.Ю.Бугельский). Для районов активного вулканизма были детально охарактеризованы рудообразующие системы кальдеры Узона на Камчатке (С.И.Набоко, Г.Ф.Пилипенко) и вулкана Менделеева (Л.М.Лебедев, А.В.Зотов, И.Б.Никитина, В.М.Дуничев). В процессе разгрузки гидротермальные растворы этих систем формируют значительных размеров рудопроявления меди, свинца, цинка, мышьяка и сурьмы.

В пределах континентальных рифтов проявления современной свинцово-цинковой минерализации отмечаются в озере Киву (Восточно-Африканская рифтовая система), причем запасы этих металлов в осадках озера оцениваются в сотни тысяч тонн (Дегенс, Кублички). Активная гидротермальная рудообразующая деятельность проявляется в зонах спрединга срединноокеанических хребтов, особенно в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (районы $20^{\circ}48' - 54'$; 13° с.ш. и $20^{\circ}04'$ ю.ш.), а также в Калифорнийском заливе (бассейн Гуаймас - южная рифтовая зона), в пределах Галапагосского хребта и др. Во всех указанных районах формируются современные сульфидные руды с высокими содержаниями меди, цинка и свинца, а также повышенными - кобальта, кадмия, серебра и золота (Хекиниан и др., Франштау и др., Оудин, Лансдал и др., Малахов и др.).

Накопление большого фактического материала настоятельно требовало выявления закономерностей: 1) в проявлении современных рудообразующих гидротерм; 2) их связи с активными геологически-

ми процессами, 3) в специфике рудоносности гидротермальных растворов различного состава, а в связи с этим образования характерных минеральных ассоциаций; 4) минералогенеза и формирования минеральных агрегатов; 5) их последующих преобразований в минералообразующей среде.

Исследования по проблеме "Процессы современного гидротермального минерало- и рудообразования" были начаты в ИГЕМ АН СССР в 1966 г. Постановка их была поддержана Государственным Комитетом СМ СССР по науке и технике и Бюро Отделения наук о Земле (постановление от 06.04.1967 г.).

Цель и задачи исследований. Целью исследований диссертанта являлось изучение процессов минералообразования, протекающих в современных гидротермальных системах. При этом решались следующие задачи.

1. Изучение особенностей состава и металлогенности современных гидротермальных растворов различного гидрогеохимического типа.

2. Выявление форм нахождения рудных компонентов в высокоминерализованных растворах с целью выяснения их роли в переносе халькофильных элементов и отложении рудных минералов.

3. Анализ особенностей минеральных ассоциаций, формирующихся в зависимости от состава и металлогенности гидротерм, а также от геолого-геохимических условий их разгрузки (автономность или сопряженность разгрузки гидротермальных растворов качественно разного состава).

4. Изучение динамики формирования минеральных агрегатов; выяснение влияния симметрии среды минералообразования на морфологию минеральных агрегатов.

5. Изучение последующих преобразований минеральных агрегатов в минералообразующей среде - раскристаллизации галей, перекристаллизации и направленных превращений метастабильных минеральных фаз.

Научная новизна проведенных исследований состоит в следующем.

Показано определяющее влияние механизма дегазации лавовых расплавов на формирование металлогенности гидротерм аппаратов вулканов, подтверждающееся тождественностью геохимических ассоциаций рудных компонентов, фумарольных газов, сублиматов фумарол и эруптивных туч. Впервые проведены количественные оценки

выноса халькофильных элементов в виде летучих соединений в процессе извержений вулканов (на примере извержений вулканов Алаид (1972г.), и Тятя (1973г.)). Показано, что в эруптивную стадию этими вулканами вынесены десятки тысяч тонн меди, цинка и свинца, а также значительные количества многих других халькофильных элементов. Более полно изучены особенности состава кислых сульфатно-хлоридных гидротерм вулкана Менделеева и связанные с ними процессы минерало- и рудообразования.

Были открыты высокая металлоносность термальных рассолов и проявления современных процессов рудообразования на п-ве Челекен. Показаны закономерности минералообразования, связанного как с автономной разгрузкой металлоносных рассолов (образование рудопоявлений представленных оксихлоридами свинца и меди), так и в условиях их сопряжения с сероводородсодержащими рассолами (образование сульфидов железа, цинка и кадмия). Установлено, что новообразованные минеральные агрегаты, оставаясь в минералообразующей среде, претерпевают многократную перекристаллизацию, практически полностью утрачивая свои первичные структуры. На примере датированных осадков сульфидов железа впервые установлены и изучены последовательные переходы метастабильных минеральных фаз, длительное время остающихся в минералообразующем растворе.

Фактическая основа работы. Фактическую основу работы составляют материалы, собранные диссертантом за 25-летний период изучения процессов современного гидротермального минералообразования, протекающих в гидротермальных системах Закавказья, Туркмении, Камчатки и Курильских островов, а также систематизация и анализ литературных данных по рассматриваемой проблеме. Наиболее детальные исследования проводились на гидротермальных системах Челекена (15-летние исследования с организацией стационарной лаборатории), Дарьдага (Азербайджанская ССР), района Ахалцихе - Накалакеви (Грузинская ССР), Паужетки (Камчатка), вулканов Менделеева, Головинина, Эбеко (Курильские острова); кратковременное изучение проводилось на гидротермальных системах с отбором и последующим исследованием вод и новообразованных минералов: в кальдере Узона на Камчатке, мысе "Непройдемь" на о.Уруп, Кулиных болот и Гарги в Прибайкалье, Истису и Сираба в Азербайджане. Использован также каменный материал из коллекций Минералогического музея АН СССР и любезно переданный диссертанту докторами Дональдом Уайтом, Дж.Бишофом (США) и Б.Г.Вайсбергом (Новая Зеландия).

Методы исследований. В связи со специфическими особенностями исследований процессов минералообразования, протекающих в настоящее время, применялись методы, позволяющие непосредственно регистрировать как основные физико-химические параметры гидротермальных растворов, так и выделение из них минеральных фаз, формирование минеральных агрегатов и их последующие преобразования. Измерение значений pH и Eh проводилось потенциометрическими методами и выполнялись на pH-метрах - милливольтметрах ППМ-ОЗМІ и И-200. Химические определения неустойчивых компонентов в растворах проводились незамедлительно после отбора проб. Изучение состава минералообразующих гидротермальных растворов и рассолов требовало проведения их химического анализа более детального, чем это делалось ранее. В наших исследованиях проводился анализ не менее, чем на 30 компонентов. Всего было проанализировано около 200 проб растворов различных гидротермальных систем; кроме того было выполнено более 6000 отдельных определений на Pb, Zn, Cd, Cu и Tl. Для выявления форм нахождения рудных компонентов в термальных рассолах использовались методы диализа и ионного обмена.

Изучение динамики образования минеральных агрегатов проводилось методами датирования и последующим прослеживанием их формирования. Высокая дисперсность новообразованных минеральных фаз ограничивала возможности применения ряда традиционных методов исследования (микротвердости, коэффициента отражения и др.).

Для выяснения состава новообразованных минералов были использованы методы химического анализа (120 проб) и рентгено-спектрального микроанализа (250 проб).

Исследования проводились с помощью специалистов лабораторий ИГЕМ АН СССР и других организаций: И.Б.Никитиной (химический анализ вод и минералов), А.И.Цепина (микронзондовый анализ), А.И.Горшкова и Н.Д.Самойлова (электронная микроскопия), Г.А.Сидоренко (рентгеновский анализ), Ю.В.Малова (исследования на стереоскане) и др. Всем исследователям, способствовавшим выполнению работы, автор выражает глубокую признательность.

Круг работ диссертанта был ограничен сформулированными выше задачами. Диссертант не касается обсуждения проблем, связанных с происхождением и условиями формирования гидротермальных растворов и рассолов.

Объем работы. Диссертация представляется по совокупности опубликованных работ. Исследованиями по проблеме автор занимается

ся с 1965 г. За это время опубликовано 5 монографий (одна из которых переведена на английский язык) и более 60 статей, из них 10 в иностранных журналах и трудах международных симпозиумов.

Практическая значимость. Результаты исследований могут быть использованы в учебных курсах по генетической минералогии и справочной литературе. Данные по геохимии термальных рассолов и минералогии новообразованных минералов Челекенской геотермальной системы составили основу для проведения исследований Лабораторией ядерных реакций ОИЯИ по проблеме поисков сверхтяжелых элементов в природе, проводящихся под руководством академика Г.Н.Флерова. Наиболее важные из полученных автором данные включены в фундаментальные зарубежные и отечественные обобщения, такие как "Геохимия гидротермальных рудных месторождений", 2-е изд. 1979; Д.С.Кронен "Минеральные месторождения океана", 1980; "Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов" (коллектив авторов), 1981 и др. Отдельные рудопроявления, сформированные в очагах разгрузки современных металлоносных гидротерм, имеют промышленную значимость. Таковы колчеданные руды вулкана Менделеева, металлоносные илы во впадинах Красного моря и ряд других. Полученные данные о составе исследованных гидротермальных растворов и рассолов имеют значение для комплексного их использования.

Апробация. Результаты исследований докладывались: на 23 сессии МГК в Праге (1968г.); на Международном симпозиуме по гидрогеохимии и биогеохимии в Токио (1970 г.); на Первом международном геохимическом конгрессе в Москве (1971г.); на Международном симпозиуме "Вода - порода" в Праге (1974г.); на Третьем Всесоюзном совещании "Термальные воды СССР и перспективы их практического использования" в Махачкале (в 1968г.); на Всесоюзном симпозиуме "Современные минералообразующие гидротермальные растворы областей активного вулканизма" в Петропавловске-Камчатском (1970 г.); на 3-м совещании по типоморфизму минералов в Опалихе (Московская область), 1983г.) и других совещаниях. Показаны на выставке к 27 сессии МГК в Москве в Минералогическом музее АН СССР.

За время работы автор пользовался советами и консультациями многих сотрудников ИГЕМ АН СССР и других научно-исследовательских организаций. Особую признательность автор выражает академику Ф.В.Чухрову и докторам геол.-мин. наук Н.В.Петровской и Ф.И.Вольфсону, чье постоянное внимание и интерес к работе способствовали

ее успешному выполнению. Кроме того автор считает своим приятным долгом выразить благодарность доктору Д.Е.Уайту (США), доктору Дж.Бишофу (США) и доктору Б.Г.Вайсбергу (Новая Зеландия), любезно приславших автору образцы современных гидротермальных минералов.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Изучение гидротермальных систем, с которыми связаны процессы современного гидротермального минерало- и рудообразования, в пределах СССР, а также анализ их глобального проявления, вскрывают пространственные и генетические связи указанных процессов с явлениями новейшей тектоники и современного вулканизма.

Большое количество гидротермальных систем выявлено на Камчатке и некоторые из них в большей или меньшей степени металлоносны. Среди последних наиболее выдающейся является Узоно-Гейзерная гидротермальная система в пределах восточной вулканической зоны Камчатки, формирующая современное мышьяково-сурьмяное оруденение. В районе Срединного хребта проявляются Апапельские источники, с которыми связано современное отложение сульфидов ртути.

Многочисленны проявления металлоносных гидротерм на Курильских островах. На о.Кунашир в пределах постройки вулкана Менделеева в результате длительной разгрузки сульфатно-хлоридных гидротерм сформирована мощная колчеданная залежь, в глубоких горизонтах которой фиксируются заметные количества сульфосолей меди. В пределах этого же острова отмечаются многочисленные источники, в которых отлагаются аморфные сульфиды мышьяка, аурипигмент, реальгар, метастибнит и мышьяковистый пирит. Аналогичные источники наблюдаются и на других островах Курильской островной дуги.

Широко известны термальные источники Японии, такие как Тоа и Абуто-хо, отлагающие самородную ртуть, а также источники Тамагава, в водах которых содержатся значительные количества цинка и свинца, заметные - меди и ртути. Повышенные концентрации цинка, свинца и меди содержатся в водах термальных источников района Матупи-Харбор (Новая Британия).

Уникальны по своей минерало- и рудообразующей деятельности гидротермальные системы вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии. Концентрации золота и серебра в новообразованных осадках некоторых скважин этого района не отличаются от концентрации этих металлов в богатых рудах.

~~этих металлов в богатых рудах.~~

Информация о металлоносности термальных вод Южной Америки невелика, тем не менее отмечаются горячие источники в Перу и Чили, в водах которых присутствуют медь, свинец, серебро, ванадий и другие металлы.

В Северной Америке во многих районах установлены проявления металлоносных гидротерм. Они широко известны и хорошо изучены. Термальные воды месторождения Салфёр Бэнк содержат повышенные концентрации Hg , Sb и As . В водоемах источников и на дне потоков отлагаются антимонит, киноварь и метациннабарит. Д.Уайт пишет: "...для многих других крупных месторождений предполагается, что они некогда тоже были связаны с горячими источниками, но на Салфёр-Бэнк эта связь до такой степени очевидна, что другие варианты следует считать просто невероятными". Гидротермы района Стимбот (Невада) содержат значительные количества мышьяка, сурьмы, ртути, золота и серебра. Современное отложение киновари, метациннабарита и самородной ртути отмечается в устьях и каналах циркуляции источников Эмеди и Бойлинг. Близ озера Солтон-си на обширной территории выявлены горячие рассолы с необычайно высокими содержаниями таких элементов как железо, марганец, свинец, цинк, медь и серебро. На внутренней поверхности обсадных труб скважин в больших количествах отлагается опал, содержащий обильную вкрапленность борнита, дигенита, штрөмейерита, самородного серебра и других минералов. Приводя этот далеко не полный перечень проявлений металлоносных гидротерм в пределах Тихоокеанского пояса, нельзя не отметить источники Долины десяти тысяч дымов (Аляска), термальные воды которых содержат тяжелые металлы и отлагают в ряде случаев пирит, галенит, сфалерит, реальгар, аурипигмент и другие рудные минералы.

Заметные концентрации тяжелых металлов отмечаются в горячих водах ряда геотермальных площадей в странах Средиземноморья.

В СССР повышенные содержания цинка, свинца и меди зафиксированы в термальных водах и рассолах Северного Кавказа и мышьяка в Закавказье (Дарыдаг). Металлоносные рассолы полуострова Челекен содержат большие количества свинца, меди, цинка, мышьяка, кадмия, таллия и в значительных масштабах формируют современные руды. Близкие по характеру металлоносности рассолы известны на юге и востоке Туркмении. Присутствие тяжелых металлов в термальных водах и рассолах отмечаются также во многих других районах Союза.

Ярко проявлены современные процессы гидротермального рудообразования в рифтовых системах срединно-океанических хребтов, особенно в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия в районе $20-21^{\circ}$ и 13° с.ш.; в Калифорнийском заливе (бассейн Гуайамас, южная рифтовая зона); в гребневой части хр.Хуан-де-Фука; в пределах Галапагосского хребта и др. Не менее впечатляющи процессы формирования железорудно-полиметаллической залежи и барито-сульфидного оруденения во впадине Атлантик II в Красном море.

Даже такой беглый обзор проявлений металлоносных гидротерм показывает, что практически все они приурочены или к районам повышенной сейсмической активности, или к регионам, где проявляется активная вулканическая деятельность, или к современным рифтовым системам, а в целом к тектонически активным зонам планеты.

ПРОЦЕССЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ В РАЙОНАХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Современные гидротермы, связанные с вулканическими процессами, рассмотрены в работах Д.Е.Уайта (1957), Е.К.Мархинина (1967), С.И.Набоко (1970), Б.Г.Вайсберга (1969) и др. Исследования металлоносности современных гидротерм, проявляющихся в районах активного вулканизма, были начаты автором в 1968 г.

В указанных районах отчетливо намечаются два преобладающих типа металлоносных гидротерм. Одни из них, сульфатно-хлоридные кислые и ультракислые, пространственно связаны с вулкано-тектоническими разрывными нарушениями, а генетически - с деятельностью современных вулканов. Другие, преимущественно хлоридно-натриевые нейтральные или слабощелочные, приурочены к поясам генеральных глубинных разломов, определяющих возникновение самих вулканических центров.

Рассматривая закономерности проявления паро-гидротерм на Курильских островах, Е.К.Мархинин (1967) отмечает: "Длительно существующие горячие источники и паро-газовые струи на Курильских островах генетически приурочены к различным разрывным нарушениям, среди которых можно выделить два основных типа: собственно-тектонические и вулкано-тектонические". Касаясь источников, связанных с вулкано-тектоническими структурами, Е.К.Мархинин подчеркивает, что они обусловлены историей формирования современных построек действующих вулканов, располагаются среди молодых вулканических образований и испытали на себе огромное влияние

вулканических газов, что и явилось определяющим при формировании их состава.

Влияние вулканических газов на металлоносность гидротерм подчеркивается тождественностью геохимических ассоциаций рудных компонентов гидротерм, фумарольных газов, сублиматов фумарол и эруптивных туч. Так в сухом остатке конденсата высокотемпературных (760°C) фумарольных газов Шова-Шинзан (Япония) содержатся (в г/т): $\text{Cu} - 0,03$; $\text{Zn} - 0,5$; $\text{As} - 0,7$; $\text{Sb} - 0,1$; $\text{Pb} - 0,03$; $\text{Sn} - 0,03$; $\text{Bi} - 0,05$; $\text{Se} - 0,01$; $\text{Ag} - 0,003$ и следы Mo . В составе сублиматов этих же фумарол отмечаются (в вес.%): $\text{Cu} - 0,012$; $\text{Ag} - 0,005$; $\text{Zn} - 0,25$; $\text{Pb} - 0,20$; $\text{Sn} - 0,18$; $\text{As} - 0,50$; $\text{Sb} - 0,25$; и $\text{Se} - 0,005$ (Nemoto, 1957).

В сублиматах эруптивных газов, отобранных автором на краю побочного кратера вулкана Алайд, во время его извержения 25 июля 1972 г. содержатся (в вес.%): Zn от $5,6 \cdot 10^{-3}$ до $1,5 \cdot 10^{-2}$; Cu от $7 \cdot 10^{-3}$ до $1,2 \cdot 10^{-2}$; Pb от $3 \cdot 10^{-3}$ до $1,2 \cdot 10^{-2}$; Sn от $4 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3}$; Bi от $1 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-4}$; Mo от $2 \cdot 10^{-4}$ до $8 \cdot 10^{-4}$; Cd от $1 \cdot 10^{-4}$ до $3,5 \cdot 10^{-4}$ и $\text{Ag} - 1,5 \cdot 10^{-4}$.

Исследование водных вытяжек из пеплов в пробах, отобранных в процессе извержения вулкана Алайд в 1972 г. показало, что в эруптивную стадию этим вулканом в виде летучих соединений вынесены огромные количества рудных компонентов. Произведенные подсчеты выноса металлов вулканом Алайд за два месяца извержения выражаются следующими цифрами (в тыс. т, порядки величин): медь - 10; цинк - 4,5-5; свинец - 4-5 и (в тоннах, порядки величин): кобальт - 500; никель - 400; олово - 300; молибден 45-50; серебро - 5.

В отобранных на Алайде в 1973 г. возгонах высокотемпературных фумарол, действующих в пределах обоих кратеров прорыва, были обнаружены (в вес.%): медь - от 1,65 до 3,88; цинк - от 0,065 до 0,30; свинец - от 0,035 до 0,25; олово - от 0,008 до 0,04; молибден - от 0,006 до 0,01; висмут от 0,002 до 0,006; кадмий - от 0,001 до 0,004; серебро - 0,002.

Сопоставимые данные по выносу металлов получены и при извержении вулкана Тятя. В виде летучих соединений (преимущественно хлоридов) за две недели было вынесено (в тыс. т, порядки величин): цинка - 12; меди - 10; свинца - 2,5 и (в тоннах, порядки величин): кобальт - 450; никель - 300; олово - 270; молибден - 70; серебро - 7.

Присутствие Zn , Pb , Cu , Sb и Ag в конденсатах фумароль-

ных газов вулканов Менделеева и Головнина отмечаются С.И.Набоко и Е.П.Рябичкиной (1957), а Е.К.Мархинин (1957) показано, что сольфатарными парами вулкана Эбеко за год выносятся значительные количества халькофильных элементов.

Кислые сульфатно-хлоридные гидротермы аппаратов действующих вулканов характеризуются значительными концентрациями цинка, свинца, меди и мышьяка, а также повышенными - сурьмы, кадмия, серебра и палладия.

Выше приведенные данные свидетельствуют, что эти гидротермы обогащаются халькофильными элементами в результате дегазации лавовых расплавов.

Процессы современного гидротермального минерало- и рудообразования, связанные с кислыми сульфатно-хлоридными гидротермами аппаратов действующих вулканов, рассмотрены автором на примере вулкана Менделеева.

Гидротермальная система вулкана Менделеева (более подробно охарактеризована в монографии "Современные процессы гидротермального минералообразования на вулкане Менделеева")

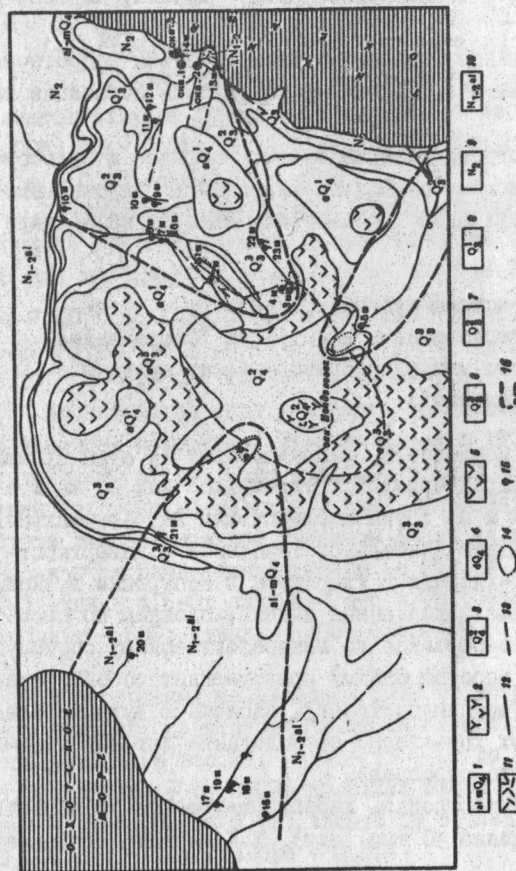
Действующий вулкан Менделеева, расположенный на о-ве Кунашир (Курильские острова), характеризуется уникальной как по масштабам и длительности, так и по своим последствиям гидротермальной деятельностью. В результате длительной глубинной и поверхностной разгрузки сульфатно-хлоридных гидротерм в постройке вулкана была сформирована молодая колчеданная залежь, сложная по своему строению и весьма своеобразная по минералогическому составу.

Вулкан Менделеева (высотой 896 м) представляет собой в значительной степени разрушенную постройку, сложенную вулканогенными породами, для которых характерно преобладание лав над туфами (см. схему геологического строения).

В формировании этой постройки, характеризующейся сравнительно молодым возрастом (менее 40 тыс. лет), Е.К.Мархинин выделяет три основных этапа.

1. Формирование древнего конуса вулкана с центральным кратером, высота которого достигала 1500 м. Преобладающим характером деятельности являлось излияние лав основного состава.

2. Образование кальдеры в результате проседания и обрушения центральной части вулканического конуса над магматическим оча-



Фиг. 1. Схема геологического строения вулкана Менделеева (по В.М.Дуничеву и Г.В.Полунину).
 Голоцен: 1 - аллювиальные и морские осадочные отложения; 2 - дациты экструзивного купола;
 3 - пирокластические отложения; 4 - делювиально-пролювиальные отложения
 Верхний плейстоцен: 5 - андезиты, андезито-базальты верхней толщи; 6 - пирокласты верхней
 толщи; 7 - пирокласты средней толщи; 8 - пирокласты нижней толщи
 Плиоцен: 9 - глыбово-агломератные туфы основного состава
 Верхний миоцен-плиоцен: 10 - алахинская свита (туфы кислого состава); 11 - лавариты экстру-
 зивные; 12 - разрывные нарушения достоверные; 13 - разрывные нарушения предполагаемые; 14 -
 сольфатарное поле; 15 - источники; 16 - контур сектора разгрузки термальных вод.

гом по кольцевому разлому.

3. Внедрение дацитовой магмы в зонах кольцевого разлома, которая заняла всю северо-восточную часть кальдеры и образовала по-
 луэкструзивное тело типа сводовой горы. Рост ее сопровождался вы-
 бросами дацитовых пирокластов, покрывающих ныне рыхлым плащом по-
 бочную вершину вулкана, возраст которой, по данным радиоуглерод-
 ного метода, оценивается в 4 тыс. лет.

Вслед за внедрением дацитовой магмы в различных участках
 кольцевого разлома в результате прорыва газов произошло образова-
 ние воронок взрыва, ставших мощными очагами разгрузки газов и
 термальных растворов. Начавшаяся газо-гидротермальная деятель-
 ность продолжается и по настоящее время в пределах сольфатарных
 полей, сформировавшихся на месте указанных воронок взрыва.

Длительное время в этих воронках существовали кипящие озера,
 в которых формировались осадки типа сернистых опалитов. К наибо-
 лее типичным образованиям подобного рода относятся серные опали-
 ты Северо-восточного сольфатарного поля. Эти озера, являясь мощ-
 ными очагами разгрузки кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных
 гидротерм, обусловили формирование трех сегментов поверхностного
 и подземного стока указанных гидротерм - северо-западного, севе-
 ро-восточного и юго-восточного (см. фиг. 1).

В процессе длительной разгрузки кислых сульфатных и сульфатно-
 хлоридных гидротерм вулканогенные породы в пределах указанных
 сегментов подверглись глубокой метасоматической переработке -
 они практически полностью дебазифицированы и изменены до опали-
 тов и опал-алунитовых пород, в отдельных участках в значительной
 степени обогащенных дисульфидами железа.

Характерной особенностью С-В сегмента стока этих вод являет-
 ся их сопряжение с газовыми струями в районе, прилегающем к коль-
 цевому разлому и наличие очагов разгрузки аналогичных вод, при-
 уроченных к автономным зонам трещиноватости и лишенных какого-
 либо влияния на них сероводородсодержащих газовых струй (исто-
 чники Нижнемеленевские, Верхне- и Нижнедокторские).

Особенности состава и металлонность кислых сульфатно- хлоридных гидротерм

Кислые сульфатно-хлоридные гидротермы вулкана Менделеева про-
 являются в виде многочисленных источников, а также вскрыты сква-
 жинами на глубинах до 150 м на северо-восточном склоне вулкана.

Наиболее многодебитные источники приурочены к долинам ручьев Кислого и Докторского и представлены тремя группами: Нижне-Менделеевские (среднее течение ручья Кислого); Верхне-Докторские (в верховьях ручья Докторского) и Нижне-Докторские (в нижнем течении ручья Докторского).

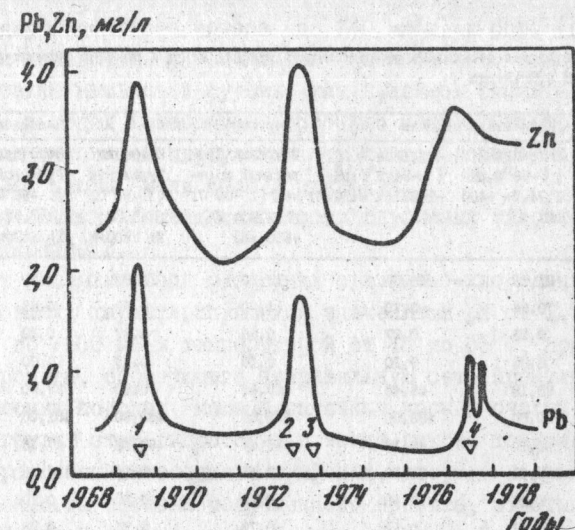
Термальные воды вышеуказанных источников кислые и ультракислые (рН от 1,5 до 2,5), сульфатно-хлоридные, с температурами, варьирующими от 45° до 95°С. Минерализация их колеблется от 2 до 5 г/л. Характерно повышенное содержание кремнекислоты. Преобладающими катионами являются H^+ , Na^+ , а также Fe^{2+} и Al^{3+} .

Для этих вод характерен весьма широкий спектр микрокомпонентов – в значительных количествах отмечаются F, B, P, As, Zn и Pb; в повышенных – Se, Cd, Te, Ag и Pd и небольших количествах – Cu, Mo и Sn. Особенности состава термальных вод Нижне-Менделеевских, Верхне- и Нижне-Докторских характеризуются таблицей I.

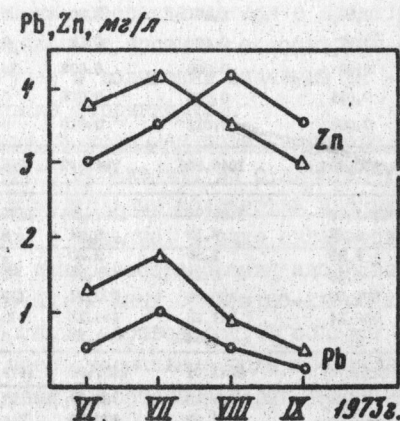
Для термальных вод указанных источников характерно изменение концентраций халькофильных компонентов (особенно свинца) в связи с сейсмической обстановкой в регионе. Среднее содержание свинца и цинка в водах этих источников в сейсмически спокойные периоды колеблется соответственно от 0,15 до 0,35 мг/л и от 1,2 до 3 мг/л. За две-три недели до проявления значительных по бальности (5–7 баллов) сейсмических разрядов концентрации свинца и цинка начинают возрастать и накануне землетрясения достигают максимальных значений – концентрации цинка повышаются в 1,5 раза, а свинца – на порядок (см. рис.2).

Особенности состава и металлоносности кислых сульфатно-хлоридных гидротерм в глубинных условиях были впервые изучены нами путем опробования скважин, пробуренных на северо-восточном склоне вулкана, в районах Нижне-Менделеевских и Верхне-Докторских источников (скв. 30, 31, 32, 33).

С глубин от 80 до 140 м всеми скважинами на поверхность выводились перегретые воды с теплосодержанием 140–150 ккал/кг, с расходами, изменяющимися от 3 до 15 кг/с. Вскоре после пробуривания скважины перестали изливаться и уровень термальных вод в них понизился на 10–12 м. Отбор и изучение глубинных проб из указанных скважин показали, что последними вскрываются высокотемпературные (85–130°С) сульфатно-хлоридные, кислые (рН 1,70–2,80) воды. По сравнению с водами источников они характеризуются более высокой минерализацией (в 1,5–2 раза), исключительно высоким со-



Фиг.2. Изменение концентраций свинца и цинка в термальных водах источника 2 (Нижнеменделеевская группа) за период с 1968 по 1978 гг.



Фиг.3. Изменение концентраций свинца и цинка в сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева (с июня по сентябрь 1973г.). 0 – источник 3 Верхнедокторской группы; – источник 2 Нижнеменделеевской группы

Таблица I
Химический состав термальных вод источников вулкана Менделеева (С-В сегмент разгрузки).
Аналитик И.Б.Никитина

Компоненты	Нижнеменделеевские		Верхнедокторские		Нижнедокторские	
	Источник 2 (t -98°C; pH- 1,74; Eh +400 мВ)	Источник 4 (t -84,5°C; pH- -1,86; Eh +410мВ)	Источник Про- вальный коло- дец (t -82°C; pH-1,80; Eh +510 мВ)	Источник Трешинный (t -60°C; pH-1,80; Eh +530мВ)	Источник Русловой (t -56°C; pH-2,50; Eh +630мВ)	Источник Главный (t -59°C; pH-250, Eh +540мВ)
H ⁺	21,92	16,30	19,10	14,90	3,80	3,80
Li ⁺	0,56	0,72	1,00	0,69	0,55	0,54
Rb ⁺	0,23	0,27	0,36	0,27	0,20	0,21
Cs ⁺	0,09	0,10	0,10	0,11	0,03	0,05
K ⁺	63,16	66,40	67,60	50,80	37,00	35,00
Na ⁺	580,00	480,00	623,80	455,60	481,00	504,00
Mg ²⁺	58,16	48,19	65,97	60,73	47,18	45,60
Ca ²⁺	129,14	98,20	127,45	102,40	122,80	95,79
Str ²⁺	0,10	0,16	0,22	0,20	0,10	0,14
Ba ²⁺	0,41	0,52	0,79	0,71	0,23	0,35
Mn ²⁺	12,78	0,52	12,58	9,52	10,80	11,20
Fe ²⁺	104,00	63,00	89,00	62,50	84,00	90,00
Fe ³⁺	1,48	1,50	0,93	7,50	1,50	1,20
Al ³⁺	33,80	21,69	28,57	24,87	67,72	76,72
Zn ²⁺	1,20	3,50	3,60	3,20	5,00	5,00
Pb ²⁺	0,30	0,32	0,20	0,16	0,11	0,12
Cu ²⁺	0,004	0,02	0,008	0,002	Не обн.	Не обн.
Cd ²⁺	0,022	0,025	0,030	0,026	0,03	0,032
Tl	0,003	0,003	0,011	0,010	0,002	0,003
Сумма катио- нов	1007,58	810,403	1046,309	784,542	866,702	870,595
Cl ⁻	1488,90	1251,58	1580,76	1128,14	1146,78	1195,96
Br ⁻	7,40	6,23	8,12	6,84	6,32	6,21
F ⁻	12,24	2,30	2,90	2,20	1,50	1,85
I ⁻	0,23	0,18	0,25	0,21	0,20	0,22
HSO ₄ ⁻	617,89	375,39	483,06	352,11	118,34	118,34
SO ₄ ⁻	905,28	546,24	761,28	645,12	605,56	589,06
H ₂ PO ₄ ⁻	4,62	5,73	4,64	3,28	0,81	0,98
Сумма анионов	3086,56	2187,75	2841,01	2187,90	1879,51	1930,46
H ₂ BO ₃	105,30	91,50	107,43	84,87	73,00	71,70
H ₄ SiO ₄	440,00	278,35	341,69	290,80	364,00	284,00
H ₃ AsO ₃	8,40	5,90	5,90	4,22	5,00	4,70
H ₂ SeO ₃	0,023	0,02	0,027	0,02	Не обн.	Не обн.
Сумма раство- ренных веществ	4592,863	3368,923	4342,366	3302,352	3188,212	3161,455

держанием двухвалентного железа (до 740 мг/л) и бора (до 266 мг/л). Концентрации халькофильных элементов (цинка, меди, свинца, кадмия, таллия), а также мышьяка и сурьмы, как правило, значительно превышают таковые в водах источников (особенно меди). Спектральным анализом в водах глубинной циркуляции отмечаются повышенные концентрации серебра, олова, молибдена и палладия.

Данные о составе и металлоносности глубинных гидротерм иллюстрируются таблицей 2.

В очагах поверхностной разгрузки сульфатно-хлоридных гидротерм, в условиях, характеризующихся значениями pH от 1,7 до 2,2; Eh от +400 до +550 мВ и температурой от 48 до 85°C, происходит отложение ярозита, образующего неправильную сеть прожилков в вулканокластических породах, мощные натечные коры в очагах поверхностной разгрузки этих гидротерм, а также рыхлые тонкокристаллические слабо расслоенные осадки в грифонах, озерах и руслах источников. Особенности состава современного ярозита, отлагающегося в источниках Нижне-Менделеевской, Верхне- и Нижне-Докторской групп приведены в таблице 3.

Характерным для новообразованного ярозита является присутствие повышенных количеств свинца и постоянная механическая примесь коллоидного кремнезема, соосаждающегося с ярозитом. В некоторых источниках с осаждающимся ярозитом ассоциирует скородит. При более низких температурах и повышении значений pH - с 2,6 и выше, происходит образование ферригидрита.

Таким образом, в условиях поверхностного стока, при отсутствии сероводородного заражения, из сульфатно-хлоридных термальных вод выделяются значительные количества железа и кремния, а также заметные - свинца и мышьяка, в виде сульфатов, арсенатов и окислов.

Иная картина минералообразования наблюдается в зонах сопряженной разгрузки металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм и газовых струй, содержащих сероводород, в области кольцевого разлома, Разгружавшиеся здесь термальные воды пронизывались многочисленными газовыми струями, в составе которых значительную роль играл сероводород. На поверхности выходы этих струй в настоящее время представлены группами сольфатар. Основными компонентами сольфатарных газов Северо-Восточного поля являются углекислый газ и сероводород. Количество последнего достигает 40% (объемных). Кроме того в них отмечается присутствие селена (2.10⁻³%), представленного селенистым водородом.

В зонах сопряжения создается стабильная область сероводород-

Таблица 2

Химический состав глубинных гидротерм вулкана Менделеева, в мг/л (аналитик И.Б.Никитина)

Компоненты	Нижнеменделеевский участок		Верхнедокторский участок	
	Скважина 30а, глубина 45 м (t-108°C, pH - 1,84)	Скважина 30а, глубина 75 м (t-128°C, pH - 1,85)	Скважина 32, глубина 90 м (t-128°C, pH - 1,70)	Скважина 32, глубина 130 м (t-129°C, pH-2,30)
H ⁺	12,50	11,17	10,48	7,20
Li ⁺	0,90	0,98	0,73	0,75
Rb ⁺	0,42	0,50	0,34	0,33
Cs ⁺	0,16	0,18	0,12	0,12
K ⁺	105,00	105,00	80,00	87,50
Na ⁺	894,74	947,37	821,05	884,21
Mg ²⁺	75,26	78,43	78,43	104,58
Ca ²⁺	193,99	198,20	206,81	208,54
Sr ²⁺	0,82	0,37	0,35	0,30
Ba ²⁺	0,26	0,31	0,29	0,28
Mn ²⁺	22,43	23,23	21,99	25,79
Fe ²⁺	725,27	712,06	632,28	701,13
Fe ³⁺	4,40	2,37	4,15	1,50
Al ³⁺	32,80	33,65	25,61	27,51
Zn ²⁺	3,30	5,00	3,20	3,00
Pb ²⁺	1,20	0,75	0,80	0,25
Cu ²⁺	0,20	0,18	3,00	0,20
Co ²⁺	0,175	0,08	0,10	0,12
Tl	0,0125	0,005	0,005	0,0075
Сумма катионов	2073,24	2119,64	1889,74	2053,32
Cl ⁻	2247,15	2254,25	2083,85	2162,70
Br ⁻	6,20	7,40	8,24	8,40
F ⁻	4,80	4,88	5,30	4,90
I ⁻	0,60	0,68	0,62	0,65
HSO ₄ ⁻	645,05	606,25	492,76	399,64
SO ₄ ²⁻	1460,16	1533,12	1334,40	1562,88
Сумма анионов	4363,96	4406,58	3925,17	4139,17
H ₃ BO ₃	216,92	219,59	266,16	206,27
H ₄ SiO ₄	520,20	500,00	488,00	544,00
H ₃ AsO ₃	4,20	4,20	5,04	2,52
H ₃ SeO ₃	0,11	0,38	0,06	0,06
Сумма растворенных веществ	7178,63	7246,59	6574,17	6945,34

Таблица 3

Химический состав новообразованного ярозита (аналитик И.Б.Никитина)

Компоненты	Источники		
	Нижнеменделеевская группа Источник 3	Верхнедокторская группа Ист. "Ярозитовый"	Нижнедокторская группа Ист. "Главный"
SiO ₂	7,20	13,50	2,12
TiO ₂	0,03	0,16	0,08
Al ₂ O ₃	0,65	0,27	0,74
Fe ₂ O ₃	41,91	39,17	44,38
FeO	0,29	0,13	0,13
MnO	0,005	0,005	0,03
CaO	0,011	0,0054	0,022
MgO	0,02	0,008	0,028
BaO	0,33	0,17	0,03
SrO	0,0021	0,028	0,023
PbO	3,09	0,70	0,32
Na ₂ O	0,40	0,16	0,51
K ₂ O	7,37	6,90	7,75
Li ₂ O	0,0001	0,00005	0,00013
Rb ₂ O	0,0018	0,0012	0,0029
Cs ₂ O	0,0004	0,0002	0,0002
SO ₃	28,16	26,29	30,58
AsO ₃	0,14	1,15	1,21
H ₂ O ⁻	10,24	10,99	12,24
H ₂ O ⁺	0,25	0,84	0,29
Сумма	100,10	100,45	100,48

ного заражения, что и обуславливает выделение рудных компонентов из растворов в виде простых и сложных сульфидов.

Длительная (около 3,5 тыс. лет) разгрузка металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм в указанных зонах северо-восточного сегмента стока, привела к формированию колчеданной залежи. Она охватывает верхнюю половину указанного сегмента, составляя по площади около 5,5-6 км², распространяясь на глубину до 195 м. В вертикальном плане залежь характеризуется чередованием опализированных и алунитизированных вулканокластических пород в большей или меньшей степени обогащенных дисульфидами железа, с прослоями и линзами массивных колчеданов. Основными минералами колчеданных руд являются пирит и марказит. Им сопутствуют, в приповерхностной части залежи, галенит и сфалерит, а в более глубоких горизонтах — энаргит и ллунит.

Особенности строения и минералогия колчеданной залежи

Колчеданные руды, локализованные в пределах четвертичной постройки вулкана Менделеева, привлекали к себе внимание многочисленных исследователей прежде всего непосредственной связью с процессами вулканизма, с одной стороны, и своим молодым возрастом — с другой. Действительно эти руды практически современны и процессы их формирования продолжают в настоящее время.

Геологии, минералогии и геохимии колчеданной залежи Северо-восточного сольфатарного поля посвящены работы Е.К.Мархинина, С.И.Набоко, Ю.Л.Неверова, В.П.Логина и В.Л.Русинова, Н.А.Озеровой, Л.М.Лебедева и др.

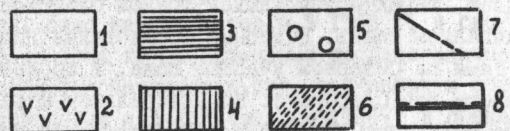
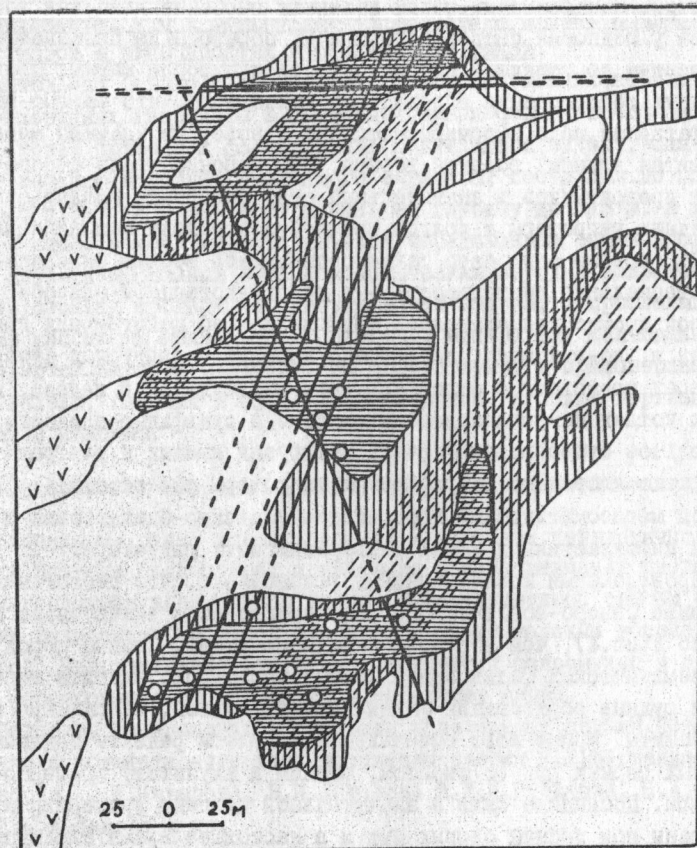
Изучение особенностей минералогии колчеданной залежи, проявляющейся в пределах Северо-восточного сольфатарного поля вулкана Менделеева, было начато автором в 1968 г. и систематически продолжалось до 1984 г. Проведенными исследованиями было установлено, что помимо метасоматических руд, изученных и обстоятельно описанных В.П.Логининым и В.Л.Русиновым (1967) в пределах залежи широко развиты более поздние, наложенные на нее гидротермально-седиментационные сажистые и оолитовые сульфидные руды, а также еще более поздние ртутные рудопроявления, приуроченные к зонам тектонических нарушений в системах кольцевого и радиального разломов.

Северо-восточное поле наряду с другими сольфатарными полями, расположенными полукольцом вокруг сводовой горы Менделеева, приурочено к кольцевому разлому. По данным Е.К.Мархинина (1969),

депрессии сольфатарных полей возникли первоначально как воронки взрыва у подножия сводовой горы и их образование связывается с внедрением не вышедшей на поверхность дацитовой магмы. Проведенные нами исследования определенно показывают, что северо-восточное сольфатарное поле сформировалось на основе, по крайней мере, трех имевшихся крупных воронок взрыва. Эти воронки после своего образования превратились в значительный очаг разгрузки кислых сульфатно-хлоридных гидротерм и долгое время существовали как кипящие озера. По берегам этих озер также проявлялась весьма активная газогидротермальная деятельность — в непосредственной близости от береговой кромки располагались группы активно действующих грязевых котлов и, по-видимому, достаточно высокотемпературных fumarol. В озерах происходило отложение серы и дисульфидов железа. В береговых котлах накапливались сульфидные и сульфидно-опаловые осадки. Длительное существование очага разгрузки кислых и ультракислых сульфатно-хлоридных и сульфатных гидротерм способствовало интенсивной метасоматической переработке андезито-базальтовой и дацитовой пирокластике в зонах фильтрации этих гидротерм.

Проведенными исследованиями установлено, что геологическое строение Северо-восточного сольфатарного поля значительно более сложно (рис.4), чем это представлялось ранее. Помимо пород и руд метасоматической фации здесь достаточно широко развиты минеральные и рудные образования фации кипящих котлов, наложенные на метасоматиты. Кроме того отчетливо отмечаются реликты седиментационных серных руд (с пиритом, опалом и алунитом) кратерно-озерного типа. Последние были в значительной степени эродированы и отработаны при добыче серных руд и в настоящее время наблюдаются в виде участков типа прислоненных фаций, сложенных серой, опалом и дисульфидами железа, характеризующимися тонкой слоистостью и горизонтальным залеганием слоев. Подобные образования наиболее часто наблюдались нами на Северном участке поля, в обрывистых обнажениях левого берега руч.Северного. На Центральном и Южном участках сольфатарного поля этот тип отложений наблюдался нами реже.

Метасоматические сульфидные руды приповерхностной зоны в пределах С-В сольфатарного поля наблюдаются в обнажениях левого борта руч. Южного. Во всех случаях сульфидное оруденение контролируется элементами залегания гидротермально-измененных вулканитов. Оно локализовано примерно в срединной части толщи этих пород. Как в висячем, так и в лежащем боку оруденения расположены опализированные пирокластические породы, с которыми оно связано посте-



Фиг. 4. Геологическое строение Северо-восточного сольфатарного поля (составлено автором на основе схемы М.А. Шпеталенко)
 1 - отвалы, осыпи, аллювий; 2 - лавы; 3 - колчеданные метасоматиты; 4 - опал-каолиновые и опал-алунитовые метасоматиты; 5 - действующие сольфатары; 6 - ранние зоны дробления и окремнения; 7 - сбросы; 8 - современная зона дробления.

пennными переходами. Резких границ между колчеданным оруденением этого типа и опалитами нами не наблюдалось. О форме колчеданной залежи можно говорить только условно, выделяя участки одного и того же горизонта, наиболее обогащенные дисульфидами железа. Содержание последних в пределах рудного горизонта варьирует в весьма широких пределах (от 25 до 80% общей массы) как по простиранию, так и по падению пластов.

Мощность рудного горизонта около 20 м, падение на северо-восток под углами $18-21^\circ$, т.е. согласно с падением рудовмещающей толщи. Разубоженные (до 25-30% FeS_2) руды этого горизонта отчетливо наблюдаются в обнажениях левого борта руч. Кислого в верхнем его течении.

Основным, резко преобладающим минералом колчеданных руд является пирит; марказит наблюдается в значительно меньших количествах и имеет подчиненное значение, но довольно широко развит в зонах эпигенетического преобразования колчеданных метасоматитов и в более поздних рудопроявлениях. В рудных метасоматитах, развивающихся по литокристаллокластическим туфам, пирит образует равномерную вкрапленность, однородных по размерам метакристаллов пирита в опаловой массе. Количество вкрапленников варьирует от 30 до 70% общей массы; в отдельных участках достигает 85%; наиболее обычны и распространены разности, содержащие около 50-60% пирита. Вкрапленники последнего, как правило, представлены кубическими кристаллами и их сростками. Пирит нередко образует кокардовые камешки, нарастая на поверхность мелких обломочков. Довольно часто он выделяется в виде неправильно округлых и сферических колломорфных образований. Иногда наблюдаются его псевдоморфозы по сферолитам алунита. Метасоматические колчеданные руды, развивающиеся по дацитовым туфобрекчиям, в текстурном отношении менее однородны. Отражая неоднородность состава указанных пород, рудные метасоматиты этой зоны характеризуются специфической порфирово-обломочной текстурой. Как цемент, так и обломки пород в различных прослоях замещаются пиритом неравномерно.

Характерной чертой химического состава пирита из рудных метасоматитов близповерхностной зоны является крайне незначительное содержание изоморфных примесей - присутствие Cu , Co и Ni отмечается только спектральным анализом в количествах, не превышающих 0,001%. В ощутимых количествах присутствует только селен, содержание которого колеблется от 0,02 до 0,06%.

В зонах тектонических нарушений колчеданные метасоматиты

испытывают заметные изменения. Отчетливо проявляется собирательная перекристаллизация — размеры кристаллических индивидов пирита увеличиваются в 2-3 раза, а в межзерновом пространстве появляются значительные количества марказита. Колчеданы приобретают в этих участках высокую плотность и становятся практически мономинеральными — содержание дисульфидов железа здесь достигает 95%. Подстилающие рудные метасоматиты опалитовые породы превращены в этих участках в плотные кремнеобразные силициты с характерной ртутной минерализацией.

Особенности минералогии колчеданных руд на глубине от 50 до 200 м впервые были изучены автором.

Скважинами, пробуренными в районах Нижнеменделеевских и Верхнедокторских источников, вскрыта мощная толща вулканокластических пород, подвергшихся интенсивному гидротермальному изменению под воздействием кислых сульфатно-хлоридных гидротерм.

Зона глубинной разгрузки этих гидротерм находится в интервале глубин от 50 до 200 м и осложнена системами качественно близких, но отличающихся по абсолютным значениям минерализации, температур и значениям pH, трещинных вод. Вулканокластические породы в верхней части зоны каолинизированы и опализированы; с глубиной наряду с опализацией пород отмечается интенсивная пиритизация и алунитизация.

Колчеданные метасоматиты здесь, так же как и в обнажениях Северо-восточного сольфатарного поля, характеризуются различной степенью насыщения сульфидными компонентами — от редкой вкрапленности пирита в опалитах и опал-алунитовых породах до сплошных массивных колчеданных руд. Вкрапленники пирита представлены метакристаллами кубического и кубооктаэдрического габитуса; части скелетные формы. Широко распространены колломорфные выделения пирита в полостях, образующихся в результате растворения мелких обломков. Нередко также отмечаются фенокристаллы магнетита и пироксенов, почти нацело замещенные пиритом. Количество вкрапленников пирита в рудных опал-алунитовых метасоматитах варьирует от 15 до 50%. Сква.33 в интервалах глубин 149-158 м и 187-196 м вскрыты очень плотные колчеданные руды, сложенные тонкозернистым пиритом, составляющим до 95-97% всей массы породы. В многочисленных мелких полостях этих руд довольно часто отмечаются выделения энаргита и люконита, а также более редких — халькопирита и сфалерита.

Халькопирит образует неправильной формы ксеноморфные выделе-

ния в плотных агрегатах однороднозернистого пирита. Размеры их варьируют от 0,01 до 1 мм. По отношению к пириту халькопирит более поздний, но более ранний, нежели энаргит.

Изредка в халькопирите отмечаются включения сфалерита. В ассоциации с другими минералами он не встречается.

Характерной особенностью колчеданных руд на глубине является присутствие в них сульфосолей меди — энаргита и люконита. Максимальные количества их наблюдались в интервале глубин 150-195 м, как среди практически мономинеральных колчеданных слоев (149-158 м и 187-196 м), так и в расположенной между ними пачке опализированных и алунитизированных туфобрекчий базальтов.

Энаргит отмечается в виде корочек довольно крупных (до 3 мм) таблитчатых кристаллов, крустифицирующих, как правило, обломки опализированных пород, а также образует неправильные выделения однороднозернистых агрегатов в массе опал-алунитовых пород и массивных колчеданов. Химический состав энаргита (в %): Cu — 48,59; Fe — 0,06; Ag — 0,11; As — 16,80; Sb — 3,42; S — 31,13. Сумма — 100,11.

Люконит наблюдается преимущественно в виде тонкозернистых агрегатов, слагающих тонкие (от 0,5 до 2,5 мм) ветвящиеся прожилки в окремненных вулканокластических породах и, реже, выполняющих отдельные мелкие полости в них. Его химический состав (в %): Cu — 48,75; Fe — 0,03; Ag — 0,05; As — 17,30; Sb — 3,54; S — 31,51. Сумма — 100,98.

Таким образом, наряду с формированием колчеданных тел на вулкане Менделеева в более глубоких зонах циркуляции металлоносных сульфатно-хлоридных гидротерм, содержащих повышенные количества халькофильных компонентов, при температурах 100-120°C и значениях pH от 2,4 до 4, образуются сульфосоли и сульфиды меди.

В пределах Северо-восточного сольфатарного поля среди гидротермально-измененных вулканокластов, обнажающихся в бортах депрессии, помимо колчеданных метасоматитов автором были впервые выявлены более поздние, наложенные на них специфические минеральные образования, связанные с деятельностью кипящих котлов.

В обнажениях указанные образования имеют форму воронкообразных карманов и выполнены пирит-марказитовыми, опаловыми, опал-алунитовыми пизолитами, а также сажистыми дисульфидами железа. В плане минерализованные котлы имеют округлые очертания и образуют цепочкообразные выходы по контуру залежи серных опалитов,

приурочиваясь к ранним зонам дробления и окремнения измененных вулканокластических пород.

Сажистые дисульфиды железа фации кипящих котлов характеризуются более высокими содержаниями примесей Cu (до 0,05%) и Se (до 0,1%), присутствием в отдельных пробах Te (до 0,04%) и As (до 0,06%), а также практически полным отсутствием Co и Ni .

К зонам окремнения вулканокластов приурочена ранняя ртутная минерализация, представленная киноварью и редким метациннабаритом, ассоциирующими с марказитом, галенитом и антимонитом. Вышеуказанные минералы нацело выполняют многочисленные, мелкие поры и образуют корочки на стенках крупных полостей. Многочисленные крупные (до 5 мм до 5 см в диаметре) полости нацело заполнены ультракислыми сульфатными растворами, содержащими значительные количества халькофильных компонентов (табл.4).

Киноварь в вышеуказанных полостях представлена хорошо образованными кристаллами, обнаруживающими в пределах одной полости большое разнообразие преобладающих форм: нормальные, острые и плоские ромбоэдры, таблитчатые и призматические формы. Для киновари этого типа характерно неоднородное содержание изоморфного селена, варьирующего от 0,1 до 1%.

К очень молодым нарушениям субширотного простирания приурочена ртутная минерализация второй стадии. Эти нарушения представлены довольно мощными (1-1,5 м) зонами дробления. В их пределах измененные до опалитов и силицитов туфогенные породы сильно раздроблены и цементируются аморфным кремнеземом и рудными минералами: пиритом, марказитом, киноварью и онофритом. Для дисульфидов железа характерно присутствие примесей Hg (до 0,04%); Ag (до 0,06%); As (до 0,05%); Pd (до 0,03%) и Te (до 0,04%).

Для киновари характерно повышенное содержание селена (до 2%) и постоянное присутствие теллура (0,02-0,08%). Онофрит характеризуется более высоким содержанием теллура (до 0,3%) и присутствием Zn (до 1,2%).

Таблица 4

Химический состав растворов, извлеченных из макропор в окремненных вулканокластах (аналитик И.Б.Никитина)

Компонент	Проба 1 (июль 1968г.)		Проба 2 (октябрь 1972г.)	
	Зона в 0,7 м от сольфатарных каналов $T=50^{\circ}C$ pH 0,28		Зона в 3 м от сольфатарных каналов; $T=200^{\circ}$ pH 1,10	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Cl^-	30,0	0,85	7,51	0,21
HSO_4^-	27900	287,63	5658,40	58,33
SO_4^{2-}	35090	731,00	25258,00	525,67
Сумма анионов	68020,0	1019,48	30923,91	584,21
H^+	260,00	260,00	49,60	49,60
Na^+	120,00	5,21	15,40	0,67
K^+	140,00	3,59	3,50	0,09
Ca^{2+}	Не опр.	-	-	-
Mg^{2+}	"	-	-	-
$Fe_{ox.}$	13360,00	716,98	9660,00	518,99
Al^{3+}	90,00	10,10	56,90	6,35
Cu^{2+}	следы	-	3,90	0,11
Zn^{2+}	10,10	0,31	6,25	0,20
Pb^{2+}	3,00	0,003	Не опр.	-
Sb	3,00	0,07	"	-
Сумма катионов	13986,00	996,29	9806,97	576,11
H_4SiO_4	600,00	-	110,0	-
H_3AsO_3	3,46	-	Не опр.	-
Сумма минеральных веществ	77609,40	-	40840,88	-

Хлоридно-натриевые нейтральные и слабощелочные гидротермы, обуславливающие в ряде районов образование значительных по масштабу современных рудопроявлений мышьяка, сурьмы и ртути, широко развиты на огромном пространстве Тихоокеанского кольца, проявляясь в областях молодого и современного вулканизма. В осадках, отлагающихся в процессе разгрузки этих гидротерм, накапливаются не только минералы As , Sb и Hg . В ряде источников и скважин в осадках отмечаются значительные концентрации золота и серебра (Стимбуот в США - $Аи$ 10 г/т; Ag - 400 г/т, Уайт, 1967; Вакареварева в Новой Зеландии - $Аи$ - 2 г/т; Ag - 120 г/т; Грендж, 1937).

Исключительно яркими примерами гидротерм, формирующих в очагах разгрузки мышьяково-сурьмяное оруденение, являются металлоносные гидротермы кальдеры Узона на Камчатке и в вулканической зоне Таупо в Новой Зеландии.

Вулканическая зона Таупо в Новой Зеландии изобилует проявлениями современных металлоносных гидротерм. По данным Б.Г.Вайсберга (1969), горячие источники и скважины, характеризующиеся отложениями, содержащими необычайно большие количества As , Sb , Hg , Tl , W , $Аи$ и Ag , расположены вдоль восточного края этой зоны в районах Ваймангу, Вайотапу, Охаки-Бродлендз и Ротокава. Состав термальных вод основных источников и скважин из этих районов приводится (по данным Б.Г.Вайсберга) в табл.5.

Характеризуя особенности осадков, в основе своей преимущественно гейзеритовых, Б.Г.Вайсберг отмечает высокое содержание вольфрама, мышьяка и фосфора в тонкослоистых буроватых отложениях гейзерита в озере Фаринг Пэн Лейк (Ваймангу); очень высокие содержания золота в отложениях гейзерита в озере Шампан-Пул (Вайотапу); в озере Охаки-Пул с 1957г. началось осаждение оранжево-красного хлопьевидного осадка, содержащего очень большие количества сурьмы, ртути, золота и серебра. В осадках, выпадающих из термальных вод, изливаемых скважинами в районах Ротокава и Бродлендз, также отмечаются высокие содержания золота, сурьмы, талли и мышьяка. В табл.6 приведены данные по содержаниям указанных металлов в осадках горячих источников и парагидротерм вулканической зоны Таупо.

Процессы минералообразования, обусловленные нейтральными и слабощелочными хлоридно-натриевыми гидротермами, рассмотрены на примере Узонской гидротермальной системы.

Таблица 5

Состав вод горячих источников и вод, выделенных из парагидротерм скважин при 99°C и давлении 1 атм (вулканическая зона Таупо). Концентрации в мг/л (данные Б.Г.Вайсберга)

	Максим. измерен. темпера- тура, °C	Концентрации в мг/л												SO_4^{2-}	HPO_4	SiO_2	NH_3	CO_2	H_2S	As
		pH	Li^+	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	Br^-	I^-	SO_4^{2-}	HPO_4							
Фаринг, Пэн Лейк, Ваймангу	67	3,8	3,2	546	49	10	-	-	762	-	-	320	26	380	2,6	139	0,2	-	-	-
Шампан Пул, Вайотапу, 1966	75	5,7	9,0	1220	160	35	-	5,5	2000	7,2	0,4	145	117	490	11,5	170	6	4,9	-	-
Шампан Пул, Вайотапу, 27/VI-55	75	6,5	8	1146	160	29	2,4	4,0	1879	3,5	2,4	99	11	385	4,8	168	22	6	-	-
Шампан Пул, Вайотапу, 1937	75	4,9	-	1215	164	39	0,3	-	1990	-	-	119	97	448	39	31	17,7	-	-	-
Вайотапу, скв. 6 23/1-59	285	8,8	6,6	680	158	14	3,7	4,9	1447	-	-	52	56	357	0,9	84	16	4	-	-
Вайотапу, скв. 7 10/VI-59	295	8,7	6,1	765	87	3,7	3,7	7,3	1260	-	-	-	61	356	-	106	11	-	-	-
Ротокава, скв. 2 8/VI-67	285	7,8	11	1785	186	50	-	6,6	2915	-	0,7	125	446	400	3,2	39	-	-	-	-
Охаки Пул, 16/VI-65	95	7,0	7,4	860	82	2,6	-	5,2	1060	3	0,6	100	130	338	3,8	490	1,0	3	-	-
Бродлендз, скв. 2 23/VI-66	276	8,3	12	1050	224	2,2	-	7,3	1743	5,7	0,8	8	196	805	2,1	128	1,0	8	-	-

Таблица 6

Металлы в осадках горячих источников и парогидротерм скважин Новой Зеландии
Концентрации, кроме указанных в процентах, даны в г/т (данные Б.Г.Вайсберга)

	SiO ₂	Al	Ag	As	Sb	Hg	Tl	Pb	Zn	P	W	Fe ₂ O ₃
Фрагмент Пен Лейк, Ваймангу	80%	I	5	1,5%	400	опр.	I	10	25	3%	3%	10%
Шампан Пул, Вайотангу	преобла- дает	80	175	29	2%	170	320	15	50	-	-	-
Ротоканава, скв.2	преобла- дает	70	30	0,4%	30%	15	0,5%	50	100	-	10	-
Охаки Пул, Бродлендз	преобла- дает	85	500	400	10%	2000	630	25	70	-	-	-
Бродлендз, скв.2	преобла- дает	55	200	250	8%	200	1000	50	200	-	-	-

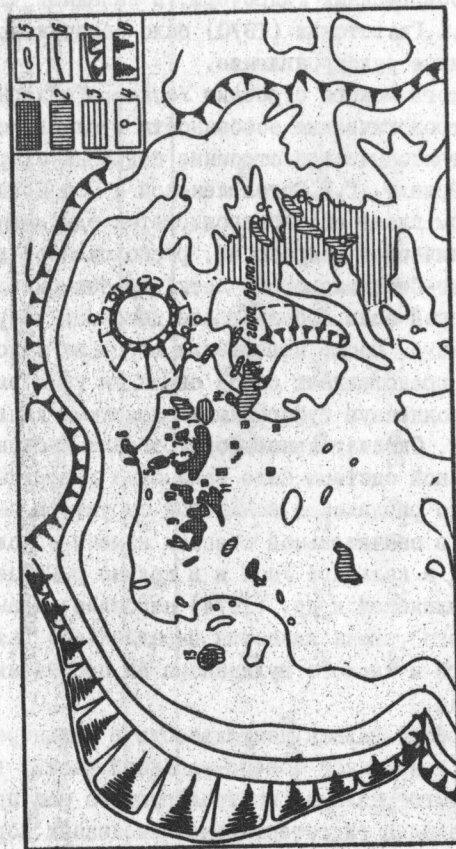
УЗОНСКАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СИСТЕМА

(Рассмотрена автором в монографии "Минералы современных гидротерм")

Узонско-Гейзерная гидротермальная система - одна из крупнейших на Камчатке. По инициативе В.В.Аверьева на кальдере Узон были поставлены детальные комплексные исследования по изучению соотношения вулканизма и современных гидротерм. В западной части кальдеры С.И.Набоко и С.Ф.Главатских (1970) было обнаружено современное мышьяково-сурьмяное рудопроявление.

Особенности геологического строения Узонско-Гейзерной депрессии - вулканизм, петрологические особенности вулканических пород, литология, а также тектоническое строение подробно охарактеризованы в работах Э.Н.Эрлиха, Г.Е.Богоявленской и О.А.Брайцевой (1974). В структурном плане она контролируется одноименной кольцевой вулканско-тектонической депрессией, расположенной в пределах центрального Карымско-Семьячинского участка грабен-синклинали Восточной вулканической зоны. Образование депрессии обусловлено обрушением кровли очага, после извержения огромных масс игниобритов и пеплов. Она представляет собой овальную котловину размером 15 x 7,5 км, выполненную туфогенными слоистыми кальдерно-озерными отложениями. Окончательное формирование Узонско-Гейзерской гидрогеологической системы было завершено в верхнем плейстоцене, когда произошло разделение кольцевой структуры на две автономные впадины, что в значительной степени изменило условия разгрузки подземных вод в кальдере Узон и в долине р.Гейзерной. По данным Г.Е.Богоявленской и др. (1974) наиболее характерной особенностью Узонского района является параллельное развитие в нем центров основного и кислого вулканизма на протяжении всего четвертичного времени.

Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон проявляется в ее самой пониженной северо-западной части, в пределах основной зоны широтного разлома, контролирующего как проявления гидротерм и распределение гидротермально-измененных пород в пределах депрессии (рис. 5). Формы проявления гидротермальной деятельности разнообразны - воронки и грифоны с кипящей водой (от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре), грязевые котлы и вулканчики, прогретые парящие площадки с рассредоточенными выходами термальных вод и газовой-паровых струй. Температура воды источников варьирует от 45 до 96°. Большинство источников



Фиг.5. Схема термоявлений кальдеры Узона по Г.Ф.Пилипенко

1 - участки проявления современной гидротермальной деятельности; 2-3 - участки гидротермального изменения пород; 4 - холодные грязевые источники; 5 - пресные озера; 6 - горизонтальные (условные) через 100 м; 7 - скальные обрывы, сопки Узона; 8 - обрывы внутренних склонов борта кальдеры и мелких вулканических аппаратов. Цифры на рисунке (названия термальных участков): 1,2,8 - участки Восточного поля; 4,5,6 - площадки Цепочки, Оранжевая, Северная; 7,8 - площадки Восмерка и Крайняя; 9 - участок оз.букарского; 10,11 - участки Теших болот и Ижний; 12 - участок Береговой; 13 - Западное поле; 14 - участок горы Белой

характеризуется пульсирующим режимом излива.

Специфической формой гидротермоявлений в кальдере Узона являются крупные кратеровидные воронки диаметром от 25 до 150 м и глубиной до 40 м, связанные с тектоническими нарушениями, подводящими термальные растворы. Эти воронки заняты горячими озерами, на дне которых разгружаются перегретые (115-126°) воды.

Особенности гидрогеологии кальдеры Узона, а также основные вопросы гидрохимии термальных вод этого района всесторонне освещены в работах Г.Ф.Пилипенко. Ею выделены и детально охарактеризованы основные участки гидротермальной активности: 1) Восточное термальное поле; 2) термальные площадки, локализованные севернее Восточного поля; 3) Озерное термальное поле и Западное термальное поле.

В пределах этих полей в различных по форме очагах разгрузки гидротерм формируются современные рудопоявления сульфидов мышьяка, сурьмы и железа.

Восточное термальное поле представляет собой сильно выположенную, местами заболоченную, поверхность с многочисленными бурлящими воронками - озерками, грязевыми котлами и парящими малодебитными источниками, расположенными на одном гипсометрическом уровне. Широко распространены в различной степени прогретые термальные площади с рассредоточенными в их пределах выходами парогазовых струй. Зеркало термальных вод расположено практически у самой поверхности. Воды преимущественно хлоридно-натриевые с минерализацией от 1 до 4,5 г/л. Они характеризуются высокими температурами и повышенным содержанием редких щелочей, бора, мышьяка и сурьмы; значения pH колеблются от 6 до 8. В табл.7 приведены данные химического анализа вод скважины Р-8, источника Бурлящий и Закопушки около озера Хлоридное, являющихся типичными для термальных вод этого участка.

По данным А.В.Зотова и др. (1977) скважинами ручного бурения на глубинах 2-4 м вскрываются термальные воды с температурой до 105°С. Главными компонентами служат Na^+ (1,5 г/л) и Cl^- (2,3 г/л), содержание SO_4^{2-} не превышает 100 мг/л; общая минерализация около 4 г/л. Содержание сероводорода (по потенциометрическим данным) не превышает 0,1-0,3 мг/л (преимущественно в виде HS^-). Концентрации мышьяка варьируют в узких пределах: от 5 до 7 мг/л, а сурьмы в более широких - от 0,005 до 0,5 мг/л. Этими авторами указывается на резкое обогащение термальных вод в приповерхностной зоне сероводородом - на 1-2 порядка, в отдельных участках мышья-

Таблица 7

Химический состав гидротерм кальдеры Узона (мг/л)

Компоненты	Восточное термальное поле		
	Скв.Р-8, T=94°, pH - 6,50	Источник Бурлящий. Глуб. 7,5 м. T= 95°, pH - 7,20	Закопушка око- ло оз.Хлорид- ное. Глуб.0,5 м, T=92°, pH-7,15
Li ⁺	6,05	0,55	0,65
Rb ⁺	0,33	0,05	0,05
Cs ⁺	0,43	0,016	0,023
K ⁺	70,00	17,50	18,50
Na ⁺	776,00	192,00	192,00
Ca ²⁺	36,07	28,06	13,03
Mg ²⁺	3,04	9,73	5,47
Ba ²⁺	0,36	0,10	0,12
Sr ²⁺	0,09	0,11	0,13
Mn ²⁺	0,10	0,28	0,34
Fe _{общ.}	0,023	0,25	0,30
Al	0,08	0,08	0,08
Zn	0,04	0,04	0,35
Pb	0,03	0,005	0,11
Cu	<0,002	0,002	0,06

продолжение табл.7

Cd	0,002	0,002	0,01
Te	<0,001	0,001	0,001
Сумма катионов	892,58	248,74	231,22
HCO ₃ ⁻	17,08	63,44	48,80
CO ₃ ²⁻	0,01	0,01	0,01
Cl ⁻	1273,98	205,93	223,38
F ⁻	0,42	0,30	0,32
I ⁻	0,35	0,10	0,15
Br ⁻	2,20	0,19	0,23
SO ₄ ²⁻	80,65	218,91	166,66
HPO ₄ ²⁻	0,06	0,04	0,04
Сумма анионов	1374,74	488,91	439,58
H ₄ SiO ₄	168,00	176,00	180,00
H ₃ BO ₃	511,62	56,53	56,53
H ₃ AsO ₃	21,00	0,70	0,25
H ₃ SiO ₃	2,07	0,05	0,043
H ₂ S _{св.}	0,05	0,98	0,87
Минерализация	2970,01	970,93	907,62

ком — до 30–50 мг/л. На основании проведенных исследований и расчетов А.В.Зотов и др. приходят к выводу, что в целом для гидротерм Узона из всего растворенного мышьяка доля гидросульфидного комплекса (HAs_2S_4) не превышает 1–5%. Роль аналогичного комплекса в переносе сурьмы также невелика. Они отмечают, что найденные значения pH и Eh соответствуют условиям существования гидроксокомплексов и конкретно для мышьяка комплекса H_3AsO_3 , как в зоне отложения аурипигмента, так и на глубине (1–4 м). Для сурьмы, по-видимому, также преобладающим служит комплекс — H_3SbO_3 .

Наибольшие скопления рудных новообразований в пределах Восточного термального поля локализируются в зоне повышенной трещиноватости гравелитов, слагающих поле. В пределах указанного участка отмечается значительное количество небольших грифонов, в которых наблюдаются скопления илистых осадков ярко-желтого цвета, а также множество сочащихся проколов с характерными шлейфами ярко-желтых осадков. Закопушками, глубиной 0,5–0,6 м на этом участке выявляется мышьяково-сурьмяное оруденение. В многочисленных разрезах наблюдается отчетливо выраженная зональность в распределении рудных минералов, цементирующих, как правило, терригенный материал.

В основной части центрального участка, к которой приурочены основные выходы хлоридно-натриевых гидротерм, на поверхности широко развиты гейзеритовые коры. Толщина их невелика и варьирует от 1,5–2 мм до 2–3 см. Гейзеритовые коры образуют разобщенные островки и пространство поверхности между ними покрыто мелкой щебенкой, состоящей из плоских обломков различных пород (дациты, андезиты, игнимбриты и др.), покрытых тончайшими корочками гейзерита. Мощность гейзеритов и щебенки не превышает 2,5–3 см.

Под щебенкой и гейзеритами расположены глины, в верхней части (4–6 см) темно-серые, в нижней (7–10 см) — зеленовато-желто-го и лимонно-желтого цвета.

Изучение отмытого от глинистых частиц тонкодисперсного рудного пигмента, составляющего от 6 до 18% общего веса исследованных проб, показало, что он преимущественно представлен аурипигментом с примесью реальгара, антимонита и пирита.

Исследование тяжелой фракции под электронным микроскопом показало, что 90% исследуемого вещества состоит из мельчайших (до 1 мкм) клиновидных и копьевидных кристалликов аурипигмента. Одиночные кристаллы присутствуют в ограниченном количестве, чаще они, срастаясь, образуют дендритовидные агрегаты.

Реальгар составляет не более 5–6% исследуемой массы вещества. Он представлен очень мелкими (0,1 мкм) короткопризматическими кристаллами. Отмечаются как отдельные индивиды, так и их линейные и петельчатые сростки. В единичных случаях отмечаются более крупные кристаллы реальгара, размером до 8 мкм. Количество пирита в исследованных пробах не превышает 3–4%. Он представлен чрезвычайно тонкодисперсными (0,2 мкм), но всегда хорошо окристаллизованными частицами. Антимонит хотя и отмечается постоянно, но не превышает 1–2% общей массы вещества. Он наблюдается как в виде отдельных тончайших игольчатых кристалликов (не превышающих в длину 5 мкм), так и в виде метельчатых радиально-лучистых сростков. Отмечаются также сложные срастания его кристаллов, образующих комковатые войлокообразные агрегаты.

Таким образом, эта поверхностная зона (основные нерудные минералы: монтмориллонит, рентгеноаморфный кремнезем, сера) обогащена аурипигментом и ниже будет именоваться аурипигментовой. Мощность ее в различных закопушках в пределах центральной части поля варьирует в широких пределах — от 1–2 до 15–16 см.

Следует отметить, что нередко даже в близко расположенных (0,5–0,7 м) друг от друга закопушках в одной аурипигментовой зоне присутствует, а в другой ее нет.

Ниже глинистой, обогащенной аурипигментом зоны расположена песчано-гравийная. Проловиально-делювиальный материал этой зоны представлен окатанными обломками базальта, андезита, дацита, пемзы и опализированных разновидностей этих пород. Размеры их варьируют от 0,2 до 0,5 см, достигая 1–3 см (в нижней части зоны).

Окатанные обломки пород цементируются опалом и агрегатом тонкоигольчатого реальгара. Характер цементации различен — в одних случаях гравийный материал нацело цементируется оранжево-желтым, иногда с черными пятнами и полосами, опалом; в других — окатанные обломки покрываются тонкой оторочкой опала, на поверхности которого расположены мелкие длиннопризматические кристаллы реальгара. Рыхлые агрегаты аналогичных кристаллов его заполняют полное пространство между обломками пород, слабо цементируя их.

Размеры кристаллов реальгара из этой зоны в различных участках термального поля широко колеблются — от десятых долей до миллиметра и до 3–4 мм по оси с. Визуально отмечаются следующие простые формы: γ {120}, m {110} и c {001}; наиболее развиты — γ {120} и n {011}. Очень часто отмечаются полные (по оси с) кристаллы. От обычных они отличаются тем, что форма n {011} раз-

бывается лишь в виде узкой полоски, а центральная часть занята полостью, имеющей в поперечном разрезе гранные очертания, отвечающие комбинации форм $n \{011\}$ и $z \{120\}$. Образование подобных форм обусловлено, по-видимому, очень быстрым ростом кристаллов по оси c и резким прекращением их роста впоследствии. Там, где дорастание кристаллов еще происходит, форма $n \{011\}$ образует нормальную головку кристалла. Главные линии на рентгенограмме отвечают низкотемпературной β -модификации реальгара.

Мощность реальгаровой зоны в различных участках термального поля варьирует от 6–7 см до 10–12 см. В нижней части ее встречается пирит, покрывающий тонкими пленками поверхность опаловых оторочек.

На глубине 30, реже 35 см реальгаровая зона переходит в пиритовую. Размерность окатанных обломков пород в этой зоне заметно увеличивается до 2–2,5 см в общей массе гравелитов, с отдельными более крупными обломками до 5–6 см в диаметре. В различных закопках размерность окатанных обломков пород неоднородна, в одних они несут следы сортировки, в других, наряду с крупными обломками, присутствует большое количество мелких (0,3–0,5 см).

Обломочный материал слабо цементируется пиритом, в верхней части зоны тесно ассоциирующим с реальгаром, а в нижней – с антимонитом. Опаловые корочки, покрывающие поверхность окатанных обломков пород, столь характерные для реальгаровой зоны, здесь присутствуют в виде тончайших пленок или отсутствуют вовсе. Обломки пород, как правило, покрыты тончайшими (сотые доли миллиметра) корочками пирита. Поровые пространства в гравелитах этой зоны заполняются мелкими, в значительной части замещенным пиритом, терригенным материалом и мельчайшими кристаллами (0,1–0,5 мм) пирита. Кристаллы представлены преимущественно гексаэдрами, реже комбинацией их с октаэдрами.

Как уже отмечалось, в нижней части зоны (в 40–45 см от поверхности) с пиритом тесно ассоциирует антимонит. На поверхности обломков пород он образует тонкие шероховатые корочки, в отдельных случаях с отчетливой микропупковидной поверхностью. Кроме того, в полостях между обломками антимонит наблюдается в виде войлокообразных, спутанно-волоконистых агрегатов, часто нацело заполняющих эти полости.

Изучение антимонитовых корочек и тончайших налетов на поверхности обломков под растровым электронным микроскопом показало, что они являются микродрузами прекрасно образованных кристаллов антимонита. Размеры кристаллов варьируют от тысячных долей до

1 мм по оси c . Визуально определяются следующие формы: $m \{110\}$, $b \{010\}$, $s \{113\}$ и $p \{111\}$; находясь в комбинации, в одних случаях резко преобладает $m \{110\}$, в других – $b \{010\}$. В последнем случае кристаллы резко уплощены по b . Грани, как правило, гладкие, но в отдельных случаях отмечается столь характерная для антимонита грубая вертикальная их штриховка. Часто на поверхности ранее образованных кристаллов наблюдается большое количество вновь зарождающихся более мелких кристалликов. Таких зарождений множество, поскольку процесс образования антимонита продолжается и в настоящее время. Особенно ярко это проявляется в рыхлых цементационных агрегатах антимонита.

Особенности химического состава антимонита из центральной части Восточного термального поля изучались с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 фирмы Cameca. Изучение особенностей распределения установленных примесей Fe и As показало, что примесь железа обусловлена мельчайшими микровключениями. Примесь мышьяка является изоморфной. При этом обнаружено, что в различных зернах антимонита содержание As неодинаково: есть зерна, где он отсутствует вовсе, но в большинстве исследованных зерен его содержание варьирует от десятых долей до 4,5%.

В этой же зоне с антимонитом ассоциирует игольчатый минерал светло-желтого цвета, располагающийся на поверхности обломков в виде неправильных скоплений длиннопризматических кристаллов или образующий радиально-лучистые агрегаты. По внешнему виду кристаллы этого минерала близки к длиннопризматическим кристаллам реальгара (отличие – цвет), с очень сильным блеском. В зоне, обогащенной антимонитом, описываемый минерал встречается довольно часто, но в ничтожно малых количествах. Качественно в отдельных зернышках определены мышьяк и сера. Для рентгеноструктурного анализа удалось отобрать небольшое количество вещества. Полученные значения межплоскостных расстояний не отвечают ни одному из известных сульфидов мышьяка. Главные линии в рентгенограмме: 5,64(9); 5,16(10); 3,77(9); 3,30(8) и 2,82(10). Ввиду возможного дефицита серы в системе не исключено образование мышьякового аналога кремезита (Sb_2S_2O) – As_2S_2O .

Изложенная выше характеристика разреза рудопоявлений сурьмы и мышьяка, формирующихся в приповерхностной зоне (от 0 до 0,6 м) гравелитовых отложений Восточного термального поля, является сводной по материалам 22 разрезов. В одних разрезах присутствуют все три зоны (аурипигментовая, реальгаровая и антимонит-пиритовая).

вая), последовательно сменяя одна другую с глубиной; иногда выпадает аурипигментовая зона, а реальгаровая при этом находится практически у самой поверхности. Нередко отсутствует антимонитовая минерализация и под реальгаровой зоной в этом случае расположена чисто пиритовая зона. В нескольких закопашках, как единичные находки, отмечаются сфалерит и галенит.

В центральной части Восточного термального поля наблюдаются многочисленные парящие проколы и небольшие (около 30 см в диаметре) грифоны малodeбитных источников. На стенках каналов указанных проколов и на дне ряда грифонов наблюдается желтый тонкодисперсный осадок, отложение которого происходит и в настоящее время. Полукolicественным спектральным анализом в осадке отмечается большое количество кремния и мышьяка, а также постоянная примесь сурьмы (до 1%). Цвет осадка предполагал присутствие в нем аурипигмента. Выделенная в бромoформе тяжелая фракция, представленная минеральной фазой лимонно-желтого цвета, оказалась рентгено-аморфной. Изучение ее под электронным микроскопом показало, что он состоит из мельчайших хлопьевидных частиц, которые сливаясь, образуют глобулы. Размеры последних за редким исключением, однородны и составляют 0,06 мкм в диаметре. Единичные глобулы достигают размеров до 0,8 мкм. Характерно постоянное присутствие тончайших волосовидных частиц (по-видимому, кермезита Sb_2S_3).

В табл.8 приведены данные химического анализа этой минеральной фракции, выполненного в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Отношения мышьяка к сере отвечают стехиометрии аурипигмента. Таким образом, исследуемая фаза может рассматриваться как аморфная разновидность аурипигмента. По аналогии с аморфной разновидностью антимонита (стибнита) — метастибнитом ее, по-видимому, следовало бы называть метааурипигментом.

Современные рудные минералы оз.Фумарольного (4-ое озерко).
Оз.Фумарольное является крупнейшим из термальных озер в кальдере Узон. По данным Г.Ф.Пилипенко (1971), его размер 600 x 300 м. Оно образовано на месте многочисленных гидротермальных воронок, на дне и в стенках которых происходит разгрузка перегретых хлоридно-натриевых вод. Размеры этих воронок от нескольких десятков до 150 м в диаметре и до 25 м глубины. Температура придонного слоя ила 126°C. К озеру прилегают небольшие озерки, отделенные от него узкими сухими перемычками. В одном из таких озерков (4-е озерко) на стенках подводных воронок отмечаются современные образования пирита, антимонита, кристаллического и аморфного ре-

Таблица 8

Химический состав метааурипигмента из грифона в центральной части Восточного термального поля (аналитик И.Б.Никитина)

Компоненты	Содержание, %	Атомные количества	Компоненты	Содержание, %	Атомные количества
As	50,48	0673	Fe ₂ O ₃	0,06	-
Sb	5,36	0044	CaO	0,65	-
S	34,98	1093	H ₂ O ⁺	4,29	-
SiO ₂	3,85	-			
Al ₂ O ₃	0,24	-	Сумма	99,91	-

альгара и аморфного аурипигмента.

4-ое озерко примыкает к Фумарольному озеру с северо-восточной стороны. Район этого озерка характеризуется наиболее активной гидротермальной деятельностью, особенно в пределах северного и северо-восточного берегов (площадка Грязевая). Здесь отмечаются небольшие водяные воронки и широко рассредоточенная разгрузка горячих вод в виде обильного высачивания в поверхностной грязевой слой. В озерке отмечается несколько подводных активных воронок. Перемычки между воронками находятся ниже уровня воды в озерке на 0,3-1 м. Перемычки между северо-восточной и северной воронками на небольшом отрезке возвышаются над уровнем воды на 10-15 см. В пределах этой перемычки, в 0,5-0,7 м ниже поверхности, отмечаются трещинные высачивания очень горячих вод с температурой от 80 до 95°C (при T поверхностного слоя воды в озерке в 35-36°).

Ниже уровня воды на стенках воронок отлагаются рудные минералы. Следует отметить, что здесь, как и в рудопроявлениях центрального участка Восточного термального поля, наблюдается отчетливая вертикальная зональность в распределении рудных минералов. В приповерхностной зоне (не глубже 0,5 м) на стенках воронок наблюдаются пленки и корочки светло-желтого (до лимонно-желтого) сульфида мышьяка, аналогичного метааурипигменту из грифонов

Восточного термального поля. Он также крайне тонкодисперсен и рентгеноаморфен. Ниже (от 0,5 до 2 м глубины) метааурипигмент сменяется корочками минерала оранжевого и оранжево-красного цветов, состоящими преимущественно из смеси аморфного и слабо окристаллизованного реальгара с различным соотношением этих фаз на различных участках стенок как в вертикальном, так и в горизонтальном плане. Установлено, что определяющим фактором преобладания окристаллизованных фаз в этой смеси является высокая температура, нарастающая в глубину воронки и локально повышающаяся в участках высачивания гидротерм в стенках воронок на одном гипсометрическом уровне.

Под микроскопом в отраженном свете отчетливо наблюдается губчатое строение этих кор, сложенных слабо сцементированными, комковатыми, иногда сфероидами, агрегатами тонкокристаллического реальгара. Полученные порошкограммы свидетельствуют, что описываемый реальгар представлен типичной низкотемпературной β -модификацией. Вне всякого сомнения он является продуктом раскристаллизации аморфного реальгара, который широко распространен среди новообразованных корочек в этой зоне. Исследования пудрообразного аморфного AsS под электронным микроскопом показало, что он представлен цепочечными агрегатами мельчайших (0,05 мкм) глобуль. Цепочечные агрегаты, соединяясь между собой, образуют петельчатые образования сложной конфигурации. В их массе в отдельных участках отмечаются более крупные частицы кристаллического реальгара. Количество их невелико и вещество практически рентгеноаморфно. Глобулярные формы дифракции не обнаруживают. Очищенная с помощью бромформа от примеси глинистых частиц, эта рентгеноаморфная минеральная фаза была проанализирована аналитиком ЦХЛ ИГЕМ И.Б.Никитиной. Из анализа (табл.9) следует, что отношение $As:S = 1:1$, т.е. отвечает стехиометрии реальгара и, таким образом, исследуемая фаза является его коллоидным аналогом. В отличие от кристаллической фазы AsS - реальгара, коллоидную разновидность предлагается называть метареальгаром.

На больших глубинах (от 2 м и глубже) появляются пирит и антимонит. Сплошных пленок или корочек пирита на стенках воронок нами не наблюдалось. Антимонит в виде относительно сплошной коры отмечался только в одной воронке. Новообразованные антимонит и пирит отмечались нами в двух подводных воронках - в северной и восточной, на глубине 3-5 м и 3-4 м соответственно.

Таблица 9

Химический состав метареальгара из подводных воронок
IV озерка (аналитик И.Б.Никитина)

Компонент	%	Атомные количества	Компонент	%	Атомные количества
As	55,37	0739	Fe_2O_3	0,11	-
Sb	0,01	-	CaO	3,82	-
S	24,70	0770	H_2O^+	3,09	-
SiO_2	7,61	-	Сумма	95,31	
As_2O_3	0,60	-			

Северная стенка воронки Северной характеризуется отрицательным углом наклона и с глубиной уходит под берег в районе западной части Грязевой площадки. В обнажающихся в стенке гидротермально измененных (опализация, монтмориллонитизация) пепловых туфов в интервале от 0 до 5 м глубины наблюдается обильное высачивание горячих хлоридно-натриевых вод с температурой 80-100°C. На поверхности стенки и в пронизывающих ее тонких трещинках отмечается большое количество мелких кристалликов пирита и сферолитов антимонита.

Пирит представлен как отдельными кубическими кристалликами, так и их сростками. Поверхности граней гладки и блестящи, штриховка не отмечается. В единичных случаях в кристаллах пирита, зарождение которых происходило в тончайших волосных трещинках, а рост продолжался в вязкой глинистой массе, наблюдаются отчетливые признаки расщепления, выражающиеся в мозаично-блоковой скульптуре и искривлении граней. Подобное расщепление позволяло предполагать влияние изоморфных примесей и, в частности, мышьяка, но параметры элементарной ячейки в двух образцах пирита отвечают нормальному беспримесному пириту ($5,418 \pm 0,002$ и $5,417 \pm 0,002$). Изучение химического состава на рентгеновском микроанализаторе подтвердило отсутствие примесей.

Сферолиты антимонита в больших количествах встречаются как на поверхности стенок этой воронки, так и в микротрещинках слагающих ее пород. Размеры их варьируют от 0,2 до 0,3 мм в диаметре. Центральное ядро сферолитов плотное, с радиально-лучистой структурой, но по направлению к периферии осуществляется избирательный рост отдельных радиально-ориентированных индивидов с образованием игольчатой поверхности.

Практически сплошные корочки антимонита толщиной от 1,5 до 3 мм наблюдались на стенках небольшой (2 м в диаметре) подводной воронки у восточного берега озера. Антимонит появляется на глубине 1,5-2 м, ассоциируя с реальгаром; от 2 до 4 м отмечаются мономинеральные корочки его. Внешне они войлокообразны. Исследование под растровым электронным микроскопом показывает, что основная масса антимонита, слагающего корочки, представляет собой довольно плотный агрегат сферолитов. В каждом из сферолитов в отличие от сферолитов Северной воронки ядра менее плотные, а в периферической части отмечаются радиально ориентированные, хорошо ограниченные кристаллы. На их поверхности располагаются хаотически ориентированные тончайшие кристаллиты антимонита, относящиеся к более поздним зарождениям.

Анализ, выполненный на микрозонде MS-46, показывает, что описываемый антимонит в отличие от антимонита Восточного термального поля содержит весьма незначительные количества изоморфного мышьяка.

Таким образом, в подводных воронках 4-го озера отлагаются рудные минералы, аналогичные минералам, образующимся в центральной части Восточного термального поля. В вертикальном плане

здесь отмечается такая же зональность, т.е. в приповерхностной зоне отлагается метааурипигмент (As_2S_3); глубже он сменяется отложениями β - реальгара и метареальгара и, наконец, на еще больших глубинах отлагаются пирит и антимонит.

Процессы образования сульфидов сурьмы и мышьяка в очагах разгрузки хлоридно-натриевых гидротерм в кальдере Узон представляют характерный пример минералообразования, осуществляющегося в условиях сопряженной разгрузки гидротерм, содержащих As и Sb , с водами или газовыми струями, содержащими сероводород. Это ярко проявляется на восточном термальном поле, где в непосредственной близости расположено большое количество мелких грифонов и проколов с весьма различными минеральными новообразованиями: в одних грифонах отлагаются сульфиды мышьяка, в других - только дисуль-

фиды железа, в третьих - преимущественно сульфурит. Кроме того, на этом же поле (северная и северо-западная его части) отмечаются значительные участки с рассредоточенными выходами сероводородсодержащих вод, где в многочисленных грифонах отлагаются дисульфиды железа и серы, но абсолютно отсутствуют сульфиды мышьяка и сурьмы. Это свидетельствует о наличии в пределах кальдеры автономной системы терм или, что вероятнее всего, газовых струй, обогащенных сероводородом.

Влияние сопряженной разгрузки сероводородсодержащих растворов и хлоридно-натриевых гидротерм на образование сульфидов As и Sb отчетливо проявляется и в воронках 4-го озера fumarольного озера, в районе которых фиксируются выходы сероводородсодержащих вод. Там, где подобные выходы отсутствуют, образование сульфидов мышьяка и сурьмы не происходит. Аналогичное явление в fumarольном озере отмечалось А.В.Зотовым и др. в районе термальной площадки Уступ, в пределах которой обильно высачиваются сероводородсодержащие термальные воды (источник Трещинный).

Следует отметить, что вопросы автономности сероводородсодержащих термальных вод (или газовых струй) в кальдере Узон изучены еще крайне недостаточно и должны стать предметом обстоятельного исследования, поскольку, по мнению автора именно сопряжение разгрузки двух автономных систем (хлоридно-натриевых гидротерм, содержащих гидроксокомплексы As и Sb , и сероводородсодержащих вод или газовых струй) является определяющим фактором рудоотложения.

ПРОЦЕССЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛО-И РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ РИФТОВЫХ ЗОН И ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Наиболее ярким примером взаимосвязи новейших тектоно-магматических событий и глубинного металлогенеза может служить Восточно-Тихоокеанское поднятие, являющееся зоной разрастания океанической коры и характеризующееся высокими тепловыми потоками, а также самыми высокими скоростями разрастания - 10-12 см/год (Э.Буллард, 1971). Бостром и Петерсон (1966), проводившие изучение концентраций железа, марганца, никеля, кобальта, меди и свинца в океанических осадках рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия установили, что пробы с участков непосредственного пересечения поднятия значительно обогащены этими металлами и максимумы их концентраций совпадают с максимальными значениями теплового потока.

Авторами предполагалось, что образование осадков обусловлено восходящими растворами глубинного происхождения, которые, вероятно, связаны с магматическими процессами на глубине.

Последующими исследованиями (экспедиции СИАМЕКС - 1978 и РИСЕ - 1979 г.) в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия были обнаружены активные гидротермальные поля (в ряде случаев площадью до 3 км²), в пределах которых из многочисленных жерловин разгружаются высокотемпературные металлоносные гидротермы, формирующие рудные залежи (Франштуу и др., 1979; Эдмонд и др., 1979; Хекиниан и др., 1980; Мак Дональд и др., 1980; Оудин, 1983).

Информация о химизме гидротермальных растворов срединно-океанических хребтов еще крайне недостаточна. По данным Эдмонда (1983) эти растворы кислые, сульфатно-хлоридные, содержащие до 100 мг/л железа и целые миллиграммы на литр цинка, меди и никеля. Кроме того отмечается очень высокое содержание кремнезема (10-13 г/л) и повышенное сероводорода. Для этих гидротерм характерны высокие температуры, порядка 300-350°C.

Металлогеническая специализация гидротерм рифтовых систем срединно-океанических хребтов определяется, по мнению автора, в основном дегазацией разуплотненного мантийного диапира в зоне спрединга.

В настоящее время в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) обнаружено большое количество активных жерловин, гидротермальные растворы которых формируют сульфидные постройки (холмы и трубы), сложенные преимущественно пиритом, марказитом, халькопиритом, кубанитом, халькопирротинном (кубический кубанит), вюрцитом, сфалеритом и пирротинном. Эти постройки расположены на молодой океанической коре и, как правило, в непосредственной близости от оси поднятия. Подобного рода залежи в пределах ВТП выявлены во многих пунктах, из которых наиболее существенными являются:

1. Участок поднятия на 21° с.ш. с залежью сульфидных руд, объемом около 17000 м³.

2. Участок на 20° с.ш. с массивными сульфидными рудами (пирит, халькопирит, барит) на площади 500 м².

3. Калифорнийский залив - бассейн Гуаймас (южная рифтовая зона). Массивные сульфиды (сфалерит, халькопирит, пирротин, барит); объем залежи более 1 000 000 м³.

4. Гребневая часть хр.Хуан-де-Фука (46°-48° с.ш.). Залежь массивных сульфидов (сфалерит, вюрцит, халькопирит, кубанит,

галенит, пирит), объемом 100 000 м³.

5. Галапагосский хребет (0°45'4 с.ш. и 144°42'2 в.д. - массивное рудное тело, представленное сросшимися сульфидными постройками (пирит, халькопирит, сфалерит); объем залежи - 8 000 000 м³.

В 1961-1962 гг. в Калифорнии близ оз.Солтон-Си глубоким бурением были вскрыты горячие металлоносные рассолы (Уайт, Андерсон, Грubbс, 1963). Геотермальный район расположен на северном продолжении грабена Калифорнийского залива, кроме того, в его пределах происходит часть южных ответвлений трансформного разлома Сан-Андреас.

Вскрытые скважинами хлоридные натриево-кальциевые рассолы характеризуются высокими температурами (300-360°C) и необычно высокими концентрациями тяжелых металлов (цинка - до 540 мг/л; свинца - до 100 мг/л и меди до 8 мг/л). В скважинах и магистральных трубах из рассолов отлагается опал, содержащий обильную вкрапленность различных сульфидов меди и серебра. Среди последних преобладают дигенит, борнит и штроейерит.

В Красном море были открыты и хорошо изучены скопления горячих металлоносных рассолов (Эмери и др., 1969). Рассолы заполняют глубокие впадины, приуроченные к осевой части рифтовой долины, для которой Дрейком и Гирдлером (1964), проводившими геофизическое изучение Красного моря, установлено внедрение узких и протяженных интрузий, простирающихся вдоль срединной части рифта. Большой вклад в изучение Красноморского рифта был сделан советскими исследователями. Работы Красноморской экспедиции института океанологии, проводившиеся в основном во время 3-го рейса нис "Профессор Штокман" с использованием многочисленных погружений "Пайсиса", позволили наиболее детально изучить строение Красноморского рифта и установить, что по всем основным параметрам он принадлежит к типично океаническим рифтам (Монин, 1983; Зоненшайн, 1983). Кроме того, было установлено, что экструзивная зона, шириной порядка одного километра, протягивается на многие сотни километров. Молодые голоценовые лавы полностью локализованы в центре осевой зоны, причем наиболее молодые вулканические образования моложе 1000 лет. Лавы представлены толеитовыми базальтами, типичными для спрединговых зон океанов (Зоненшайн и др., 1983).

Среди многочисленных впадин Красного моря, заполненных термальными рассолами, самой крупной (около 60 км²) и наиболее интересной является впадина Атлантис П. Впадина заполнена рассолами,

имеющими температуру 56–60°C и соленость 26%. Между рассолами и нормальной морской водой (соленость 4%) существует переходная зона с температурой 44–50°C и соленостью 12–13%.

В.И.Кононовым было показано, что указанные температуры рассолов впадины Атлантис II могут быть обеспечены только при дополнительном поступлении в систему высокотемпературного глубинного флюида. Температура термальных растворов в участках выхода их в придонную воду по А.С.Монину (1980) более 300°C. По оценкам М.Хартмана (1980) она равна 280°C, а по В.А.Гриненко и В.И.Устиновой – около 400°C.

Рассолы, заполняющие впадину преимущественно хлоридно-натриевые, с низкими содержаниями калия и магния, общей минерализацией 255 г/л (Бревер и Спенсер 1969). Характерным для рассолов этой впадины является высокое содержание железа (81 мг/л), марганца (82 мг/л), цинка (5,4 мг/л), а также повышенное – свинца (0,63 мг/л) и меди (0,26 мг/л).

Во впадине происходит интенсивное образование осадков, представленных илообразными массами желтого, красного, коричневого, зеленого и черного цвета. Минеральный состав осадков изучался многочисленными исследователями (Миллер, 1966; Дегенс и Росс, 1967; Батурич, 1969; Бишоф, 1969; Брокам и др., 1978; Бутузова и др., 1980; Бутузова, 1984).

Д.П.Бишофом, на основании изучения десяти, специально отобранных колонок, выделены семь основных фаций осадков: 1) детритовая; 2) железистого монтмориллонита; 3) гетит-аморфная; 4) сульфидная; 5) мангано-сидеритовая; 6) ангидритовая; 7) манганитовая.

В табл.10 приведены данные химического анализа осадков основных фаций во впадине Атлантис II.

Наиболее активная гидротермальная деятельность отмечается в Ю-В части впадины, где сосредоточены основные очаги разгрузки металлоносных гидротерм и формируются сульфидные руды. В работах Бишофа (1969), Брокам (1978) и Бутузовой (1984) в осадках сульфидной фации впадины Атлантис II отмечаются: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, грейгит, аморфные сульфиды железа, меди и цинка.

Автором, при изучении минерального состава сульфидных осадков из колонки I27-Р (переданных автору Д.П.Бишофом), помимо указанных выше минеральных фаз были установлены (впервые для впадины Атлантис II) кубанит обычный и кубический кубанит. Количество кубанита и халькопирита в изученной пробе находятся в равных отношениях. Кубический кубанит отмечается несколько реже, но

Таблица 10

Средний химический состав осадков основных фаций, в %
(по Д.П.Бишофу)

Компоненты	Обломочной	Железистого монтмориллонита	Аморфного гетита	Сульфидной	Манганитовой
SiO ₂	27,3	24,4	8,7	24,7	7,5
Al ₂ O ₃	8,4	1,7	1,1	1,5	0,7
Fe ₂ O ₃ общ.	6,4	37,1	64,2	24,3	30,5
FeO	1,4	11,7	2,7	13,4	0,4
Mn ₂ O ₄	0,6	2,1	1,1	1,1	35,5
CaO	23,6	4,8	3,4	2,5	2,9
ZnO	0,08	3,2	0,7	12,2	1,4
CuO	0,01	0,8	0,3	4,5	0,1
CO ₂	23,1	8,6	3,6	5,7	2,2
S	0,3	3,9	0,6	16,8	0,6

встречается постоянно. В аналогичных пробах, отобранных во впадине Атлантис II, в последующие годы выявлены еще большие количества кубанита, являющегося по отношению к халькопириту явно преобладающим минералом.

Постоянное присутствие кубического кубанита среди рудных новообразований сульфидной залежи Атлантис II однозначно свидетельствует о высокой температуре (250–300°C) гидротерм формирующих эту залежь.

Процессы современного гидротермального минералообразования, связанные с горячими рассолами подробно рассмотрены автором на примере Челёкенской гидротермальной системы.

Челекенская гидротермальная система

(Рассмотрена автором в монографиях "Современные рудообразующие гидротермы" и "Челекенская рудообразующая система")

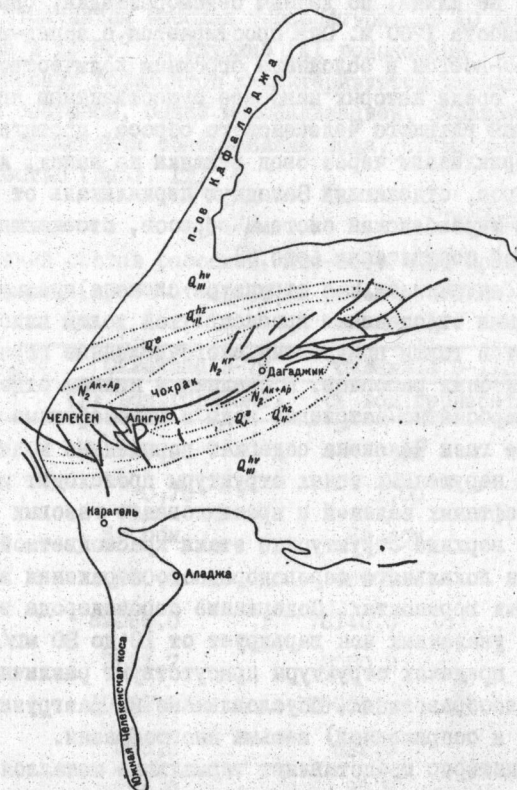
Из всех современных рудообразующих гидротермальных систем рассольного типа Челекенская система выделяется как масштабом рудообразования, так и многообразием минеральных форм.

Обстоятельное геологическое изучение о.Челекен (в настоящее время – полуостров) было проведено В.В.Вебером и К.К.Калицким (1911). Большой вклад в изучение геологического строения и неотектоногенности Челекена был сделан В.В.Семеновичем (1960).

Детальные исследования литологического состава пород красноцветной толщи выполнены М.А.Романовой и А.Б.Висталиусом (1957, 1962). Изучению рассолов посвящены работы Г.О.Смолко (1932), В.Б.Порфирьева (1933), Н.В.Татеевой (1934), З.Я.Кравчинского и др. Вопросы современного минералообразования на Челекене, хотя и затрагивались рядом исследователей (А.П.Иванов, 1909; А.Е.Ферсман, 1929; Н.В.Татеева, 1934 и др.), но должного освещения не получили.

Детальные исследования по изучению процессов современного минерало- и рудообразования на п-ве Челекен проводились автором с 1965 по 1980 гг. Был собран и изучен большой минералогический материал, представленный современными датированными отложениями кальцита, барита, пирита, макинавита, канзита, грейгита, сфалерита, самородных свинца, меди и оксихлоридов свинца и меди (Лебедев, 1967, 1970, 1971, 1973, 1975, 1977, 1978, 1983). В этот же период проводилось изучение химизма и металлоносности рассолов (Лебедев, Бугельский, 1967, 1968; Лебедев, Никитина, 1968, 1983), а также форм нахождения тяжелых металлов в рассолах (Бугельский, Лебедев, Никитина и др., 1969; Лебедев, Никитина, 1971; Лебедев, Баранова, Никитина, 1971). Большое внимание было уделено режимным исследованиям рассолов и новообразованных минеральных фаз, проводившимися в течение II лет в стационарных условиях.

Район полуострова Челекен приурочен к северной наиболее нарушенной части Западно-Туркменской впадины, выполненной мезозойскими и кайнозойскими отложениями, а в структурном плане он относится к Челекено-Губкинскому поднятию, составляющему западную часть первой зоны тектонических поднятий Прибалханской депрессии.



Фиг.6. Схема геологического строения п-ва Челекен (по А.С.Архипченко). (Q^{h1} – хвалынский ярус; Q^{h2} – хозарский ярус; Q^{h3} – бакинский ярус; Q^{h4} – акчагыльский и апшеронский ярусы; Q^{h5} – красноцветная толща)

Челекенская антиклинальная складка – крупнейшая в Прибалханской депрессии. Ее длина, по данным сейсморазведки, свыше 35 км, ширина 15 км, высота 1700 м. Она простирается с запад-юго-запада на восток-северо-восток и осложнена огромным количеством (многие сотни) сбросов, среди которых наиболее существенными являются: нарушения системы главного Челекенского сброса, протягивающиеся от восточной периклинали через свод складки на запад; Алигул-Куртепинский сброс, отделяющий Западную периклинали от остальной части складки и Мирзабекская система сбросов, отсекающая юго-западную часть этой периклинали (рис.6).

Челекенская антиклинальная структура сложена преимущественно песчано-глинистыми отложениями красноцветной толщи плиоцена. К верхней части этой толщи приурочены многочисленные горизонты термальных металлоносных рассолов. В среднем и нижнем отделах локализуются гидрокарбонатно-натриевые воды и газонефтяные залежи. Нефти и нефтяные газы Челекена содержат повышенные количества сероводорода. В нарушенных зонах структуры происходит интенсивная дегазация газонефтяных залежей и проникновение газовых струй с сероводородом в верхние структурные этажи красноцветной толщи с образованием зон локального сероводородного заражения в вышележащих водоносных горизонтах. Содержание сероводорода в термальных рассолах из указанных зон варьирует от 10 до 30 мг/л.

Поскольку в пределах структуры присутствуют различные типы вод, процессы минералообразования, обусловленные их разгрузкой (как автономной, так и сопряженной) весьма многообразны.

Наибольший интерес представляют термальные металлоносные рассолы и как таковые, поскольку ряд геохимических особенностей существенно отличает их от известных металлоносных рассолов Красного моря и Солтон-Си, а также и потому, что именно с ними связаны важнейшие стороны процесса современного гидротермального минералообразования на Челекене.

Особенности химического состава и геохимии термальных металлоносных рассолов

Разведочными и эксплуатационными буровыми работами в пределах верхнего отдела красноцветной толщи выявлены 12 водоносных горизонтов, мощность которых, определяясь мощностью песчаных пород, колеблется от 20 до 100 м. В силу значительно тектонической нарушенности структуры вышеуказанные водоносные горизонты

гидродинамически взаимосвязаны. Для рассолов всех водоносных горизонтов отмечается высокая температура: от 40 до 80° на выходе из скважин и до 98° на глубине (XI водоносный горизонт). Рассолы всех водоносных горизонтов характеризуются хлоридным кальциево-натриевым составом, общей минерализацией, варьирующей от 230 до 290 г/л, повышенными содержаниями иода, брома и значительной металлоносностью (табл. II).

Таблица II

Химический состав рассолов. Юго-восточное крыло Челекенской антиклинали (пробы отобраны на устьях скважин), мг/л

Компоненты	Скважина Э-79 (VI вод. горизонт)	Скважина Э-116 (X вод. горизонт)	Скважина Г-37 (XI вод. гориз.)
Li ⁺	7,90	7,90	9,75
Rb ⁺	0,70	1,00	0,20
Cs ⁺	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ⁺	650,0	490,0	390,0
Na ⁺	82060,0	76140,0	67290,0
Mg ²⁺	2621,7	3080,2	3502,9
Ca ²⁺	18732,0	19708,0	21006,0
Sr ²⁺	585,0	639,0	865,0
Ba ²⁺	25,0	22,0	22,0
Mn ²⁺	23,0	46,5	38,8
Fe ²⁺	22,50	11,2	7,5
Fe ³⁺	1,06	2,85	1,92
Al ³⁺	0,04	0,35	0,05
Ni	0,30	0,33	0,30
Cu	1,33	1,41	8,34
Zn	4,15	3,06	2,50
Cd	1,60	1,66	1,00
Te	3,20	1,90	0,93

продолжение табл. II

Pb	7,70	9,20	3,08
Ag	0,02	0,03	0,02
Mo	0,10	0,03	0,06
As	0,60	0,03	0,03
Сумма катионов	104747,90	100166,335	93150,38
HCO ₃ ⁻	13,7	31,30	34,0
Cl ⁻	165000,0	157000,0	148000,0
I ⁻	30,50	31,70	25,4
Br ⁻	622,80	526,5	646,2
SO ₄ ²⁻	370,0	309,0	474,0
H ₂ BO ₃ ⁻	75,0	84,5	109,0
Сумма анионов	165742,0	157983,5	149288,6
CO ₂ св.	67,10	71,0	75,0
H ₂ S	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Общая минерализация	270489,90	258149,835	242438,98

Содержания халькофильных компонентов в термальных рассолах варьируют в следующих пределах (в мг/л): Fe - от 7 до 25; Pb - от 10 до 200; Cu - от 1,5 до 15; Zn - от 2 до 9; Cd - от 0,5 до 6; Tl - от 0,1 до 3; As - до 1; Mo - до 0,3; Se - до 0,02; Bi и Ag - следовые количества (Лебедев, 1975).

Многочисленными экспериментами с использованием ионообменных смол (Бугельский, Лебедев и др., 1969) было установлено, что

рудные компоненты находятся в рассолах преимущественно в форме анионных хлоридных комплексов типа $MeCl_3^-$ и $MeCl_4^{2-}$.

Расчетными методами для свинца и цинка были получены данные о количественных соотношениях между всеми комплексными ионами, в виде которых эти компоненты присутствуют в рассоле (Лебедев и др., 1971). Подавляющая часть свинца находится в форме анионных комплексов состава $PbCl_4^{2-}$ - 55,7% и $PbCl_3^-$ - 37,6%; остальное его количество связано в комплексы $PbCl_2^0$ (4,7%) и $PbSO_4^0$ (2,0%). Для цинка количественные соотношения присутствующих комплексов выглядят следующим образом: $ZnCl_3^-$ - 84,7%; $ZnCl_2^0$ - 1,9%; $ZnCl^+$ - 0,84%; $ZnSO_4^0$ - 7,8% и $Zn(OH)^+$ - 4,76%. Помимо выявления указанных форм получены косвенные данные о возможности существования в рассолах на глубине карбонатно-хлоридного комплекса свинца - $Pb(CO_3)_2Cl^{3-}$ (Баранова, 1971; Лебедев, 1975).

Стехиометрия отрицательно заряженных хлоридных комплексов меди, кадмия и железа, составляющих, по данным эксперимента, 90-95% от общего количества этих компонентов в рассолах, по-видимому аналогична таковой для свинца и цинка, т.е. $CuCl_4^{2-}$, $CuCl_3^-$, $CdCl_4^{2-}$, $CdCl_3^-$, $FeCl_4^{2-}$ и $FeCl_3^-$.

Изучение металлоносности рассолов, отобранных из многочисленных (порядка 250) скважин, пробуренных на полуострове, позволило выявить участки, в пределах которых термальные рассолы характеризовались аномально высокими содержаниями свинца, цинка, кадмия и меди (Лебедев, Бугельский, 1967; Лебедев, 1975). Участки гидрогеохимических аномалий, совпадая также и с температурными аномалиями, приурочены к двум системам наиболее глубоких разломов - к зоне главного Челекенского сброса и к Алигул-Куртепинской системе.

Глубинным опробованием многочисленных скважин, дренирующих различные водоносные горизонты, было установлено, что содержания свинца на глубине, в пределах водоносных горизонтов, как правило, на порядок выше содержаний его в пробах, отобранных на устье. Содержание меди в глубинных пробах обычно вдвое-втрое превышает таковое на устье, а концентрации цинка и кадмия практически одинаковы и лишь для последнего отмечается ничтожное уменьшение его в устьевых пробах, см. табл. II.

Таким образом, установлено, что около 90% свинца и 70% меди выводятся из раствора при перемещении его из водоносного горизонта к дневной поверхности, отлагаясь на обсадных трубах скважин в виде определенных минеральных фаз.

Таблица 12

Содержание Pb, Zn, Cd и Cu в рассолах некоторых водоносных горизонтов (по данным глубинного опробования)

Показатель	Скважина					
	Г-37	Э-II9	Э-II6	Э-II0	Э-III	Э-75
Водоносный горизонт	XI	XI	X	IX	IX+УШ	УШ,
Глубина опробования, м	1450	1200	1400	1270	1320	1220
Дата опробования	15/У-69	7/Х-69	2/УІ-70	10/УП-68	10/УП-68	10/У-1969
Температура, С°						
на устье	70	70	69	69	75	67
на глубине	97,5	86	96	-	97,5	87
Содержание элементов/ мг/л						
<u>свинец</u>						
на устье	5,08	3,12	3,04	1,0	6,76	3,20
на глубине	60,0	36,50	36,0	14,70	200,0	24,0
<u>цинк</u>						
на устье	2,30	2,82	3,18	2,60	2,75	2,38
на глубине	2,40	2,87	3,52	2,76	2,82	2,40
<u>кадмий</u>						
на устье	0,60	1,10	0,79	1,10	2,32	1,60
на глубине	0,85	1,28	1,02	1,22	3,30	1,70
<u>медь</u>						
на устье	1,90	2,37	1,27	1,30	2,85	1,30
на глубине	8,78	9,98	6,00	5,87	8,54	3,07

Уже в начальные периоды изучения металлоносности термальных рассолов Челекена было замечено, что в рассолах некоторых скважин, расположенных в пределах гидрогеохимических аномалий, резко и на значительные величины (1,5-2 порядка увеличиваются концентрации халькофильных компонентов, особенно свинца. Режимные круглогодичные наблюдения¹⁾ не выявили сезонных колебаний. Анализ указанных изменений, особенно ярко проявившихся в течение 1966г., показал, что отчетливое повышение концентраций свинца в рассолах началось с конца апреля (десятки мг/л) и достигло максимальных значений в июне месяце (до 100-120 мг/л); они сохранились высокими практически до конца года, и только в начале 1967г. пришли в норму (единицы мг/л). Известно, что в июне 1966г. в районах, сопредельных Челекену, было зарегистрировано три землетрясения высокого энергетического класса (с К от 10 до 12) с эпицентрами в Красноводске, в Каспийском море в пределах акватории Челекена и в районе Небит-Дага. Весьма вероятно, что эти события взаимосвязаны, тем более, что аналогичные повышения концентраций свинца в рассолах были отмечены в апреле 1976г. во время Газлинского землетрясения. Механизм взаимосвязи этих явлений еще не достаточно ясен, но, учитывая, что аналогичные зависимости отмечались автором и для других гидротермальных систем (Курильские острова), он требует к себе самого пристального внимания исследователей.

Кроме вышеуказанных относительно кратковременных "вспышек металлоносности" режимными наблюдениями были выявлены циклические изменения концентраций тяжелых металлов за несколько лет. Систематические режимные исследования изменений концентрационных уровней свинца на протяжении почти 14 лет позволили установить закономерное последовательное изменение среднегодовых значений его концентрации в рассолах для 17 скважин юго-восточной гидрогеохимической аномалии. В 1967г. средний уровень концентраций свинца составлял 4,3 мг/л; в 1968г. он снизился до 4 мг/л, в 1969г. - до 2,5 мг/л; в 1970г. - не более 1 мг/л, а к 1971 г. этот уровень снизился до 0,7 мг/л. В 1972 г. систематических режимных исследова-

1) Режимные круглогодичные наблюдения на 15 скважинах, расположенных в пределах гидрогеохимической аномалии юго-восточного крыла антиклинали, проводились с 1967 по 1980 г.

дований не проводилось; возобновление их вновь в 1973г. показало, что средний уровень концентрации свинца стал ниже уровня 1971 г. и составлял уже не более 0,4 мг/л, но к концу года стал заметно повышаться, дойдя в 1974г. до 1,3 мг/л, а к концу 1975г. — до 2,5 мг/л. В 1976г. он составлял величину порядка 3,3 мг/л, с отчетливо выраженной тенденцией повышения в конце года. В 1977 г. средний уровень концентрации свинца достиг 5 мг/л, но в конце года начал опять понижаться, в 1978г. концентрации Pb снизились до 2,74 мг/л и в последующие годы продолжали снижаться (1979г. — до 1,6 мг/л, 1980г. — до 1,2 мг/л). Таким образом, отчетливо выявилась цикличность в концентрациях свинца с возможным периодом в 10–11 лет, что совпадает с цикличностью изменения солнечной активности за этот же период.

Проведенные исследования позволили поставить вопрос: не происходит ли одновременно с активизацией процессов на Солнце также и активизация планетарных эндогенных процессов? К сожалению, мы не можем даже и предположительно высказаться о природе этой активизации, но, по-видимому, обоюдные усилия геохимиков, геофизиков и планетологов в будущем сумеют пролить свет и на эту интереснейшую проблему.

Примечательной геохимической особенностью термальных рассолов Челекена является необычайно высокое содержание в них кадмия. По данным П.А.Удодова и Ю.С.Парилова (Удодов и др., 1961), кадмий в природных водах встречается очень редко, а содержания его не превышают десятитысячных долей миллиграмма в литре. На фоне этих данных содержания кадмия в термальных рассолах Челекена, варьирующие от десятых долей миллиграмма до 6 мг/л, должны рассматриваться как уникально высокие. Необычным в исследуемых рассолах являются также и отношения цинка к кадмию. Для более 1000 определений цинка и кадмия в термальных рассолах Челекена найдено, что отношения $Zn:Cd$ варьируют от 3:4 до 10:1. Вариации этих отношений распределяются следующим образом: 3:4 — 2%, 1:1 — 15%, 2:1 — 30%; 5:1 — 50%; 10:1 — 3%, в то время как отношение $Zn:Cd$ в рудах гидротермальных месторождений колеблется от 650 до 130.

Другой не менее интересной особенностью характеризующихся рассолов является значительное содержание в них таллия. В пробах, где он анализировался, постоянно отмечалось присутствие Tl от 0,3 до 2,5 мг/л, достигающее в отдельных пробах 3,9 мг/л, причем максимальные количества его отмечались, как правило, в сероводородсодержащих рассолах.

Учитывая значительные концентрации таллия в термальных рассолах Челекена и исключительно высокое его содержание в новообразованных сульфидах железа, следует полагать, что он, как и кадмий, является крайне характерным элементом для современного металлогенеза.

И наконец, еще одной особенностью геохимии термальных рассолов Челекена является обнаружение в них сверхтяжелых элементов с $Z = 110-114$.

При измерении новообразованных сульфидов железа из скв.У-1 (материалы автора) на пропорциональных счетчиках спонтанного деления в течение 374 суток было зарегистрировано 17 импульсов деления, из которых только один мог быть отнесен на счет ничтожной примеси урана (Чубурков и др., 1973).

Для выявления сверхтяжелых элементов непосредственно в рассолах в 1971 г. группой сотрудников лаборатории ядерных реакций ОИЯИ были проведены эксперименты по крупномасштабной сорбции тяжелых металлов и их гипотетических сверхтяжелых гомологов (Чубурков и др., 1973). Для эксперимента использовались термальные рассолы скв.Г-37, дренирующей II-й водоносный горизонт на глубине 1450 м. В емкость объемом в 3 м³ было загружено 850 кг винилпиридиновой анионообменной смолы, через которую в течение 40 суток было пропущено 2000 м³ рассола. После этого усредненная проба насыщенной смолы (9 кг) была помещена в детектор мгновенных нейтронов, где выдерживалась 88 суток. За это время было зарегистрировано 42 импульса спонтанного деления¹⁾.

Проведенные измерения насыщенной смолы позволили зарегистрировать эффект спонтанного деления, в 10 раз превосходящий таковой для минеральных новообразований, и показали, что в металлонесных термальных рассолах также присутствует неизвестный спонтанно делящийся компонент. Измерения же осадков из элюатов (5 кг окислов металлов) вышеуказанной смолы с помощью нейтронных детекторов, проводившееся в течение 7 суток, показали резкое увеличение событий спонтанного деления, до 36 за неделю (Флеров и др., 1978). На основании полученных данных руководящий исследованиями акад. Г.Н.Флеров отмечает: "По нашему мнению, спонтанно делящийся нуклид, обнаруженный в гидротермах Челекена... принадлежит к области сверхтяжелых элементов".

1) Уран, присутствующий в насыщенной смоле в количестве (2–3)·10⁻⁸ за это же время мог дать не более одного импульса.

Таким образом, спецификой в геохимических особенностях Челекенских термальных рассолов является очень высокое содержание кадмия, высокое - таллия и присутствие спонтанно делящегося нуклида из области сверхтяжелых элементов.

В заключение следует отметить, что масштабы выноса рудных компонентов в процессе современной техногенной разгрузки исключительно велики. За один год выносятся как минимум (в т): Pb - 300-350; Zn - 50; Cu - 24-35; Cd - 18-24; As - 6-8.

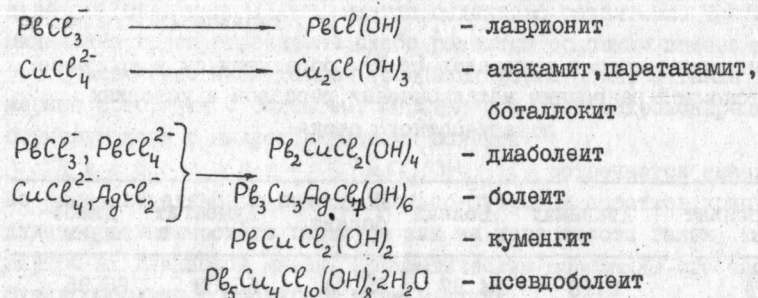
Столь значительные количества выносимых халькофильных компонентов определяют и масштабы протекающих процессов минералообразования, которые в зависимости от автономной или сопряженной (с качественно отличными водами) разгрузки протекают различно.

Минералообразование, обусловленное естественной разгрузкой металлоносных рассолов в условиях поверхностного стока

Разрушение присводовой части Челекенской антиклинальной структуры эрозийными процессами обусловило раскрытие водовмещающих горизонтов верхней части красноцветной толщи и возникновение очагов поверхностной разгрузки термальных металлоносных рассолов. В процессе поверхностного стока этих рассолов на юго-восточном и северо-западном склонах возвышенности Чокрак сформировалась система ручьев, в русловых отложениях которых были обнаружены скопления минералов, представленных оксигалоидными соединениями свинца, меди и серебра, а также карбонатами свинца, кристаллизовавшимися из вышеуказанных рассолов.

Установлено, что в условиях поверхностного стока термальных рассолов, в результате дегазации и влияния атмосферного кислорода, значительно повышается их окислительно-восстановительный потенциал, от -200-240 мВ на глубине (Зотов и др., 1981) до +400-480 мВ в современных ручьях. В меньшей степени, но все же повышаются также и значения pH (от 5,7 - 6,2 до 7,0). В той или иной степени происходит понижение концентрации рассолов, обусловленное подпиткой рассольных ручьев метеорными и бикарбонатно-натриевыми водами.

Изменившиеся таким образом условия приводят к частичному гидролизу хлоридных комплексов свинца, меди, серебра, цинка и кадмия с образованием труднорастворимых и нерастворимых (по крайней мере для Pb, Cu, Ag) хлоргидроксо-комплексов, выпадающих из раствора в виде твердых минеральных фаз.



Дегазация рассолов приводит к нарушению карбонатного равновесия в них и разрушению комплекса $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$ с образованием нерастворимых фаз - PbCO_3 (церуссит) и $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ (гидроцеруссит).

Показано, что все вышеуказанные минеральные фазы широко распространены в пределах Челекенской структуры и приурочены к наиболее ранним аллювиальным образованиям четвертичного возраста, сохранившиеся в большинстве случаев в виде отдельных обрывков (прислоненная фация) в бортах более глубоких современных долин или в пределах небольших водоразделов в виде эрозийных ложбин, вытянутых в направлении современного стока вод и заполненных перемежающимися с галькой глин песками, характеризующимися ярко выраженной косой слоистостью.

Минералы из группы оксихлоридов свинца и меди, а также карбонаты свинца отмечаются в аллювиальных песках и галечниках в различных формах. Часто они образуют довольно крупные конкреции, в которых центрами конкрециеобразования являются древесные остатки. Максимальные размеры их 2,5-3 м в длину и 15-18 см в поперечнике. Сложены они песчанистым материалом, цементированным гипсом, оксихлоридами меди (преимущественно атакамит и паратакамит) и реже ассоциирующим с ними церусситом.

А т а к а м и т и б о т а л л а к и т - $\text{Cu}_2\text{Cl(OH)}_3$ тесно сростаясь между собой, часто образуют уплотненные микроконкреции, располагающиеся на поверхности галек глин.

Б о л е и т - $\text{Pb}_3\text{Cu}_3\text{AgCl}_7(\text{OH})_6$ встречается преимущественно в виде хорошо образованных кубообразных кристаллов темного цвета, нередко образующих взаимные прорастания. Довольно часто отмечается в виде сфероидальных микроконкреций с хорошо

Таблица 13

Химический состав минералов (в %), образующихся в процессе автономной разгрузки металлоносных рассолов в условиях поверхностного стока

Компонент	Атакамит	Болеит	Псевдо-болеит	Куменгит	Диабо-леит
Pb	2,13	54,97	53,64	55,03	66,95
Ag	0,02	5,11	2,49	Не обн.	Не обн.
Cu	56,82	14,29	14,05	16,49	10,28
Zn	0,04	-	0,10	0,61	0,08
Fe	Не обн.	-	-	Не обн.	0,03
Se	16,73	21,64	20,40	18,79	10,75
O	11,00	3,57	3,51	4,26	5,91
H ₂ O [±]	13,09	4,07	5,61	4,87	6,12
Сумма	99,88	103,65	99,80	100,05	100,12

Анализы выполнены в лаборатории рентгено-спектрального анализа А.И.Цепиным. Вода определялась из отдельных навесок И.Б.Никитиной.

окристаллизованной поверхностью, размером от 0,5 до 1,5 мм, образующих неправильные скопления в глинистой массе галек.

П с е в д о б о л е и т - $Pb_5Cu_4Se_{10}(OH)_8 \cdot 2H_2O$ наблюдался как в виде тонкозернистых агрегатов, слабо цементирующих терригенный материал в отдельных песчаных слоях, так и в виде хорошо выраженных кристаллических форм. Самостоятельные кристаллы его представлены как псевдокубическими, так и толстотаблитчатыми формами, наблюдающимися впервые. Ранее псевдоболеит был известен лишь в закономерных сростаниях с болеитом, которые широко распространены и в характеризующихся отложениях.

К у м е н г и т - $PbCuSe_2(OH)_2$ образует иногда значительные скопления в отдельных слоях аллювиальных песков, слабо цементируя их. Преобладают хорошо образованные кристаллы. Последние, как правило, дипирамидальные и представлены комбина-

цией с $\{101\}$ и $m\{110\}$, иногда одинаково развитыми. Часто пирамидальные грани ограничены слабо развитым основным пинакоидом.

Очень часто наблюдаются тройники прорастания, а также закономерные сростания с болеитом. Изредка образует микроконкреции, ассоциирующиеся с микроконкрециями болеита.

Д и а б о л е и т - $Pb_2CuSe_2(OH)_4$ встречается значительно реже, выделяясь в виде радиально-лучистых сростков кристаллов длиннопризматического габитуса как на поверхности галек, так и внутри их глинистой массы. Призматические кристаллы его часто футлярообразны и достигают 4 мм в длину.

Л а в р и о н и т - $PbSe(OH)$ в аллювиальных отложениях отмечается реже, чем болеит и куменгит, но значительно чаще диаболеита. Постоянно в виде очень мелкозернистых, рыхлых сахаровидных агрегатов белого цвета присутствует в составе цемента песчано-атакамитовых конкреций. В отдельных песчаных слоях отмечаются скопления его мельчайших (до 0,3 мм) стяжений.

Особенности химического состава основных минералов из группы оксихлоридов свинца и меди приведены в табл.13.

Все вышеуказанные минералы тесно ассоциируются с церусситом и гидроцерусситом, играющими местами значительную роль в составе цемента песчано-атакамитовых конкреций и образующими также неправильные стяжения в песчаных слоях. Оксихлориды свинца, меди и серебра, а также карбонаты свинца, формируют многочисленные рудопоявления, приуроченные к породам палеоаллювиальных фаций, широко развитых на склонах хребта Чокрак.

Находки болеита, псевдоболеита, куменгита и диаболеита в палеоаллювиальных отложениях Чалекена являются первыми в СССР.

Минералообразование, связанное с техногенной разгрузкой металлоносных рассолов

Выше было показано, что в процессе техногенной разгрузки по многочисленным скважинам термальными рассолами выносятся на поверхность значительные количества халькофильных элементов. Для некоторых из этих элементов, а именно для свинца и меди, концентрации, определенные на выходе рассолов из скважины и в пробах, отобранных на глубине определенного водоносного горизонта, резко отличаются (табл.12). Эти различия обусловлены выделением указанных компонентов из рассолов по мере движения их в стволе скважины, что подтвердилось при обследовании обсадных труб мно-

гочисленных скважин, в которых были обнаружены скопления самородных свинца, меди и, в ничтожных долях — серебра. Количество скважин, содержащих скопления сотен и тысяч килограммов самородного свинца, исчисляется многими десятками.

Для одной из таких скважин (З-II6) были произведены подсчеты отложившегося в ней свинца за три года ее эксплуатации. Было установлено, что за этот период в ней накопилось приблизительно 7,15 т самородного свинца. Поскольку суммарный дебит за весь период ее эксплуатации был известен и составлял немного более 300 тыс. м³, представлялось возможным рассчитать исходные концентрации свинца в рассолах в пределах водоносного горизонта. Если из 300 тыс. м³ отложилось 7,15 т свинца, то из каждого литра отлагалось 23,8 мг. Учитывая, что при этом в рассоле в растворенном состоянии оставался свинец в количестве 2,8 мг/л, можно считать, что исходное содержание его было 26,6 мг/л. Прямое определение свинца в пробе, отобранной в области перфорации, дало цифру 27,0 мг/л. Таким образом, сопоставление концентраций свинца в рассолах, отобранных на устье и на глубине — в зоне перфорации скважины, дает возможность количественно оценить процесс отложения свинца в исследуемых скважинах.

Самородный свинец, отлагающийся в скважинах, образует в одних случаях плотные натечные коры, иногда с ярко выраженной почковидной поверхностью, в других — песчано-свинцовые пробки, нацело заполняющие пространство эксплуатационных колонн скважин, иногда на протяжении сотен метров. Изучение под микроскопом показало, что материал вышеуказанных пробок состоит из комочков глины и песчинок, сцементированных тонкокристаллическим самородным свинцом, агрегаты которого характеризуются неоднородным строением. Местами они однороднозернисты, в других участках сложены пластинчатыми, иногда радиально-ориентированными индивидами. Среди последних часто отмечаются пленочные и дендритовидные выделения самородной меди и единичные округлые зернышки самородного серебра. Самородный свинец тесно ассоциируется с карбонатами кальция и магния, примесь которых в натечных корках свинца не превышает 3%. Принципиально важным, на наш взгляд, является факт нахождения в массе натечного самородного свинца тончайших прерывистых прослоек гидроцеруссита.

Химически в самородном свинце установлены примеси (средние значения): As — 0,65%; Cu — 0,59%; Ag — 0,07%; Sb — 0,08%; а

спектральным анализом: Zn — 0,02%; Cd — 0,01% и Mo — 0,05%.

Данные по изотопному составу описываемого свинца (Виноградов, 1969; Лебедев, 1975) показывают, что свинцовые изотопные отношения в среднем равны $\frac{206}{207} P_b = 1,195$, $\frac{206}{208} P_b = 0,483$; $\frac{206}{204} P_b = 18,83$, что отвечает понятию нормального свинца молодого возраста.

Образование самородного свинца в скважинах Челекена путем восстановления хлоридных комплексов до металла при температуре 80°C и концентрации Pb 10–100 мг/л, по данным А.В.Зотова и др., может осуществиться при значениях Eh порядка –400–450 мВ. Последние данные по окислительно-восстановительным условиям рассолов на глубинах 1000–1500 м, полученные с помощью погружного потенциометрического зонда показывают, что значения Eh рассолов там варьируют от –140 до –240 мВ (Зотов и др., 1981), т.е. недостаточно низки для перехода вышеуказанных комплексов свинца в элементарную форму.

Наиболее вероятным представляется следующий механизм образования самородного свинца в скважинах. Выше, при рассмотрении форм нахождения металлов в термальных рассолах отмечалась возможность нахождения свинца в форме карбонатно-хлоридного комплекса — $Pb(CO_3)_2 Pb^{2+}$. Устойчивость данного комплекса находится в прямой зависимости от карбонатного равновесия в растворе. При выходе из пласта в скважину начинается, как правило, бурная дегазация рассола, а следовательно и нарушение карбонатного равновесия, что приводит к разрушению карбонатно-хлоридных комплексов свинца и выделению последнего из раствора в виде нерастворимых карбонатных соединений. Аналогичные процессы при поверхностной разгрузке рассолов привели к отложению из них значительных количеств церуссита и гидроцеруссита.

Выделяющиеся тончайшие частицы карбонатов свинца попадали в среду своеобразной "газовой эмульсии", а если учесть, что при дегазации рассолов помимо CO₂ из них выделяются растворенные в них водород и углеводороды (составляющие соответственно 37,6 и 48,8 об.% от общего количества растворенных газов), можно не сомневаться, что значения Eh подобной эмульсии были значительно ниже –450 мВ. В такой среде дисперсные частицы карбонатов свинца быстро восстанавливались до элементарного свинца. Присутствие тончайших реликтовых пленок гидроцеруссита в корках самородного свинца однозначно свидетельствует в пользу вышеизложенного механизма.

Минералообразование, обусловленное разгрузкой
сероводородсодержащих рассолов

Отдельные участки водоносных горизонтов, располагающиеся вблизи нарушенных зон над нефтяными залежами, обогащаются сероводородом. Отличительной чертой сероводородсодержащих рассолов является их коллоидная природа – они характеризуются желтовато-серой окраской, заметной опалесценцией и ярко выраженным эффектом Тиндаля. В целом они могут рассматриваться как сильно разбавленные золи, дисперсная фаза которых представлена моносulfидом железа.

В процессе как естественной, так и техногенной разгрузки сероводородсодержащих рассолов – золей образуются многочисленные сульфиды железа. Определяющим фактором минералообразования здесь является коагуляция золей, которая обуславливает осаждение аморфного моносulfида железа.

Многолетними наблюдениями диссертанта было установлено, что отлагающийся аморфный (отсутствие дифракции электронов) моносulfид железа, находясь в растворе, испытывает многократные превращения – раскристаллизовывается и с течением времени последовательно переходя из одной фазы в другую, превращается в пирит.

Для выяснения закономерностей раскристаллизации аморфного сульфидов железа, возникновения и времени существования метастабильных сульфидов железа были изучены датированные отложения геолообразных сульфидов, полученные в каптажном бассейне скважины У-1.

Основной солевой состав сероводородсодержащих рассолов этой скважины практически не отличается от солевого состава металлоносных рассолов. Главным отличием является отсутствие или очень низкие концентрации тяжелых металлов и присутствие сероводорода (от 7 до 12 мг/л). Температура рассолов – 57–58°C, pH 5,7, – 95 мВ. Проведенные исследования датированных осадков сульфидов железа с возрастом в один, три, пять, шесть, девять месяцев и далее показали следующее.

Аморфный моносulfид железа, выделившийся из раствора, но остающийся в минералообразующей среде, существует не более 20 дней и, раскристаллизовываясь, переходит в канзит (кубический FeS), который в свою очередь через 1,5–2 месяца начинает пере-

ходить в макинавит (тетрагональный FeS), период существования которого составляет приблизительно 3 месяца. В отложениях 5-месячного возраста начинает фиксироваться мельниковит (грейгит Fe_3S_4). Максимальное количество мельниковитовой фазы (Fe_3S_4) в сульфидных осадках наблюдается на 6–8 месяце существования этих осадков. На 9-м месяце мельниковит начинает переходить в пирит, единственную стабильную фазу из всех рассмотренных сульфидов железа.

Таким образом, в целом происходящий процесс может рассматриваться как процесс образования пирита, но не путем кристаллизации из раствора, а в результате последовательных превращений метастабильных сульфидов железа иного состава и структуры. В табл. I4 (ан. I–3) охарактеризованы особенности химического состава метастабильных макинавита, мельниковита (грейгита) и стабильного пирита.

В изученных нами средах, в которых образовались и некоторое время существовали аморфный моносulfид железа, канзит, макинавит, мельниковит (грейгит), основные параметры системы (давление, температура, pH и Eh) оставались относительно стабильными. Поэтому на последовательные превращения в указанном ряду не оказывали влияния ни колебания температуры, ни какие-либо изменения окислительно-восстановительного потенциала или концентрации водородных ионов.

Определяющим фактором превращений в нашем случае является избыток серы в системе. Все превращения происходят в направлении увеличения сернистости соединений, по схеме $\text{FeS} \rightarrow \text{Fe}_3\text{S}_4 \rightarrow \text{FeS}_2$.

Приведенные примеры минералообразования, связанного с автономной разгрузкой металлоносных и сероводородных рассолов, не исчерпывают всего многообразия протекающих процессов. Разгружающиеся бикарбонатно-натриевые воды нижнего отдела красноцветной толщи обуславливают образование в очагах разгрузки мощнейших аргонитовых кор. Кроме того, в пределах Челекенской структуры широко проявляются минеральные образования, связанные с сопряженной разгрузкой качественно различных типов вод. В кратком докладе мы не можем рассмотреть все варианты сопряженных разгрузок и особенности обусловленного ими минералообразования; в качестве одного из примеров рассмотрим минералообразование при сопряженной разгрузке металлоносных и сероводородсодержащих рассолов в техногенных условиях.

Таблица I4

Химический состав (в %) образующихся в процессе автономной разгрузки сероводородсодержащих рассолов (I-3), а также при сопряженной разгрузке металлоносных и сероводородсодержащих рассолов (4,5)

Компонент	I	2	3	4	5
	макинавит	мельниковит	пирит	сфалерит	галенит
Fe	62,34	55,12	45,86	2,09	0,12
Zn	-	-	0,08	54,28	-
Pb	-	-	-	6,94	84,87
Cd	-	-	-	5,67	-
Tl	0,05	4,37	0,94	не опр.	0,13
Bi	-	-	-	-	0,29
Sb	-	-	-	-	0,27
As	0,29	0,77	0,31	-	-
Ag	-	-	-	-	сл.
S	37,15	39,90	52,35	30,31	13,15
Сумма	99,83	100,16	99,49	99,29	98,83

Анализы выполнены в лаборатории рентгено-спектрального анализа, аналитик А.И.Цепин.

Минералообразование, связанное с сопряженной разгрузкой металлоносных и сероводородсодержащих рассолов в техногенных условиях

Образование минералов в процессе сопряженной разгрузки качественно отличных вод наиболее ярко проявляется на примере сопряжения металлоносных и сероводородсодержащих рассолов.

На эксплуатационных участках отдельные группы скважин часто связаны трубопроводами с промежуточными емкостями (чанами), в которые поступают рассолы нескольких скважин, дегазируются в них

и направляются далее по более мощным трубопроводам в промышленное водохранилище. Было обнаружено, что в одну из таких емкостей поступают из нескольких скважин металлоносные и сероводородсодержащие рассолы. При исследовании емкости на дне и стенках ее ниже уровня рассолов были выявлены значительные скопления сфалерита и установлено, что процесс его образования продолжается в настоящее время.

В емкость поступают металлоносные рассолы с содержанием Zn - 3,6; Pb - 4,17; Cd - 0,90 и Cu - 1,38 мг/л и сероводородные с содержанием H_2S , варьирующим в разное время от 2,33 до 5,11 мг/л. Температура в области смешения $66^\circ C$, pH 6,06, Eh +115 мВ.

Анализ перемешанных в емкости рассолов на металлы и сероводород показал, что концентрации цинка и кадмия в них понизились соответственно до 0,3 и 0,05 мг/л. Содержания же свинца (3,95 мг/л) и меди (1,29 мг/л) практически не изменились. Содержание сероводорода непосредственно в области смешения 1,98-2,11 мг/л; в нескольких точках по периферии емкости - от 0 до 0,18 мг/л. Таким образом, почти весь цинк и кадмий выводятся из раствора, осаждаясь в виде сульфидов. Свинец же и медь при данных условиях напротив, проявляют исключительную инертность в сероводородной среде.

Образующийся сульфид цинка, представленный мельчайшими коллоидными частицами, долгое время остается во взвешенном состоянии, и поэтому большая часть его выносится в выводной трубопровод и лишь небольшая его часть оседает на стенки и дно емкости. Он рентгеноаморфен и характеризуется глобулярным строением. На стенках чана формируются гроздевидные гелеобразные натёки сульфида цинка, в дебаеграммах которого проявляются широкие и размытые главные линии сфалерита. На дне емкости отмечаются практически полностью литифицированные коры метакolloидного сфалерита с отчетливой микропчелковидной поверхностью и коллоидно-сегментарным строением.

Нередко на поверхности сфалеритовых кор наблюдаются предметы технической деятельности человека, также покрытые тонкими почво-видными корочками метакolloидного сфалерита.

Особенности химического состава плотного метакolloидного сфалерита указаны в табл. I4 (ан.2).

Обращают на себя внимание высокие количества примесей кадмия и свинца. Изучение распределения этих элементов в сфалерите

С помощью микрозонда показало крайне неоднородные их содержания, варьирующие для кадмия от 2,86 до 10,42%, а для свинца от 1,48 до 5,67%. Как показали исследования под электронным микроскопом эти примеси обусловлены присутствием мельчайших включений гринокита и галенита. В единичных случаях отмечаются выделения более крупных (до 1 мм) кристалликов галенита скелетного облика. Данные о химическом составе галенита приведены в табл. I4 (ан.5).

Таким образом, в емкости, в которой осуществляется сопряжение сероводородсодержащих и металлоносных рассолов, происходит интенсивное образование и накопление больших количеств сфалерита, значительных – гринокита и небольших – галенита. На дне емкости было зафиксировано около 0,5 т сфалерита, а в выводном трубопроводе, на участке протяженностью около 2 км, его количество составило 25–30 т.

Выше отмечалось различное поведение пар элементов – Pb , Cu , и Zn , Cd в области смешения металлоносных и сероводородсодержащих рассолов. Это представляет определенный интерес для понимания причин зональности, проявляющейся в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях, где свинцовое оруденение, как правило, является по отношению к цинковым рудам более поздним и основные концентрации свинца приурочены к периферическим зонам этих месторождений. Подобные временные и пространственные соотношения двух главных компонентов руд свидетельствуют о том, что и в рудообразующих растворах при осаждении сульфида цинка основная часть свинца оставалась в растворе, что и приводило к пространственному разделению этих компонентов. Одной из причин подобного разделения могут оказаться различия в наборе комплексных соединений свинца и цинка в рудообразующем растворе, аналогичные таковым в челекенских металлоносных рассолах.

Поскольку рассматриваемые рассолы характеризуются весьма высокой ионной силой, равной 6,5, то известный ряд ступенчатой диссоциации хлоридных комплексов свинца $PbCl_4^{2-} \rightleftharpoons PbCl_3^- \rightleftharpoons PbCl_2^0 \rightleftharpoons PbCl^+ \rightleftharpoons Pb^{2+}$ вероятно не может осуществиться в своей правой части. ($PbCl_2^0 \rightleftharpoons PbCl^+ \rightleftharpoons Pb^{2+}$) в ощутимых количествах. Это подтверждается приведенными ранее расчетными данными о количественных соотношениях комплексных ионов свинца и цинка в исследуемых рассолах, где для свинца установлены формы: $PbCl_4^{2-}$ – 55,7%, $PbCl_3^-$ – 37,6%, $PbCl_2^0$ – 4,7% и $PbSO_4$ – 2,0%, т.е. резко преобладают анионные комплексы при некотором участии нейтральных. Для цинка

же наблюдается несколько иная картина соотношений его комплексных ионов: $ZnCl_3^-$ – 84,7%; $ZnCl_2^0$ – 1,9%; $ZnCl^+$ – 0,84%; $ZnSO_4$ – 7,8% и $Zn(OH)^+$ – 4,76%. То есть в ряду ступенчатой диссоциации хлоридных комплексов цинка отмечается отчетливый сдвиг вправо, а также фиксируется присутствие ощутимых количеств положительно заряженных гидроксокомплексов цинка. Таким образом, для цинка отмечаются положительно заряженные комплексные ионы, способные реагировать с ионами сульфидной серы в растворе, образуя сульфид цинка. Выделение последнего из раствора снова сдвигает вправо равновесие между сосуществующими комплексами цинка и по мере выделения сульфида цинка в осадок это равновесие перманентно сдвигается вправо, приводя практически к полному удалению цинка из раствора.

Что же касается свинца, то реально незначительный сдвиг в правую сторону ряда все же происходит, но количественная сторона его не сопоставима с таковой для цинка.

В пределах Челекенской антиклинальной структуры в процессе ее дизъюнктивного и эрозийного раскрытия осуществлялась сопряженная разгрузка и других типов вод: сульфатные и бикарбонатно-натриевые воды глубоких горизонтов в сопряжении с сероводородными рассолами сформировали многочисленные баритовые и кальцитовые жилы с пиритом и марказитом; металлоносные рассолы с сульфатными водами в очагах разгрузки образовывали мощные натечные коры барита и т.д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В совокупности опубликованных работ изложены результаты многолетних исследований автора и обобщены литературные данные, посвященные современному гидротермальному минерало- и рудообразованию, и показана их взаимосвязь с активными геологическими процессами. Основные научные выводы формулируются в следующих защищаемых положениях.

I. Металлогеническая специализация гидротерм районов активного вулканизма, рифтовых систем срединноокеанических хребтов и зон глубинных разломов определяется дегазацией лавовых и магматических расплавов.

Гидрогеохимические типы гидротерм, наиболее обогащенных халькофильными элементами, представлены: в областях активного вулканизма – низкоминерализованными кислыми сульфатно-хлоридными и нейтральными или слабощелочными хлоридно-натриевыми вода-

ми; в рифтовых системах срединноокеанических хребтов – кислыми сульфатно-хлоридными растворами повышенной минерализации и в зонах глубинных разломов – хлоридными натриево-кальциевыми растворами.

Для кислых сульфатно-хлоридных гидротерм, приуроченных к аппаратам вулканов, типичными рудными компонентами являются: цинк, медь, свинец и мышьяк. Их металлогеническая специализация обусловлена дегазацией базальтовых и андезитово-базальтовых лав и характеризуется прямыми генетическими связями с вулканическими процессами, выражаясь в тождественности геохимических ассоциаций рудных компонентов термальных вод, фумарольных газов, сублиматов фумарол и эруптивных туч. Для гидротерм этого типа установлены закономерные колебания концентраций халькофильных компонентов в связи с изменением сейсмической или вулканической активности в районах их проявления.

Нейтральные и слабощелочные хлоридно-натриевые гидротермы областей активного вулканизма характеризуются иным набором рудных компонентов, главными из которых являются ртуть, сурьма, мышьяк, а также часто сопутствующие им серебро и золото. Проявление подавляющего большинства гидротерм, обогащенных ртутью и сурьмой, приурочены к зонам субдукции океанических плит.

Металлогеническая специализация гидротерм рифтовых систем срединноокеанических хребтов определяется в основном дегазацией мантийного диалюра в зоне спрединга. Характерными рудными компонентами для них являются медь, цинк, свинец, кадмий и таллий.

Аналогичные элементы характерны и для термальных металлоносных рассолов, которые в различных системах характеризуются дополнительными региональными особенностями (высокие содержания кадмия и таллия в Челекенских рассолах и повышенное содержание серебра в рассолах Солтон-Си).

2. Пути миграции рудных компонентов и сульфидной серы в изученных гидротермальных системах разобщены. При сопряжении путей их миграции создаются условия для образования сульфидных минералов и руд.

В системах автономной разгрузки гидротермальных растворов образование минералов обусловлено изменениями основных параметров (Т, Р, С), приводящих к нарушению равновесий в растворе и выделению твердых фаз (хлоридов, сульфатов, окислов), в составе которых определяющую роль играют главные компоненты растворов. Халькофильные элементы в данных условиях выделяются из

растворов в виде изоморфных примесей в этих фазах.

В условиях сопряженной разгрузки металлоносных гидротерм с водами (или газовыми струями), содержащими сероводород, халькофильные элементы выделяются из растворов в виде самостоятельных фаз – сульфидов и сульфосолей.

Поведение рудных компонентов в зонах сопряжения металлоносных и сероводородсодержащих растворов во многом определяется формами нахождения этих компонентов в растворе.

В высококонцентрированных гидротермах рудные компоненты находятся в виде многочисленных комплексных ионов с различными стехиометрией и зарядами, но с преимущественным преобладанием анионных комплексов. Поведение этих компонентов в сероводородных средах определяется наличием и количеством положительно заряженных комплексных ионов в общем наборе, существующих при данных условиях, комплексов для каждого компонента.

Для термальных рассолов Челекена были получены данные о количественных соотношениях комплексных ионов для свинца и цинка. Для свинца установлены формы: $PbCl_4^{2-}$ – 55,7%; $PbCl_3^-$ – 37,6%; $PbCl_2^0$ – 4,7% и $PbSO_4$ – 2,0%, т.е. резко преобладают анионные комплексы при некотором участии нейтральных. Для цинка соотношение его комплексных ионов несколько иное: $ZnCl_3^-$ – 84,7%; $ZnCl_2^0$ – 1,9%; $ZnCl^+$ – 0,84%; $ZnSO_4$ – 7,8 и $ZnOH^+$ – 4,76% – преобладающими являются анионные и нейтральные комплексы, но присутствуют также и положительно заряженные. При смешении металлоносных рассолов с сероводородсодержащими рассолами цинк удаляется из раствора, осаждаясь в виде сульфида цинка, свинец же, не реагируя с сульфидной серой, практически полностью остается в растворе.

Установленное различие в поведении свинца и цинка при смешении металлоносных и сероводородсодержащих рассолов является основной причиной зональности, проявляющейся в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях.

3. Открыт ранее неизвестный для современных гидротермальных систем, новый тип рудопроявлений, представленный оксигалогенными соединениями свинца и меди, в ассоциации с оксалатами этих металлов.

В результате автономной разгрузки термальных металлоносных рассолов на Челекене сформированы рудопроявления оксихлоридов свинца и меди. В условиях поверхностного стока рассолов, в результате их дегазации и влияния атмосферного кислорода, значитель-

но повышаются окислительно-восстановительный потенциал (от 240 до +470 мВ) и значения pH (от 5,7 до 7) рассолов. Происходит понижение их концентрации, обусловленное подпиткой рассольных ручьев метеорными водами. Указанные изменения приводят к частичному гидролизу хлоридных комплексов свинца, меди и серебра с образованием нерастворимых хлоргидроксо-комплексов, выделяющихся из раствора в виде минеральных фаз: лаврионита — $PbClOH$, куменгита — $PbCuCl_2(OH)_2$, диаболеита — $Pb_2CuCl_2(OH)_4$, болеита — $Pb_3Cu_3AgCl_7(OH)_6$, псевдоболеита — $Pb_5Cu_4Cl_{10}(OH)_8 \cdot 2H_2O$ (в СССР обнаруженных впервые), атакамита и паратакамита — $Cu_2Cl(OH)_3$. В участках аллювиальных отложений, где вышеуказанные минералы ассоциируют с лигнитизированной древесиной, обнаружены новые минералы: безводный оксолат меди — Cu_2O_4 (челекениит) и свинца — Pb_2O_4 (флеровит).

4. Образующиеся минеральные вещества, как правило, отлагаются в виде галей, претерпевающих впоследствии раскристаллизацию, часто с образованием метастабильных фаз, последовательно и закономерно переходящих одна в другую.

Аморфные аналоги различных сульфидных минералов зафиксированы среди осадков различных гидротермальных систем. Установлены и широко распространены аморфные сульфиды: мышьяка со стехиометрией реальгара и аурипитмента (кальдера Узона, кальдера вулкана Головнина, источники о.Кунашир и о.Уруп, оз.Шампан-Пул в Новой Зеландии и др.); сурьмы (кальдера Узона, источники о.Кунашир, Новой Зеландии и Западных штатов США); цинка (Челекен, Атлантис II в Красном море); меди (о.Уруп, Атлантис II); . И наконец, аморфный моносulfид железа в больших количествах отмечался в многочисленных источниках и скважинах Челекена, в некоторых источниках кальдеры вулкана Головнина, а также в рудных илах впадины Атлантис II в Красном море.

Впервые в природных условиях было установлено, что в результате раскристаллизации аморфного моносulfида железа образуется канзит — метастабильный моносulfид железа, характеризующийся сфалеритовой структурой. С этой кристаллической фазы начинается ряд последовательных превращений метастабильных фаз: канзит (куб) → макинавит (тетрагон) → грейгит (куб), завершающийся образованием стабильной фазы — пирита.

5. Новообразованные минеральные агрегаты в минералообразующей среде испытывают многократную перекристаллизацию, приводящую практически к полному исчезновению первичных структур.

Преобразования минеральных агрегатов, оставшихся в минералообразующей среде, имеют характер собирательной перекристаллизации и протекают весьма интенсивно и многократно. Наиболее ярко эти процессы выражены среди новообразованных отложений карбоната кальция и прослежены при изучении минералообразования, связанного с естественной и техногенной разгрузкой гидрокарбонатно-натриевых вод Челекена, Ахалцихе и Дарьдага. Установлено, что криптокристаллические агрегаты кальцита, отлагающиеся в руслах ручьев и каптажных сооружениях, через 3–4 месяца после своего образования претерпевают значительную перекристаллизацию, превращаясь в агрегаты с шестовой и радиальнолучистой структурой. В целом современные минеральные агрегаты, наблюдающиеся в минералообразующих средах, находятся в стадиях образования и последующих преобразований, являясь, таким образом, в структурном плане метастабильными.

Анализ проявлений современных рудообразующих гидротермальных систем показывает, что с достаточной отчетливостью выявляется общепланетарная взаимосвязь активных тектоно-магматических процессов с современными процессами гидротермального минерало- и рудообразования.

ОСНОВНЫЕ ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАБОТЫ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Монографии:

1. Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. Изд. Наука, М., 1965.
2. Lebedev L.M. Metacolloids in Endogenic Deposits. Plenum Press. New York, 1967.
3. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. Изд. Недра, М., 1975.
4. Лебедев Л.М. Минералы современных гидротерм. Изд. Наука, М., 1979.
5. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир) (коллектив авторов: Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б., Дуничев В.М., Шурманов Л.П.). М., Наука, 1980.
6. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Челекенская рудообразующая система. Изд. Наука, М., 1983.

Статьи:

1. О рудных новообразованиях в гидротермально-измененных породах в районе Паужетских гидротерм. Тр.Лаб.вулк., вып.19, 1961.
2. О природном силикагеле из Второго Теплого ручья на Паужетке. Сб. "Вулканизм Камчатки". Изд. Наука, 1963.
3. Современное гидротермальное образование ломонтита на Паужетке (совместно с С.И.Набоко). Сб. "Вулканизм северо-востока Сибири". Изд. Наука, 1964.
4. О металлогенности высокоминерализованных термальных вод Челекена (совместно с Ю.Ю.Бугельским). Геол.рудн.месторождений, № 3, 1967.
5. О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена. Докл. АН СССР, т.174, № 1, 1967.
6. Современное образование сфалерита в производственных сооружениях Челекенского месторождения. Докл. АН СССР, т.175, № 4, 1967.
7. Рудоносные термы Челекена (совместно с Ю.Ю.Бугельским). Сб. "Минеральные и термальные воды". Тр.МГК, 23 сессия, 1968.
8. Особенности химического состава и рудоносность гидротерм Челекена (совместно с И.Б.Никитиной). Докл. АН СССР, т.183, № 2, 1968.
9. О современном минералообразовании в технических сооружениях Паужетки (Камчатка) (совместно с Л.М.Гороховой). Докл. АН СССР, т.182, № 6, 1968.
10. Некоторые данные о формах миграции свинца и цинка в термальных рассолах Челекена (совместно с Ю.Ю.Бугельским, И.Б.Никитиной и В.С.Степашкиной). Докл. АН СССР, т.184, № 5, 1969.
11. О балансе рудного вещества, выносимого гидротермами Челекена (совместно с Ю.Ю.Бугельским). Докл. АН СССР, т.185, № 2, 1969.
12. Ртутные источники Апапея. Сб. "Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе" (совместно с Н.А.Озеровой). Изд. Наука, 1970.
13. Новые данные по минералогии колчеданных руд вулкана Менделеева. Докл. АН СССР, т.191, № 5, 1970.
14. Современные образования сфалерита на Челекене. Геол.рудн. месторождений, т.ХП, № 4, 1970.
15. О формах миграции свинца в термальных рассолах Челекена в глубинных условиях (совместно с И.Б.Никитиной). Докл. АН СССР т.197, № 5, 1971.

16. О некоторых особенностях современного образования сульфидов железа на Челекене. Докл. АН СССР, т.197, № 6, 1971 (совместно с Г.А.Сидоренко и П.В.Полушкиной).
17. О формах нахождения свинца и цинка в термальных рассолах Челекена (совместно с Н.Н.Барановой и И.Б.Никитиной). Геохимия, № 7, 1971.
18. Минералы современных гидротерм Челекена. Новые данные о минералах СССР. Изд. Наука, 1972.
19. Основные особенности геохимии современных металлогенных гидротерм. I-й Международн. геохим. конгр. Гидротермальные процессы. Докл. т.П. М., 1973.
20. Некоторые минералогическо-геохимические особенности ртутно-сурьмяного рудообразования (на примере действующих гидротерм Камчатки, Курильских островов, Калифорнии и др. районов) (совместно с Н.А.Озеровой, В.И.Виноградовым, Л.М.Гороховой и И.П.Лапутиной). Сб. "Очерки геохимии отдельных элементов". Изд. Наука, 1973.
21. Гидротермы и сверхтяжелые элементы (совместно с Ю.Т.Чубурковым). Препринт ОИЯИ, Дубна, 1973.
22. Поиск спонтанно-делящихся излучателей в термальных рассолах полуострова Челекен (совместно с Ю.Т.Чубурковым, О.Д.Масловым и др.). Препринт ОИЯИ, Дубна, 1973.
23. Формы миграции рудных компонентов в рассолах (совместно с И.Б.Никитиной и Н.Н.Барановой), глава в коллективной монографии "Миграция химических элементов в подземных водах на территории СССР". Изд. Наука, 1974.
24. Современное рудообразование; глава в коллективной монографии "Миграция химических элементов в подземных водах на территории СССР". Изд. Наука, 1974.
25. Современные металлогенные гидротермы и вопросы рудогенеза. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1974.
26. Особенности состава и металлогенность гидротерм аппаратов вулканов (на примере вулканов Менделеева и Головкина), (совместно с И.Б.Никитиной). Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
27. Об изменении концентраций рудных компонентов в кислых сульфатно-хлоридных гидротермах вулкана Менделеева во времени (совместно с И.Б.Никитиной, И.А.Пляшкун и Г.В.Дыбомиловой). Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.

28. Изменение уровней концентрации халькофильных элементов в термальных рассолах Челекена во времени (совместно с И.Б.Никитиной). Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
29. К минералогии современного мышьяково-сурьмяного оруденения в кальдере Узон на Камчатке (совместно с Т.И.Лосевой). Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
30. Новые данные по минералогии колчеданной залежи на северо-восточном склоне вулкана Менделеева (совместно с И.Б.Никитиной и Л.П.Шурмановым). Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
31. Вайрацит и его парагенезис в пропилитовой зоне Паужетских гидротерм на Камчатке. Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
32. Рудопроявления оксихлоридов свинца и меди на Челекене (совместно с Л.П.Шурмановым). Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
33. Рудопроявление молибденита в хребте Богатырь (о.Итуруп, Курильские острова), совместно с В.С.Знаменским. Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
34. О молибдените в опализированных пирокластах вулкана Билибина (о.Парамушир, Курильские острова); совместно с В.М.Дуничевым и Г.А.Сидоренко. Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
35. К минералогии четвертичных рудопроявлений мыса "Непройдезь" на о.Уруп (Курильские острова). Совместно с Ю.Л.Неверовым и Т.И.Лосевой. Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
36. К минералогии полиметаллических и мышьяковых рудопроявлений в районе р.Озерной на о.Шумшу (Курильские острова). Совместно с В.М.Дуничевым, Л.П.Шурмановым и А.И.Цепиным. Сб. "Современные гидротермы и минералообразование". Изд. Наука, 1977.
37. Современные металлонесные рудообразующие гидротермы Челекена по данным изотопного состава водорода и кислорода (совместно с Л.К.Гуцало и В.Е.Ветштейна). Геохимия, № 8, 1978.
38. Диаболеит из палеоаллювиальных отложений полуострова Челекен (первая находка в СССР). ДАН СССР, том 268, № 2, 1983.
39. Челекенская гидротермальная система - природная лаборатория минералообразования. Известия АН СССР, серия геологическая, № 7, 1983.

40. Metalliferous thermal brines of the Cheleken peninsula and modern ore deposition. International Symposium on hydrogeochemistry and biogeochemistry. Tokyo, 1970.
41. Major geochemical features of the present-day metal-bearing hydrotherms. International Geochemical Congress, Moscow, 1971.
42. Minerals of contemporary hydroterms of Cheleken. Geochemistry International, 9, 485-504, 1972.
43. Content of metals in acid sulphate-chloride hydrothermal solutions of the Kuril islands. International Symposium Water - Rock: alteration. Prague., 1974.
44. On the genesis of metal-bearing thermal brines in Cheleken region by data of hydrogen and oxygen isotopic composition. (with L.K. Gutsalo and V.E. Vetshtein). International Symposium Hydrogeochemistry of mineralized waters. Cieplice spa, Poland, 1978.