

Академия Наук СССР
Дальневосточный научный центр
Институт вулканологии

**Вулканизм,
гидро-
термальный
процесс
и рудо-
образование**

под редакцией С.И. Набоко



Издательство «Недра»
МОСКВА 1974

ВВЕДЕНИЕ К ИНТЕРНЕТНОМУ ИЗДАНИЮ

Предложение В. И. Белоусова подготовить к интернетному изданию опубликованный в 1974 году сборник «Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование» дало мне счастливую возможность заново вернуться к тематике, связанной с четвертичным вулканизмом Камчатки. Сборник был создан в эпоху завершения почти десятилетнего цикла работ проводимых Институтом вулканологии по этим проблемам. Исследования велись на фоне ожесточенных дискуссий о глубинах формирования магм.

Главной тенденцией в развитии фундаментальных представлений в области вулканологии в этот период явилось признание мантийного уровня генезиса магм. В Курило-Камчатском регионе эти идеи развивались Г. С. Горшковым. В качестве примера можно сослаться на одну из его многочисленных работ, посвященных этой проблеме (Горшков, 1964). Большое влияние на развитие представлений о глубинных процессах в районах молодого вулканизма оказала работа В. В. Аверьева о соотношении вулканизма и современного гидротермального процесса приведшая к формированию кислых магм в условиях небольших глубин в коре (Аверьев, 1971). Аверьев суммировал данные наблюдений над современными гидротермами и наглядно показал, что промежуточные очаги магм кислого состава не могут быть источником тепла гидротермальных систем, а наблюдения над возможными глубинами образования гидротермальных систем противоречат идеям о мантийном происхождении магм.

Отличительной чертой этой коллективной работы явилась комбинация материалов, посвященных эволюции центров кислого вулканизма и их петрологии, с анализом данных по вопросам, связанным с современной гидротермальной активностью и металлоносностью современных гидротерм. Если первые две темы составляют часть традиционного подхода к исследованию молодого вулканизма, то включение в сборник материала по двум другим вопросам резко выделяют его из обычных рамок. Другая отличительная черта работы - то, что она создана на основе материалов по одному из самых эффективных районов молодого вулканизма Камчатки. Анализ материала мог быть выполнен в результате большого комплекса работ, заложивших основы подхода к стратиграфии четвертичных вулканитов, геоморфологии районов молодого вулканизма, их структуре и глубинному строению.

Выполнение работы стало возможным в результате разработки в Институте вулканологии комплекса идей в области различных проблем вулканической геологии, выработанных в ходе десятилетних работ большим коллективом сотрудников Института и опубликованных в сводке «Четвертичный вулканизм и тектоника Камчатки» вышедшей в виде отдельного тома международного издания Бюллетеня Вулканологии (Erlich and Gorshkov, eds., 1979). Мы даем здесь общую ссылку на редакторов этого сборника, который явился в высокой степени итогом коллективной работы почти всего коллектива института. Поздний год выхода этой работы по сравнению с датой публикации сборника по Узону (на 5 лет позже) не должен смущать. Реально сборник, посвященный Камчатке, был готов к моменту начала работы над Узонским материалом. Разница в датах публикации связана со временем перевода и подготовки к изданию.

Не могу не вспомнить, сколько упреков в недостаточном уважении к фактическому материалу делалось со стороны тех, кто десятилетиями работал в одном и том же районе, не публикуя своих данных. Работа над настоящим сборником подтвердила очевидную истину о правомерности сочетания широкого подхода и тщательности описаний.

За исключением небольших редакционных поправок, мы оставляем полностью нетронутыми приведенные в сборнике описания фактического материала и не комментируем позицию и выводы авторов - они принадлежат истории. Все работы по представлению текста в формате интернетных файлов выполнены В. И. Белоусовым или под его руководством. Им же предоставлены работы по геологии района, и различным вопросам вулканологии, выполненные со времени публикации сборника по сей день, а также спутниковый снимок района. Особую ценность в этом отношении представили материалы по геотермии зачастую лежащие вне обычного круга геологических дискуссий.

Исключением является прямая вставка описания разреза игнимбритов Кроноцкого залива, связанных с соседней с Узонем кольцевой структуры Большого Семьячика, по Шеймовичу (1979). Это описание дополняет данные по игнимбритовым полям Узон-Гейзерной структуры, где в пределах которых обнажения игнимбритов отсутствуют. Существенно отредактированной цитатой из того же автора являются и параграфы, посвященные природе игнимбритовой магмы. Интернетному изданию работы предпослано настоящее Введение. Оно завершается Заключением, в котором делается попытка анализа материала исходя из новых подходов. Автором обоих разделов является редактор интернетного издания (Э. Эрлих), но все тексты проходили редактуру В. И. Белоусова.

Со дня публикации сборника прошло около 40 лет. Сегодня, оглядываясь назад, можно считать, что работа выдержала испытание временем. Совершенствование методик аналитических работ дало новейшим исследователям возможность детализировать описания комплексов вулканических пород, уточнить время их формирования, но не привела к пересмотру основных выводов авторов сборника (Леонов, Гриб, 2004). Принципиально новым элементом цитируемой монографии явилась попытка оценки теплового эффекта формирования геотермальных систем.

К сожалению, единственной работой, использующей новый уровень аналитических работ, являются данные об абсолютном возрасте игнимбритов выполненные аргон-арговым методом в университете Висконсин-Мэдисон (Леонов, Биндеман, Рагозин, 2008). Значение их трудно переоценить. Это, по сути,

единственные цифровые данные возраста для всего Курило-Камчатского региона. Часто цитируемые в литературе значения радиоуглеродных датировок более 40,000 лет не более как указание на то, что возраст образцов выше предела аналитических возможностей метода.

Возможности нового подхода к решению проблем вулканологии района дают фундаментальные геолого-геофизические исследования вулканических структур других районов мира. Можно сослаться на выполненные на новейшем уровне работы по структуре вулканической структуры Мессум (Этендака, Намибия). Большой интерес представляют детально разработанные вопросы генезиса игнимбритов, подкрепленные анализом растворенных в них газов по Якутинской кольцевой структуре Приморья (Гребенников, 2005). Работа была выполнена в ходе работы автора в университете Шимане (г. Матсуге, Япония) и Калифорнийском университете, Беркли, США. Работа эта показала резкую смену кислотной обстановки и состава газовой фазы в магмах непосредственно перед и в процессе извержения игнимбритов - от существенно восстановительной с преобладанием водорода на стадиях предшествующих извержению до окислительной с преобладанием в составе газовой фазы кислорода в ходе извержения игнимбритовой магмы.

Нельзя не отметить, что оба значимых фактурных исследования (Леонова-Биндемана-Рагозина и Гребенникова) выполнены, используя оптимальную комбинацию российского геологического материала, идей российской геологии и аналитических возможностей западных лабораторий.

Изменился и общий подход к проблемам генезиса магм. Широкое распространение и признание получили представления о пульсационном развитии магматических процессов, связанном с потоком летучих компонентов. Надо отметить, что признание мантийного происхождения магм создала противоречия между геофизическими данными о кристаллическом состоянии мантии и глубинным источником газов (Anderson, 1989). Это противоречие было снято, когда самый выдающийся петролог XX века Д. С. Коржинский (1974) развил идеи о том, что летучие компоненты связаны с трансмагматическими потоками.

Наиболее подходящим уровнем, на котором может быть генерирован поток летучей фазы, является внешняя зона ядра Земли. Об этом наглядно свидетельствуют геофизические данные, приводимые В. Н. Лариным (2005):

1. Поперечные волны не проходят через внешнее ядро, что свидетельствует о его жидком состоянии.
2. Магнитное поле Земли генерируется во внешнем ядре, поэтому оно должно иметь высокую электропроводность.
3. Плотность на границе ядро-мантия изменяется в 1.8 раза - от предполагаемых 5.5 г/см^3 на нижней границе мантии до 9.9 г/см^3 на внешней границе ядра.

С учетом этого В. Н. Ларин сформулировал комплексную теорию генерации восходящего потока летучих (в первую очередь водорода) в ходе трансформации вещества первичного гидридного ядра Земли. Эти представления позволяли устранить коренные противоречия между представлениями о глубинной генерации магм и данными, собранными при исследовании современных геотермальных полей, о чем говорилось выше.

Анализ данных радиометрических датировок показал, что поступление потока летучих происходит пульсационно. Короткие (продолжительностью всего 1-2 миллиона лет) пульсы резкого усиления эндогенной активности сменяются эпизодами затишья проявления эндогенных процессов, характеризующиеся практически полным отсутствием радиометрических датировок. Данные радиометрического датирования показывают, что кимберлитовые тела образуются в ходе коротких планетарных пульсов. Районы их проявления не считаются с границами литосферных плит. Высокая (0.8-0.95) корреляция времени проявления щелочного магматизма в тектонически-различной обстановке показывает, что пульсы эти не зависят от тектонических условий в верхней литосфере. Так щелочной вулканизм одновременно проявляется в тыловой зоне островных дуг, стабильных блоках (срединных массивах) и в передовой зоне подвижных поясов. Это устанавливает вероятную связь пульсов магматизма с наиболее глубинными горизонтами земных глубин, скорее всего, на внешней границе ядра и мантии.

Высокая положительная корреляция времени проявления кимберлитового вулканизма в стабильных кратонах и гранитов в мобильных поясах устанавливает, что магматизм в обоих типах геотектонических структур является следствием одновременных тектонических преобразований, связанных с глубинными процессами (импульсами увеличения интенсивности теплового потока с уровня границы ядро-мантия) генерирующими и импульсы тектонической активности и магнообразование (Эрлих, 2009).

Предполагается, что пульсации происходят с одной стороны, на уровне внешней границы ядра и мантии, откуда осуществляется серия последовательных импульсов усиления теплового потока, с другой - на уровне коры, в пределах которой систематически генерируются условия общего сжатия, определяющие интервалы резкого ослабления эндогенной активности вплоть до полного прекращения ее проявлений.

Признание сверхглубинного источника потока летучей фазы устраняет коренное противоречие между представлениями о мантийном источнике магм и установленным по геофизическим данным кристаллическим состоянием мантии. Оно также прямо указывает на предполагаемый источник "тепловой машины", которая приводит в движение плиты. Кроме того, это дает возможность включить в общую картину различные типы "внутри-плитного" магматизма остающиеся за рамками теории плит и не связанные напрямую с плит-тектоникой.

Потенции научного анализа, которые дает исследователям материал Узона-Гейзерной депрессии, далеки от исчерпания. Анализ разбавления глубинных хлоридно-натровых вод в различной гидрогеологической обстановке, изменение баланса содержания кремнекислоты и щелочей в расплаве и гидротермах может дать прямой ключ к происхождению различных по химизму серий вулканических пород. Не меньшие возможности открывает переход в зависимости от гидрогеологической обстановки от арсенид-стибнитовой минерализации к минерализации колчеданной.

Созданная динамическая модель образования Узонско-Гейзерной кальдеры четко определила структурную позицию гейзеров Долины. Сегодня построение общей картины магматизма и преобразования коры позволяет использовать данные о химизме и минерализации для определения места гидротермальных систем и специфики их характера в общей картине трансформации коры, эволюции магматизма и динамике потока глубинных газов.

Прелесть работы со всяким геологическим материалом состоит в том, что он позволяет не только расшифровать процессы формирования данной структуры, но и дает выход на понимание законов динамики развития нашей планеты. Представленный в этой работе материал по Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии дает возможность не только понять закономерности формирования данной структуры, но и подойти к пониманию процесса, который трансформирует энергию с уровня ядра Земли до Космоса. Этот поток перемещает и преобразует вещество Земли и эта конвекция газов и жидкостей достигает максимальной интенсивности в верхней мантии – земной коре, атмосфере и гидросфере. Этот газо-гидротермальный механизм и преобразует зоны спрединга в зоны субдукции, в которые засасывается вещество океанической коры, порожденное в зонах спрединга.

Поскольку мы полностью сохраняем первоначальный текст книги, она сохраняет и печальные свидетельства эпохи ее публикации, в частности отсутствие масштабов и географических координат на картах - печать идиотических представлений о секретности, в силу которых большие коллективы прекрасных картографов во всех геологических организациях только тем и занимались, что искажали картографические материалы, приводя их к несекретной форме, а при подготовке материалов к публикации искажали вновь, чтобы привести в соответствие с требованиями инструкций к публикациям в открытой печати.

Интернетное издание открывает новые возможности представления материалов, позволяя сочетать строгость изложения фактов и выводов с иллюстрациями, передающими эмоциональные впечатления от того уникального материала, который мы пытаемся представить. Это в первую очередь относится к цветным иллюстрациям, дающим зрительное впечатление об этом уникальном районе Земли. Одна из таких фотографий помещена на титульном листе интернетного издания другое фото отложения гейзерита вокруг одного из гейзеров.

Как постскрипту к монографии мы прилагаем серию слайдов посвященной этому чуду природы - практически погибшей прекрасной Долины Гейзеров. Название этой серии «Реквием по Долине». Это попытка поделиться с Читателем погибшей красотой, которую нам было дано увидеть. Большая часть вошедших в Реквием слайдов предоставлена В. И. Белоусовым. Слайды, посвященные Долине после катастрофы, в основном принадлежат В. Л. Леонову.

Настоящее издание стало возможным благодаря беззаветной помощи двух женщин – Р. А. Эрлих и С.П. Белоусовой, создавших условия для пересмотра работы и обеспечивших ее правку и чистку. Большая работа по сканированию текста проведена О. Р. Хубаевой и О. Д. Еликан.

Редактор интернет-издания Эрлих Эдуард Натанович

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

Вулканизм.
гидро-
термальный
процесс
и рудо-
образование

Под редакцией С. И. НАВОКО



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1974

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследование гидротермального процесса вызывает интерес к областям новейшего вулканизма и современного проявления гидротермальной активности, где возможно прямое изучение физико-химических параметров процесса. Температуры, солевой состав, осадки вод, режим отложения рудных минералов могут быть увязаны с гидрогеологической обстановкой, параметрами теплового потока; использованы современные методы решения проблемы генезиса вод. Доказанная приуроченность большого комплекса рудных месторождений к кальдерам, тесная связь гидротерм с кислым вулканизмом делают исключительно актуальным совместное рассмотрение в районах активного вулканизма проблем связи вулканизма и гидротермальной активности.

В 1960-1975 годах сотрудниками Лаборатории, а затем Института вулканологии АН СССР накоплен значительный опыт изучения таких месторождений современных гидротерм, как Паужетское, Больше-Банное, Паратунское на Камчатке и Горячий Пляж на о-ве Кунашир. Наиболее полный комплекс исследований был проведен на кальдере Узон. Эта структура впервые была описана Б. И. Пийпом как крупный центр кислого вулканизма.

По инициативе В. В. Аверьева и под его руководством на кальдере Узон были поставлены комплексные работы по изучению соотношения вулканизма и современных гидротерм. После трагической гибели В. В. Аверьева изучение термальных вод было продолжено под руководством С. И. Набоко, а геологии и вулканизма - под руководством Э. Н. Эрлиха. В ходе работ было установлено единство Узонско-Гейзерной гидротермальной системы, мощность которой достигает 140 тысяч ккал/сек. Установлены парагенетический характер связи гидротерм с кислым вулканизмом и роль структуры в локализации гидротерм. Дальнейшие исследования привели к выводу о мантийном источнике, как кислых магм, так и термальных вод. Детально изучена гидрохимическая зональность современных гидротерм.

Особое значение исследование Узонских терм приобрело после открытия здесь современной формирующейся ртутно-сурьмяно-мышьяковой сульфидной минерализации и ассоциирующихся с перегретыми хлоридными натриевыми водами нефтепроявлений.

Кальдера Узон является уникальным природным полигоном, где доступны изучению реальные рудообразующие растворы и физико-химические параметры гидротермального минерало-рудообразования и становления различных метасоматических фаций.

Авторы надеются, что книга будет полезной для дальнейшего развития теории вулканизма, гидротермального процесса и рудообразования в вулканических областях.

Глава первая

Геология, вулканизм и структура района Узонской гидротермальной системы

I. СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ УЗОНСКО-ГЕЙЗЕРНОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА

Основной структурой, контролирующей Узонско-Гейзерную современную гидротермальную систему, является одноименная кольцевая вулканотектоническая депрессия¹.

Эта депрессия расположена в пределах центрального Карымско-Семячинского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки (рис. 1). Для этого района, как и для всей структуры, характерно резко опущенное положение дислоцированных комплексов дочетвертичного фундамента. Если в смежных с грабен-синклиналью горст-антиклинальных поясах они располагаются на абсолютных отметках 1200—1500 м, то в пределах этой структуры они погружены ниже уровня вреза современной гидросети, т. е. ниже уровня моря. Учитывая эту разницу в абсолютных отметках выходов кровли дочетвертичных дислоцированных комплексов в пределах грабен-синклинали и смежных с ней структур, общий размах движений может быть оценен в 1500 м. Вероятно, что он в 1,5-2 раза выше этой величины. Ширина грабен-синклинали 50-60 км, длина 350 км.

Таким образом, размеры структуры имеют тот же порядок, что и размеры смежных горст-антиклинальных поднятий. Этим она резко отличается от нормальных рифтовых зон, ширина которых несопоставимо мала по сравнению с размерами свода, на фоне которого они образуются. На западе грабен-синклинали граничит с горст-антиклинальным поднятием Восточного хребта Камчатки. К востоку от Карымско-Семячинского участка горст-антиклинальная зона отсутствует, и выполняющие грабен-синклинали толщи непосредственно подходят к океану, в то время как смежные с севера и юга Кроноцко-Гамченский и Авачинско-Жупановский участки на востоке ограничены горстовыми поднятиями Кроноцкого и Шипунского полуостровов.

¹ Термины «кольцевая вулканотектоническая депрессия» и «кальдера обрушения» употребляются нами как синонимы. В тексте чаще употребляется первый термин, так как он лучше отражает наложенный характер этой структуры по отношению к вулканическим постройкам докальдерного времени, второй обычно ассоциируется с депрессией, приуроченной к вершине одного вулкана. Геоморфологические термины для этих структур — «депрессия» или «котловина».

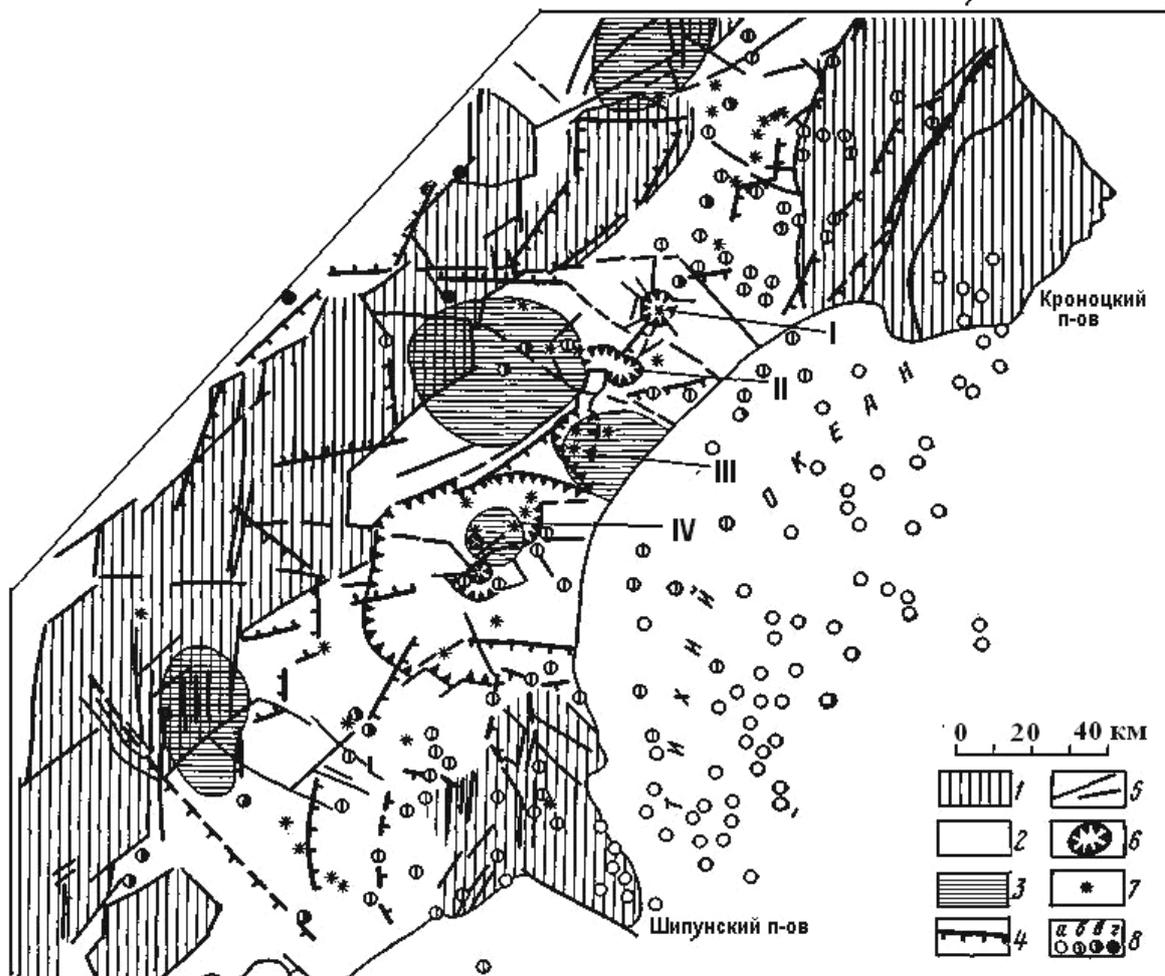


Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Камчатки

1-горст-антиклинали; 2 - грабен-синклинали; 3-крупные отрицательные изометрические аномалии Δg -предполагаемые зоны периферических очагов гранитоидных магм; 4-разломы фундамента, по данным гравиметрической съемки (зоны высоких градиентов Δg); 5-разломы, установленные по геологическим данным; 6-вулканотектонические депрессии; 7-вулканы; 8-эпицентры землетрясений 196-1969 гг. с глубиной очага (по данным ежегодника «Землетрясения в СССР»: а-40-100 км; б-10-150 км; в-150-200 км; г - более 200 км.) I -кальдера Крашенинникова; II -Узонско-Гейзерная вулканотектоническая депрессия; III-вулканотектоническая депрессия Большого Семячика; IV-Карымско-Жупановская вулканотектоническая депрессия

Грабен-синклиналь до краев заполнена плиоцен-нижне-среднечетвертичными эффузивно-пирокластическими породами. Кровля отложений образует в современном рельефе плоскую платообразную поверхность с абсолютными высотами 700—1200 м. Движения по разломам, секущим это плато, имеют значительную амплитуду вертикальных перемещений (первые десятки, редко более 100—150 м). Основные сформировавшие структуру движения имели место параллельно с образованием заполнивших ее толщ, т. е. завершились к нижне-среднечетвертичному времени. Последующая эпоха (вплоть до настоящего времени) характеризуется относительно спокойным тектоническим режимом. Сочленение грабен-синклинали со смежными зонами поднятий происходит по системам крупноамплитудных сбросов, вернее сбросо-сдвигов. Однако разломы эти на значительных участках перекрыты нижнечетвертичными базальтами, скрывающими подножие горных систем Восточного хребта и полуостровов Восточного побережья Камчатки. Это указывает на то, что основные движения по разломам обрамления структуры имели место в начальный период ее образования.

Для характеристики современного тектонического режима в пределах грабен-синклинали важно учесть, что граница зоны сплошного распространения мелкофокусных землетрясений, связанных с Курило-Камчатской сейсмофокальной зоной, совпадает с разломом восточного обрамления структуры на Кроноцко-Гамченском и Авачинско-Жупановском участках. Единичные мелкофокусные землетрясения, фиксирующиеся в пределах грабен-синклинали, связаны с системами секущих поперечных разломов. Таким образом, в отличие от горстовых поднятий восточного обрамления структуры, расположенных в зоне интенсивного сжатия, соответствующей верхней части сейсмофокальной зоны, грабен-синклиналь

расположена в пределах нависающего над сейсмофокальной зоной блока коры, в пределах которого существует общая обстановка растяжения.

Фундаментом выполняющих грабен-синклинали вулканогенных плиоцен-четвертичных толщ на Карымско-Семячинском участке является дислоцированный комплекс терригенных отложений палеогенового возраста общей мощностью 5000—8000 м. По данным гравиметрических и магниторазведочных работ глубина залегания кровли пород кремнисто-вулканогенной толщи верхнего мела составляет здесь около 6 км. Выше палеогеновых отложений, судя по наблюдениям в прилегающей части Валагинского хребта, залегает толща терригенных пород миоцена - плиоцена мощностью до 300 м. Она с резким угловым несогласием перекрыта базальтами плато, датированными по палеомагнитным данным периодом последней инверсии магнитного поля. В целом можно говорить о резко наложенном характере грабен-синклинали. Различно лишь время начала известково-щелочного вулканизма в разных частях структуры: в Карымско-Семячинском районе он начинается в верхнем плиоцене (зона последней инверсии магнитного поля), в Кроноцко-Гамченском районе - в среднем плиоцене (Шанцер, 1966), а Авачинско-Жупановском районе - в верхнем миоцене. Таким образом, на Карымско-Семячинском участке грабен-синклинали вулканизм сдвинут по фазе по сравнению со смежными участками структуры, прилегающими к поперечным поднятиям Шипунского и Кроноцкого полуостровов; начало его здесь значительно запаздывает. Вероятно, именно с этим связана и специфика проявления четвертичного вулканизма.

Действительно, на Кроноцко-Гамченском и Авачинско-Жупановском участках основная вспышка кислого вулканизма предшествует образованию лав плато. В средне-верхнечетвертичное время массовые проявления кислого вулканизма здесь отсутствовали. Все основные аккумулятивные вулканические постройки четвертичного времени в этих районах сложены породами базальт-андезитового ряда. Присутствующие единичные вулканические образования кислого состава представлены небольшим количеством экструзивных куполов и небольшими по размерам потоками и выбросами пемз. В Карымско-Семячинском районе наиболее древние проявления кислого вулканизма относятся к периоду последней инверсии магнитного поля. Крупнейшие по масштабам выбросы кислого пирокластического материала имеют место в средне-верхнеплейстоценовое время.

Реликтовая деятельность центров кислого вулканизма продолжалась в голоцене, а на Карымском вулкане - по настоящее время. Естественно поэтому, что основной облик этого района определяется в основном не линейными рядами стратовулканов, а системой крупнейших на Камчатке кольцевых вулканотектонических депрессий, одной из которых является Узонско-Гейзерная структура.

При относительно спокойной тектонике чехла фундамент грабен-синклинали имеет сложное блоковое строение, обусловленное наличием в нем системы глубинных разломов. Характерно отсутствие единой линейной зоны разломов фундамента, контролирующей положение вулканических групп, отдельных вулканов и гидротермальных проявлений. Положение каждого центра вулканической активности и зон проявления гидротерм определяется совокупным влиянием ряда факторов глубинной структуры.

Среди глубинных разломов рассматриваемого района выделяется несколько по-разному выраженных, различно ориентированных, но генетически сопряженных систем нарушений.

Наиболее четко выражены на поверхности разломы (северо-восточного 20°) простирания, соответствующего общему простиранию структуры. Они маркируют границу грабен-синклинали со смежными зонами горстовых поднятий. Зоны этих разломов соответствуют границе поля распространения мелкофокусных землетрясений, связанных с сейсмофокальной зоной. Разломы этого простирания соответствуют простиранию основных элементов структуры полуострова и определяют поперечную зональность в строении и динамической обстановке его глубинных и поверхностных элементов. Во внутренних частях грабен-синклинали они выражаются в линейных зонах малоамплитудных сбросов, вдоль которых иногда располагаются системы шлаковых конусов. Таковы системы сбросов к северу и югу от Узонско-Гейзерной депрессии, пересекающие ее борта. Характерна сопряженность таких систем сбросов северо-восточного простирания во внутренних частях грабен-синклинали с однотипными разломами меридионального простирания.

Разломы северо-западного простирания образуют основную систему поперечных нарушений, определяющих продольную зональность структуры Камчатки. В пределах грабен-синклинали Восточной Камчатки они разграничивают отдельные блоки, которые при общем единстве структуры характеризуются различиями в строении фундамента, амплитуде движений и характере вулканизма. Наиболее четко выражены такие разломы на границах трех разных участков грабен-синклинали - Кроноцко-Гамченского, Карымско-Семячинского и Авачинско-Жупановского. Таков, в частности, разлом, проходящий по долине р. Кроноцкой. Он отражается в смене типа геофизических полей - магнитного и силы тяжести, а на поверхности выражен крупноамплитудным сбросом. Вертикальные перемещения вдоль разлома носили сложный характер; если судить по смежным горным системам, фундамент в юго-западном крыле опущен. Судя по лавовым горизонтам чехла, опущенным является северо-восточное крыло. Отмечаются следы горизонтальных перемещений вдоль этого разлома. В пределах Карымско-Семячинского участка разломы данного простирания фиксируются по геофизическим данным. Они перекрыты лавово-пирокластическим чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Смещений по ним не отмечается. Картируются разломы геоморфологическим методом как системы трещин глубокого заложения, контролирующие направление основных речных долин. Характерно, что разломы этого простирания располагаются между отдельными

крупными вулканотектоническими депрессиями, разграничивая блоки, в которых они располагаются. Поверхностным их выражением в рассматриваемом районе являются трещинные зоны, вдоль которых заложены долины рек Шумной и Светлой, отделяющие район Узонско-Гейзерной депрессии от смежных блоков, в пределах которых расположены Семячинская кольцевая депрессия и кальдера Крашенинникова. Такие же разломы отмечаются в среднем и нижнем течении р. Пятой и низовьях р. Новый Семячик.

Разломы северо-восточного (45°) простирания, секущие по отношению к основному (20°), тоже северо-восточному простиранию структуры, наиболее четко выражены в пределах смежных с грабен-синклиналью горных систем, где они обуславливают кулисообразное смещение в плане отдельных структурных элементов. Разломы этой системы в пределах грабен-синклинали Восточной Камчатки продолжают систему сдвигов, прослеживающихся по р. Быстрой и далее в южной части горст-антиклинальной системы Восточного хребта. Они определяют конфигурацию границ грабен-синклинали в районе среднего течения р. Жупановой (рис. 1). В пределы грабен-синклинали они трассируются в основном по сумме косвенных признаков. Крупные центры кислого вулканизма и крупные изометрические отрицательные аномалии силы тяжести, близ которых они группируются, образуют общую линию этого направления, протягивающуюся от Дзэндзурского района в Карымской группе центров кислого вулканизма к району Большого Семячика и Узона.

Зоны разломов широтного простирания на поверхности выражаются в виде линейных систем коротких трещин. Характерна четкая приуроченность их к центральным частям вулканических групп и кратерным зонам отдельных вулканов. Такие разломы пересекают центральную часть Карымской кольцевой структуры, контролируют распределение экструзивных куполов в центральной части Семячинской кольцевой вулканотектонической структуры. Крупная зона широтных разломов протягивается по северному обрамлению кальдеры Крашенинникова. На продолжении этих зон в пределах смежной горст-антиклинальной структуры Восточного хребта располагается ряд систем широтных разломов. По данным детальных сейсмологических наблюдений за 1964—1969 гг., эпицентры землетрясений с глубиной очага более 100 км располагаются в виде полос широтного простирания, совпадающих с этими системами трещин, или трассирующих их продолжение. В соответствии с общей закономерностью распределения очагов землетрясений сейсмофокальных зон, глубина отдельных очагов землетрясений в пределах таких полос последовательно увеличивается в направлении на запад, т. е. по падению сейсмофокальной зоны. Такая полоса эпицентров протягивается от шельфа близ восточного побережья Камчатки к району Узонско-Гейзерной депрессии, пересекая его (рис. 1). При этом глубина очагов землетрясений изменяется от 100—120 км близ восточного побережья до 280 км в районе депрессии.

Говоря о структурной приуроченности Узонско-Гейзерной депрессии, важно отметить приуроченность ее к периферической части крупной отрицательной аномалии силы тяжести - Узонской аномалии. Депрессия имеет в плане овальную форму. Размеры ее составляют 50×45 км. Аномалия характеризуется высокой интенсивностью и значительными градиентами. Глубина центра тяжести аномалиеобразующего объекта составляет 14-18 км. Дефект масс равен $200-250 \cdot 10^{16}$ г. По ее периферии кроме Узонско-Гейзерной депрессии располагаются такие вулканы, как Тауншщ, Семячинская вулканическая группа. Соответствия этой аномалии структурам чехла или фундамента грабен-синклинали не отмечается. Отмечен общий характер пространственной и генетической связи центров кислого вулканизма Камчатки с аномалиями такого типа (Зубин и др., 1971). Общность характеристик этих аномалий (изометричность, поперечные размеры, интенсивность, градиенты) позволяет считать их следствием одной причины. Глубина центров тяжести источников аномалии, по гравиметрическим данным, колеблется от 10 до 20 км. Указанные отрицательные аномалии можно считать следствием присутствия в коре магматических очагов кислого состава. Дефект масс этих объектов составляет от 10×10^{18} до 200×10^{16} г, что при допустимых значениях избыточных плотностей дает объем от 500 до 1000 км^3 . Контуры аномалий в поверхностных структурах не выражаются. Центры кислого вулканизма расположены по периферии этих глубинных структур.

Система глубинных и поверхностных зон нарушений определяет сложную блоковую структуру грабен-синклинали и контролирует положение периферических очагов, вулканотектонических структур и отдельных вулканических центров в ее пределах. Характерно, что важнейшие зоны структурных глубинных нарушений теснейшим образом связаны с движениями в сейсмофокальной зоне. Глубина заложения разломов различна.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЗОНСКО-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ

Узонско-Гейзерная вулканотектоническая депрессия представляет собой овальную котловину размером $15 \times 7,5$ км в поле развития вулканических плато, образованных верхнеплиоценовыми-нижнечетвертичными вулканогенными толщами, на которые аккумулятивно насажены более молодые вулканы (рис. 2). Длинная ось котловины вытянута в общем направлении на северо-запад. Котловина ограничена крутыми обрывами относительной высотой от 300-400 до 800 м (в районе вулкана Узон). В северо-западной части котловины, выполненной озерными отложениями, дно плоское, абсолютные отметки составляют 150-750 м. В юго-восточной части, почти доверху заполненной молодыми кструзивными куполами и озерными осадками, отметки дна составляют 750-100 м.

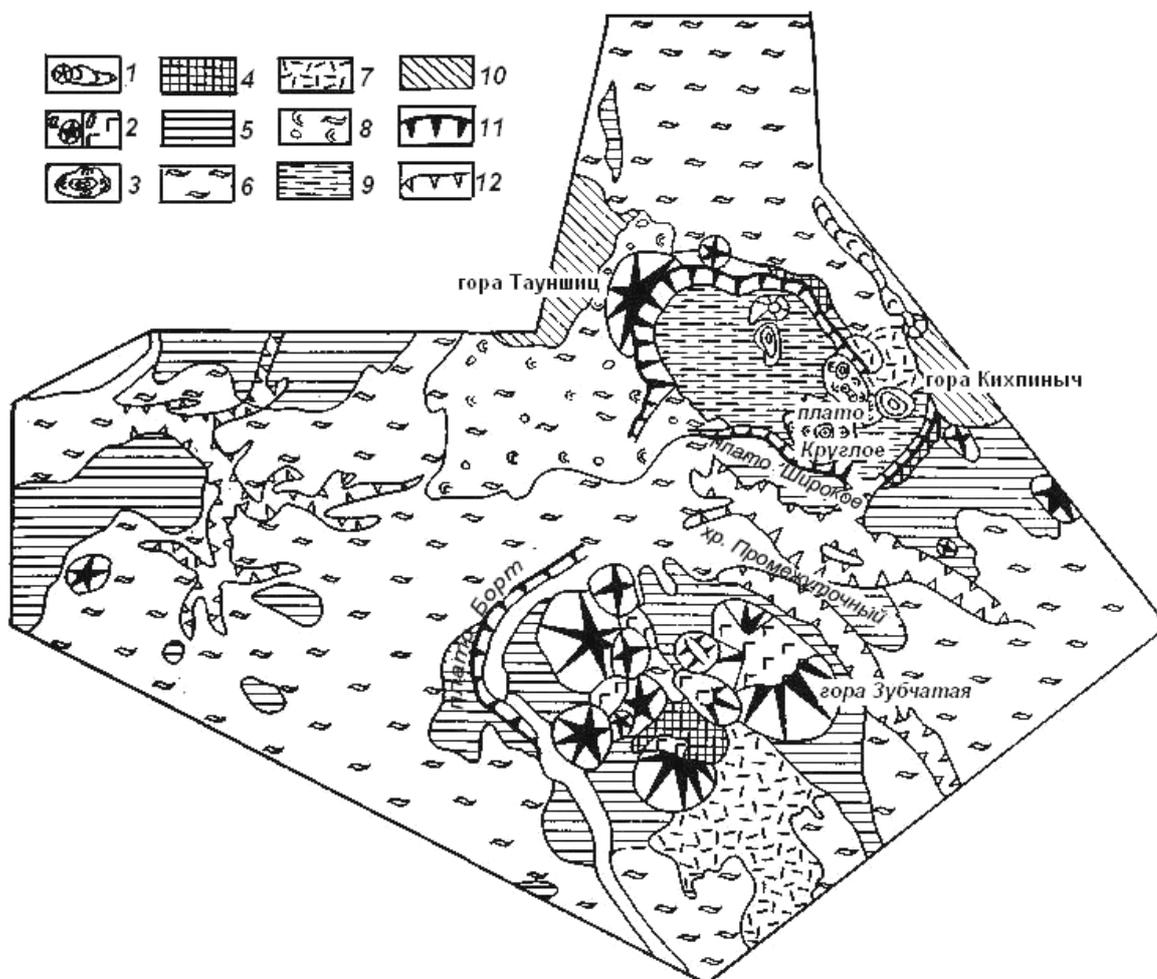


Рис. 2. Схема Узонско-Семячинского района

1-шлаковые конуса и их лавовые потоки; 2-стратовулканы: а-сохранившиеся; б -разрушенные; 3-экструзии и их лавовые потоки; 4-поля развития экструзивных куполов; 5-лавовые плато и равнины; 6-игнимбритовые покровы; 7-пемзовые покровы и купола; 8-лавовые и игнимбритовые плато, перекрытые маломощным покровом морены; 9-кальдеро-озерные отложения; 10-вулканические массивы Тауншиц и Кихпинич; 11-современные уступы вулканотектонических депрессий; 12-эрозионные уступы

Впервые на существование кальдеры в районе вулкана Узон указал Б. И. Пийп (1961). Он считал, что она приурочена к вершине стратовулкана и связывал с ней все игнимбиты Кроноцкого района. Район Долины Гейзеров в состав кальдеры ими не включался. Другие исследователи (Ivanov, Belousov, 1967) отрицали существование кальдеры. Структура этими авторами рисовалась как серия разнотипных вулканических центров, внедрившихся по кольцевому разлому. Развитые в котловине озерные осадки рассматривались как наиболее древние породы района, подстилающие лавово-пирокластические отложения бортов депрессии. Генезис их без всяких оснований считался морским. Исходя из такого генезиса и отметок кровли отложений, делался вывод об интенсивном воздымании территории на высоту до 1000 м. Э. Н. Эрлих (1966) и И. В. Мелекесцев (1967) на основании дешифрирования аэрофотоснимков высказывали представление о существовании здесь кольцевой вулканотектонической депрессии, в которую они включали и район Долины Гейзеров. Проведение в последующие годы геологические и геофизические исследования подтвердили эту точку зрения. Большое значение имела констатация не морского, кальдерно-озерного генезиса туфогенных слоистых отложений, развитых в пределах депрессии, и ограниченность их площадного распространения пределами котловины. Тем самым окончательно утвердилось представление об этой структуре не как о поднятии, а как о вулканотектонической депрессии (Аверьев др., 1971). И. В. Мелекесцевым (1967) были отдешифрированы контуры полей развития игнимбитов, генетически связанных с Узонско-Гейзерной депрессией. Последующие работы, проведенные В. В. Аверьевым, Г. Е. Богоявленской и О. А. Брайцевой, уточнили основные этапы геологической истории этого района и позволили создать единую картину развития вулканизма и структуры, (детальные разрезы бортов вулканотектонической депрессии были составлены Г. П. Авдейко (рис.3).

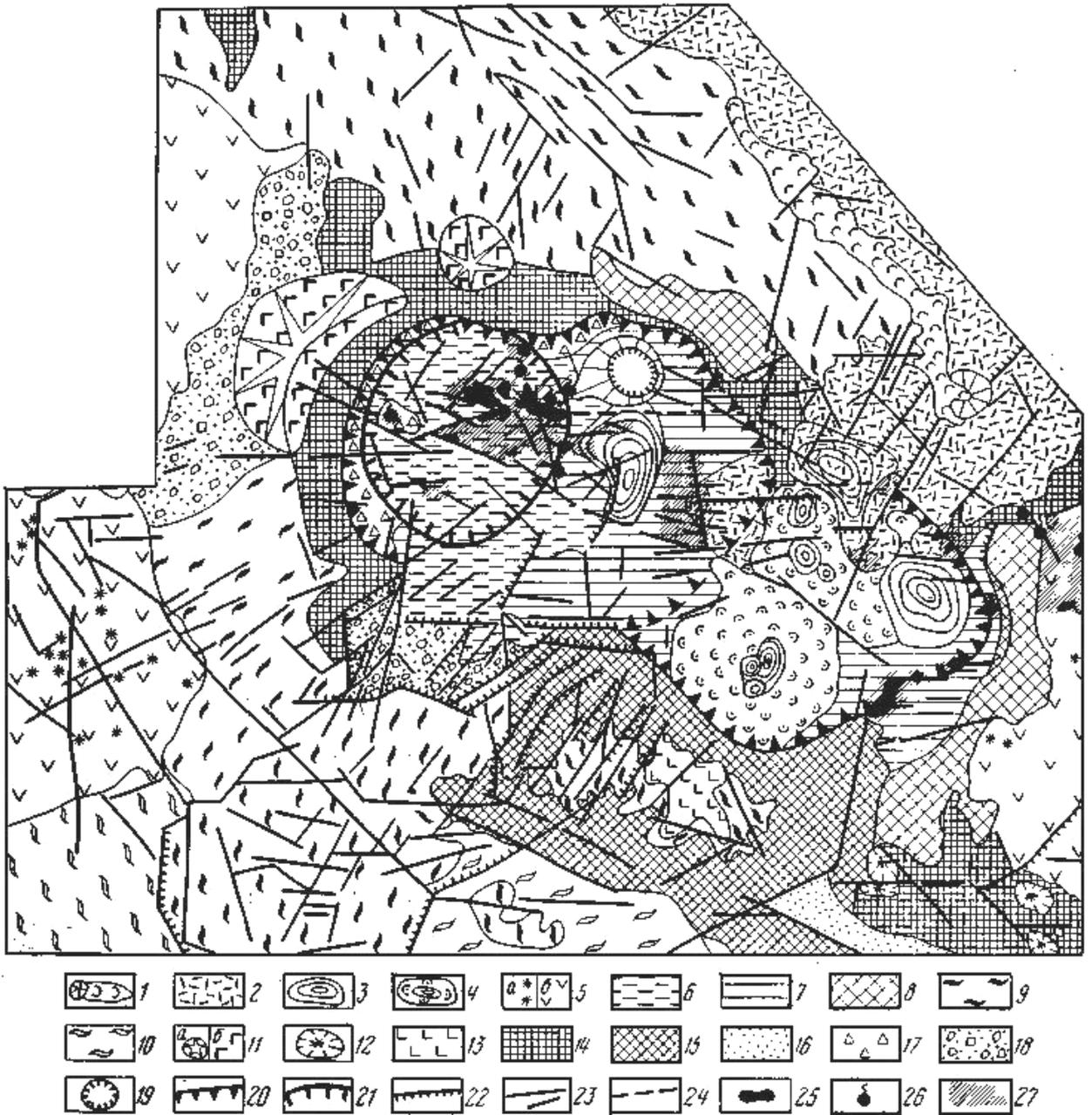


Рис. 3 Схематическая геологическая карта Узонско-Гейзерной депрессии.

Образования докальдерного комплекса: 1-базальтовые шлаковые конуса и их лавовые потоки (Q_4); 2-пемзовые покровы (Q_4); 3- пемзовые купола - (Q_4^1); 4-дацитовые и липаритовые экструзивные купола и их лавовые потоки (Q_3^1 - Q_3^2); 5-мелкие лавовые вулканы андезитового состава (а) и поля связанных с ними лавовых потоков (б); в-слоистые туфы-отложения третьего озера (Q_3^2 - Q_3^1); 7-слоистые туфы-отложения первого и второго озер (Q_3^2). Образования этапа формирования кальдеры; 8-дацитовые и липаритовые экструзии и их лавовые потоки (Q_3^2 - Q_3^1); 9-игнимбритовые покровы, связанные с Узонско-Гейзерной депрессией (Q_2^2); 10-игнимбритовые покровы, связанные с Семячинской депрессией (Q_3). Образования докальдерного комплекса: 11-базальтовые стратовулканы: а — сохранившиеся; б — разрушенные (Q_2); 12 - базальтовые шлаковые и лавовые конусы (Q_1); 13 -базальтовые покровы-(Q_8); 14-туфогенно-лавовые толщи базальтового состава (Q_1); 14-туфогенно-лавовые толщи преимущественно дацитового состава ($Q-Q$); 16-песчано-галечные аллювиальные отложения ($Q\ll$); 17-щебнисто-глыбовые делювиально-пролювиальные и обвално-осыпные отложения ($Q>Q\ll$); 18-морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения (Qr); 19-взрывная воронка маара; 20 -кольцевой сброс обрамления депрессии; 21- сброс обрамления эксплозивной коронки; 22 -сбросы и сбросо-сдвиги; 23-тектонические трещины без видимых смещений; 24-разломы, нанесенные по геофизическим данным; 25-термальные поля, участки современной интенсивной гидротермальной деятельности; 26-группы термальных источников и отдельные источники; 27-зоны гидротермально-измененных пород

Им был уточнен ряд вопросов структуры юго-восточной части депрессии. Большое значение для выявления глубинного строения ее дна имели гравиметрические исследования М. И. Зубина (1970) и интерпретация данных аэромагнитной съемки, выполненная А. А. Таракановским. Новые данные по геологии Узонского района, в частности по строению древних толщ, были получены А.Е. Шанцером. По данным спорово-пыльцевого, диатомового и палеомагнитного анализов уточнен возраст отдельных комплексов (И. А. Егорова, Е. Г. Лупкина, А. Е. Шанцер, Ф. С. Файнберг). Рассматриваемый район представляет пример наиболее полного комплексного изучения истории развития вулканизма и структуры кольцевых вулканотектонических депрессий Камчатки.

Основой для периодизации истории вулканизма является выделение комплексов пород, синхронных тому или иному этапу развития вулканотектонической депрессии. По отношению к основным этапам истории структуры выделяются следующие отложения: 1) докальдерного комплекса; 2) синхронные главному, кальдерообразующему этапу ее формирования; 3) отложения пост-кальдерного этапа развития.

Отложения докальдерного комплекса. Общим признаком образований, относимых нами к этому комплексу, является то, что они срезаются кольцевыми разломами обрамления Узонско-Гейзерной депрессии. Породы этого комплекса образуют фундамент, на котором развиваются аккумулятивные вулканические постройки и вулканотектонические структуры четвертичного времени. На большей части территории Восточного вулканического пояса Камчатки породы эти погребены под чехлом молодых кислых пирокластических образований, лав и рыхлых четвертичных отложений. Разрезы их вскрыты в обрывах бортов Узонско-Гейзерной депрессии.

Характерной чертой строения разреза этого комплекса является резкое различие в составе слагающих его пород в обрывах, обрамляющих северо-западную часть структуры, где преобладают базальты и пирокластические аналоги, и юго-восточного и южного ее бортов, где резко преобладают лавы и пирокластические отложения кислого состава.

Типичным для строения докальдерного комплекса северной и северо-западной частей структуры является разрез борта кальдеры у сопки Красной (рис. 4). Он образован десятками лавовых потоков серых плотных тонкозернистых оливин-двупироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых базальтов (содержание SiO_2 50-51%). Мощность отдельных потоков составляет от 1 до 15-17 м. Они чередуются с редкими прослоями туфобрекчии того же состава мощностью от 1-2 до 10 м. Падение меняется от северо-восточного до северо-западного по периклинали от Узонско-Гейзерной депрессии, угол падения 5-15°. Суммарная видимая мощность разреза превышает 400 м. Однотипность разреза, сравнительно малое содержание в нем пирокластики, пологие углы наклона слоев, свидетельствующие о высокой подвижности лав, периклиналиальное падение слоев вокруг современной депрессии указывают на то, что здесь вскрыты остатки древнего щитообразного вулкана, центр которого располагался на месте северной части современной Узон-Гейзерной депрессии. Поверхность слагающих вулкан лав выступает в рельефе в виде полого наклоненного вулканического плато, перекрытого более молодой кислой пирокластикой и лавами.

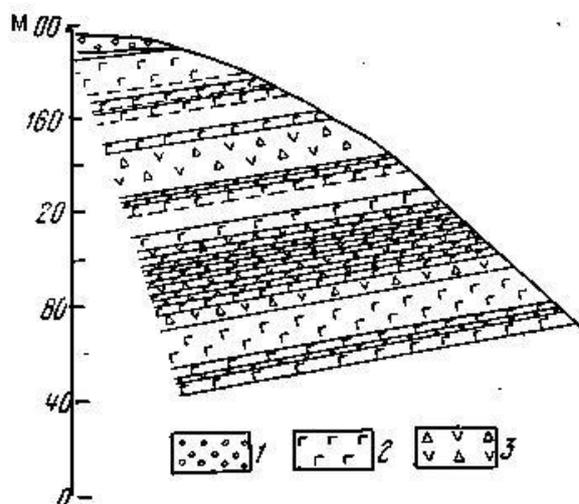


Рис. 4. Геологический разрез отложений докальдерного комплекса в борту Узонско-Гейзерной депрессии между вулканом Узон и сопкой Красной. По Г. П. Авдейко и О. А. Брайцевой

1-базальты; 2- туфобрекчии; 3- пемзы

В возрастном отношении описанные эффузивы рассматриваются нами как возможные аналоги комплекса платоэффузивов Камчатки и датируются ранним плейстоценом. Типичные лавы плато, представленные базальтами и андезитами мощностью до 200 м, развиты к западу от Узонско-Гейзерной депрессии, на левобережье р. Жупановой и в бассейне ее левого притока Верхний Стан. Здесь они слагают обширные прекрасно морфологически выраженные вулканические плато с единичными расположенными на них лавовыми конусами (Сопочка на Доле и др.). Образование их связано, видимо, с широким развитием в этом районе процессов древнего ареального вулканизма. По данным А. Е. Шанцера, лавы плато Верхнего Стана имеют обратную намагниченность. Время их излияния соответствует периоду последней инверсии

магнитного поля. Основные лавы борта Узонско-Гейзерной депрессии намагничены прямо и являются, по видимому, несколько более поздними образованиями в рамках единого крупного этапа раннеплейстоценового вулканизма Камчатки.

С докальдерным комплексом западной части Узонско-Гейзерной депрессии связаны насаженные на базальтовые лавы борта вулкана Узон и сопки Красной, склоны которых также оборваны сбросовым уступом кальдеры. Вулкан Узон является слабаразрушенным, существенно лавовым базальтовым стратовулканом, подвергшимся ледниковой обработке, но сохранившим значительную часть первичных склонов. Хотя он формировался в докальдерный период, но является более молодым образованием, чем комплекс платоэффузивов. Вулкан сложен теми же двупироксеновыми оливинсодержащими базальтами, что и подстилающий лавово-пирокластический разрез борта кальдеры. Отличия состоят в более низких содержаниях в них SiO_2 (49,3-51,2%) и пониженной щелочности.

В юго-восточной части Узон-Гейзерной депрессии в разрезах докальдерного комплекса преобладают породы кислого состава, которые слагают левый борт Долины Гейзеров и плато Широкое.

Основной областью развития кислых отложений докальдерного комплекса является плато Широкое. Это вулканическое плато, поверхность которого бронирована лавами различного состава (от андезитобазальтов до дацитов), местами перекрытыми маломощными покровами игнимбритов. Поверх лав и игнимбритов, бронирующих плато, залегает молодой чехол пирокластических отложений мощностью местами до 40 м. В бортах плато Широкого вскрывается сложный комплекс туфогенно-лавовых отложений (рис. 5).

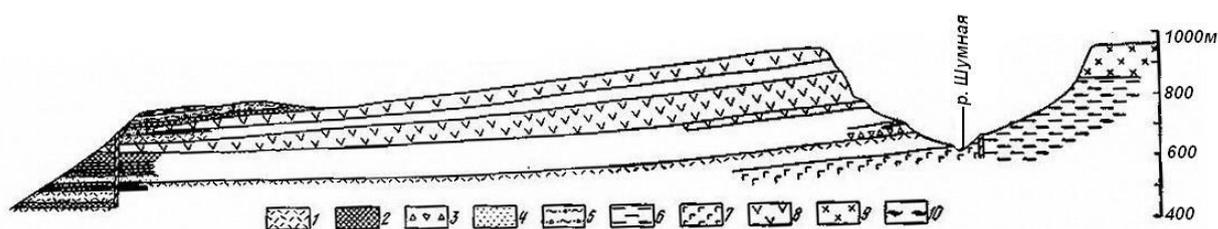


Рис.5 Схематический геологический разрез через плато Широкое. По Г.П. Авдейко.

1-агломератовый существенно пемзовый туф; 2-шлаки; 3-брекчии; 4-слоистые псаммитовые туфы; 5-песчано-щебнисто-галечные пролювиальные отложения; 6-кальдерно-озёрные отложения; 7-базальты; 8-дациты; 9-липариты; 10- игнимбриты

Строение бортов, подрезаемых долинами р. Шумной и руч. Безымянного, различное. В разрезах южного борта плато Широкого, обращенного к руч. Безымянному (рис. 6), можно выделить две пачки пород, отличающиеся по характеру отложений, составу и уплотненности. Нижняя - видимой мощностью до 250 м - сложена плотными кремовыми или слегка розоватыми пемзовыми агломератовыми туфами андезито-дацитового состава. Обломки размером до 10-20 см составляют 40-50% от общего объема. Заполнитель - алевропелитовый. Состав материала сильно варьирует: местами это обычные пемзовые агломератовые туфы, в которых примесь инородного материала составляет не более 5%, в других случаях отмечается чередование пачек таких пород с агломератовыми туфами, обогащенными остроугольными обломками лав и шлаков (до 30-40%). В пачке отмечены маломощные прослои слоистых водных отложений, представленных зеленоватыми псаммитовыми пемзовыми туфами разной крупности с прослоями плохо окатанных пемзовых гравелитов и белых алевропелитовых, иногда тонкослоистых туфов. В верхней части описываемой пачки слоистые разновидности псаммитовых алевропелитовых туфов преобладают, а агломератовые пемзовые туфы занимают подчиненное положение. Среди агломератовых пемзовых туфов местами имеются прослои игнимбритов мощностью до 20-25 м. Отмечены также горизонты лав мощностью в несколько десятков метров и протяженностью 2-4 км. Лавы представлены плотными темно-серыми, почти черными дацитами ($62-68\% \text{SiO}_2$), часто с хорошо выраженной столбчатой, переходящей к основанию потока в плитчатую, иногда веерной отдельностью. В целом рассматриваемая пачка сложена материалом многочисленных, наслаивающихся друг на друга пирокластических потоков и лав. Разделяющие их более длительные промежутки времени фиксируются перемывом этих отложений небольшими временными водотоками или переотложением в водоемах типа небольших озерков. Верхняя пачка мощностью до 200 м представлена, в основном, слабо сцементированными пирокластическими отложениями, которые состоят из следующих чередующихся горизонтов: 1) белых и палевых агломератовых пемзовых туфов мощностью от 1 м по 10-15 м (отложения пирокластических потоков); 2) грубообломочных неслоистых и несортированных песчано-древянистых отложений мощностью до 10 м, в которых обломки представлены эффузивами, шлаками, пемзами, игнимбритами, туфопесчаниками и алевро-пелитовыми туфами (по-видимому, взрывные отложения, частично переотложенные грязевыми потоками); 3) грубообломочных вулканогенно-пролювиальных отложений мощностью до 30 м, представленных неяснослоистым и плохоокатанным песчано-древянисто-глыбовым материалом; 4) озерных тонкослоистых мелко- и тонкослоистых туфопесчаников и алевритов

мощностью до 40 м (пачка таких отложений залегает в виде линзы протяженностью несколько десятков метров в мощном горизонте базальтовых шлаков); 5) черных и красноватых базальтовых шлаков мощностью от 1-2 м до 20-40 м; некоторые их горизонты обогащены вулканическими бомбами размером до 1 м.

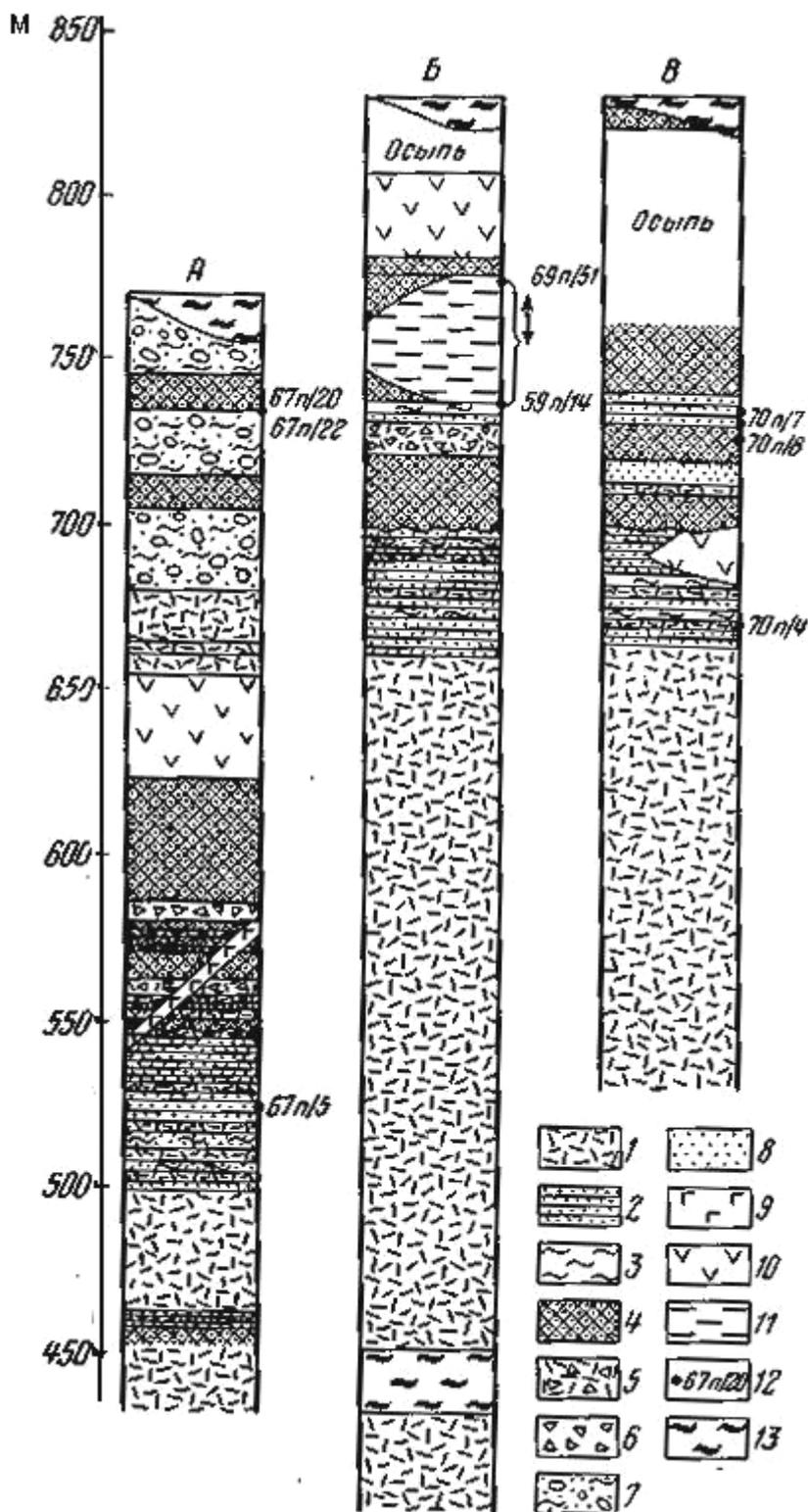


Рис. 6. Стратиграфические колонки отложений докальдерного комплекса в обрывах плато Широкого, обращенных к долине прорыва р. Шумной (А) и к ручью Безьямянному (Б, В)

1-агломератовые существенно пемзовые туфы; 2-слоистые псаммитовые туфы, туффиты и туфогенные пески; 3-алевропелитовые туфы; 4-шлаки; 5-несортированные грубообломочные песчано-дресвянистые отложения; 6-глыбовые брекчии; 7-неяснослоистые песчано-гравелисто-глыбовые пролювиальные отложения; 8-гравелиты; 9-базальты; 10-дациты; 11-тонкослоистые озерные песчано-алевритовые отложения, 12-номер образца, взятого на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы; 13-игнимбриты

В отложениях верхней пачки вплоть до кровли отмечаются прослои дацитовых лав того же типа, что и в нижней пачке. Дацитовые лавы, крошащиеся шлаки, бронируют поверхность восточной части плато Широкого (рис. 7).



Рис. 7. Дацитовые лавовые потоки в разрезе плато Широкого. Фото И. В. Вайнштейна

Все отложения плато Широкого прорваны дайками базальтов и дацитов. Прослои базальтов в толще не встречены, но андезитобазальтовый поток небольшой мощности бронирует западную часть плато, слагая район высоты 985 м.

Разрез плато Широкого, обращенный к долине р. Шумной, имеет сходное строение, однако здесь преобладают лавы дацитов (до 6-7 лавовых потоков мощностью от нескольких метров до 80 м), разделенные подчиненными пачками туфобрекчий, агломератовых пемзовых туфов и песчано-алевритовых слоистых осадков. Аналогичный существенно лавовый разрез наблюдался и в левом борту долины р. Шумной, непосредственно ниже устья р. Гейзерной.

В уступе депрессии, проходящем вдоль левого борта р. Гейзерной, образования докальдерного комплекса не вскрываются, так как эрозия не «счистила» заполняющих доверху депрессию более поздних кальдерно-озерных отложений. Строение борта удается наблюдать в верховьях р. Гейзерной у крутой излучины (рис. 8). Здесь в борту вскрываются дацитовые лавы мощностью до 150 м, перекрывающиеся мощной (до 120 м) толщей пемзовых агломератовых туфов, в которой хорошо видны отдельные пачки, в различной мере обогащенные обломками эффузивов. Отмечаются единичные прослои дацитов и пачка псефитовых туфов, туфо-конгломератов мощностью до нескольких метров. Все отложения гидротермально изменены. В верхней части разреза отмечен пласт базальтов мощностью до 20 м.

Периклинальное залегание толщ кислых вулканитов докальдерного комплекса вокруг южной и восточной частей Узонско-Гейзерной депрессии, закономерное уменьшение в разрезе количества лав и параллельное возрастание количества пирокластики по мере удаления от ее временного борта депрессии позволяют предполагать, что центры вулканизма, с которыми связано образование толщ кислых вулканитов, располагались на месте современной восточной части кольцевой структуры. Возможно, что посткальдерные экструзии сопки Гейзерная, Останец, плато Круглое наследуют положение таких центров. Общий характер разреза толщ кислых вулканитов докальдерного комплекса близ борта депрессии аналогичен разрезу, характерному для стратовулканов, осложненных группами экструзивных куполов. Сходный разрез наблюдается на дацитовом стратовулкане Хангар. Резкое убывание количества лав и возрастание количества отложений пирокластических потоков и продуктов их перемыва характерно для перехода от постройки стратовулкана к шлейфам его подножия.

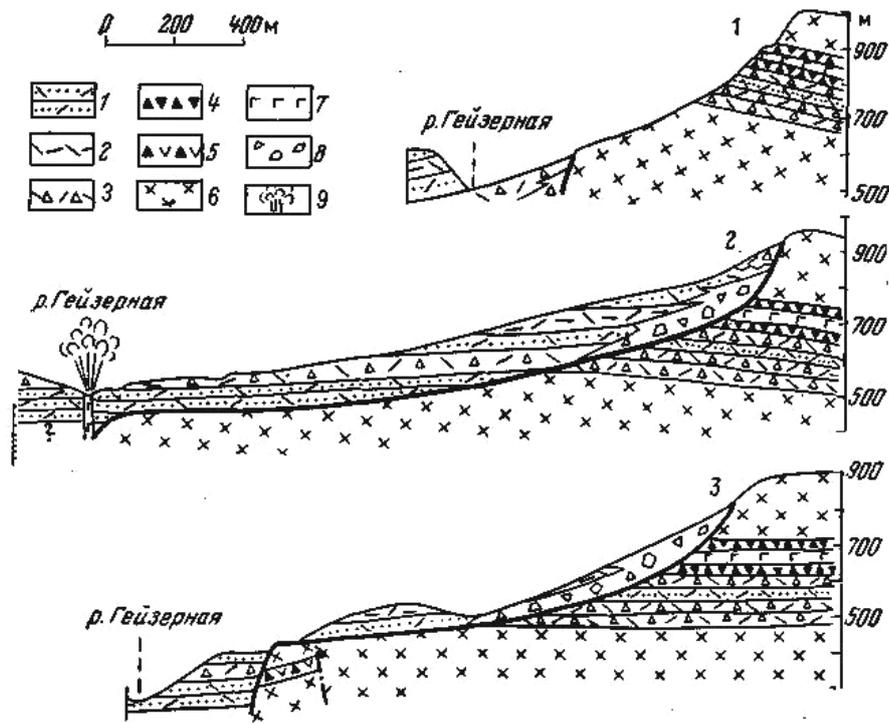


Рис. 8. Строение борта Узонско-Гейзерной депрессии на левобережье р. Гейзерной в верхнем течении (1), по ручью Водопадному (2) и близ ее устья (3). (По Г. П. Авдейко)

1-псефитовые пемзовые туфы и туффиты; 2-алевропелитовые пемзовые туфы; 3-агломератовые и пемзовые туфы; 4-шлаки; 5-агломератовые туфы; 6-дациты и липариты; 7-базальты; 8-обвально-осыпные брекчии; 9-гейзер

Возраст отложений плато Широкого определялся И. А. Егоровой и Е. Г. Лупининой методом спорово-пыльцевого и диатомового анализов (рис. 9). Отложения нижней части разреза крайне бедны пыльцой и диатомовыми, поэтому заключения об их возрасте весьма предположительны. Выделенные спорово-пыльцевые спектры характеризуют, по заключению И. А. Егоровой, климатические условия как несколько более сухие и теплые, чем современные. Широким распространением пользовались хвойно-мелколиственные леса. В долинах рек росла белая береза, склоны гор занимали каменные березняки с небольшими участками сибирской сосны.

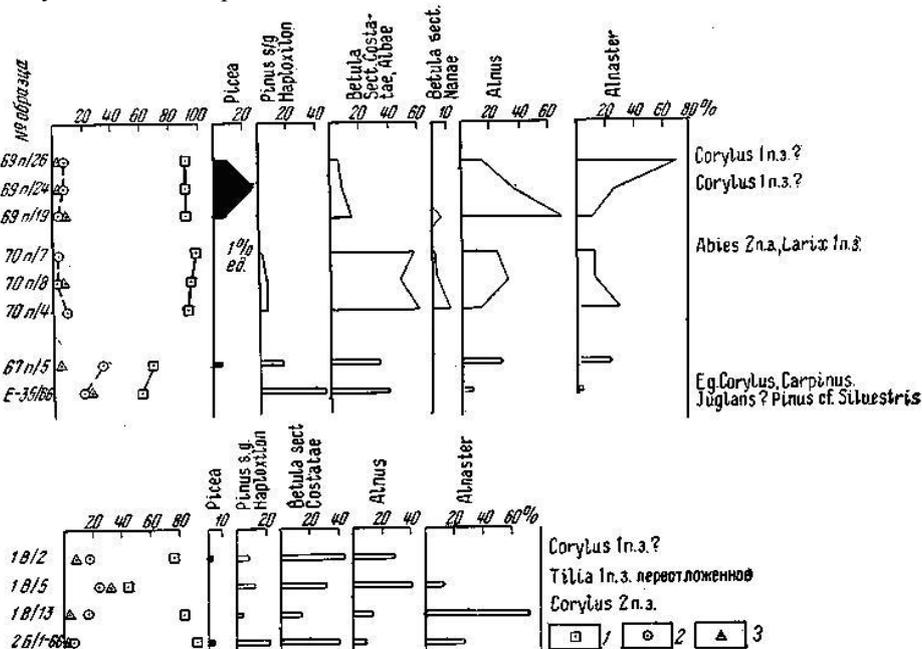


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений плато Широкого. По И. Л. Егоровой

1 - сумма пыльцы древесных и кустарниковых растений; 2 - сумма пыльцы травянистых; 3 - сумма спор

Полученные спорово-пыльцевые спектры и восстановленный по ним характер растительности были сопоставлены И. А. Егоровой со спектрами из алнейских вулканогенно-осадочных отложений Юго-Восточной Камчатки (Ермаков и др., 1969) и со спектрами из отложений тумрокского комплекса Восточной Камчатки (Шанцер и др., 1966), возраст которых определяется как верхний плиоцен-ранний плейстоцен.

Диатомовая флора из нижней части разреза плато Широкого в незначительных количествах была обнаружена в ряде образцов, однако небольшие оценки обилия не позволили Е. Г. Лупкиной сделать выводы о палеогеографических условиях накопления отложений или их возрасте. Лишь в долине р. Шумной ниже устья р. Гейзерной, в основании разреза ее левого борта, отложения которого аналогичны отложениям нижней части разреза плато Широкого, И. А. Егоровой были взяты два образца, в которых Е. Г. Лупкиной был обнаружен типичный пресноводный комплекс диатомовых. Общий характер комплекса позволил ей считать эти отложения возрастными аналогами низов аллювиальных косослоистых песков Центральной Камчатской депрессии (ранний плейстоцен).

В отложениях верхней части разреза плато Широкого богатые спорово-пыльцевые спектры и комплексы диатомовых водорослей были выделены из песчаных прослоев и линз озерных отложений среди шлаков. Полученные спорово-пыльцевые спектры, по заключению И. А. Егоровой, относятся к межледниковой эпохе и отражают смену растительности и климатических условий в ее пределах. В начале межледниковья в растительном покрове преобладали каменные березняки и ольховники; значительной была роль кедрового стланика. В период наиболее теплого и влажного оптимума межледниковья господствовали еловые леса с небольшим участием пихты и белой березы. Долины рек занимала ольха, по склонам гор росли каменные березняки и ольховники. Отсутствие представителей экзотических растений даже в период оптимума межледниковья не дает возможности отнести эти осадки к раннечетвертичной доледниковой эпохе. Растительность более поздних средне- и верхнеплейстоценового межледниковья и их климатические условия весьма близки, что затрудняет точную датировку отложений. Однако присутствие пыльцы пихты, характерной в Центральной Камчатской депрессии только для среднеплейстоценового межледниковья, позволяет остановиться на среднеплейстоценовом возрасте этих отложений. Как будет показано ниже, кальдерно-озерные отложения в Узонско-Гейзерной депрессии относятся к последнему межледниковью (Q_2). Это также склоняет в пользу вывода о том, что докальдерные отложения верхней части плато Широкого, отделенные от озерных осадков депрессии образованием игнимбритов и возникновением самой депрессии, следует относить к более раннему, среднеплейстоценовому, межледниковью. Яркое своеобразие диатомовых комплексов из этой же линзы озерных отложений, выражающееся в высоком содержании южнобореальных видов, также, несомненно, свидетельствует, по заключению Е. Г. Лупкиной, о мягких климатических условиях межледниковья.

Таким образом, отложения плато Широкого формировались в раннем плейстоцене - первой половине среднего плейстоцена. Среди лав обратно намагнитенные породы отсутствуют.

В целом можно говорить об одновозрастности базальтового щитообразного вулкана, обнажающегося в северной части борта депрессии и сложенного кислыми лавами стратовулкана, вскрытого в южном и юго-восточном бортах. Контакт между этими двумя разнотипными образованиями резкий, оба типа разрезов вплотную смыкаются по простиранию. На юго-западе они разделены грабеном шириной 3-4 км, выполненным более молодыми отложениями. На севере, в верховьях р. Гейзерной, оба типа разреза разделены разломом. Контрастная серия, характеризующаяся переслаиванием в разрезе лав и пирокластических пород базальтового и дацитового состава и игнимбритов, наблюдается по периферии депрессии, на хр. Промежуточном (верховье р. Пятой), где она была описана А. Е. Шанцером, О. А. Брайцевой и Э. Н. Эрлихом. Проявления базальтового вулканизма фиксируются также одновременно с образованием верхней части комплекса кислых лав плато Широкого. Серию базальтовых даек и потоков небольшой мощности, рвущих эти плато, и мощные прослои шлаков базальтов в его разрезе можно связывать с зоной ареального базальтового вулканизма, захватившего этот район и развитого, по-видимому, также на месте современной депрессии. Проявление основного вулканизма в среднем плейстоцене на плато Широком можно параллелизовать во времени с периодом роста вулкана Узон. Это, по-видимому, образования одного этапа среднеплейстоценового основного вулканизма, имевшего место непосредственно перед выбросом игнимбритов и возникновением Узонско-Гейзерной депрессии. Отрицательные аномалии магнитного поля, характеризующие участки кислых эффузивов докальдерного комплекса в районе Долины Гейзеров, прослеживаются на 2 км восточнее современного борта депрессии, после чего резко обрываются (рис. 10). Видимо, подобная смена характера магнитного поля свидетельствует о происходящей здесь фациальной смене комплекса кислых вулканических пород интенсивно намагнитенными лавами основного состава. Все эти данные позволяют уверенно говорить о параллельном развитии в рассматриваемом районе кислого и основного вулканизма в течение всего времени формирования докальдерного комплекса.

Отложения главной кальдерообразующей фазы вулканизма синхронны образованию Узонско-Гейзерной вулканотектонической депрессии. К ним относятся два типа образований: игнимбритовые покровы, окружающие Узонско-Гейзерную структуру, и комплекс кислых экструзий и связанных с ними лав, вытянутых вдоль борта депрессии и оборванных обрамляющими ее разломами.

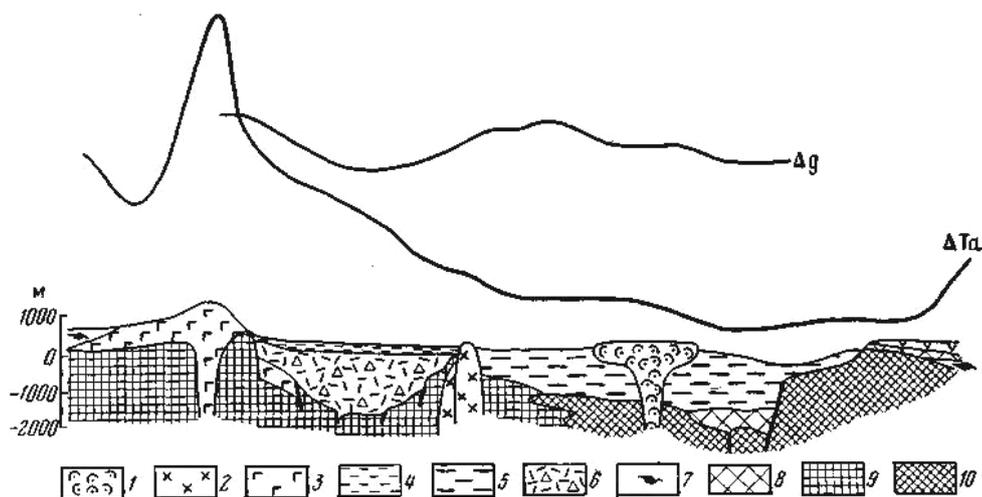


Рис. 10. Схематический геологический разрез через Узонско-Гейзерную депрессию и графики Δg и ΔT_{α} по широтному профилю

1-липариты посткальдерных экструзий; 2-дациты; 3-базальты; 4-кальдерно-озерные отложения третьего озера; 5-кальдерно-озерные отложения первого и второго озер; 6-взрывные брекчии, заполнившие эксплозивную воронку; 7-игнимбриты; 8-липариты борта депрессии; 9-туфогенно-лавовые отложения преимущественно основного состава; 10 -туфогенно-лавовые отложения преимущественно кислого состава

Покровы игнимбритов, связанные с образованием Узонско-Гейзерной структуры, распределены на ее обрамлении резко неравномерно. Выделяются два главных поля их развития: северное, примыкающее к северному борту структуры, и южное, расположенное к югу и юго-западу от нее. Северное поле, простирающееся вплоть до берега Кроноцкого озера, имеет в плане овальную форму до 30 км по длинной и 6-8 км по короткой оси. Видимая мощность игнимбритов в его пределах колеблется от 10 до 100-120 м. Игнимбриты южного поля перекрывают перемышку между Узонской и Семячинской депрессиями от хр. Борт на западе до верховьев р. Пятой на востоке. Мощность их здесь изменяется от нескольких до десятков метров. Мало мощным (до 10-15 м) чехлом игнимбриты Южного поля залегают на поверхности плато Широкого, несогласно перекрывая лавы и пирокластические отложения докальдерного комплекса. Восточной границей южного поля можно считать выходы игнимбритов, наблюдавшиеся В. В. Аверьевым и Г. Е. Богоявленской по левобережью р. Шумной ниже устья р. Гейзерной. В промежутках между обоими главными полями развития игнимбритовых покровов игнимбриты встречены в виде мало мощных реликтов, как правило, перекрытых более поздними образованиями моренами, лавами, кислой пирокластикой. Такая неравномерность распределения не случайна. Определенную роль сыграли выступы доигнимбритового рельефа, в частности массивы вулканов Узон, Пра-Тауншиц, древняя постройка Кихпиныча. Нельзя не учесть, что высота борта депрессии к югу от р. Гейзерной, где поля игнимбритов отсутствуют, не превышает высоту борта в тех местах, где к нему примыкают основные - северное и южное - игнимбритовые поля. Вероятно, главной причиной неравномерности следует считать направленный характер выброса материала и особенности положения центров эрупции.

Игнимбритовые покровы имеют углы падения $3-7^{\circ}$, причем направление падения во всех случаях обращено в сторону удаления от Узонско-Гейзерной депрессии. Это позволяет уверенно говорить о депрессии как основном центре истечения материала, образовавшего эти покровы. Углы падения отвечают углам естественного растекания образовавшей эти покровы пирокластики.

Игнимбриты образуют обширные плато, для которого характерно весьма дробное эрозионное расчленение. Участки особенно интенсивного расчленения игнимбритов приурочены к районам повышенной мощности. В этих местах имеется несколько крупных долин с глубиной вреза до 100-120 м, которые представляют собой каньоны с крутыми, почти нерасчлененными бортом. Между ними располагаются водораздельные пространства, в пределах которых глубина вреза невелика (10-15 м), но густота расчленения настолько большая, что рельеф приближается к бедленду. Долины имеют четкое субпараллельное расположение. Они обычно образованы водотоками близкого порядка, почти не принимающими притоков. Водотоки заложились по трещинам, которые являются не столько тектоническими нарушениями, сколько трещинами, образовавшимися в процессе остывания игнимбритовой массы. Для участков большой мощности игнимбритов, где они перекрывают лавовые плато или пологие склоны вулканических сооружений докальдерного комплекса (оба у борта депрессии), характерны небольшая густота и глубина расчленения и древовидный характер речной сети. Общее дробное эрозионное расчленение поверхности Узонского игнимбритового покрова, связанное с присутствием в нем неспекшихся или слабо спекшихся горизонтов пирокластики, является хорошим депшфровочным признаком для отличия его от игнимбритовых покровов других центров при картировании по аэрофотоснимкам.

Строение игнимбритового покрова наиболее детально изучено в пределах главного северного поля. Игнимбритовый покров здесь состоит из ряда остывших единиц небольшой мощности, разделенных

горизонтами неспекшихся пирокластических отложений. Последние представлены, как обычными лапиллями и шлаками, так и туфами пирокластических потоков. Никаких ледниковых, флювиальных отложений или погребенных почв не фиксируется. Длительные перерывы в накоплении отдельных горизонтов игнимбритов Узонского покрова отмечены не были. Игнимбритовые единицы часто имеют зональное строение, выражающееся в присутствии в их подошве и кровле менее спекшихся или почти неспекшихся разностей. Зональное строение остывших единиц удается наблюдать даже при небольшой их мощности. Так, на плато Широком в остывшей единице мощностью 2,5 м снизу вверх описаны следующие пять горизонтов, связанных между собой постепенными переходами: 1) рыхлый пемзовый песок и лапилли; 2) плотный пемзовый туф; 3) бурый игнимбрит с линзовидными включениями белой пористой и шелковистой пемзы (преобладают) и линз темного матового вулканического стекла (редко); 4) игнимбрит с линзовидными включениями темного матового стекла (преобладают) и редко пемзы; 5) игнимбрит с типичными обсидиановыми фьямме.

В отличие от некоторых других покровов платоигнимбритов Восточной зоны (например, связанных с Семячинским центром), где строение остывших игнимбритовых единиц выдерживается на значительных расстояниях, сохраняя свои особенности, для игнимбритов Узонско-Гейзерной депрессии характерно большое разнообразие текстурных разновидностей как в одном разрезе, так и по площади. В связи с этим, в случае отсутствия хорошей обнаженности можно встретить в разрозненных выходах и высыпках весьма непохожие разности - от серых и розовых слабо спекшихся туфов с линзовидными включениями белой и черной пемзы до серых и красных сильно сваренных гомогенизированных разностей с выделением линз черного стекла. Преобладают разности с черными фьямме разной степени гомогенизации - от черной пористой или плотной пемзы и обсидиана. Это позволяет четко отличать узонские игнимбриты от массивных лавоподобных игнимбритов Семячинского центра, расположенных южнее.

Наиболее характерными разновидностями узонского игнимбритового покрова можно считать следующие:

1. Часто подстилающую покров игнимбритовую брекчию - слой черной стекловатой пирокластике с обломками черных стекловатых лапилли и бомб, часто переходящих в светло-бурую слабо спекшуюся разновидность игнимбритов с грубой плитчатой отдельностью.

2. Пористый, иногда плотный, серый и буроватый фьяммеигнимбрит, содержащий в большом количестве черные линзы дацитового стекла. В основании остывшей единицы эти игнимбриты иногда становятся плотными, массивными, лавоподобными и обнаруживают признаки пневматолитических изменений и раскристаллизации.

3. Серый легкий игнимбрит, состоящий из сваренных частиц светло бурого стекла, дацитового и риолито-дацитового состава (68% SiO₂) с редкими тонкими (до 5 мм) линзочками стекла.

Две последние разновидности содержат до 10% небольших обломков андезитов и базальтов, 10 - 20% кристаллокластического элемента (плагиоклаз -15%, моноклинный пироксен 3—2%, ромбический пироксен 1-2% и магнетит). Стекловатая основная масса девитрифицирована, пустоты часто заполнены агрегатом тримита, кристобалита и полевого шпата.

Стратиграфическое положение узонских игнимбритов достаточно четкое. Обычно они залегают на отложениях докальдерного комплекса, перекрывая к западу и северу от депрессии основные лавы, а на плато Широком с несогласием ложатся на лавы и туфы кислого состава, верхняя пачка которых датируется среднелейстоценовым межледниковьем. Наиболее молодыми из подстилающих отложений являются игнимбриты Семячинской вулканотектонической депрессии. Кальдерно-озерные отложения, выполнившие Узонско-Гейзерную депрессию после ее образования, относятся к верхнелейстоценовому межледниковью. Следовательно, время образования узонских игнимбритов приходится на вторую половину среднего плейстоцена.

В возрастном и генетическом отношении с игнимбритовым комплексом ассоциируются экструзивные купола и связанные с ними лавовые потоки, расположенные в виде дуги вдоль северного и восточного бортов Узонско-Гейзерной депрессии (гора Озерная, борт Долины Гейзеров). Они оборваны кальдерообразующим сбросом, что свидетельствует об образовании этих экструзий до формирования депрессии. Точное соотношение их с игнимбритами неизвестно, так как непосредственные контакты нигде не наблюдались; однако можно предполагать, что внедрение экструзий, расположенных на гребне кальдеры, произошло параллельно с заключительным этапом игнимбритообразования по дуговому разлому, заложившемуся непосредственно перед обрушением кальдеры.

Лавовые образования на гребне кальдеры представляют собой останцы кислых липарит-дацитовых и дацитовых экструзий и их лавовых потоков. Наиболее типичное образование такого рода протягивается по северо-восточному гребню депрессии. Здесь на северо-запад от горы Озерной на расстоянии около 3 км по гребню кальдеры под небольшим (1-0,5 м) слоем рыхлых пемз протягивается поток кислых липаритовых лав мощностью от 2-5 до 10-20 м (рис. 11). В разрезе выделяется несколько текстурных разновидностей слагающих её лав, в распределении которых обнаруживается определенная вертикальная зональность. В изученном потоке можно выделить: 1) верхнюю зону пузыристых светлых пемзовидных липаритов перлитового типа (1-2 м); 2) плотные массивные обсидианового типа стекла красного и черного цвета (2-5 м), залегающие под перлитовой покрывкой, с заметной флюидальностью; 3) полустекловатые часто

сферолитовые полосчатые липариты, слагающие промежуточные зон (до 1 м); 4) массивные флюидалльные раскристаллизованные липариты.

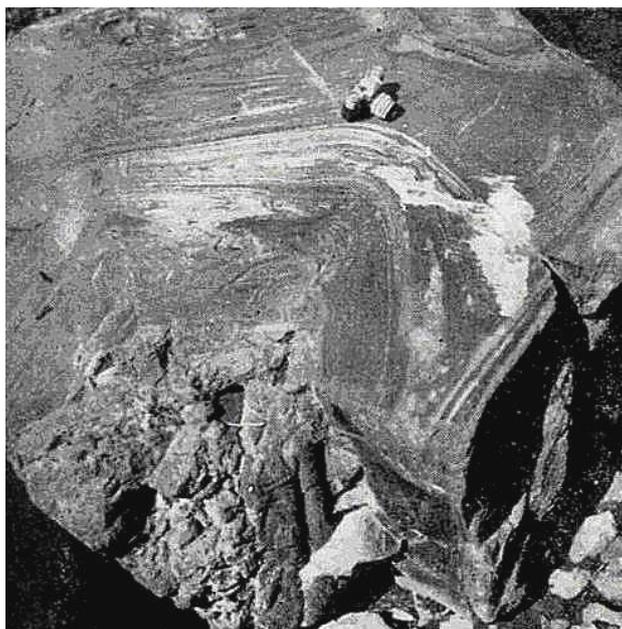


Рис. 11. Липарит лавового потока горы Озерной. Фото И. В. Вайнштейна

Подстилаются потоки брекчированной лавы, где обломки обсидиановых лав смешаны с пористыми разновидностями, развальцованы и породы имеют игнимбритовый облик. Мощность таких лавобрекчий около 2-5 м.

Изучение минерального состава всех текстурных разновидностей этих лав (Вольнец, 1972) показало некоторое различие в количестве основных породообразующих минералов при практически идентичном химическом составе всех разновидностей.

Среди экструзий и потоков кислых лав этого комплекса, развитых к востоку от р. Гейзерной и рвущих докальдерные кислые лавы, отмечается постепенная смена состава пород от липаритов (SiO_2 70-71%) близ борта депрессии к полосчатым дацитам и далее к андезитам по мере удаления от него. Повидимому, с этим же комплексом тесно связаны многочисленные мелкие лавовые вулканы андезитового состава, потоки которых перекрывают плато, протягивающееся от борта долины р. Гейзерной до океана.

На той же дуговой линии экструзий, расположенных вдоль борта депрессии, в 3 км к западу от сопки Озерной отмечается дайка игнимбритов, рвущая базальты борта. Выходы пород протягиваются на 30-50 м вдоль борта депрессии. Судя по расположению выходов, простираение дайки северо-восточное, нормальное к простираению борта депрессии на этом участке.

Отложения посткальдерного комплекса. К ним относятся отложения, сформировавшиеся после главной фазы выбросов пирокластического материала, приведшей к формированию игнимбритовых покровов и последующему образованию (вулканотектонической депрессии). Среди отложений этого этапа выделяются: кислые экструзии и пемзовые купола посткальдерной фазы вулканизма, взрывные отложения, проявления базальтового вулканизма, связанные с мааром оз. Дальнего и многофазные озерные и озерно-пирокластические отложения, наполняющие Узонско-Гейзерную депрессию. При этом главную массу отложений посткальдерного комплекса составляют озерные осадки. На втором месте стоят экструзивные купола. Роль посткальдерного базальтового вулканизма взрывных отложений очень незначительна.

Кислый вулканизм посткальдерного этапа связан с выжиманием дацит липаритовых экструзий, наиболее древние породы слагают гору Белую. Существенные изменения озерных осадков вблизи горы Белой, присутствие глыб, слагающих ее дацитов в озерных отложениях, и переслаивание последних с лавовыми потоками горы Белой - все это дает возможность полагать, что рост экструзивного купола происходил непосредственно в озере. Возраст экструзий совпадает с возрастом осадков этого озера и датируется верхнеплейстоценовым межледниковьем. Группа более молодых экструзивных куполов (Гейзерная Останец, плато Круглое) и их лавовых потоков располагается в восточной и южной частях депрессии. Эти вулканические образования можно разделить на две группы.

1. Типичные экструзии дацитового (SiO_2 65—68%) состава (гора Белая, Останец) представляют собой крупные экструзивные купола выжимания иногда с выдавливанием коротких языков лавовых потоков (рис. 12). Сложены они плотными темными дацитами в центральных частях и в основании массива, которые через полустекловатые полосчатые дациты во внешних частях экструзии переходят в стекловатые липарит-дациты обсидианового типа и пористые пемзовидные породы типа перлитов.

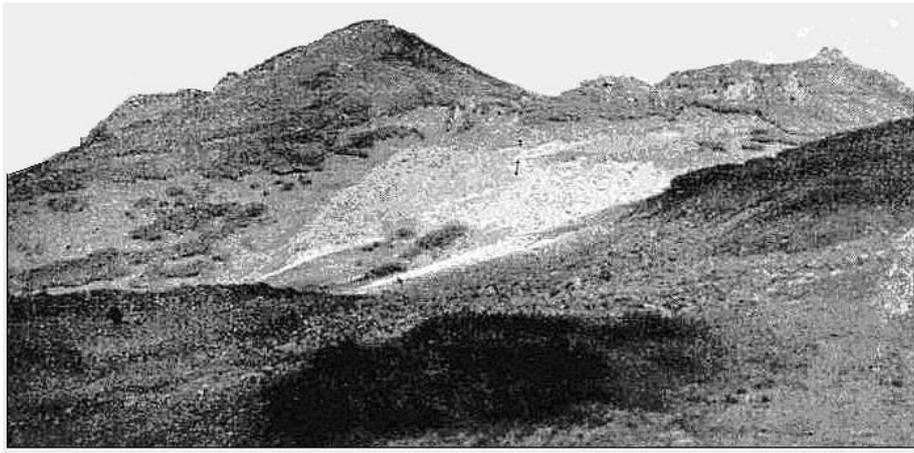


Рис. 12. Экструзивный купол горы Останец. Фото И. В. Вайнштейна

2. Липаритовые (SiO_2 70-71%) экструзии и их лавовые потоки, которые можно точнее классифицировать как небольшие липаритовые вулканы с вершинными экструзивными монолитами, завершающими их деятельность (сопка Гейзерная, плато Круглое и др.). Лавовые плато сложены серией лепешкообразных потоков вязкой кислой лавы. Многочисленные первичные валы на их поверхности своей ориентировкой четко показывают направления течения лавы и центры ее излияния. Вершинные экструзии имеют разные размеры (0,2-0,5 км в поперечнике) и высоту (20-250 м). Иногда они представляют собой пнеобразные возвышенности с уплощенной вершиной (экструзии южнее сопки Открытой). Для большинства этих образований характерна ступенчатость склонов, связанная с оседанием блоков. Иногда наблюдается проседание в средней части купола. Экструзии и окружающие их лавовые плато, несмотря на высоту 900-1000 м, не имеют скульптурных ледниковых форм, на бортах кальдеры при тех же высотах хорошо видны ледниковые кары. Экструзии и их лавовые потоки несут следы некоторого ледникового воздействия: для них характерна общая сглаженность склонов, присутствие следов ледниковой экзарации местами сглаженный микрорельеф лавовых потоков. По-видимому, образование экструзий происходило во время II фазы верхнеплейстоценового оледенения в конце которой возникшие купола подверглись крайне слабой ледниковой обработке. В. И. Белоусов (1967) считал, что широкое развитие пемзовых мантй на куполах, своеобразная лепешкообразная форма лавовых потоков и пнеобразный вид самих экструзий могут объясняться подледными излияниями. Важную роль мог сыграть и характер подстилающей поверхности: лавовые потоки изливались не в долины, а на слабообремененную поверхность озерной равнины и, равномерно растекаясь, приобретали округлую форму. Липаритовые лавовые потоки описанных вулканических образований характеризуют вертикальной зональностью текстурных разновидностей лав, аналогичной зональности липаритового потока горы Озерной, т. е. варьируют по текстурам от плотных массивных липаритов в основании потока через стекловатые обсидиановые и сферолитовые полосчатые липариты к пемзовидным стекловатым липаритам перлитового типа.

С взрывной деятельностью, сопровождавшей рост экструзий, видимо, связано образование толщи пирокластических отложений, перекрывающих игнимбриту, бронирующие поверхность плато Широкого. Толща мощностью до 40 м образована грубообломочным несортированным материалом, иногда со следами водного переотложения. Самый разнообразный состав обломков базальтовые и дацитовые лавы, обломки псаммитовых, алевропелитовых и агломератовых туфов, игнимбриту, среди которых отмечены различия пород, которые слагают борта и дно депрессии, позволяют предполагать, что образование таких отложений может быть связано с взрывами, взломавшими дно депрессии, предшествовавшими выбросам ювенильного материала и внедрению экструзий. В этих отложениях обнаружены многочисленные обломки интрузивных пород гранитного состава, несущих следы вторичного плавления.

Особый тип активности, связанной с центрами кислого вулканизма, представляет пемзовый конус сопки Открытой (относительная высота 180 м, 1 X 2,5 км в поперечнике). Он расположен на северном борту депрессии. Склоны его покрыты однородной россыпью глыб пемзы размером 0,2-2 м. Они не вскрыты эрозией. О внутреннем строении сопки судить трудно. От конуса протягиваются шлейфы пемзовых потоков, затекающих в депрессию и несогласно перекрывающих озерные отложения. Можно предположить наличие второго такого же конуса к юго-востоку от сопки Белой.

Заключительный этап кислого вулканизма Узонско-Гейзерной депрессии связан с образованием эксплозивной воронки, заполненной отложениями II озера. Связанные с этой воронкой выбросы ювенильного материала фиксируются мощной (до 40 м) толщей пемзовых лапиллей, залегающих на западном борту Узонско-Гейзерной депрессии. Здесь в разрезе можно наблюдать наслаивающиеся пакки пемзовой пирокластики мощностью 0,5-0,6 м (при общей мощности до 40-50 м), состоящие из кусков пемзы размером 0,5-20 см; кроме пемзы имеется небольшая примесь обломков обсидиана, лав и измененных пород. Отложения не имеют следов водного переотложения. Это позволяет судить о мощных и последовательно повторявшихся взрывах с выбросами ювенильного материала. Эксплозивная деятельность

сопровождалась небольшим последующим проседанием. По данным Г. Ф. Пилипенко, в рыхлых отложениях, заполняющих взрывную воронку третьего озера, наблюдаются обломки и глыбы диаметром от 3 м плотных алевропелитовых или псаммитовых туфов, типичных для отложений более древних озер Узонско-Гейзерной депрессии. Их присутствие можно объяснить мощными взрывами, взламывающими дно депрессии, после которых выброшенные обломки древних пород снова падали в озеро и захоронялись среди молодых озерных отложений. Характерно также присутствие в отложениях этого озера горизонтов неслоистых агломератовых пемзовых туфов небольшой мощности, практически не испытавших переотложения. Это объясняется, по-видимому, напряженностью эксплозивной деятельности, в процессе которой пирокластические потоки, быстро следуя друг за другом, не успевали перерабатываться и захоронялись в первичном виде.

Заключительный этап вулканической деятельности выразился в образовании маара оз. Дальнего, расположенного в северо-западной части депрессии. Маар заполнен озером диаметром около 1 км (рис. 13). Вокруг него располагается кольцевой вал высотой 60 м и шириной 0,5-0,7 км. Он образован преимущественно черными шлаками, бомбами, лапиллями и глыбами черной очень пористой лавы андезитобазальтового состава. Стенки вала, обращенные к озеру, представляют собой отвесные обрывы высотой 40-60 м. В основании западной стенки обнажаются лавы андезитобазальтового состава (54-56% SiO₂). Аналогичными лавами сложен миниатюрный островок в северо-восточной части озера.

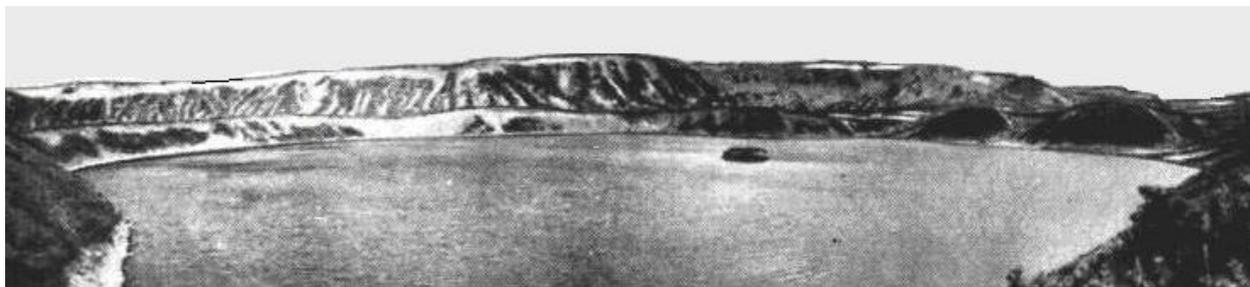


Рис. 13. Маар оз. Дальнего. На заднем плане — уступ кальдеры

Таким образом, заключительный этап вулканизма Узонско-Гейзерной депрессии характеризуется параллельной активностью эксплозивных центров, связанных с кислым и основным вулканизмом.

Характерной чертой посткальдерного комплекса Узонско-Гейзерной депрессии, в отличие от других структур этого типа на Камчатке, является присутствие выполняющей ее толщи озерных отложений мощностью в несколько сотен метров. В пределах депрессии существовал не один озерный бассейн, а система разновозрастных озер, смещавшихся в направлении с юго-востока на северо-запад из более древних частей структуры в более молодые. Главную роль в формировании озерных отложений играло поступление ювенильного пемзового материала, который выпадал из воздуха или поступал в виде пирокластических пемзовых потоков и переоткладывался водой. В тех случаях, когда пемзовые потоки имели большую мощность, они захоронялись в первичном виде. Источником пемзового материала являлась эксплозивная деятельность, связанная с образованием экструзивного комплекса Узонско-Гейзерной депрессии и частично эксплозивная деятельность, получившая развитие в сопредельных районах (кальдера Крашенинникова, вулкан Кихпинич). Поступление материала за счет сноса с бортов депрессии было минимальным. Сформированные таким образом обвальные и осыпные брекчии или пролювиальные отложения вносят разнообразие в строение однородных пемзовых осадков лишь близ бортов кальдеры. Интенсивная вулканическая деятельность, дававшая большое количество ювенильного материала, обусловила большие мощности озерных отложений, вследствие чего Узонско-Гейзерная депрессия была в значительной мере скомпенсирована накоплением осадков, выполнивших ее почти доверху в восточной части.

Отложения наиболее древнего первого озера выполняли восточную часть депрессии. После спуска водоема озерная равнина на большей части была перекрыта лавами молодых экструзивных куполов и пемзовыми агломератовыми туфами пирокластических потоков сопки Открытой.

Наиболее полный разрез озерных отложений первого озера видимой мощностью до 350 м вскрывается в долине р. Гейзерной, которая имеет наибольшую глубину вреза из всех водотоков Узонско-Гейзерной депрессии (см. рис. 8). В нижнем течении р. Гейзерной озерные отложения выполняют депрессию почти до верха (до высоты 750-800 м), оставляя незакрытой лишь верхнюю часть уступа борта, сложенную кислыми лавами. Характерными особенностями озерных отложений являются широкое развитие слоистых разностей при подчиненном положении пачек неслоистых агломератовых пемзовых туфов, большая роль кислой пирокластики в составе осадков (это практически пемзовые туфы, накопившиеся в водной среде), отсутствие прослоев лав. Озерные отложения прорваны дайками базальтов, уплотнены и сильно гидротермально изменены.

Низы толщи озерных отложений вскрыты на участке от устья р. Гейзерной до ручья Водопадного. Здесь Б. В. Ивановым, В. В. Аверьевым и В. И. Белоусовым описана пачка псефитовых литокластических зеленовато-серых туфов с линзами кристалло-литокластических псаммитовых туфов. Псефитовые туфы в

верхах пачки переходят в желтовато-серые алевритовые туфы. В средней части пачки (в 50 м выше устья р. Соседки) отмечается пропласток слоистых окремненных алевритовых туфов с обильной вкрапленностью пирита. Видимая мощность пачки 80 м.

Характеристика вышележащей части разреза дана Г. П. Авдейко по ручью Водопадному. Здесь снизу вверх наблюдается серия согласно залегающих пачек следующего состава: 1) ритмичное переслаивание псаммитовых пемзовых уфов от грубозернистых в начале ритма до мелкозернистых в верхней его части; мощность ритмов от 0,5 до 1 м, общая мощность пачки 20 м; 2) слоистые пемзовые псефитовые туфы мощностью 8—10 м; 3) агломератовые существенно пемзовые туфы с подчиненными пачками слоистых псаммитовых туфов, от тонко- и грубозернистых мощностью 95 м; 4) тонкослоистые псаммитовые туфы серого синевато-серого цвета, в нижней части с прослоями пемзовых агломератовых туфов мощностью 35 м; 5) алевропелитовые неяснослоистые туфы мощностью 10 м; 6) брекчии, состоящие из угловатых обломков и глыб дацитов размером 2 см до 1-1,5 м; встречаются редкие обломки слоистых туфов; заполнитель - уплотненная пемзовая дресва и песок, мощность брекчий от 0,5 м до 40 м; переслаивание пачек агломератовых пемзовых туфов, слоистых псаммитовых уфов, пемзовых гравелитов и реже алевро-пелитовых туфов и туфо-конгломератов мощностью 30 м.

На описанных озерных отложениях несогласно залегают агломератовые пемзовые туфы, мощность которых по ручью Водопадному достигает 20 м. Они являются периферической частью пемзового покрова района сопки Открытой и к собственно озерным отложениям депрессии отношения не имеют.

Приведенные материалы по строению и составу толщи в целом согласуются с описанием этого разреза, составленным ранее Б. В. Ивановым. Имеется одно отличие: вся толща озерных отложений ниже верхнего горизонта пемзовых туфов, по данным Г. П. Авдейко, представляет собой генетически единое образование без внутренних несогласий; Б. В. Иванов и В. В. Белоусов же проводили внутри разреза резкое несогласие ниже подошвы агломератовых туфов. По ручью Водопадному наблюдать соотношение озерных отложений с бортом депрессии трудно, поскольку с лавами борта контактируют пемзовые агломератовые туфы, перекрывающие озерные отложения. Однако выше по течению в Долине Гейзеров у второго водопада Г. П. Авдейко зафиксировал четкое вложение озерных отложений в лавы и туфогенно-осадочные отложения, слагающие борт депрессии (рис. 8). О вложении озерных отложений свидетельствуют горизонты брекчий, залегающие в их толще. Эти брекчии являются, видимо, овально-осыпными отложениями (аналоги современных обвальнo-осыпных шейфов), о чем свидетельствует быстрое их выклинивание по направлению к центру кальдеры и состав слагающих брекчий обломков, представленных дацитовыми лавами, вскрывающимися в верхней части борта кальдеры.

Образцы, отобранные из озерных отложений в Долине Гейзеров, содержали лишь единичные остатки диатомовых водорослей. Споры и пыльца были обнаружены только в редких разрозненных образцах, что не дает возможности делать определенных выводов о палеогеографических условиях накопления и их возрасте. Для таких заключений необходимо располагать дополнительным материалом.

Основное поле озерных отложений второго озера, заполнявшего Узонскую кальдеру, сохранилось в ее восточной части, располагаясь западнее группы экстрезий плато Круглого и сопки Останец, между ними и горой Белой. Абсолютные отметки поверхности озерных отложений здесь около 750 м, видимая мощность 80-100 м. Первичная поверхность озерной равнины подверглась существенной переработке, и на большей части территории сформировался расчлененный рельеф, близкий к бедленду. Облик рельефа в целом сходен с таковым участков расчлененных пемзовых покровов, что и естественно, поскольку озерные отложения почти нацело сложены переотложенными в воде пемзами. Многочисленные обнажения по первому и второму левым притокам р. Шумной дают возможность ознакомиться со строением и составом этих отложений (рис. 14). Они фациально изменчивы, но имеют некоторые общие особенности: хорошо выраженную слоистость, свидетельствующую о накоплении в водной среде, и однородный состав с резким преобладанием во всех разностях пемзы. Наблюдается дробное переслаивание пемзовых песков различного цвета и разной крупности (от мелко- и тонкозернистых до средне- и крупнозернистых), пемзового гравия и галечников; в толще встречаются подчиненные тонкие преслои алевро-пелитовых туфов и отдельные горизонты конгломератов, в которых кроме пемзового материала имеется значительная примесь плохо окатанной гальки и глыб эффузивов. Мощность переслаивающихся пачек от нескольких сантиметров до 2-3 м. Иногда разрезы на всю видимую мощность сложены слоистыми пемзовыми песками и гравийниками без примеси постороннего материала, хорошо сортированными, но плохо окатанными. Отложения горизонтально- и косослоистые, цвет их палевый.

Заключение о возрасте отложений II озера было сделано на основании наиболее показательного комплекса диатомовых водорослей, выделенного Е. Г. Лупикиной из озерных отложений на левом берегу р. Шумной. Флора диатомовых, обнаруженная в этих отложениях, может быть названа умеренно-теплолюбивой. Около 98% приходится на эвритермные виды северо-бореальной зоны, 1% - южно-бореальной. Арктические и аркто-бореальные виды не обнаружены. Сравнение с эталонным разрезом Центральной Камчатской депрессии позволило Е. Г. Лупикиной сопоставить этот комплекс с комплексами аллювиального типа из яра Крутого и отнести вмещающие отложения к верхнеплейстоценовому межледниковью. Богатый теплолюбивый комплекс прибрежноозерного типа описан Е. Г. Лупикиной в отложениях первого левого притока р. Шумной. Обилие форм широкого географического распространения, южно-бореальные виды (около 6%) свидетельствуют о формировании этого комплекса в благоприятных

условиях межледниковья. В других разрезах тех же озерных отложений были обнаружены озерные пресноводные комплексы диатомовых, отличающиеся относительной холодолюбивостью, отсутствием южно-бореальных форм, что говорит о переходе от оптимума межледниковья к менее благоприятным условиям его заключительных этапов.

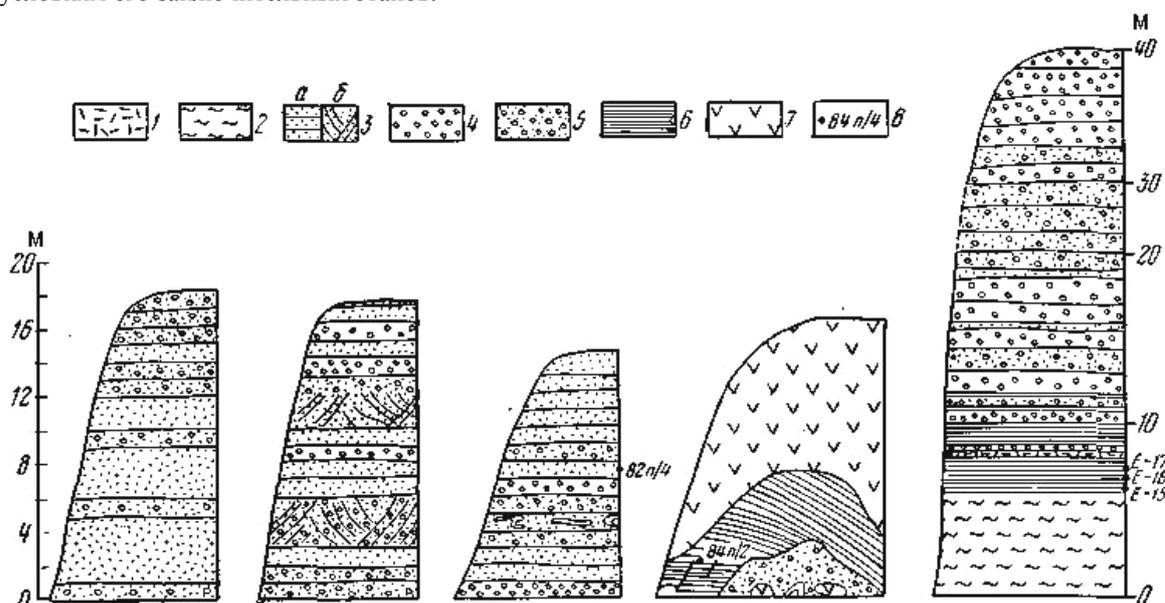


Рис. 14. Геологические разрезы, кальдерно-озерных отложений второго озера по долине р. Шумной и ее первого и второго левых притоков

1-агломеративные пемзовые туфы; 2- алевропелитовые туфы; 3-пемзовые пески; 4 -пемзовые гравийные и галечные отложения; 5-пемзовые пески с гравием и галькой; 6-тонкослоистые туфоалевриты; 7-дациты горы Белой; 8- номер образца, отобранного на спорово-пыльцевой анализ

Отложения третьего озера приурочены к молодой воронке, расположенной в северо-западной части Узонско-Гейзерной депрессии. Они сохранились лучше, чем на поверхности дна более древних озер. Поверхность озерных отложений имеет абсолютные отметки 650-700м. В настоящее время депрессия представляет собой плоскую равнину с многочисленными озерами и болотами. Холмистый рельеф обусловлен повсеместным развитием маломощного чехла ледниковых отложений II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Аккумуляция моренного материала связана с существованием здесь в эпоху последнего оледенения крупного ледника, питавшегося с вулканов Узон, Пра-Тауншиц и окружавших их вулканических плато. Этот ледник заходил через пониженную часть южного борта кальдеры в западную оконечность Узонской котловины и перекрывал озерную равнину на значительной площади льдом мощностью 100-150 м. Оставленные им моренные отложения имеют мощность в Узонской депрессии от нескольких до десятков метров и представлены щебнисто-глыбовым неокатанным материалом с супесчано-дресвянистым заполнителем. Обломочный материал имеет различный состав. Встречается большое количество глыб игнимбритов, принесенных ледником с игнимбритовых плато, окружающих депрессию. Многочисленные мелкие и крупные (оз. Центральное) неглубокие озера Узонской депрессии имеют ледниковый генезис. С мореным водоупором связана общая заболоченность территории. Имеются также термальные озера, располагающиеся в глубоких воронках (глубина 25-30 м, диаметр 150-200 м) которые не связаны с деятельностью ледника и являются, возможно, воронками взрыва.

Отложения наиболее молодого третьего озера сильно гидротермально изменены и плохо обнажены. Видимая мощность их обычно не превышает 10 м. Они сложены пемзовым материалом с чередованием пачек агломеративных пемзовых туфов, слоистых псефитовых и псаммитовых туфов, слоистых алевропелитовых туфов и пемзового гравия. Мощность пачек 1-2 м. Отложения белого или палевого цвета, слабо уплотнены (рис. 15).

В северной части котловины на fumarольных полях, в обрывах озер Хлоридного, Фумарольного и вблизи оз. Банного залегают перемятые мелко-гофрированные тонкослоистые алевриты, изогнутые в причудливые складки. Иногда блоки этих отложений имеют вид глыб с неровными краями, погруженных в толщу агломеративных или псаммитовых туфов. Породы гидротермально изменены и окрашены в разные цвета от черных до розовых. По-видимому, наблюдающиеся сложные деформации в горизонтах слоистых отложений связаны с подводными оползнями. Верхняя часть уступов высотой 8-10 м сложена обычно горизонтально залегающими переслаивающимися гравелитами, псаммитовыми и алевропелитовыми туфами, туфопесчаниками разной крупности с прослоями туфоалевритов, состоящих из пемзового материала. Они рыхлые, иногда в результате гидротермальных изменений грубообломочные, разности уплотнены и гравелиты имеют плитчатую отдельность.

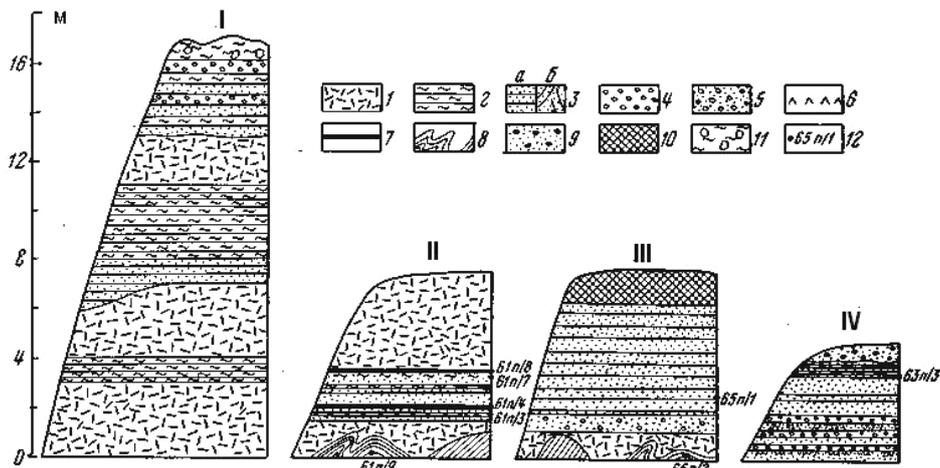


Рис. 15. Геологические разрезы кальдерно-озерных отложений третьего озера попервому правому притоку р. Шумной (I), в береговых обрывах термальных озер Хлоридного (II) и Фумарольного (III) и в уступе террасы руч. Комариного (IV)

1-агломеративные пемзовые туфы; 2-алевропелитовые слоистые туфы; 3-пемзовые пески; 4-пемзовые гравийные и галечные отложения; 5-пемзовые пески с гравием и галькой; 6-прослои алевропелитовых пеплов; 7-гумусированные горизонты; 8-тонкослоистые деформированные туфо-алевриты; 9-песок с галькой (аллювий руч. Комариного); 10-почвенно-пирокластический чехол; 11-морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения; 12 -номер образца на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы

Данные спорово-пыльцевого анализа образцов отложений III озера, по заключению И. А. Егоровой, показывают, что во время накопления этих осадков широким распространением пользовались открытые тундровые, болотные и луговые травянисто-кустарниковые ассоциации с отдельными участками кустарников (рис. 16). Лесные ассоциации почти полностью исчезли. Это дает возможность предполагать существование весьма холодных климатических условий, характерных для ледниковых эпох или для времени, непосредственно им предшествующего. Диатомовая флора из озерных отложений представлена пресноводными озерными комплексами. В целом характер диатомовой флоры по сравнению со спорово-пыльцевыми спектрами указывает на несколько более благоприятные климатические условия, что может быть связано с некоторым запаздыванием реакции на похолодание в водной среде по сравнению с наземной растительностью. Таким образом, формирование отложений III озера относится к эпохе похолодания конца межледниковья - начала верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^{2-3}), морены II фазы которого непосредственно перекрывают эти озерные отложения.

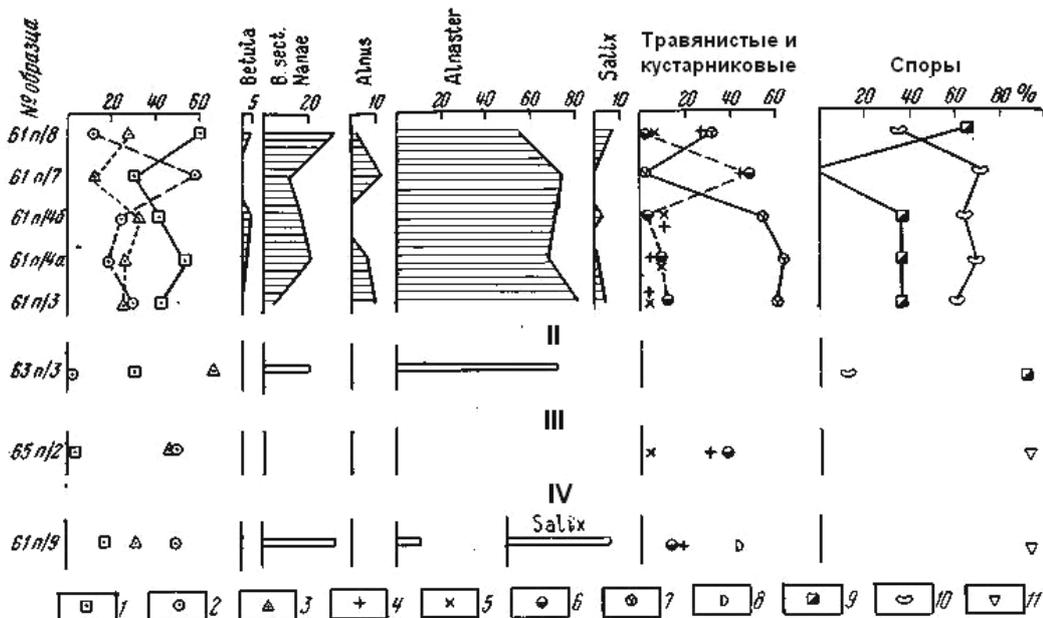


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений третьего Узонского озера. По И. А. Егоровой. Римские цифры соответствуют номерам разрезов на рис. 16

1-сумма пыльцы древесных и кустарниковых; 2-сумма пыльцы травянистых; 3-сумма споры; 4-*Artemisia*; 5-*Chenopodiaceae*; 6-*Gramineae*; 7-*Ericales*; 8-*Cyperaceae*; 9-*Lycopodiaceae*; 10-*Polypodiaceae*; 11-*Bryales*

III. ТЕКТОНИКА УЗОНСКО-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ

Узонско-Гейзерная вулканотектоническая депрессия представляет собой опущенный блок общего северо-западного простирания - кальдеру обрушения, ограниченную кольцевым разломом. В современном рельефе разлом выражен уступом. Видимая амплитуда смещения по разлому 300-400 м. По геофизическим данным, она вдвое больше. Современный уступ борта депрессии в результате вторичных обвальноподолзневых процессов отодвинут от кольцевого разлома на 0,5-2 км. Примером несовпадения современного уступа борта депрессии и ограничивающего кольцевого разлома является район Долины Гейзеров. Здесь положение кольцевого разлома фиксируется долиной р. Гейзерной, выходами термальных источников и гейзеров; современный уступ кальдеры отодвинут на 2 км к востоку, благодаря обрушению крупного блока, захороненного под более поздними озерными осадками (рис. 8).

Сместитель, по геофизическим данным, имеет падение, близкое к вертикальному, или круто наклонен внутрь депрессии. Сбросовый уступ хорошо прослеживается (кроме района сопки Открытой и юго-западной части депрессии), что связано с наложением на кольцевую структуру более молодых грабенов северо-восточного простирания, в пределах которых породы борта депрессии опущены и погребены.

Узонско-Гейзерная депрессия имеет четко наложенный характер. Сбросовый уступ срезает различные по возрасту, генезису и составу образования: ранне- и среднелайстоценовые вулканические базальтовые плато и центры кислого вулканизма того же времени, среднелайстоценовые базальтовые стратовулканы (Узон), средне-верхнелайстоценовые экструзивные купола (гора Озерная). Депрессия состоит из двух смещенных в плане друг относительно друга частей, которые часто описываются под самостоятельными названиями: северо-западная часть как кальдера Узон, юго-восточная - как Гейзерная кальдера. Величина смещения 3-5 км. Обе части Узонско-Гейзерной депрессии имеют форму эллипсов, длинная ось которых вытянута на северо-запад. История развития вулканизма и строение участков различны.

Юго-восточная часть депрессии наследует положение докальдерного центра кислого вулканизма. Котловина депрессии здесь полностью заполнена отложениями посткальдерного комплекса. Около 75% ее площади занята экструзивными куполами. Наблюдается полное совпадение абсолютных отметок вершин куполов и связанных с ними лавовых потоков с вершинной поверхностью плато, образованного докальдерным комплексом борта депрессии.

Разлом обрамления кальдеры на этом участке, возможно, наследует положение дугового разлома, существовавшего в теле кислого стратовулкана докальдерного комплекса. В нижнем течении р. Гейзерной вдоль него расположена серия экструзивных куполов дацит-липаритового состава, оборванных сбросом.

По гравиметрическим данным, однотипные по составу экструзии, заполняющие внутреннюю часть депрессии, характеризуются различными полями силы тяжести. Эти различия, по-видимому, связаны с высотой кровли и составом блоков фундамента, разделяющие их градиентные зоны, отвечают разломам, перекрытым лавами и осадками отложений посткальдерного комплекса.

Западная часть Гейзерной кальдеры характеризуется отрицательным полем силы тяжести, которое в районе сопки Открытой ограничивается разломом широтного простирания, выраженным зоной повышенных градиентов. За пределами кальдеры, к северу от этого разлома, поле силы тяжести становится положительным.

Северо-западная часть Узонско-Гейзерной кольцевой депрессии (кальдера Узон) имеет иное строение и физические характеристики. В этой части депрессия носит четко наложенный характер - фундаментом, выполняющих её отложений, служат базальтовые лавы докальдерного щитообразного вулкана. Большая часть кальдеры заполнена озерными отложениями. Экструзивные купола здесь единичны. Характерно, что уровень абсолютных отметок озерных отложений в кальдере Узон намного ниже борта депрессии. Разлом восточного ограничения Узонской депрессии срезает край Гейзерной кальдеры, что свидетельствует о ее более молодом возрасте.

В восточной части кальдеры Узон, по гравиметрическим данным, выделяется ряд разновысоких блоков фундамента. Разграничивающие их разломы широтного и северо-западного простираний фиксируются зонами повышенных градиентов поля силы тяжести (рис. 17, 18).

В северо-западной части кальдеры Узон дно осложнено более молодой воронкой взрыва размером 4-5 км. Она заполнена молодыми отложениями последнего, III Узонского озера. В ее пределах сосредоточена основная современная гидротермальная деятельность. Воронка фиксируется четко выраженным гравитационным минимумом. С севера и северо-запада он ограничен участками повышенных значений аномального поля силы тяжести, соответствующих гребню кальдеры. На юге локальный максимум отражает положение перекрытого блока докальдерных образований. На востоке ограничение минимума четко фиксируется зонами высоких градиентов, которые отражают положение разломов и прекрасно увязываются с границами воронки взрыва, нанесенными по геоморфологическим данным.

Гравитационный минимум имеет почти изометричную в плане форму и значительную амплитуду. Перерасчет значения аномальной массы, вычисленной по формуле Грина, с учетом небесконечности пределов интегрирования по палеткам в предположении о нулевой глубине залегания верхней кромки аномального объекта (Fehr, 1965), дает дефект масс, создающий рассматриваемую аномалию, равный $3,2 \cdot 10^{15}$ г. Расчет глубины залегания центра тяжести объекта по Фоймуде Н. Л. Афанасьева (Андреев,

Клупшн, 1962) дает величину 1,3 км. Поскольку при горизонтальных размерах тела, превышающих вертикальные, способ Н. Л. Афанасьева занижает положение искомой точки, можно считать, что определяемая глубина центра тяжести тела не превышает 1 км. Небольшая по сравнению с диаметром (6 км) глубина центра тяжести и форма графика и позволяют предположить, что гравитационный минимум вызван воронкообразной депрессией, заполненной материалом пониженной плотности (на это указывали результаты вычисления величины плотности промежуточного слоя). Для проверки высказанного предположения рассчитана аномалия на оси перевернутого конуса, которым можно приближенно заменить репрессию. При радиусе $\rho = 3$ км, высоте конуса $h = 2$ км, образующей $H = 3,6$ км, избыточной плотности $\Delta\Sigma = 0,2$ г/см формула

$$\Delta g = 2\pi f \Delta \sigma \frac{h\rho}{H^2} + \left[h + \rho + \frac{h\rho}{H} \ln \frac{(H+h)}{\rho(H-h)} \right]$$

дает величину, равную наблюдаемой аномалии. Объем такого конуса составляет 18 км^3 . Полученный при этом расчете дефект масс $3,6 \cdot 10^{15}$ г хорошо совпадает с результатом расчета по формуле Грина.

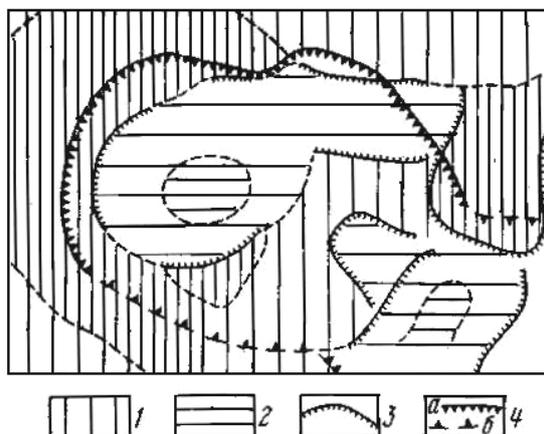


Рис. 17. Схема аномального поля силы тяжести Узонско-Гейзерной депрессии

1-зоны положительных значений аномального поля; 2-зоны отрицательных значений аномального поля; 3-зоны повышенных градиентов; 4-кольцевые разломы ограничения кальдеры (а - установленные, б - предполагаемые). Сгущение штриховки соответствует увеличению интенсивности поля



Рис. 18. Схема магнитного поля ΔT_a Узонско-Гейзерной депрессии. По Л. А. Ривошу

1-зоны положительных значений аномального поля; 2-зоны отрицательных значений аномального поля; 3-кольцевые разломы ограничения кальдеры (а-установленные, б-предполагаемые). Сгущение штриховки соответствует увеличению интенсивности поля

Анализируя геологические и геофизические материалы, можно высказать предположение о том, что рассмотренная воронка имеет взрывной генезис с небольшим последующим обрушением и наложена на уже существовавшую кольцевую структуру. Образованная таким образом депрессия была выполнена отложениями пониженной плотности - раздробленными породами взломаного дна депрессии, пемзами и озерными осадками, что и объясняет наличие четкого гравиметрического минимума. Энергия

образования такой воронки при глубине заложения взрыва $2 \text{ км } 10^{25}\text{-}10^{26}$ эрг (Штейнберг, 1960). Эксплозивная деятельность сопровождалась небольшим последующим проседанием.

Наилучшим образом ограничивающий воронку сбросовый уступ амплитудой 20-100 м читается у подножия горы Узон и у сопки Белой. На отдельных участках он нанесен предположительно. Проявления посткальдерного этапа вулканизма в кальдере Узон представлены экструзивным куполом горы Белой и базальтовым мааром оз. Дальнего. В северной части кальдеры расположено Узонское поле проявления современной гидротермальной деятельности.

Границей, вдоль которой фиксируется смещение в плане двух описанных частей Узонско-Гейзерной депрессии, являются две системы широтных разломов. Одна проходит к верховьям р. Гейзерной, вторая обрывает с севера плато Широкое в западной его части. В обоих случаях они располагаются на границе полей развития кислых и основных лав докальдерного комплекса. На северном разломе этой системы расположен пемзовый конус сопки Открытой, шлейф отложений которого скрывает разломный уступ рельефа на этом участке. Таким образом устанавливается большая длительность жизни системы широтных разломов - они сформировались в докальдерное время и продолжали существовать вплоть до последних стадий развития вулканизма посткальдерного комплекса. Видимые значительные горизонтальные смещения вдоль систем широтных разломов не фиксируются. Они практически не протягиваются за пределы границ вулканотектонической депрессии. Каждый из разломов этой системы (северный с запада, южный с востока) смыкается с разломом обрамления депрессии и также выражен в рельефе сбросовым уступом, амплитуда вертикального перемещения вдоль которого составляет первые сотни метров. Противоположные окончания обоих разломов этой системы оборваны сбросами, секущими борт депрессии и протягивающимися на десятки километров за ее пределы.

Борт депрессии к западу от плато Широкого разорван узким (4 км) секущим грабеном. Он протягивается на юг от Узонско-Гейзерной депрессии к северной части Семячинской вулканотектонической структуры. Грабен образован системой смыкающихся участков северо-восточного и меридионального простираний, в результате чего имеет общую коленчатую форму. Амплитуда сбросового обрамления составляет 150-200 м. Он заполнен рыхлыми отложениями и посткальдерной пирокластикой. Наложение грабена на борт Узонско-Гейзерной депрессии обусловило образование на этом участке секторного обрушения, видимая амплитуда вертикального опускания в пределах которого составляет 350 м. Меридиональные разломы обрамления грабена в виде трещин и мало амплитудных сбросов продолжают в западной части Узонской кальдеры в верховьях р. Гейзерной, борт депрессии разорван системой сбросов северо-восточного простирания, обусловивших клавишное перемещение отдельных блоков на этом участке. Амплитуда вертикальных подвижек отдельных «клавиш» относительно друг друга составляет 10-35 м. Образующие эту систему сбросы протягиваются к южной части кальдеры Крашенинникова, где с ними связаны шлаковые конуса Южной рифтовой зоны. Отмечается общее опускание западного крыла этой системы при стабильном положении восточного.

Важно отметить наличие концентрической относительно Узонско-Гейзерной вулканотектонической депрессии системы разломов и трещин. Элементом ее является описанная выше дуга экструзивных куполов и связанных с ними потоков, следующая вдоль борта депрессии по левобережью р. Гейзерной и оборванная разломом ее обрамления. Трещины и малоамплитудные сбросы концентрической системы широкой дугой обрамляют депрессию с юга и юго-запада. Широтное простирание, которое характерно для них в районе Пятой Речки и руч. Безымянного, постепенно изменяется до северо-западного у урочища Синий дол. Разломы и трещины этой системы определяют конфигурацию рек и ручьев, а также вытянутость озер. Амплитуда смещения по ним невелика - она не превышает первых десятков метров. Тем не менее, характерно то, что они контролируют распределение вулканических центров на обрамлении Узонско-Гейзерной депрессии - на широтных участках трещин в восточной части этой системы в районе р. Шумной располагаются мелкие шлаковые конуса базальтов, а на северо-западных участках в районе урочища Синий дол с ними связаны мелкие одноактные андезитовые вулканы; на северном окончании трещин этой системы расположен крупный андезитовый вулкан Таунищ. Это показывает, что, несмотря на малую амплитуду, разломы и трещины имеют достаточно глубокое заложение. Приуроченность концентрической системы разломов и трещин к Гейзерной кальдере, перекрытие на отдельных участках связанных с ней разломов и трещин моренами и молодой посткальдерной пирокластикой свидетельствует о том, что образование ее связано с существовавшим здесь в докальдерное время крупным центром кислого вулканизма.

Проявление древней гидротермальной деятельности, представленное зонами гидротермально-измененных пород, и участки развития современных гидротерм четко контролируются системами трещин, пересекающих внутреннюю часть Узонско-Гейзерной структуры. Основную роль играет широтная система трещин и мало амплитудных сбросов, протягивающаяся от сопки Узон к горе Белой и далее между экструзиями горы Останец и сопки Гейзерной. В восточной части она совпадает с градиентной зоной силы тяжести, фиксирующей разлом фундамента Гейзерной кальдеры. По данным Г. Ф. Пилипенко, вдоль этой системы трещин расположена подавляющая часть известных в настоящее время зон гидротермальных изменений различного типа. На востоке она рассекает борт депрессии. Здесь вдоль нее располагается серия мелких экструзий, ответвляющихся от дугообразной системы куполов, обрамляющих борт депрессии по левобережью р. Гейзерной. Пересекают борт депрессии также зоны гидротермально-измененных пород,

протягивающиеся широкой полосой к сопке Желтой и южному склону массива Кихпиныча. Проявления современной гидротермальной деятельности сконцентрированы на трех участках.

Первый участок - это многочисленные проявления современных гидротерм в кальдере Узон. Они группируются к северу от основной широтной зоны и связаны с системами трещин северо-западного простирания. Эти трещины отчетливо дешифруются на аэрофотоснимках. У сопки Красной и вулкана Узон они пересекают борт кальдеры. Вдоль них отмечается горизонтальное перемещение уступа, фиксирующего разлом обрамления депрессии. Величина горизонтального смещения верхней бровки уступа в плане составляет 100-150 м. Прямолинейность контролирующих гидротермы трещин северо-западного простирания позволяет говорить о вертикальности их сместителя. Горизонтальные перемещения борта депрессии на участках пересечения его разломами этой системы свидетельствуют о наличии у последних значительной сдвиговой компоненты. Все разломы и трещины северо-западного простирания примыкают к основному широтному разлому и далее на юго-восток не прослеживаются. Это трещины оперения основной зоны широтного разлома. Дополнительную сложность в размещение полей проявлений современной гидротермальной активности вносят малоамплитудные разломы и трещины северо-восточного простирания, обусловившие кулисообразное смещение выводящих гидротермы трещин северо-западного простирания. Положение на линиях северо-западных нарушений разновозрастных вулканических центров (докальдерный базальтовый вулкан Узон и воронка оз. Дальнего) свидетельствует о том, что эта система нарушений заложилась на докальдерном этапе развития структуры и продолжает активно существовать до настоящего времени.

Второй участок расположен в восточной части основной широтной зоны гидротермально-измененных пород (вне Узонско-Гейзерной депрессии к югу от вулкана Кихпиныч). Здесь отмечается интенсивное выделение сернистых газов. Резкий запах сероводорода отчетливо чувствуется в долинах ручьев к северу от сопки Желтой. Участки современной газо-гидротермальной деятельности располагаются на концах основной Широтной зоны нарушений.

Третий участок локализуется вдоль кольцевого разлома обрамления депрессии от среднего течения р. Гейзерной до устья (Долина Гейзеров). На этом участке сконцентрированы все гейзеры и значительная часть горячих источников. Здесь все проявления современных гидротерм располагаются к югу от основного широтного разлома, пересекающего депрессию и контролирующего основную зону развития гидротермально-измененных пород. Видимо, появление здесь гидротерм связано с дренированием основной подводящей гидротермы широтной зоны разломом обрамления депрессии на участке, соответствующем Долине Гейзеров. Зональность химизма вод Узонского поля гидротерм и района Долины Гейзеров, а также типы гидротермальных изменений подтверждают это предположение. Гипотеза о таком дренировании хорошо объясняет также отсутствие современных гидротерм на прилегающем значительном участке основной широтной зоны разлома.

IV. ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Главной чертой вулканизма Узонского района является параллельное развитие центров основного (базальтового) и кислого дацит-липаритового вулканизма на всем протяжении четвертичного времени (табл. 1 и 2, рис. 19). Андезиты с содержанием SiO_2 56-61% практически отсутствуют. Возможно, что базальтовый и кислый вулканизм Узонско-Гейзерной депрессии генетически связаны между собой и представляют выражение единой контрастной серии вулканических пород. Д. И. Фрих-Хар и позднее А. Е. Шанцер установили, что контпастные серии вулканических пород характерны для веохненеогенового вулканизма Камчатки. Э. Н. Эрлих показал, что бимодальное распределение вулканических пород по SiO_2 , отражающее контрастный характер вулканизма, типично для тектонических систем типа Камчатки. Это резко отличает вулканизм районов раннеорогенной фазы развития от островных дуг нормального, курильского типа, для которых типично нормальное распределение вулканических пород по SiO_2 с главным пиком в области андезитов (сравнительно малое количество базальтов и отсутствие значительных масс кислых вулканических пород).

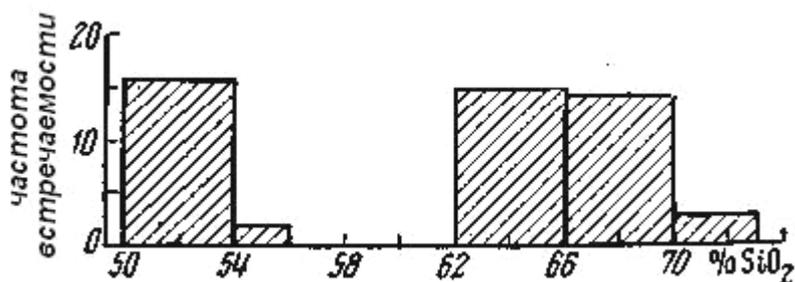


Рис. 19. Гистограмма распределения вулканических пород района Узонско-Гейзерной депрессии по SiO_2

До настоящего времени не было описано конкретных примеров проявления контрастного вулканизма в четвертичное время. Первая попытка сделана для района Узонско-Гейзерной депрессии.

Поскольку именно на четвертичных вулканах достоверно определяются центры вулканизма и последовательность отдельных фаз процесса, и благодаря растянутой временной шкале достигается корреляция наиболее дробных его единиц; такой пример, по-видимому, может служить своего рода эталоном.

Таблица 1
Химический состав основных лав Узонско-Гейзерной депрессии (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO ₂	50,28	51,78	52,08	52,16	52,74	53,16	53,98	53,98	54,44	54,68	54,74	55,38	55,98	50,16	51,14	51,24	54,46	51,82	52,60	54,06	49,34	51,26	56,36	
TiO ₂	0,92	0,95	1,08	1,08	1,15	1,15	0,89	1,39	1,35	1,02	0,85	0,73	0,76	1,19	1,15	1,15	1,52	0,92	1,32	0,96	1,18	1,12	1,35	
Al ₂ O ₃	19,20	18,45	20,22	19,82	18,44	18,87	19,22	11,62	16,10	18,01	19,44	19,22	20,43	18,04	19,06	19,79	16,07	16,29	16,33	16,79	20,65	18,84	15,76	
Fe ₂ O ₃	3,08	3,00	3,56	4,75	2,87	0,74	3,45	2,41	2,05	1,84	3,73	4,92	0,64	3,36	5,03	6,38	8,67	2,71	8,49	3,40	6,60	2,81	3,10	
FeO	7,43	7,03	5,10	4,10	6,86	6,18	5,99	8,19	7,90	6,75	4,92	3,02	5,75	6,87	3,56	1,81	3,64	6,68	1,38	6,49	2,93	7,04	8,00	
MnO	0,30	0,29	0,24	0,32	0,26	0,25	0,28	0,30	0,29	0,25	0,26	0,25	0,20	0,26	0,24	0,23	0,30	0,44	0,44	0,46	0,26	0,22	0,12	
MgO	5,44	4,21	3,00	3,34	3,30	5,05	3,63	3,14	3,20	3,64	3,85	3,69	1,96	5,39	3,89	3,08	4,08	4,88	4,71	3,06	2,64	4,40	2,82	
CaO	8,78	8,51	9,67	8,97	8,18	8,53	7,37	7,66	7,98	8,10	7,34	6,80	8,27	10,22	9,87	9,94	8,54	9,53	9,48	8,96	10,73	9,36	6,87	
Na ₂ O	3,92	3,74	3,40	3,35	4,05	3,35	4,17	4,14	4,18	4,18	4,05	4,17	4,48	3,10	3,20	3,36	3,00	3,37	3,37	3,58	2,52	3,20	3,80	
K ₂ O	0,57	0,60	0,66	0,72	0,67	1,90	0,92	1,33	1,31	0,79	0,80	0,71	0,85	0,59	0,71	0,71	0,74	0,81	0,81	0,91	0,60	0,84	1,37	
H ₂ O ⁻	0,49	0,26	0,02	0,02	0,49	0,00	0,11	0,09	0,13	0,00	0,16	0,15	0,08	0,03	0,05	0,17	0,20	0,74	0,64	0,30	0,34	0,14	0,30	
H ₂ O ⁺	0,12	0,54	0,58	0,82	0,57	0,35	0,54	0,57	0,66	0,27	0,37	1,11	0,80	0,81	1,35	1,19	1,30	0,84	0,29	0,39	1,78	0,49	0,14	
P ₂ O ₅	0,21	0,09	0,29	0,29	0,19	0,29	0,11	0,33	0,38	0,54	0,17	0,16	0,23	0,45	0,46	0,46	0,28	0,48	0,20	0,20	0,30	0,24	—	
Сумма	100,44	99,45	99,0	99,74	99,77	99,82	100,66	100,15	99,27	100,07	100,68	100,31	100,43	100,47	99,71	99,51	99,80	99,51	100,06	99,56	99,87	99,66	100,14	
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																								
a	9,7	9,41	8,31	8,9	9,52	10,4	10,9	13,3	11,2	10,7	9,83	10,6	11,8	7,9	8,5	9,0	8,0	8,86	8,78	9,55	5,1	8,8	10,4	
c	3,4	3,17	10,41	9,7	8,26	7,7	7,8	5,6	5,2	7,0	7,62	8,3	8,5	8,5	9,2	9,8	7,2	6,75	4,67	6,81	10,7	8,8	5,45	
b	22,3	20,08	16,45	16,8	17,86	18,7	17,1	19,5	20,5	17,8	21,68	14,7	12,1	23,7	19,9	16,9	22,6	22,92	24,39	19,47	25,6	20,2	18,08	
d	59,6	62,2	64,83	64,6	64,96	63,2	64,2	63,6	63,1	64,7	60,86	66,4	67,6	59,9	62,4	64,3	62,2	61,46	62,16	64,17	58,6	62,2	65,98	
f'	45,8	51,15	53,24	52,0	54,55	37,3	54,0	52,4	50,2	47,5	35,92	51,8	54,1	42,1	47,0	47,2	51,15	40,80	37,43	50,00	41,0	48,0	57,25	
m'	42,5	32,2	33,11	36,0	33,13	47,0	37,3	27,7	26,9	35,3	28,92	44,8	28,6	39,7	35,2	33,6	32,2	36,81	33,43	27,33	45,0	36,3	26,33	
c'	11,7	16,3	13,65	12,0	12,32	15,7	8,7	19,9	22,9	17,2	35,16	3,4	17,3	18,2	17,8	19,2	16,3	22,39	29,14	22,66	14,0	15,7	16,41	
n	92,0	85,6	88,49	88,5	99,24	73,2	87,1	82,2	82,8	88,4	87,93	90,6	88,5	89,4	88,2	88,5	85,6	85,71	85,71	85,25	70,0	85,2	80,26	
t	1,3	2,2	1,59	1,6	1,57	1,7	1,2	1,9	1,8	1,4	1,19	0,9	1,1	1,8	1,7	1,7	2,2	1,26	1,79	1,31	—	1,6	1,78	
φ	8,6	34,4	20,13	35,6	14,14	33,8	1,2	10,6	11,2	9,0	14,00	29,3	47,6	12,4	22,8	34,9	34,4	10,43	11,14	15,10	—	12,1	14,50	
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Q	—	-2,31	2,63	1,7	1,42	2,1	—	-1,0	1,4	0,8	-5,55	3,3	3,1	-4,5	-4,4	0,8	1,2	-1,54	2,09	2,43	—	—	6,53	

Примечание:

1, 2 — базальты хр. Промежуточного; 3, 4 — базальты района Верхний Стан; 5 — базальт хр. Промежуточного (верх разреза); 6-7 — базальты района Верхний стан; 8-9-10-11-12-13 — базальты хр. Промежуточного; 14-15-16 — базальты Борта кальдеры Узон (дональдерный комплекс); 17 — базальт Борта в. Рейзерной; 18-19-20 — базальты Борта Узонской кальдеры под горой Озерной; 21-22 — базальты вулкана Узон; 23 — андезит-базальт маара Дальнего. Анализ выполнен в химической лаборатории Института вулканологии.

Таблица 2

Химический состав кислых вулканических пород района Узонско-Гейзерной депрессии (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	61,88	64,56	65,32	65,72	66,68	67,40	61,56	64,62	64,48	66,58	65,40	63,42	68,10	64,22	64,58	67,28	65,46	72,64
TiO ₂	0,77	1,22	0,92	0,92	0,20	0,80	0,86	1,12	1,02	0,90	1,26	0,62	0,47	0,72	0,72	0,39	0,36	0,56
Al ₂ O ₃	15,87	14,59	14,13	15,34	15,20	14,95	14,15	14,85	15,31	13,22	15,29	17,78	15,55	15,88	15,98	14,79	15,26	13,22
Fe ₂ O ₃	1,63	1,35	0,73	2,66	2,33	1,97	2,83	2,73	2,00	1,91	2,43	0,63	0,65	0,91	1,11	1,00	1,01	0,35
FeO	4,88	3,71	6,40	2,01	2,73	2,81	1,32	3,39	2,73	2,62	2,21	2,91	1,77	2,85	2,72	3,40	3,86	1,78
MnO	0,12	0,20	0,15	0,17	0,09	0,13	0,16	0,17	0,20	0,24	0,19	0,18	0,14	0,22	0,18	0,18	0,19	0,15
MgO	2,06	1,78	0,85	0,85	0,86	1,23	1,66	1,32	1,25	1,02	1,47	1,27	0,91	1,59	1,41	1,74	1,89	0,44
CaO	5,83	3,78	4,00	2,80	3,22	3,66	3,66	4,20	4,24	3,68	3,88	5,41	3,29	4,30	4,11	3,93	4,55	2,17
Na ₂ O	3,62	4,98	4,17	4,20	5,06	4,38	3,66	4,00	4,35	5,59	4,95	5,33	5,57	4,68	5,31	4,55	4,60	4,52
K ₂ O	1,75	2,08	2,43	1,94	2,06	2,11	1,72	2,05	2,02	2,34	1,96	1,72	2,32	1,92	1,94	2,07	1,98	3,25
H ₂ O ⁻	0,08	0,16	0,06	0,48	0,06	0,10	4,42	0,03	0,01	0,12	0,17	0,10	0,26	0,06	1,01	0,12	0,44	н/об.
H ₂ O ⁺	0,75	0,95	0,24	2,15	0,52	0,59	3,35	0,60	1,54	0,84	0,42	0,39	0,85	1,96	1,01	0,60	0,86	0,56
P ₂ O ₅	0,33	0,15	0,12	0,30	0,32	0,28	0,16	0,43	0,28	0,86	0,25	0,26	0,13	0,21	0,20	0,22	0,20	0,33
CO ₂	0,50	—	0,68	—	0,40	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,87	99,51	99,18	99,52	99,73	99,49	99,51	99,51	99,43	99,92	99,78	100,02	100,01	99,52	99,52	100,27	100,38	99,97
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																		
a	9,8	13,91	12,39	12,3	14,3	12,5	11,4	10,2	12,7	15,14	13,5	14,21	15,39	13,33	14,38	12,90	13,10	14,25
c	3,3	2,70	3,27	3,5	3,4	3,7	4,5	5,2	4,1	1,03	3,4	4,90	2,56	4,10	3,51	3,40	3,60	1,38
b	12,9	9,79	10,44	7,5	5,4	7,1	7,4	8,2	7,7	9,17	8,2	7,38	5,25	7,70	7,62	7,40	8,50	3,97
d	74,0	73,60	73,90	78,7	76,9	76,7	76,4	75,5	74,65	74,8	73,41	76,79	74,80	74,49	76,30	74,80	74,80	80,40
f'	41,3	49,65	70,32	58,3	84,0	60,9	55,0	71,0	57,5	45,82	53,8	47,60	44,87	49,11	49,55	57,00	57,00	53,33
m'	28,8	31,03	13,54	14,4	26,0	28,6	41,0	28,2	27,5	18,18	29,7	30,00	28,40	35,71	31,53	39,50	38,80	16,66
c'	29,9	19,31	16,13	—	16,0	10,5	4,0	0,8	15,0	36,0	16,5	22,40	26,92	15,17	18,92	—	4,20	30,00
n	81,6	78,64	72,81	76,8	79	76,1	76,7	84,0	76,9	78,85	80,4	82,52	78,50	79,16	80,95	77,40	77,90	67,59
t	2,1	1,37	1,00	0,9	0,21	0,7	0,8	1,3	1,2	0,98	0,92	0,77	0,52	0,84	0,80	0,40	0,50	0,49
φ	15,2	11,41	5,16	30,5	50	34,1	—	29,1	21,2</									

Компоненты	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	69,78	69,92	70,66	70,68	70,00	70,84	71,16	71,60	72,36	71,94	66,46	73,22	60,66	63,04	63,08	63,42	66,94
TiO ₂	0,56	0,46	0,23	0,36	0,52	0,52	0,51	0,52	0,49	0,49	0,92	0,39	0,72	0,62	0,68	0,72	0,49
Al ₂ O ₃	13,76	14,56	14,89	14,56	14,52	14,14	14,65	14,16	13,08	12,61	15,19	12,16	10,87	14,72	16,81	14,80	13,87
Fe ₂ O ₃	1,00	0,74	0,90	1,51	1,14	0,48	0,57	0,47	0,66	0,55	0,62	3,00	10,47	1,84	2,27	1,43	0,79
FeO	2,57	2,61	2,45	2,22	1,58	1,61	1,06	1,50	2,62	2,62	3,11	0,19	10,47	1,49	0,91	2,04	1,89
MnO	1,15	0,15	0,15	0,13	0,17	0,16	0,16	0,16	0,23	0,25	0,27	—	0,12	0,17	0,11	0,18	0,14
MgO	0,79	1,41	1,37	1,55	0,91	0,75	0,67	0,75	0,38	0,37	1,36	0,49	1,05	0,74	0,89	1,21	0,81
CaO	2,60	1,54	1,48	1,45	2,34	2,57	2,57	2,29	2,09	2,07	3,74	0,80	2,50	3,59	1,84	3,52	2,38
Na ₂ O	4,62	5,06	4,89	4,95	5,25	5,49	4,88	5,17	4,78	4,57	5,31	4,25	2,14	3,34	1,49	3,08	3,86
K ₂ O	2,35	2,45	2,45	2,45	2,48	2,49	2,64	2,50	3,20	3,26	1,92	3,47	0,64	2,16	1,87	1,93	2,47
H ₂ O ⁻	0,90	0,06	0,08	0,08	n/о/е	0,04	0,42	0,04	0,24	0,28	0,06	0,28	2,18	2,04	3,31	1,27	0,79
H ₂ O ⁺	0,34	0,51	0,30	0,28	0,95	0,81	0,35	0,36	0,25	0,31	0,24	0,73	3,88	6,28	5,91	5,99	4,92
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,15	0,19	0,37	0,41	0,36	0,08	0,06	0,13	0,26	0,34	0,07	0,19	0,14	0,18	0,13
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,55	99,63	100,00	100,41	100,32	100,01	99,94	99,60	100,44	99,45	99,46	99,32	100,57	100,27	99,47	99,77	99,48
Числовые характеристики, по А. Н. Заваричу																	
a	13,30	14,20	13,75	13,80	14,78	15,96	14,34	14,60	14,54	14,84	14,07	13,96	5,68	11,30	6,47	10,22	12,43
b	2,40	1,90	1,70	1,70	1,99	1,12	2,41	1,93	1,11	0,71	2,96	0,99	3,08	4,76	2,36	4,52	3,02
c	5,50	6,40	7,21	7,20	5,37	5,07	3,47	3,92	5,11	5,45	7,47	3,65	21,45	5,27	13,60	7,66	6,03
S	78,80	77,50	77,34	77,30	77,86	77,85	79,78	79,55	79,24	79,00	75,50	81,39	69,79	78,66	77,67	77,60	78,52
f'	81,70	49,00	43,63	48,40	59,25	38,96	48,07	49,15	60,25	57,83	30,63	74,54	88,85	64,78	22,16	46,06	44,18
m'	24,70	36,50	30,91	34,50	27,16	23,37	32,69	30,5	12,82	9,64	49,54	21,81	8,28	23,94	11,84	28,57	23,26
c	13,60	—	—	—	13,58	37,76	19,23	20,34	26,92	32,53	19,82	—	—	—	—	—	—
n	75,30	75,80	75,23	75,50	75,89	73,55	73,33	75,45	69,36	69,02	80,95	64,76	85,00	70,00	54,42	71,42	69,60
t	0,60	0,50	0,25	0,40	0,51	0,56	0,50	0,50	0,49	0,49	0,98	0,40	0,88	0,75	0,56	0,85	0,53
ψ	14,80	9,40	10,91	16,30	17,29	7,78	15,38	10,16	10,25	8,43	7,20	69,09	42,03	30,98	15,13	17,14	11,62
α'	—	14,50	25,45	19,10	—	—	—	—	—	—	—	—	3,63	2,86	11,26	66,00	24,76
Q	—	24,70	25,48	25,20	24,17	22,66	28,47	27,97	28,29	27,61	19,90	38,33	19,46	29,97	38,84	30,24	28,16

1—дацил из лавового потока разреза лавы Широкого (правый борт р. Шумной); 2—дацил из лавового потока в разрезе плато Широкого (левый борт ручья Безмякиного); 3—дацил из лавы правого борта ручья Безмякиного; 4—дацил из лавы левого борта р. Гейзерной; 5—дацил из лавового потока правого борта р. Шумной; 6—дацил из лавового потока в разрезе плато Широкого; 7—дациловый агломеративный туф в разрезе плато Широкого; 8—дациловый агломеративный туф в разрезе плато Широкого; 9—дациловый агломеративный туф в разрезе плато Широкого; 10—дациловый агломеративный туф в разрезе плато Широкого; 11—дациловый агломеративный туф в разрезе плато Широкого; 12—13—дациловый агломеративный туф в разрезе плато Широкого; 14—15—16—17—дацилы островной горы Белой; 18—19—20—21—22—23—24—25—26—дацилы из островной и лавовых плато Широкого; 27—28—дацилы из лавового потока горы Озерной; 29—гранитный ксенолит из пирокластичекого плато Широкого; 30—плавящийся гранитный ксенолит из пирокластичекого плато Широкого; 31—35—пемзовые и псифитовые туфы Узон-Гейзерной депрессии. Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии.

Базальты являются петрографически однородными породами. Лавы представляют собой серые, темно-серые породы с макроскопически видимыми вкрапленниками плагиоклаза и мелкими зернами пироксена и окисленными кристаллами оливина. Под микроскопом обнаруживается серийно-порфиновая структура с вариациями структуры основной массы от типично интерсертальной, иногда пилотакситовой, до микролитовой. При общей однородности состава вкрапленников по относительному количеству различных темноцветных минералов среди базальтов выделяются две разновидности: оливин-двупироксеновые базальты с содержанием оливина 2-4% и двупироксеновые базальты, в которых оливин встречается лишь в отдельных зернах.

Плагиоклаз - постоянный минерал вкрапленников всех разновидностей базальтов. Форма и размер его выделений разнообразны. Преобладают удлиненно-таблитчатые и лейстовидные кристаллы размером от 0,2 до 1 мм. Встречаются как совершенно прозрачные неоплавленные зерна, так и корродированные зональные, переполненные включениями стекла. Средний номер плагиоклаза вкрапленников 62-66 с вариацией состава от № 59 до № 68. Микролиты содержат 50-58% An. Состав внешних зон зональных кристаллов близок составу микролитов. Оливин - второй по распространенности минерал оливин-пироксеновой разновидности базальтов. Размер выделений 0,3-0,4 мм. Оптические свойства крупных неизмененных вкрапленников следующие: N_g 1,720, N_m 1,701, N_p 1,685, $N_g - N_p$ 0,35, $2V = 85-88^\circ$, что соответствует составу $Fa_{32}Fo_{78}$. Большая часть кристаллов оливина сильно резорбирована, разломана, переполнена включениями стекла. По трещинам спайности и вокруг них оливин заполнен окислами железа, иногда замещается гиперстеном. Моноклинный пироксен образует идиоморфные зерна размером 0,2-0,4 мм, редко встречаются более крупные выделения до 1,5 мм. В большинстве вкрапленников хорошо заметна спайность по двум направлениям. Часто отмечаются простые (двойники по (100)), редко сложные. По оптическим свойствам - это обычные авгиты эффузивных пород. $C: N_g$ 41-42,5-43°; $27 = 50-51-52^\circ$; $N_g - N_p$), 21-0,23-0,27. Молекулярный состав: Wo 35-38, En 44-46-49, Fs 13-5-17. В основной массе всех разновидностей базальтов моноклинный пироксен присутствует в виде зеленовато-окрашенных продолговатых кристаллов размером 0,01-0,05 мм. $C: N_g$ 43-44°; $27 = 44^\circ$.

Характерной особенностью всех описываемых лав является повсеместное присутствие в них небольших количеств ромбического пироксена в виде вкрапленников (0,5-1%, реже 1,5% объема породы). Размеры зерен 0,2-1-0,6 мм; часты двойники. $N_g - N_p$ 0,09, $2V = 60$; - 62; - 64, - 67°, что соответствует гиперстено с 35 - 40% Fs.

Две отмеченные разновидности базальтов разделяются и по структуре основной массы. В оливин-пироксеновых базальтах порода хорошо раскристаллизована, структура основной массы интерсертальная, иногда близкая к пилотакситовой. Стекла немного, оно чистое, прозрачное ($N=1,547$). Микролиты плагиоклаза имеют относительно крупные размеры (до 100 μ), часто почти изометричны и содержат 55—58% An. Микролиты моноклинного пироксена часто также изометричны или имеют таблитчатые формы. $C: N_g$ 43, $2V = 44^\circ$. Много магнетита. Двупироксеновые плагиоклазовые базальты характеризуются менее раскристаллизованной, более тонкозернистой структурой, близкой к микролитовой, микропилотакситовой.

Среди микролитов преобладает плагиоклаз, моноклинный пироксен, очень много магнетита: стекло часто темное, бурое, переполненное магнетитовой пылью.

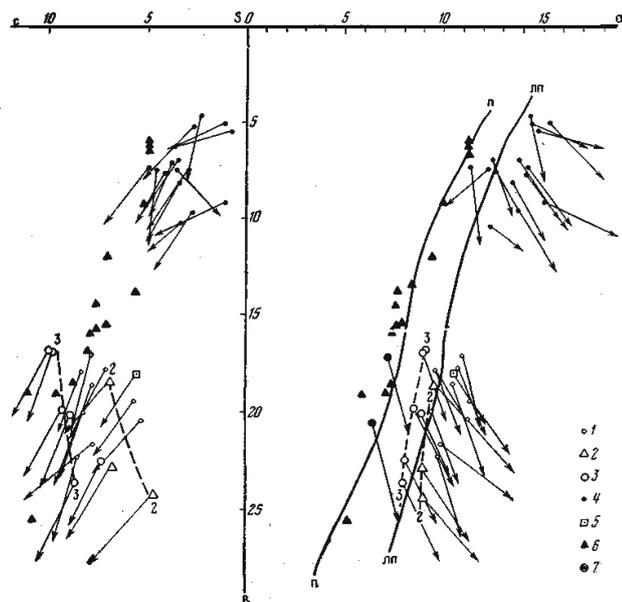


Рис. 20. Диаграмма химического состава вулканических пород района Узонско-Гейзерной депрессии

1 - лавы основного состава докальдерного комплекса - аналоги лав плато Камчатки. Лавы основного состава докальдерного комплекса в разрезе борта Узонско-Гейзерной депрессии; 2-под вулканом Узон; 3-под горой Озерной; 4-лавы и экструзии кислого состава всех трех комплексов; 5-лавы маара оз. Дальнего; 6 - лавы и экструзии посткальдерного комплекса Семячинской кольцевой структуры; 7- лавы вулкана Узон

Общей особенностью минерального состава базальтов является практическое отсутствие минералов ранних фаз кристаллизации, характеризующих условия высоких давлений и температур реликтовых плагиоклазов № 75-90, протознстатитов, кальциевых пироксенов и высокомагнезиальных оливинов. Ассоциация пироксенов и плагиоклаза, присутствующих в описанных базальтах, относительно низкотемпературная и связана с кристаллизацией в верхних частях подводющего канала. В этом отношении они аналогичны базальтам Карымского района, где также наблюдается параллельное развитие центров базальтового и кислого вулканизма (Иванов, 1970). Эволюция химического состава продуктов последовательных стадий базальтового вулканизма, развивающихся параллельно с прогрессирующим кислым вулканизмом, характеризуется резким снижением содержания щелочей (рис. 20, см. табл. 1).

Снижение щелочности сопровождается некоторым уменьшением содержания SiO_2 (от 56—52% в базальтах плато района Верхний Стан до 49-51% в базальтах вулкана Узон) и суммы темноцветных компонентов (*b* по А. Н. Заварицкому). Содержание анортитовой извести (*c* по А. Н. Завгрицкому) в базальтах последовательных стадий вулканизма нарастает. При этом возрастание значений *c* в наиболее основных разностях базальтов отвечает общему ряду дифференциации крупных стратовулканов типа Ключевской сопки. В крупных базальтовых стратовулканах типа Ключевской и Кроноцкой сопки процесс накопления анортитовой извести наблюдается в виде непрерывного ряда дифференциации, в Узонско-Гейзерном районе он проявляется в выплавке (или поступлении на поверхность) последовательно эволюционировавших базальтов нескольких фаз вулканизма. Однако если в вулканах типа Ключевской сопки содержание щелочей в базальтах остается постоянным, щелочность последовательных фаз резко уменьшается. Даже при наиболее низких содержаниях щелочей (соответствующих океаническим толеитам) содержание Al_2O_3 достаточно постоянно (17-19%), т. е. отвечает обычным высокоглиноземистым базальтам. Последовательность выделения минералов вкрапленников также соответствует схеме кристаллизации высоко глиноземистых базальтов. Очевидно, все эти особенности связаны с отделением кислых магм от исходных магм основного состава.

Кислые вулканические породы представлены лавами, экструзивными куполами и игнимбритами, связанными между собой единством петрографических особенностей и общностью петрохимических свойств. По изменению содержания SiO_2 среди кислых вулканических пород выделяются две группы - дациты и липариты (см. табл. 2).

Вулканические продукты дацитового состава широко развиты в докальдерном комплексе (лавы и игнимбриты плато Широкого, устья р. Гейзерной, левого притока р. Шумной) и среди отложений кальдерообразующей фазы вулканизма (игнимбритовые покровы). Значительно меньшее развитие имеют породы этого состава в посткальдерную стадию развития вулканизма. Ими сложены отдельные экструзии начала посткальдерного этапа (гора Белая, сопка Останец).

Дациты, слагающие лавовые потоки и экструзии плато Широкого и левобережья р. Шумной, характеризуются удивительным однообразием петрографического состава и незначительными вариациями химизма.

Как правило, это серые, темно-серые, иногда почти черные породы с хорошо выраженной столбчатой, иногда веерной отдельностью, плотные, слабопористые, иногда с заметными фенокристаллами плагиоклаза, пироксена, рудного минерала. Под микроскопом породы обнаруживают серийно-порфиновую структуру с гиалиновой микролитовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Среди вкрапленников всегда преобладает плагиоклаз, в небольших количествах присутствует пироксен. Очень редко встречаются отдельные зерна амфибола и рудный минерал.

Таблица 3
Минеральный состав кислых пород Узонско-Гейзерной депрессии (в %)

Породы	Плагиоклаз	Пироксены	Амфибол	Магнетит	Сферолиты	Основная масса
Дацитовые лавы	5-7-10 10-15	2,5-2,2 3-5	—	1-1,5	—	75-80
Экструзии дацитового состава	9-15 12-20-22	1,5-3 3,8-4	2 —	2,5 1,5-1	—	70-80
Игнимбриты дацитового состава	10-15 10-25	1-2-5 2-4	—	1	—	75-85
Липаритовые лавовые потоки	7-10 7-8	1-1,5 1-1,5	1 —	1,5 1,2	25	85-58
Липариты экструзий	13-16	0,8-1	0,2-0,5	0,9	—	85
Сферолитовые липариты	12	1	1-0,9	0,5	39	48

Дациты и андезиты-дациты лавовых потоков и экструзий докальдерного комплекса содержат минимальное количество вкрапленников. Количество вкрапленников в посткальдерных дацитовых экструзиях горы Белой и сопки Останец резко возрастает (табл. 3).

Плагиоклаз - преобладающий минерал вкрапленников. Он составляет от 2-5 до 15% объема породы. Присутствует как в виде отдельных крупных (до 1,5 мм) кристаллов, часто оплавленных, резорбированных, переполненных частицами стекла, так и в виде многочисленных мелких прозрачных зерен (табл. 4). Ромбический и моноклинный пироксены встречаются в этих дацитах в очень небольших количествах в виде мелких кристаллов, обычного для дацитовых лав габитуса и состава. Состав ромбического пироксена по углу оптических осей ($2V = -63-66^\circ$) соответствует гиперстенам с 30-31% Fs (Винчелл 1953). Гиперстен и авгит имеют примерно одинаковые размеры (0,2-0,5 мм) идиоморфные зерна. Иногда гиперстен обрастает авгитом.

Таблица 4
Оптические свойства минералов-вкрапленников в кислых породах Узонско-Гейзерной депрессии

Группа пород	Количество вкрапленников, %	Номер плагиоклаза		Гиперстен		Авгит			Амфибол		
		от	до	$2V$	$Ng-Np$	$2V$	$C:Ng$	$Ng-Np$	$2V$	$C:Ng$	$Ng-Np$
Лавы дацитовые	10-15	44	48	61	0,010	55	45	0,019	—	—	—
		50	53	63	0,011	58	42	0,020	—	—	—
		46	56	62	0,09	57	44	0,021	—	—	—
Экструзии дацитового состава	15-20	40	42	61	0,09	55	43	0,019	—	—	—
		44	51	62	0,09	56	40	0,020	—	—	—
		50	53	63	0,011	54	41	0,018	—	—	—
		52	53	61							
Игнимбриты дацитового состава	10-25 10-15	40	50	-54	0,011	52	42	0,020	—	—	—
		42	52	-60	0,012	54	43	0,018	—	—	—
		50	58	-58	0,013	54	45	0,017	—	—	—
Липариты	10-16 10-11	39	40	-68	0,010	55	37	0,019	-70	3-5	0,021
		38	42		0,010	52	39	0,021			0,035
		42	44	-58	0,011						

Основная масса характеризуется гиалопилитовой, гиалитовой, иногда микролитовой структурой и представляет собой бурое прозрачное, а иногда черное непрозрачное стекло с небольшим количеством чистых прозрачных микролитов плагиоклаза, пироксенов и рудного минерала. В некоторых дацитовых лавовых потоках структура основной массы становится типично микролитовой, состоящей из тонкого войлока микролитов плагиоклаза, редких пироксенов и стекла. В таких лавах, как правило, содержится наименьшее количество фенокристаллов; они приближаются к афировым разностям.

Игнимбритовые покровы, связанные с кальдерообразующей фазой вулканизма Узонской структуры, а также игнимбритовые слои, залегающие внутри докальдерного комплекса кислых лав плато Широкого,

при большом разнообразии текстурных их разновидностей характеризуются стабильностью состава и петрографических особенностей. Они относятся к типичным дацитам с содержанием кремнекислоты от 65 до 68%. Состав агломератовых туфов в этих же разрезах несколько более основной (62—64% SiO_2).

Игнимбритовые прослои, описанные в низах разреза плато Широкого, сложены наиболее кислыми дацитовыми породами группы дацитов (68% SiO_2), но несколько отличаются от пород игнимбритовых покровов главной кальдерообразующей фазы. Главной текстурной разновидностью этого слоя являются умеренно сваренные светло-бурые игнимбриты с хорошо выраженной плитчатой сдельностью, землистым изломом, в нижней части которых наблюдаются линзовидные включения шелковистой пемзы (0,5-1 м). В верхней части слоя игнимбриты становятся более плотными крепкими розовато-серыми породами со столбчатой и блоковой отдельностью, флюидалной текстурой, обусловленной наличием светло-бурых полосок шириной 1 - 2 см с большим количеством кристаллической фазы (до 25%), с небольшим количеством посторонних обломков (10%), из-за чего порода приобретает лавоподобный облик. Среди кристаллической фазы преобладает плагиоклаз (от 10—15 до 25%) в виде идиоморфных кристаллов, обломков кристаллов. Он часто зонален, сдвойникован, по составу варьирует от 40 до 50% An.

Темноцветных минералов отмечено 2-3%. Моноклинный пироксен обычно вставляет 1-2%; $2V = +54^\circ$, $C: Ng 42^\circ$. Количество ромбического пироксена 2-2,5%. $2V = -58-60^\circ$. Магнетит составляет до 1% объема породы. Витрокластическая основная масса несет следы пепловой структуры и переходит в перлитовое стекло. По составу основная масса достаточно однообразна. Показатель преломления $N 1,500—1,505$. Типичны флюидалные текстуры, такситовые структуры. В целом эти игнимбритовые прослои по составу и петрографическим характеристикам практически не отличаются от дацитовых лавовых потоков этих же разрезов.

Дацитовые игнимбриты, слагающие покровы, связанные с образованием Узонско-Гейзерной структуры, имеют по петрографическим признакам ряда отличий от игнимбритов разреза плато Широкого. Основные разновидности этих покровов - плотный, иногда пористый фьямме-игнимбриит, содержащий черные линзы дацитового стекла, и серый, легкий игнимбриит, состоящий из спекшихся частиц светло-бурого стекла, с тонкими линзочками черного обсидианового стекла. Эти разновидности игнимбритов отличаются меньшим количеством кристаллической фазы, большим количеством чужеродных обломков и стекловатой основной массой, содержащей два стекла - светлое и бурое.

Основная масса имеет пеплово-пемзовую структуру; стекло девитрифицировано, часто превращено в микрофельзитовый агрегат. Пустоты заполнены микроагрегатом минералов - тридимитом, кристобалитом, полевым шпатом. Значение показателей преломления стекла в основной массе $N 1,505-1,510$. Среди кристаллической фазы преобладает плагиоклаз (5-10-15%). Он часто идиоморфен, иногда корродирован, зонален. В основном это андезин № 49-52. Зерна моноклинного и ромбического пироксенов обычные. Количество их не превышает 1-3%. Магнетит составляет около 1%. Эти разновидности главного игнимбритового покрова Узон-Гейзерной структуры имеют состав типичный для дацита (SiO_2 65-66%), несколько более основного, чем нижележащие игнимбритовые слои, и в точности соответствуют составу дацитов, слагающих комплекс кислых лавовых толщ плато Широкого.

Игнимбриты при большом разнообразии текстурных разновидностей характеризуются большим сходством минерального состава. Они относятся к порфиорокластическому типу (Сперанская, 1966). Во всех разновидностях кристаллическая составляющая представлена одинаковым набором минералов (плагиоклазом - андезином, ромбическим, моноклинным пироксеном, магнетитом, иногда акцессорным апатитом). Состав плагиоклазов и пироксенов в целом не меняется во всех горизонтах игнимбритов. Игнимбриты, относящиеся к докальдерному комплексу Узонско-Гейзерной структуры, отличаются несколько более кислым составом (SiO_2 68%), большим количеством кристаллической фазы, малой примесью посторонних обломков и большей степенью спекания. Самые молодые игнимбриты Узонской структуры содержат меньше кристаллической фазы. Для основной массы не характерна пневматолитовая кристаллизация и девитрификация.

Липариты (липарито-дациты, 69-73% SiO_2) связаны с последней стадии активной вулканической деятельности, начавшейся после образования Узонско-Гейзерной депрессии и продолжавшейся, по-видимому, до голоцена (SiO_2 69-73%). Липаритами сложены молодые экструзии и небольшие липаритовые вулканы с вершинными экструзивными монолитами (сопка Гейзерная, плато Круглое, лавовые потоки горы Озерной и др.). По геологическому положению петрографическим особенностям и химическому составу они представляют естественное завершение эволюции пород группы дацитов.

Липаритовые потоки и экструзии имеют главные текстурные разновидности от пемзовидных светлых зеленовато-серых липаритов перлитового типа через плотные массивные стекла обсидианового типа красного и черного цвета и полустекловатые сферолитовые полосчатые липариты, слагающие промежуточные зоны к массивным флюидалным раскристаллизованным липаритам. Изучение минерального состава этих разновидностей показало некоторое различие в содержании кристаллической фазы (см. табл. 3). Максимальное количество кристаллической фазы наблюдается в сферолитовых полустекловатых липаритах и обсидиановых стеклах. Разница между минимальными и максимальными содержаниями вкрапленников в отдельных разновидностях достигает 10%. Преобладающим минералом среди вкрапленников является плагиоклаз. Среднее содержание его 11,2%, при общем колебании значений от 6,5 до 16%. По составу он отвечает андезину № 35-45%. Средний состав соответствует № 40. Изменения

количества вкрапленников темноцветных минералов, ромбического и моноклинного пироксенов и роговой обманки, вероятно, в связи с весьма малыми их содержаниями в породе, незначительны (1,0-1,5%).

С взрывной деятельностью, сопровождавшей рост липаритовых экструзий, видимо, связано образование толщи пирокластических отложений, кроющих игнимбриту и бронирующих плато Широкое. В этих толщах рыхлых пирокластических отложений встречено множество ксенолитов интрузивных пород преимущественно гранодиоритового и гранитного составов. Среди обломков полнокристаллических пород обнаружено большое количество ксенолитов гранитного состава, несущих следы явного плавления. Они представляют собой породы кислого, гранитного состава, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, редкого плагиоклаза и небольшого количества темноцветных минералов.

Изучение образцов показало, что при плавлении стекло появляется на границе зерен кварца и полевого шпата, затем между полевыми шпатами. Одновременно начинают изменяться (распадаться) пироксены. При дальнейшем увеличении расплава стекло пронизывает всю породу, фиксируясь в виде жилок и слоев. В расплавленных ксенолитах количество стекла достигает 75%, порода приобретает вид настоящего эффузива, вкрапленниками служат реликты калиевого полевого шпата, резорбированного кварца и мелкие зерна пироксена, чаще всего опациitized. Характерной особенностью реликтов полевых шпатов является широкое развитие ситовидных, губчатых, сотовидных структур и структур типа отпечатков пальцев. Эти структуры развиваются в краевых частях кристаллов и постепенно захватывают их целиком. Появление их обусловлено предпочтительным плавлением вдоль плоскостей спайности и трещин. Кварц остается чистым во все стадии плавления, границы его со стеклом резкие, геpravильные. Реликтовый кварц заметно более трещиноват, чем в материнской породе. Отмечается перекристаллизация краевых частей зерен кварца в grano-кластовый агрегат, при этом показатель преломления кварца понижается.

Стекло плавящихся пород черное или коричневатое, под микроскопом чистое, прозрачное, в основном бесцветное, иногда окрашено в бурые тона вокруг опациitized реликтов пироксенов, не содержит микролитов. Оно абсолютно изотропно, показатель преломления 1,494-1,497 (SiO₂ 74%). Характерны высокая пористость и наличие трещинок перлитовой отдельности. Химический состав стекла практически идентичен составу породы начальной стадии плавления (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав плавящихся ксенолитов (в вес.%)

Компоненты	1			2			3		
	1	2	3	Компоненты	1	2	3		
SiO ₂	73,22	74,02	75,04	CaO	0,80	1,62	1,03		
TiO ₂	0,39	0,16	0,10	Na ₂ O	4,25	4,10	4,10		
Al ₂ O ₃	12,16	13,15	12,53	K ₂ O	3,47	2,85	3,16		
Fe ₂ O ₃	3,00	1,38	1,33	H ₂ O ⁻	0,28	—	—		
FeO	0,19	0,80	0,69	H ₂ O ⁺	0,73	1,12	1,10		
MnO	—	0,09	0,08	P ₂ O ₅	0,34	0,06	0,07		
MgO	0,49	0,19	0,09	С у м м а	99,32	99,54	99,32		

1- гранит начальной стадии плавления; 2-вулканическое стекло из гранита начальных стадий плавления; 3-вулканическое стекло из гранита конечных стадий плавления.

По химическому составу и петрохимическим свойствам плавящиеся гранитоиды полностью аналогичны липаритам молодых экструзий (гора Озерная, плато Круглое). Они связаны с толщами взрывных пирокластических отложений послекальдерного комплекса, предвещающих появление молодых липаритовых экструзий. По-видимому, они представляют собой корку или закристаллизованное краевые части того вулканического очага, который поставлял кислые липаритовые лавы на поверхность, вовлекая в извержение закристаллизованные части магмы.

Следует отметить важную особенность минерального состава кислых вулканических пород - преобладание среди цветных минералов пироксенов. Амфибол присутствует практически как аксессуарный минерал. Это определенно свидетельствует о «сухости» магм.

Единство пород этой группы отражается и в общности петрохимических характеристик всех входящих в ее состав пород. При вариациях содержания SiO₂ от 65 до 72% содержание щелочей составляет 6-8%, Na всегда преобладает над K. Значение параметра *a*, отражающего щелочность пород, колеблется для одних и тех же игнимбритов или для сходных по составу пород экструзивных куполов и лав. Он имеет значения от 12,5 до 15. При этом породы с меньшим содержанием щелочей часто пересыщены глиноземом. Это отражает, по-видимому, начальную фазу развития тенденции к общему снижению щелочности в кислых вулканических породах посткальдерной фазы, отмеченной для ряда кальдер Камчатки, таких, как Больпе-Семячинская, Хангарская. Четкое проявление этой тенденции связано с развитием порфириновых серий кислых вулканических пород, содержащих до 20-25% вкрапленников. Такие породы в Узонско-Гейзерной депрессии практически отсутствуют. Для решения вопроса о соотношении базальтового и кислого вулканизма важно подчеркнуть, что фигуративные точки пород базальтов плато располагаются в начале, а дацит-липаритового состава - на окончании вариационной линии базальт-андезитовых серий Восточной Камчатки. Это свидетельствует о родственности пород обоих типов вулканизма.

Родственность продуктов базальтового и кислого вулканизма говорит о единстве источника их происхождения. Учитывая данные по другим районам проявления кислого вулканизма Камчатки (Эрлих, Мелекесцев, 1971), можно говорить об общности мантийного источника питания вулканов обоих типов. Отделение от исходного расплава кислых магм приводит к специфическим изменениям химизма связанных

с ним базальтов, в результате чего они достаточно четко отличаются от базальтов районов проявления базальт-андезитового вулканизма. Одновременность проявления кислого и базальтового вулканизма свидетельствует о специфике условий, необходимых для отделения кислых дериватов. Кислый вулканизм связан с формированием в коре крупных периферических очагов. На существование их указывают мощные игнимбритообразующие выбросы кислой пирокластики, приводящие к образованию кальдер и вулканотектонических депрессий.

У. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ И КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ УЗОНСКО-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ

Элементы литофильной группы (Rb, Li, U, Th) и элементы группы железа (V, Cr, Ni, Co) используются для выяснения происхождения основных и кислых вулканитов.

Оценка распространенности этих элементов, а также рудных (Hg, Zn, V, Mo, Sn, W, Ag, Au) позволяет определить исходную концентрацию, характерную для неизменных пород данного региона. Интересно проследить эволюцию химизма пород одного состава в пределах трех разновозрастных комплексов - докальдерного, кальдерообразующего и посткальдерного. Для сопоставления приводится материал по аналогичному району Семячинской депрессии. Основной посткальдерный вулканизм очень слабо проявлен в Узонско-Гейзерной депрессии и широко - в Семячинской.

В вулканических породах были определены Na, K, Li, Rb, Cs (методом пламенной фотометрии), V, Cr, Ni, Co, B, Sn (спектральным методом), Mo, W, Cu, Ag, Sc (нейтронно-активационным методом), Zn (атомно-адсорбционным методом), U (люминесцентным методом), Th, Hg (колориметрическим методом).

Данные по содержанию изученной группы элементов в образцах вулканитов Узон-Семячинского района приведены в табл. 6.

Докальдерный этап вулканизма Узонско-Гейзерной депрессии проявлен породами основного (базальты) и кислого (дациты) состава, кальдерообразующий этап - огромными выбросами кислых игнимбритов, посткальдерный этап - кислыми лавами. Так как в Узонско-Гейзерной депрессии в посткальдерный этап слабо проявился основной вулканизм, в табл. 6 приведены данные по основным и кислым вулканитам посткальдерного этапа развития Семячинской депрессии.

Таблица 6

Аналитические данные для образцов вулканических пород Узон-Гейзерной и Бол. Семячинской депрессий, γ/γ , за исключением SiO_2 , Na и K, которые даются в % и Au - в $n \cdot 10^{-7}\%$

Элемент	Докальдерный этап Узон-Гейзерной депрессии										Основные породы				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	—	67,4	66,7	61,9	65,7	49,3	51,1	51,2	50,1	—	—	—	50,3	51,8	54,7
Na	—	3,4	—	3,6	—	2,4	3,3	—	3,6	3,6	3,6	—	—	2,9	3,5
K	1,5	1,5	—	1,4	1,6	—	0,60	—	0,7	0,8	1,0	0,7	0,4	0,8	0,6
Rb	28	39	—	24	26	7	9	—	5	9	13	5	—	6	8
K/Rb	580	360	—	580	610	—	670	—	1340	910	770	1400	—	1300	750
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U	1,0	—	0,70	—	—	—	0,37	0,35	—	—	—	0,3	—	—	0,44
Th	1,25	—	0,80	—	—	0,5	0,50	0,40	—	—	0,57	0,48	—	0,50	0,56
Th/U	1,2	—	1,1	—	—	—	1,3	1,1	—	—	—	1,6	—	—	1,3
Li	14	12	—	11	6	11	4	—	5	6	11	6	5	9	9
B	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	100	37	35	110	48	—	300	340	290	320	180	450	300	250	260
Cr	5	11	4,5	12	6	—	54	29	120	34	20	17	44	57	24
Ni	9	4	4,5	27	12	—	31	23	49	24	14	21	46	30	23
Co	9	6	4,5	23	6	—	25	34	44	34	28	30	62	40	35
Ni/Co	1	0,7	1	1,2	1,2	—	1,2	0,7	0,9	0,7	0,5	0,7	0,7	0,8	0,7
V/Ni	11	9	8	4	6	—	10	15	6	13	13	21	7	8	11
Sc	5,8	—	—	—	—	—	6,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	98	111	105	—	80	84	85
Hg	—	0,035	—	0,046	—	0,032	—	—	0,032	0,066	0,056	—	—	—	0,046
Sn	2,2	2,2	—	1,7	1,2	—	1,4	—	—	—	—	2,6	1,9	—	—
Mo	1,5	—	3,6	—	—	—	4,5	—	—	—	—	—	—	—	—
W	0,27	—	0,25	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	0,08	—	0,06	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	0,3	—	0,3	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—

Узонско-Геизерная депрессия

Вулканотектоническая депрессия массива Бол. Семячик

Элемент	Основные породы					Игнимбриты андезито-дацитового, дацитового состава									
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	54,1	52,7	54,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	—	2,8	3,1	2,5	3,5	—	—	3,7	3,7	—	—
K	1,0	0,5	0,6	1,0	1,7	1,8	1,4	1,7	1,3	1,6	1,9	1,8	1,3	2,2	2,0
Rb	25	4	7	16	12	38	18	40	32	24	15	46	44	18	25
K/Rb	400	1200	860	620	1400	470	780	420	400	670	1280	390	300	—	800
Cs	—	—	—	—	0,35	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	—
U	0,37	0,16	—	—	0,6	0,6	—	—	0,6	1,0	—	—	—	0,4	—
Th	0,50	0,40	—	—	1,8	—	1,0	0,8	1,0	0,8	—	—	—	0,7	—
Th/U	1,3	2,5	—	—	3,0	—	—	—	1,7	0,8	—	—	—	1,8	0,6
Li	9	5	5	9	16	13	9	15	9	12	15	14	23	16	16
B	—	—	—	—	60	—	19	54	—	—	—	—	—	—	—
V	—	300	220	250	—	96	—	85	140	46	—	38	43	—	—
Cr	—	14	36	100	—	8	10	17	18	7	—	6	12	—	—
Ni	—	15	12	60	—	13	3	9	10	15	—	5	7	—	—
Co	—	20	35	36	—	10	5	9	20	5	—	3	5	—	—
Ni/Co	—	0,7	0,3	1,7	—	1,3	0,6	1,0	5	3	—	1,6	1,4	—	—
V/Ni	—	20	18	4	—	7	—	8	14	3	—	8	6	—	—
Sc	—	5,2	—	—	—	—	—	—	5,7	5,8	—	—	—	—	—
Zn	—	—	100	—	—	103	82	88	101	—	—	90	90	—	—
Hg	—	—	—	—	0,1	0,05	0,08	0,07	—	—	—	0,017	0,01	—	—
Sn	—	2,0	—	—	3,2	—	—	—	—	1,3	—	1,5	—	1,6	—
Mo	—	1,0	—	—	—	—	—	—	3,6	3	—	—	—	—	—
W	—	0,08	—	—	—	—	—	—	0,29	0,76	—	—	—	—	—
Ag	—	0,22	—	—	—	—	—	—	0,12	0,06	—	—	—	—	—
Au	—	0,5	—	—	—	—	—	0,09	0,2	0,2	—	—	—	—	—

Кальдерный этап

Вулканотектоническая депрессия массива Бол. Семячик

Элемент	Игнимбриты андезито-дацитового, дацитового состава																
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	3,7	3,0	—	3,1	—	2,5	2,9	3,9	—	2,5	3,2	—	3,5	—	—	—	2,5
K	—	1,3	2,1	1,8	1,8	1,9	1,7	1,5	2,1	1,9	1,4	1,6	1,5	1,6	2,1	1,7	1,8
Rb	—	38	45	55	33	40	51	40	35	39	48	26	35	19	36	25	40
K/Rb	—	340	480	330	540	480	330	380	600	490	290	620	430	800	580	640	450
Cs	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—	1,1
Th	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th/U	—	0,76	0,50	—	0,5	—	0,8	—	0,87	0,68	0,8	—	—	—	1,0	—	0,5
Li	—	20	16	18	15	11	18	9	16	14	27	12	11	23	25	12	21
B	—	—	—	—	17	—	30	—	—	25	36	—	—	—	—	—	22
V	40	36	70	44	41	91	51	72	—	60	30	85	77	—	—	80	—
Cr	22	9	10	18	10	20	19	9	—	27	9	11	18	—	—	8	—
Ni	22	7	14	6	12	10	15	11	—	11	4	22	9	—	—	12	—
Co	5	5	6	5	4	10	5	5	—	4	2	6	7	—	—	5	—
Ni/Co	4	1,4	2	1,2	3	1,0	3	2	—	2,5	2	3	1,3	—	—	2,4	—
V/Ni	2	5	5	7	4	9	10	7	—	5	8	4	9	—	—	7	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,5	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	72	—	37	—	75	80	75	60	67	71	—	62	—	—	—	82
Hg	0,01	0,01	—	0,014	—	0,042	0,029	0,029	—	0,03	0,023	—	0,02	—	—	—	0,06
Sn	—	—	1,3	2,2	—	—	—	1,5	1,5	—	—	2,0	2,4	—	—	—	—
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
W	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—

Посткальдерный этап

Узонско-Геизерная депрессия

Массив Бол. Семячик

Элемент	Кислые породы								Основные породы							
	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	—	67,3	65,5	70,7	—	69,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	—	3,1	3,1	—	3,6	—	3,6	—	2,1	2,1	—	2,0	2,5
K	1,5	1,8	1,5	1,9	1,9	2,0	2,0	1,8	2,1	1,5	0,4	0,5	0,7	0,42	0,5	0,7
Rb	20	22	26	30	40	40	32	27	32	32	7	6	12	6	7	11
K/Rb	1,7	—	—	—	—	3,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs	750	800	580	630	470	500	630	670	660	470	530	810	600	700	700	600
U	—	—	—	1,50	1,3	—	0,90	—	0,9	1,0	0,2	0,3	—	—	—	—
Th	—	0,85	0,50	1,35	1,25	0,95	1,10	—	1,1	0,75	—	0,2	0,25	0,20	—	—
Th/U	—	—	—	0,9	1,0	—	1,2	—	1,2	0,8	—	0,7	—	—	—	—
Li	15	17	14	13	21	21	17	22	18	24	8	4	9	5	7	6
B	15	21	26	20	—	18	15	—	21	—	—	6	—	5	—	—
V	—	—	70	40	32	33	70	—	30	24	270	240	240	—	190	—
Cr	—	—	4	14	13	14	7	—	10	6	23	25	42	—	42	—
Ni	—	—	10	20	8	14	10	—	12	12	18	30	25	—	25	—
Co	—	—	5	4	3	10	9	—	5	10	35	39	32	—	43	—
Ni/Co	—	—	2	5	3	1,4	1	—	2	1,2	0,5	0,9	0,8	—	0,6	—
V/Ni	—	—	7	2	4	2	7	—	3	2	15	8	10	—	8	—
Sc	—	—	—	—	1,9	—	—	—	—	8,9	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	40	51	56	40	48	40	58	—	98	84	—	100	116
Hg	—	—	—	—	—	0,019	—	0,023	—	0,015	0,1	0,14	0,28	—	0,09	0,04
Sn	—	2,0	—	2,4	—	2,7	2,0	—	2,2	1,0	3,0	—	—	—	1,2	—
Mo	—	—	—	—	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
W	—	—	—	—	0,21	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—
Au	—	—	—	0,5	2,0	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—

Элемент	Массив Бол. Семячик															
	Основные породы															
	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	3,3	3,1	3,0	—	—	—	—	2,0	2,4	2,2	2,2	—	2,5	—
K	0,3	0,9	0,9	1,0	1,1	—	0,8	—	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	1,0	1,1	1,1
Rb	4	13	19	21	24	—	9	—	14	15	20	11	14	14	21	17
K/Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs	750	700	480	480	460	—	880	—	600	540	400	700	600	700	520	650
U	0,3	—	—	—	0,25	0,17	—	—	0,3	0,5	—	0,14	—	—	—	0,25
Th	0,22	—	—	—	0,5	0,23	—	—	0,4	0,4	—	0,5	—	—	—	0,4
Th/U	0,7	—	—	—	2,0	1,3	—	—	1,3	0,8	—	3,6	—	—	—	1,5
Li	4	10	13	11	16	—	9	—	7	8	6	—	7	7	9	10
B	—	—	25	—	40	—	8	—	56	29	—	—	—	11	—	—
V	300	150	230	220	130	—	180	—	180	—	180	240	190	—	110	100
Cr	40	15	35	34	26	—	42	—	11	—	34	33	30	—	8	11
Ni	39	21	14	18	17	—	21	—	23	—	19	19	26	—	11	16
Co	35	15	26	25	15	—	40	—	26	—	20	48	23	—	10	18
Ni/Co	1,1	1,4	0,5	0,7	1,1	—	0,5	—	0,9	—	1	1	1,1	—	1,1	0,9
V/Ni	9	7	16	12	8	—	9	—	8	—	10	13	7	—	10	6
Sc	9,2	—	—	—	—	9,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	72	77	62	—	81	—	—	77	76	77	77	—	86	—
Hg	—	—	0,12	0,14	0,09	—	—	0,05	0,08	0,13	0,17	0,1	0,05	—	0,09	—
Sn	—	2,0	2,8	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	2,1	—	2,2
Mo	5,7	—	—	—	—	5,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
W	0,1	—	—	—	—	0,1	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	0,07	—	—	—	—	0,07	—	0,013	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	0,1	—	—	—	—	0,1	—	0,7	1,6	—	—	—	—	—	—	—

Элемент	Массив Бол. Семячик															
	Основные породы										Кислые породы					
	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92			
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	—	—	—	2,0	2,1	1,6	2,7	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—
K	0,9	0,9	0,8	0,6	0,7	0,25	1,0	1,2	1,5	1,5	1,6	1,4	1,5	—	—	—
Rb	14	10	14	18	13	5	25	25	43	21	25	27	22	—	—	—
K/Rb	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
Cs	700	900	550	330	500	500	400	480	350	700	600	520	680	—	—	—
U	—	0,50	0,40	—	—	—	—	—	—	1,0	0,30	—	0,6	—	—	—
Th	—	0,40	0,40	—	—	—	—	—	—	1,34	0,50	—	0,50	—	—	—
Th/U	—	0,8	1,0	—	—	—	—	—	—	1,3	1,6	—	0,8	—	—	—
Li	8	12	7	8	5	4	13	9	22	18	18	17	15	—	—	—
B	—	—	23	—	25	12	—	11	—	—	—	—	40	—	—	—
V	—	—	210	230	210	290	180	140	43	80	—	70	45	—	—	—
Cr	—	—	19	32	46	58	35	28	28	36	—	8	8	—	—	—
Ni	—	—	33	26	25	31	16	28	15	26	—	14	14	—	—	—
Co	—	—	30	34	31	34	23	20	7	8	—	4	6	—	—	—
Ni/Co	—	—	1,1	0,8	0,8	0,9	0,7	1,4	2	3	—	4	2	—	—	—
V/Ni	—	—	6	9	8	9	11	5	3	3	—	5	3	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	79	79	82	72	—	60	—	—	—	57	—	—	—
Hg	0,06	0,09	—	0,18	0,13	0,1	0,13	0,07	0,14	—	0,06	—	—	—	—	—
Sn	—	—	1,4	—	—	—	—	2,7	—	—	—	—	—	—	—	1,4
Mo	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
W	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	0,8	0,9	1,0	—	—	—	—	1,8	—	—	—	1,8	—	—	—	—

Примечание. 9-14, 13-1, 14-2, 15-11, 16-9, 17-5, 18-10(номер образца данной таблицы-номер образца табл.1). 2-6, 4-1, 5-4, 50-17, 53-20, 51-22 (номер образца данной таблицы-номер образца табл. 2)

Сравнение средних содержаний элементов в вулканических породах показывает сходство содержаний породообразующих и микроэлементов, хотя отмечается слабое «покисление» основных пород посткальдерного этапа (табл. 7). Оно выражается в повышенном содержании элементов группы железа ($V = 290 \gamma/\gamma$; $Cr = 46 \gamma/\gamma$; $Ni = 29 \gamma/\gamma$; $Co = 35 \gamma/\gamma$), пониженной концентрации литофильных элементов ($Rb = 10 \gamma/\gamma$) и повышенном $K/Rb = 800$ в основных лавах докальдерного этапа по сравнению с основными лавами посткальдерного этапа ($U = 200 \gamma/\gamma$; $Cr = 33 \gamma/\gamma$; $Ni = 23 \gamma/\gamma$; $Co = 27 \gamma/\gamma$; $Rb = 14 \gamma/\gamma$; $K/Rb = 570$). Поскольку базальты докальдерного и посткальдерного этапов характеризуют разные центры, это может быть отражением локальных различий в исходном составе, а не направленным изменением химизма основных расплавов этого района во времени.

Сравнение кислых докальдерных и посткальдерных пород Узонско-Гейзерной депрессии показывает аналогичный ход изменения микроэлементного состава. Кислые породы докальдерного этапа Узонско-Гейзерной депрессии имеют несколько повышенное по сравнению с кислыми посткальдерными породами этого района содержание ванадия (соответственно 66 и 43 γ/γ и кобальта), несколько пониженное содержание калия (1,5% против 1,7% посткальдерных дацитов). Содержание рубидия, хрома и никеля в этих породах практически одинаково.

Близость геохимических характеристик этих двух групп пород подтверждает 1-ое предположение, а слабое изменение в составе позволяет предполагать тенденции этого расплава к «покислению» в поздний этап. Две группы кислых пород Семячинской депрессии - игнимбриты главного кальдерообразующего этапа и кислые посткальдерные лавы и экструзии вулкана Бол. Семячик - показывают обратную картину. В менее кислых посткальдерных лавах вулкана Бол. Семячик содержание элементов литофильной группы несколько понижено (1,5% , $Rb = 28 \gamma/m$), а некоторых элементов группы железа повышено ($Cr = 20 \gamma/\gamma$, и $17 \gamma/m$) по сравнению с игнимбритами кальдерообразующего этапа (соответственно $K = 1,7\%$, $Rb = 34 \gamma/m$, $Cr = 13 \gamma/m$, $Ni = 11 \gamma/m$). Эти различия также слишком малы, чтобы говорить об изменении состава расплавов во времени.

Дисперсия содержаний микроэлементов, очевидно, определяется изменением кислотности самих пород, которая варьирует в пределах одного этапа вулканизма (породы меняются по составу от кислых андезитов до дацито-липаритов). Таким образом, можно констатировать практическую близость микроэлементного состава для основных и кислых пород разного возраста в Узонско-Гейзерной и Семячинской депрессиях.

Таблица 7

Средние содержания элементов в вулканических породах Бол. Семячинской и Узонско-Гейзерной депрессий, в, γ/г, (кроме SiO₂, Na и K, которые даются в % и Au – в п · 10⁻⁷%)

Элемент	Докальдерный этап				Кальдерный этап				Посткальдерный этап							
	Узонско-Гейзерная депрессия				Бол. Семячик				Узонско-Гейзерная депрессия				Бол. Семячик			
	Кислые породы		Основные породы		Игнимбриты		Кислые породы		Кислые породы		Основные породы		Основные породы			
	сред-нее	пределы колебаний	сред-нее	пределы колебаний	сред-нее	пределы колебаний	сред-нее	пределы колебаний	сред-нее	пределы колебаний	сред-нее	пределы колебаний	сред-нее	пределы колебаний		
SiO ₂	65,3	61,9—67,4	52,0	49,3—54,7	—	—	68,3	65,5—70,7	—	—	—	—	—	—		
Na	3,5	3,4—3,6	3,3	2,4—3,6	3,1	2,5—3,7	3,3	3,1—3,6	—	—	—	—	2,4	1,6—3,3		
K	1,5	1,4—1,6	0,7	0,4—1,0	1,7	1,3—2,2	1,8	1,5—2,1	1,5	1,4—1,6	0,8	0,3—1,2	0,8	0,3—1,2		
Rb	29	26—39	10	4—25	34	12—48	30	20—40	28	21—43	14	4—25	14	4—25		
Cs	—	—	—	—	1,2	0,35—1,7	2,5	1,7—3,3	0,6	—	—	—	0,5	—		
K/Rb	400	360—610	700	400—1400	500	300—1400	600	470—800	530	350—700	570	330—900	570	330—900		
U	0,85	0,70—1,0	0,38	0,16—0,44	0,75	0,4—1,1	1,1	0,9—1,5	0,63	0,3—1,0	0,30	0,17—0,5	0,30	0,17—0,5		
Th	1,00	0,80—1,25	0,50	0,4—0,57	0,85	0,5—1,8	1,0	0,5—1,35	0,80	0,5—1,34	0,38	0,2—0,5	0,38	0,2—0,5		
Th/U	1,2	1,1—1,2	1,3	1,1—2,5	1,1	0,4—3,0	0,9	0,8—1,2	1,7	0,8—1,6	1,3	0,7—3,6	1,3	0,7—3,6		
Li	11	6—14	7	5—11	16	9—27	18	13—24	13	15—22	8	4—13	8	4—13		
B	—	—	—	—	33	17—60	19	15—26	40	—	21	5—56	21	5—56		
V	66	35—110	290	180—450	64	30—140	43	24—70	59	43—80	200	100—300	200	100—300		
Cr	8	4—12	46	14—120	13	6—27	10	4—14	20	8—36	33	8—58	33	8—58		
Ni	11	4—27	29	12—60	11	3—22	12	8—20	17	14—26	23	11—39	23	11—39		
Co	10	5—23	35	20—62	5	2—20	7	3—10	6	4—8	27	10—43	27	10—43		
Ni/Co	1,1	0,7—1,2	0,8	0,3—1,7	2	0,6—5	1,7	1,0—5	3	2—4	0,8	0,5—1,4	0,8	0,5—1,4		
V/Ni	6	4—11	10	6—21	6	2—10	4	2—7	4	3—5	9	5—16	9	5—16		
Sc	5,8	—	5,7	5,2—6,2	6,6	5,7—8,5	5,4	1,9—8,9	—	—	—	—	9,2	—		
Zn	—	—	95	80—111	71	37—103	48	40—58	58	57—60	82	62—116	82	62—116		
Hg	0,040	0,036—0,046	0,046	0,032—0,066	0,037	0,01—0,1	0,049	0,015—0,023	0,10	0,06—0,14	0,11	0,04—0,28	0,11	0,04—0,28		
Sn	1,3	1,2—2,2	2,0	1,4—2,6	1,9	1,3—3,2	2,0	1,0—2,7	1,4	—	2,1	1,2—3,0	2,1	1,2—3,0		
Mo	2,5	1,5—3,5	2,3	1,0—4,5	3,3	3,3—6	2,0	—	—	—	4,3	1,5—5,7	4,3	1,5—5,7		
W	0,26	0,25—0,27	0,07	0,05—0,08	0,38	0,09—0,76	0,14	0,06—0,21	—	—	0,06	0,02—0,1	0,06	0,02—0,1		
Ag	0,07	0,06—0,08	0,13	0,04—0,22	0,16	0,06—0,3	0,05	0,04—0,05	—	—	0,15	0,01—0,44	0,15	0,01—0,44		
Au	0,3	—	0,4	0,3—0,5	0,18	0,09—0,2	0,9	0,2—2,0	—	1,8	1,0	0,1—1,7	1,0	0,1—1,7		

В табл. 8 приведены данные по распространенности элементов в изученных породах района.

Таблица 8

Средняя распространённость элементов в породах основного и кислого составов γ/г (породообразующих в %)

Элемент	Средний базальт Узон-Семячинского района	Высокоглино-зёмистый базальт	Средний базальт		Средний океанический толеит	Средний дацит Узон-Семячинского района	Дацит	Сайпанский дацит		Средний гранодиорит	Средний гранит	Основные породы по А.П. Виноградову	Кислые породы
			по С.Р. Тейлору	по С.Р. Тейлору				по С.Р. Тейлору	по С.Р. Тейлору				
SiO ₂	52,0	51,7	48,9	49,3	66,8	65,0	79,5	66,9	71,2	—	—	—	—
K	0,75	—	0,85	0,14	1,60	1,70	1,30	2,55	3,47	—	—	—	—
Rb	10	—	20	1,2	30	44	15	110	145	45	200	—	—
Cs	0,5	—	1,0	—	1,4	0,22	0,16	4	5	1	5	—	—
K/Rb	750	—	425	1170	530	390	870	230	240	—	—	—	—
U	0,34	—	0,60	0,10	0,83	0,62	0,85	2,7	4,8	0,3	3	—	—
Th	0,44	—	2,7	0,18	0,91	1,7	1,6	10	17	3	18	—	—
Th/U	1,3	—	4,5	1,8	1,1	2,7	1,9	3,7	3,5	10	6	—	—
Sn	2,0	—	1,0	—	1,8	0,39	0,82	2	3	1,5	3	—	—
Mo	2,8	—	1,0	—	2,6	0,49	0,94	1	2	1,4	1,0	—	—
V	250	250	250	290	58	68	19	75	40	200	40	—	—
Cr	40	40	200	300	13	13	4	30	10	200	25	—	—
Ni	26	25	150	100	13	5	1	15	14	160	8	—	—
Co	31	40	48	32	9	9	3	10	2	45	5	—	—
Ni/Co	0,8	0,63	3,1	3,1	1,4	0,56	—	1,5	2	3,5	1,6	—	—
V/Ni	9,6	10,0	1,7	29	4,5	13,6	—	5	3	1,2	5	—	—
Sc	8	40	38	60	5,9	—	—	14	6	24	3	—	—
Ag	0,14	—	0,10	—	0,11	—	—	0,05	0,04	0,1	0,05	—	—

Геохимические данные по породам островных дуг в настоящее время малочисленны (Taylor et al., 1968, 1969a). В последние годы отмечено существенное различие в микроэлементном составе для основных вулканических пород континентальных и океанических областей, а также районов островных дуг (см. 1бл. 8). Подобные различия объясняются обычно неоднородным составом исходного мантийного субстрата под этими регионами и особенностями механизма выплавления.

По поводу мантийного источника вещества для океанических толеитовых и континентальных базальтов сомнений в настоящее время нет. Мантийное происхождение андезитовой серии пород, развитой в пределах островных дуг, было предположено впервые Г. С. Горшковыми затем подтверждено геохимическими работами.

Происхождение известково-щелочных пород районов островных дуг и молодых орогенных областей наиболее полно рассмотрел С. Р. Тейлор.

Изучив породы известково-щелочной серии в районах с тонкой океанической корой (острова Марианские, Соломоновы и Фиджи) и сравнив их с породами той же серии, развитой на типично континентальной коре (Анды, Каскадные горы, Япония, Индонезия, Новая Зеландия), он пришел к выводу о едином источнике и механизме выплавления всей этой серии пород из вещества верхней мантии. Из редких элементов, по мнению С. Р. Тейлора, особенно показательны наряду с литофильными элементами группы железа (V, Cr, Ni, Co, а также отношения Ni/Co и V/Ni).

Средний базальт Узон-Семячинского района по содержанию элементов группы железа и Ni/Co и V/Ni практически совпадает со средним высокоглиноземистым базальтом, по С. Р. Тейлору (см. табл. 8). По ряду элементов базальт Узон-Семячинского района близок к континентальному базальту (Rb, Sn, Mo, V, Ag), но резко отличается от него содержанием Cr, Ni и особенно Ni/Co и V/Ni. Еще большие различия имеют место при сравнении с океаническим толеитовым базальтом.

Таким образом, при сравнении базальтов Узон-Семячинского района с главными типами базальтов наблюдается поразительное их сходство по микроэлементному составу с высокоглиноземистыми базальтами, которые, согласно С. Р. Тейлору, являются мантийными выплавками. Очевидно, базальты Узон-Семячинского района были выплавлены также в пределах верхней мантии.

В своих работах С. Р. Тейлор показал тесную геохимическую связь между породами всей щелочноземельной серии, начиная от базальтов, кончая дацитами, и на основании данных по абсолютным концентрациям отдельных элементов и их отношений сделал предположение о непосредственном мантийном источнике и для кислых пород. По С. Р. Тейлору, кислые расплавы дацитового состава выплавляются также в пределах верхней мантии, но в несколько иных физико-химических условиях. Мантийное происхождение дацитов подтверждается, согласно С. Р. Тейлору, и сравнением микроэлементного состава этих пород с соответствующими по кислотности породами коры (гранодиоритами и гранитами).

Концентрации Rb, V, Cr и Co весьма сходны для дацитов Узон-Семячинского района и дацита с Соломоновых островов (см. табл. 8).

Несколько отличаются эти группы пород содержаниями Ni и соответственно Ni/Co и V/Ni. Для Узон-Семячинских дацитов, в связи с более высокой концентрацией никеля, Ni/Co-отношение выше (1,4), чем в даците Соломоновых островов (0,56), а V/Ni-отношение соответственно ниже (4,5 против 13,6). Подобное различие, как и некоторая разница в содержании урана, тория, олова и молибдена, является местным признаком. Для дацитов Узон-Семячинского района среднее выводилось по 15 образцам, а дацит Соломоновых островов представлен одним образцом. Эти дациты имеют большую близость в геохимической характеристике и резко отличаются от кислых пород коры (гранодиоритов и гранитов). Кислые вулканы всех этапов вулканизма, развитых в районе Узонско-Гейзерной и Семячинской депрессий, очевидно, являются производными глубинного мантийного вещества.

Относительно механизма образования кислых расплавов и генетического их родства с базальтовыми проявлениями данного района в настоящее время трудно дать однозначный ответ.

С. Р. Тейлор показал малую вероятность происхождения андезитов и дацитов из высокоглиноземистых базальтов путем фракционной кристаллизации. Он основывался главным образом на одинаковом содержании V, близких Ni/Co и V/Ni-отношениях в высокоглиноземистых базальтах и андезитах, а также присутствии или слабо проявленной степени концентрации литофильных элементов в более кислых разновидностях пород. Это подтверждалось сравнительно малыми объемами базальтового материала по сравнению с андезитами в пределах серии. При сравнении геохимических данных базальтов и дацитов Узон-Семячинского района (андезиты здесь отсутствуют) обращает на себя внимание закономерное изменение концентраций как литофильной группы элементов, так и элементов группы железа (V, Cr, Ni, Co) от основных пород к кислым. Такое изменение обычно наблюдается при фракционной кристаллизации, при выплавлении основных и кислых расплавов из близкого по составу исходного материала в породах должна иметь место та же самая эволюция содержания микроэлементов. В данном случае необходимо учитывать большой объем кислого материала, сопоставимого по масштабам проявления с базальтовым, все это делает обе гипотезы (фракционной кристаллизации базальтов или самостоятельного выплавления кислых расплавов из мантии) приблизительно равноценными.

Основные и кислые расплавы имеют в качестве источника вещество верхней мантии и в них трудно уловить влияние пород коры. У дацитов Узон-Семячиного района и Соломоновых островов кроме общих черт, имеются различия, объясняющиеся региональными особенностями.

Сайпанский дацит имеет высокое содержание SiO_2 (79%) и низкую концентрацию калия, рубидия, олова, молибдена, редкоземельных элементов и высокое K/Rb отношение (см. табл. 8). Региональная аномалия описана для Курило-Камчатской зоны Л. Л. Леоновой и др. (1970, 1971). Курильские острова и Камчатка характеризуются пониженной концентрацией урана и особенно тория, низким Th/U-отношением.

Кроме отмеченных особенностей характерны пониженное содержание скандия, относительно высокая концентрация олова, молибдена и бора.

О концентрациях Hg, Zn и Au в породах островных дуг данных нет. Сравнение их со средними данными для основных и кислых пород (по А. П. Виноградову) показывает несколько повышенное содержание ртути в основных породах более низкое содержание золота в кислых и основных породах.

VI. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ВУЛКАНИЗМ УЗОНСКО-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ И СРАВНЕНИЕ ЕЕ СО СМЕЖНЫМИ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДЕПРЕССИЯМИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Перед началом игнимбритообразующих извержений на месте современной депрессии существовали крупные вулканические группы. В их пределах широко проявился основной и кислый вулканизм, сформировавший в раннем и начале среднего плейстоцена сложный комплекс вулканических сооружений и отложений их подножий. С развитием основного вулканизма, локализовавшегося в западной части современной кальдеры, было связано возникновение крупных щитообразных вулканов и лавовых равнин, обусловленных вулканической деятельностью центрального и ареального типов. Остатки этих вулканических образований выступают в настоящее время в рельефе как участки лавовых плато, на большей части перекрытых более молодыми отложениями. С проявлением кислого вулканизма, приуроченного в основном к восточной части структуры, наряду с формированием стратовулканов, излиянием их лавовых потоков, образованием экструзивных куполов, широкое развитие получали и взрывные процессы, с которыми связано накопление мощных отложений пемзовых пирокластических потоков, горизонтов игнимбритов и взрывных отложений. Один из наиболее крупных центров кислого вулканизма существовал на месте современной восточной части Узонско-Гейзерной депрессии. Развитие кислых вулканических пород в борту Семячинской кольцевой структуры (северовосточная оконечность хр. Борт) и верховьях р. Пятой указывает на широкое развитие кислого вулканизма в Узонско-Семячинском районе. Его продукты занимали, видимо, большую часть территории между хр. Борт и плато Широким, которая была позднее опущена и выполнена более молодыми игнимбритами. Одновременно существовавшие центры кислого и основного вулканизма поставляли различные по составу продукты, которые в одних случаях были четко пространственно разграничены (западная и восточная части Узонско-Гейзерной депрессии), а в других совмещались в одних и тех же разрезах (хр. Промежуточный, верховья р. Пятой и др.).

Четко выделяется этап вулканической деятельности, непосредственно предшествовавший образованию кольцевой структуры (начало среднего плейстоцена). В это время сформировались вулкан Узон и комплекс даек, шлаков и базальтовых лавовых потоков верхней части плато Широкого.

Мощный этап игнимбритообразующих извержений падает на вторую половину среднего плейстоцена. Опустошение магматического очага происходило в процессе непрерывно следующих друг за другом выбросов пирокластике. Чередующиеся спекшиеся и неспекшиеся разности этих пород образовали сложный игнимбритовый покров, окружающий депрессию. Одновременно с выбросами пирокластического материала по заложившемуся кольцевому разлому внедрились дацит-липаритовые экструзии и излились потоки кислых лав.

После опустошения магматического очага произошло обрушение его кровли и образование наложенной кольцевой структуры. Внутри котловины возник озерный водоем, и началось накопление озерных осадков. Главную роль в формировании озерных отложений играл ювенильный пемзовый материал, который поступал в виде пирокластических пемзовых потоков или выпадал из эруптивных туч и сортировался, переоткладывался в воде. В тех случаях, когда пемзовые потоки имели большую мощность, они захоронялись в первичном виде. Источником пемзового материала являлась продолжающаяся взрывная деятельность в основном внутри депрессии, связанная с образованием комплекса экструзий, и вулканическая деятельность за пределами кальдеры в прилегающих районах (кальдера Крашенинникова, Кихпиньч). Поступление материала за счет сноса с бортов депрессии было минимальным. Сформированные таким образом обвалы и осипные брекчии или пролювиальные отложения вносят разнообразие в строение однородных пемзовых отложений лишь вблизи бортов кальдеры. Интенсивная вулканическая деятельность, дававшая большое количество ювенильного материала, обусловила большие мощности озерных отложений, вследствие чего возникшая Узонско-Гейзерная депрессия была в значительной степени скомпенсирована накоплением осадков, выполнивших ее почти до верха в восточной части. Вначале озерный водоем, возникший в Гейзерной депрессии, был бессточным. Затем он был спущен рекой, заложившейся на месте современной долины р. Шумной. После спуска озера в пределах кальдеры возникли долины р. Гейзерной и верхнего течения р. Шумной, которые наследовали кольцевые разломы. В процессе

регрессивной эрозии р. Шумная спустила и более молодые озера западной части котловины. Сейчас лишь оз. Центральное - остаточное явление крупного водоема

Вулканическая деятельность в посткальдерный период проявилась слабо, что является одной из главных отличительных черт Узонско-Гейзерной депрессии. Она выразилась в выбросах пемз, выжимании экструзий и формировании их лавовых потоков. Проявление основного вулканизма единично - это взрывная воронка оз. Дальнего и связанные с ней шлаки. В этом отношении крайне интересно провести сравнение истории развития вулканизма в Узонско-Гейзерной и Семячинской депрессиях.

Семячинская кольцевая структура выражена в современном рельефе, в общем, значительно хуже Узонско-Гейзерной. Прекрасно обозначен только ее западный борт - хр. Борт. Сбросовый уступ срезает как участки вулканического плато, сложенного породами основного и кислого состава (рис. 21), так и остатки базальтовых вулканов (гора Выступ и др.). Видимая величина смещения по кольцевому разлому не менее 300-400 м. У подножия сбросового уступа заложилась долина р. Старый Семячик.

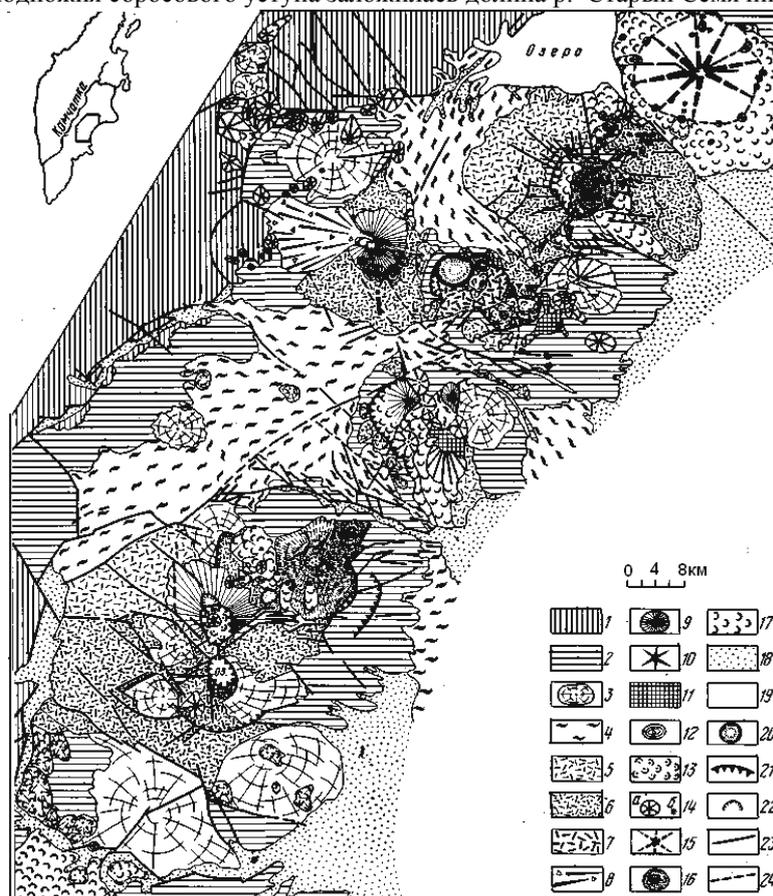


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Карымско-Семячинского участка Восточно-Камчатской грабен-синклинали (по Э. Н. Эрлиху)

1-дочетвертичные складчатые комплексы. Стадия базальтового андезит-базальтового вулканизма (Q_2 - $Q_{1,2}$): 2-плато-эффузивы; 3-щитовые вулканы. Главная (кальдерообразующая) стадия кислого вулканизма (Q_1 - Q_3): 4-покровы игнимбритов; 5-покровы пемзы; 6-пемзовопочвенные покровы; 7-пемзово-озерные отложения. Стадия посткальдерного вулканизма (Q_3 - Q_4): 8-отложения направленного взрыва; 9-андезитовые и андезито-базальтовые стратовулканы; 10-дацитовый стратовулкан Карымский; 11-группы экструзивных куполов (от андезитовых до липаритовых); 12-отдельные крупные экструзивные купола (в основном наиболее молодые); 13- потоки вязкой кислой лавы. Голоценовая стадия базальтового вулканизма: 14-мелкие базальтовые вулканы (о), шлаковые конуса (б); 15-крупные базальтовые стратовулканы; 16-щитовые базальтовые вулканы; 17-потоки базальтовой лавы; 18-недиагенизированные четвертичные осадки; 19-районы, находящиеся под водой, океан и озера; 20 -маары и взрывные кратеры; 21-разломы вулканотектонического происхождения; 22-кратеры и кальдеры гавайского типа- 23-разломы (наблюдаемые); 24-разломы, перекрытые чехлом пирокластики

Восточный борт Семячинской структуры в рельефе не выражен. Он полностью перекрыт лавами посткальдерной вулканической группы Большого Семячика. В центре этой группы были обнаружены породы основания, аналогичные по возрасту докальдерным отложениям Узонско-Гейзерной депрессии. Здесь, на левом берегу ручья Фумарольного в 5 км от его истока, среди основных лав залегает пачка конгломератов и крупно- и среднезернистых туфо-песчаников мощностью 10-12 м (пролювиальные отложения «сухих» рек вулканических районов). В этих отложениях, являющихся фундаментом

вулканической группы Бол. Семячика, Е. Г. Лупикиной и И. А. Егоровой были обнаружены флора диатомовых и спорово-пыльцевые комплексы, сходные с комплексами из отложений нижней части разрезов плато Широкого и сопоставленные этими исследователями с раннеплейстоценовыми отложениями Центральной Камчатской депрессии и верхнеплиоцен-четвертичным вулканогенно-осадочными отложениями «алнейской» серии других районов Камчатки. Выходы отложений докальдерного комплекса в центре группы вулканов Большого Семячика позволяют полагать, что здесь проходит восточный край Семячинской кальдеры. Ограниченная таким образом кольцевая структура сравнительно невелика и имеет диаметр около 10 км, составляя только часть огромной вулканотектонической Семячинской депрессии, выделенной Э.Н.Эрлихом (1966) на основании дешифрирования аэрофотоснимков.

Взрывных отложений, сопоставимых с выделенной нами кальдерой и имеющих тот же возраст в ее окрестностях, не обнаружено. Она представляется собой, как и Узонско-Гейзерная депрессия, кальдеру обрушения, возникшую, после извержения игнимбритов, которые окружают депрессию и простираются от нее до подножия Валагинского хребта на западе и берега Тихого океана на востоке. Семячинские платоигнимбриды представляют собой сложный покров мощностью от 20 до 100 м, состоящий из ряда остывших единиц, которые в целом хорошо прослеживаются на большие расстояния. Обычно игнимбритовый покров состоит из двух остывших единиц. Первая (нижняя) представлена, как правило, плотными темно-серыми породами со столбчатой или блоковой отдельностью. Игнимбриды имеют лавоподобный облик, который еще более усиливается благодаря небольшому количеству ксенолитов и присутствию весьма крупных кристаллов, создающих иллюзию порфириковой структуры на фоне темной гомогенизированной витрокластической массы. Местами удается наблюдать зональное строение этого горизонта с переходами от описанных лавоподобных пород к слабо спекшимся или неспекшимся разностям близ подошвы и кровли слоя. Вторая остывшая единица слагает собственно поверхность игнимбритовых плато и представлена серыми или розовато-серыми массивными породами с глыбовой отдельностью, часто с хорошо выраженной флюидальной текстурой, обусловленной наличием линзовидных включений более светлого, чем основная масса, материала. Отсутствие типичных фьямме, представленных черным стеклом, хорошо отличает игнимбриды Семячинского покрова от узонских. По химическому составу и петрохимическим свойствам игнимбриды Семячинского покрова относятся к типичным дацитам (SiO_2 63 - 65%) и аналогичны игнимбридам Узонско-Гейзерной депрессии.

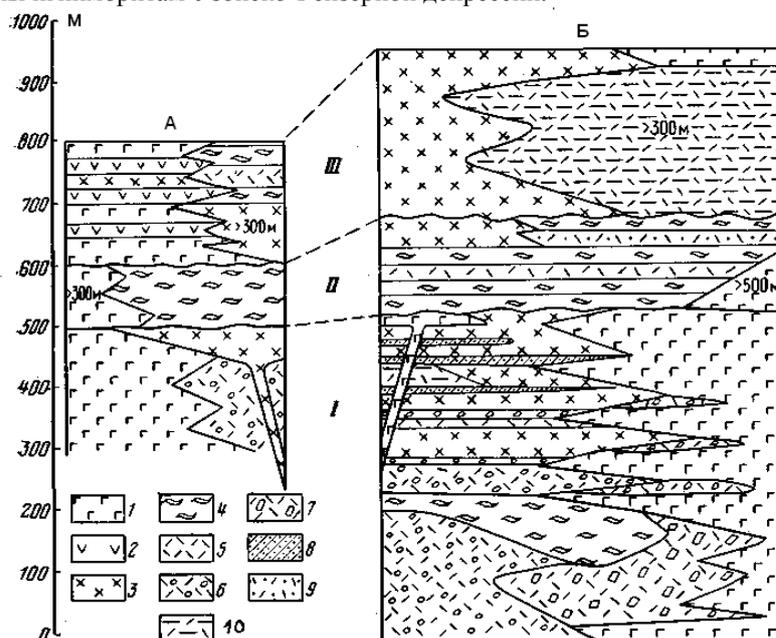


Рис. 22. Сводные схематические геологические разрезы районов Семячинской (А) и Узонско-Гейзерной (Б)

1-базальты; 2-андезито-базальты и андезиты; 3-дациты и липариты; 4-игнимбриды; 5-пемзовые туфы; 6-существенно пемзовые туфы с примесью инородного материала, 7-глыбовые базальтовые туфобрекчии; 8-шлаки; 9-прослой неспекшейся пирокластик внутри игнимбритовых покровов; 10-озерные существенно пемзовые отложения. I-отложения до-кальдерного комплекса (Q_3 - $Q_{1/2}$); II-отложения кальдерообразующей фазы ($Q^{2/2}$ - $Q^{2/3}$); III-посткальдерные отложения ($Q^{1/3}$ - Q_4)

Первый (докальдерный) и второй (время образования кальдеры) этапы развития Семячинской и Узонско-Гейзерной структур имеют много общего (рис. 22). В строении докальдерного комплекса обеих кальдер участвуют как основные, так и кислые породы. Возникновение обеих депрессий связано с мощными игнимбритообразующими извержениями и формированием обширных покровов платоигнимбридов. Сходство развития этих структур подчеркивается полной аналогией химизма лав и пирокластических отложений. В эти периоды жизни структур в них действуют центры вулканизма, дающие как базальтовые лавы сходного состава, так и дацитовые лавы и игнимбриды - аналоги кислых лав Узонско-Гейзерной

депрессии. В этих структурах в процессе деятельности основных и кислых вулканических центров происходит некоторое изменение химизма пород в сторону уменьшения их щелочности, которое очень заметно в основных лавах и едва намечается в кислых разностях. На рис. 20 показано уменьшение щелочности базальтов от пород типа платозффузивов к лавам вулкана Узон. Такая же картина наблюдается для базальтов фундамента Семячинской структуры и вулкана Большой Семячик (Зубчатка). Однако посткальдерный этап развития для каждой из этих структур имеет свои характерные особенности. В отличие от Узонско-Гейзерной депрессии, где посткальдерный вулканизм проявился сравнительно слабо и выразился в выжимании экструзий, излиянии их лавовых потоков и в выбросах пемз, для Семячинской структуры характерны мощные проявления вулканизма. Они выразились в первую очередь в образовании новой большой группы вулканов группы Большого Семячика. Эта группа включает несколько крупных стратовулканов и экструзивных куполов, которые дают разнообразие пород от базальтов до липаритов. Одновременно с образованием вулканической группы продолжалось формирование маломощных игнимбритовых покровов, из которых наиболее молодые приурочены к концу верхнего плейстоцена. Игнимбриты представлены относительно слабо спекшимися разностями с четкими фьямме из светло-серой уплотненной пемзы или черного обсидиана, а также слабо спекшимися черными туфами с многочисленными ориентированными включениями шелковистой пемзы. С относительно маломощными (30 м) игнимбритовыми покровами не ассоциируются кольцевые структуры.

Это различие в посткальдерной деятельности и четкая генетическая приуроченность экструзий к молодым базальтовым вулканам, а также петрохимическая принадлежность этих пород к единой вариационной кривой позволяют считать всю базальт-андезит-липаритовую группу пород посткальдерных вулканов Семячинской структуры единым рядом дифференциации базальтовой магмы в отличие от липаритов и дацитов посткальдерных экструзий Узонской структуры, являющихся последними проявлениями деятельности очага кислой магмы.

Кальдера Крашенинникова представляет собой ограниченную кольцевым разломом депрессию общей овальной формы. Длинная ось овала четко ориентирована в общем широтном направлении. Депрессия срезает различные по составу лавово-пирокластические толщи, связанные с несколькими самостоятельными центрами эрупции. В этом смысле, как и в предыдущих случаях, можно говорить о явно наложенном характере кальдеры. Толщи докальдерного комплекса имеют верхнеплиоценовый - нижнечетвертичный возраст. Внутри их разреза отмечаются горизонты с обратной намагниченностью, фиксирующей последнюю инверсию магнитного поля. Обрушение кальдеры произошло по кольцевому разлому обрамления, амплитуда вертикального перемещения по которому четко фиксируется в северном борту структуры и достигает 400-600 м. Обрушение связано с эпохой массовых выбросов кислой пирокластики, широко распространенной по всему обрамлению структуры.

Пирокластические отложения, связанные с образованием кальдеры Крашенинникова, вскрываются в обрывах северо-восточной части оз. Кроноцкого. Они слагают сложный покров, в котором основание разреза представлено светло-серыми игнимбритами с линзовидными включениями темного вспученного вулканического стекла (20м). На них залегают черные, почти неспекшиеся туфы с уплощенными включениями темной, реже светлой пемзы (15м). Иногда игнимбриты и черные туфы разделяются маломощными (1-2м) пачками слоистых отложений, представленных переслаиванием пирокластики (лапилли, вулканический песок) с теми же разностями, переотложенными водой.

Черные туфы перекрываются светлыми слабо уплотненными или рыхлыми пемзовыми отложениями. Последние распространены почти повсеместно близ борта кальдеры. Они представлены типичными агломератовыми пемзовыми туфами пирокластических потоков, иногда со следами водного переотложения. Образование пемзового покрова происходило путем наслаения материала, поступавшего в процессе следующих друг за другом выбросов. Разделяющие эти выбросы более длительные интервалы фиксированы перемывом отложений.

Посткальдерный этап вулканической активности в пределах кальдеры Крашенинникова четко отличается от двух других описанных структур. В центре кальдеры располагается сложный базальтовый стратовулкан. Он состоит из двух сросшихся построек высотой до 1800 м. На вершине северная из них срезана двойной кальдерой гавайского типа. Во внутренней кальдере расположен шлаковый конус. По данным Ю. М. Дубика, химизм базальтов, слагающих эти вулканы, обнаруживает те же черты отклонения от нормального состава пород районов базальтового вулканизма Камчатки, что и базальты посткальдерных комплексов других кальдер и вулканотектонических депрессий. Северный и южный борта кальдеры рассечены линейными трещинными зонами, вдоль которых вплотную друг к другу располагаются многочисленные базальтовые шлаковые конусы. Отдельные шлаковые конусы расположены у подножия центрального стратовулкана, и связанные с ними лавовые потоки заполняют все дно кальдеры. По-видимому, с тем же этапом базальтового вулканизма посткальдерного времени связано формирование дуговой трещинной экструзии долеритов в северном борту кальдеры (гора Двуглавый Зубец) и системы радиальных базальтовых даек, пересекающих уступ борта кальдеры в ее западной части.

Сравнение истории развития трех описанных вулканотектонических депрессий позволяет рассмотреть некоторые общие вопросы их формирования.

Докальдерный этап вулканической активности в районе описанных структур отличается разнообразием типов вулканических пород. При общем преобладании базальтового вулканизма в Узонской

структуре и в восточной части Большого Семячика отмечаются проявления кислого вулканизма, в районе Двуглавого Зубца в северной части кальдеры Крашенинникова преобладают андезиты. При этом ни в одном из описанных случаев не отмечается приуроченности вулканотектонической депрессии к вершине какого-либо единого вулкана докальдерного этапа - депрессии резко наложены на разнородный фундамент, представленный многочисленными и различными по составу вулканическими породами верхнего неогена - нижнего плейстоцена. Это совпадает с ранее сделанным выводом о резко наложенном характере кальдер и вулканотектонических депрессий Камчатки, срезающих как складчатые комплексы основания, так и разнородные вулканические постройки предыдущих этапов вулканической активности (Зубин и др., 1971).

Общей чертой истории трех описанных структур являются мощная вспышка кислого вулканизма, соответствующая времени «кальдерообразования». Мощным выбросам кислой пироклаستيку, приводящим к формированию покровов пемз и игнимбригов, предшествует период затухания вулканической активности и общей эрозии ранее образованных вулканических аппаратов.

Образование Узонско-Гейзерной депрессии и выбросы окружающей ее пирокластики являются звеном в едином мощном этапе кислого четвертичного вулканизма Камчатки. Такая же мощная вспышка кислого вулканизма в четвертичное время и связанные с ней пирокластические образования были отмечены на Южной и Восточной Камчатке И. В. Мелекесцевым (1967). Он по наиболее молодым из выраженных в рельефе пирокластическим покровам датировал ее верхним плейстоценом. Учитывая широкое развитие в пределах Восточной вулканической зоны среднеплейстоценовых игнимбриговых покровов, часто скрытых под более молодыми образованиями и установленных в процессе геологических исследований в последующие годы, представляется правильным расширить возрастной диапазон мощного этапа кислых проявлений и датировать его второй половиной среднего-верхним плейстоценом.

Однако в пределах единого этапа проявления кислого вулканизма в изученном районе отмечается миграция возникших кальдер во времени и пространстве. Так, из трех упомянутых кальдер самая южная, Семячинская, является наиболее древней, Узонско-Гейзерная занимает промежуточное положение, а кальдера Крашенинникова представляется наиболее молодой, что хорошо устанавливается, как описывалось выше, по стратиграфическим взаимоотношениям окружающих их пирокластических отложений. Одновременно с «омоложением» кальдер с юга-запада на северо-восток наблюдается и изменение характера связанных с ними пирокластических отложений. Для наиболее древних игнимбригов, окружающих Семячинскую депрессию, характерно сравнительно простое строение игнимбригового покрова с разделением на две, редко больше, мощные остывшие единицы, Игнимбриги имеют, как правило, лаво-подобный облик, иногда со сравнительно хорошо выраженной флюидалной текстурой (так называемые, игнимбриги-лавы). Для игнимбригов, окружающих Узонско-Гейзерную депрессию, характерно сложное строение покрова, присутствие наряду с типичными игнимбригами горизонтов неспекшихся или слабо спекшихся туфов. Игнимбриги обычно представлены разностями с четкой флюидалной текстурой и хорошо выраженными обсидиановыми фьямме (игнимбриги фьямме).

Пирокластические отложения, окружающие кальдеру Крашенинникова, представлены наименее спекшимися разностями: слабо сваренными игнимбригами (игнимбриги-туфы) или несваренными пемзами. Аналогичные изменения в характере пирокластических продуктов во времени можно наблюдать и в пределах одной структуры. Так, для Семячинской депрессии хорошо видно убывание степени спекания игнимбригов по мере их омоложения - от лаво-подобных среднеплейстоценовых игнимбригов кальдерного этапа к менее спекшимся верхнеплейстоценовым фьямме-игнимбригам посткальдерного этапа и к слабо спекшимся игнимбригам-туфам, сформировавшимся на границе верхнего плейстоцена и голоцена. По-видимому, такое изменение характера продуктов отражает изменения, происходящие во времени в магматическом очаге, в частности общее снижение количества летучей фазы, поступающей на поверхность при выбросах пирокластики и понижение температуры подаваемых на поверхность магматических продуктов.

Рассматриваемая вспышка четвертичного кислого вулканизма совпадает по времени с эпохой мощного воздымания основных горных сооружений полуострова. О. А. Брайцевой и И. В. Мелекесцевым (Брайцева и др., 1967; Мелекесцев, Брайцева, 1971) на основании изучения четвертичных отложений и оледенений полуострова был сделан вывод о том, что начало активизации восходящих тектонических движений, приведших к формированию современного горного рельефа полуострова, падает на средний плейстоцен, а максимальная интенсивность воздымания - на верхний плейстоцен-голоцен. Резкое усиление именно в это время эксплозивной деятельности в пределах Восточной вулканической зоны с образованием мощных толщ кислых вулканитов и широким проявлением вулканотектоники отражает тесную парагенетическую связь кислого вулканизма с восходящими тектоническими движениями. Интересно отметить совпадение эпох оледенений (средне- и верхнеплейстоценовой) с этапами наиболее интенсивных игнимбригообразующих извержений, которые могут являться, видимо, одной из причин, способствовавших росту ледниковых покровов.

На посткальдерном этапе развития вулканотектонических депрессий тип вулканизма теснейшим образом связан с составом интрузивных тел, внедрившихся в ходе кальдерообразующих выбросов кислой пирокластики. Три описанные структуры дают интересный набор отличий вулканических ассоциаций посткальдерного этапа развития. Поскольку на Узоне продукты посткальдерного этапа вулканизма аналогичны кислым вулканитам докальдерной и кальдерообразующей фаз, можно говорить о том, что в

кору внедряется интрузия дацитового состава, в последующем дифференцирующаяся до липаритов. На Большом Семячке отмечаются вариации состава пород посткальдерного этапа от базальтов до дацитов (липарито-дацитов), причем устанавливается происхождение средних и кислых вулканических пород за счет дифференциации базальтовой магмы. Внедрению кислых куполов посткальдерного этапа здесь предшествует образование небольших порций игнимбритов. Можно предположить, что в данном случае состав периферического очага, сформировавшегося после главной, кальдерообразующей вспышки кислого вулканизма, отвечал базальтам, дифференциация которых проходила *in situ*, в камере или подводящих каналах. В кальдере Крашенинникова проявления кислого вулканизма на посткальдерном этапе отсутствуют. По-видимому, в кальдерообразующую фазу происходит полное исчерпание кислых дериватов. Локализовавшийся в сформировавшейся кальдере вулкан сложен лавами базальт-андезито-базальтового состава.

Сходный процесс отмечается и в ходе крупных единичных извержениях кальдерных вулканов (например, Кракатау), когда за период в несколько десятков лет происходит последовательная смена кислых вулканических пород все более и более основными, вплоть до андезитов и базальтов. И. Катцуи такую последовательность смены различных по составу вулканических продуктов считает характерной чертой развития центров кислого вулканизма. В ходе единичных извержений и в развитии вулканизма рассмотренных структур отмечаются две общие черты.

1. Массовым выбросам кислой пирокластики кальдерообразующего этапа предшествует длительный перерыв в вулканической активности.

2. Образующаяся в посткальдерную фазу серия пород прерывистая. Средние ее члены, соответствующие андезитам, обычно встречаются в подчиненных количествах или отсутствуют.

Внедрение различных по составу интрузий в связи с выбросом огромных масс кислой пирокластики главного кальдерообразующего этапа извержений отчетливо показывает, что отделение значительных количеств кислых дериватов тесно связано с разделением базальтоидного расплава в глубинных зонах генерации магмы в верхней мантии.

Глава вторая

Гидрогеологическая обстановка и современная гидротермальная деятельность

1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА КАЛЬДЕРЫ УЗОН

Грабен-синклираль Восточной Камчатки с гидрогеологической точки зрения считается артезианским бассейном, который, однако, отличается от классических бассейнов. Эта структура заполнена фациально-изменчивыми неоднородными по водопроницаемости вулканитами плиоцен-четвертичного возраста. Невыдержанные по простирацию водоносные горизонты характеризуются трещинно-пластовой и реже порово-трещинной проницаемостью. Водоупором обычно служат тонкообломочные туфы и пеплы. В целом водопроницаемость пород, заполняющих грабен-синклираль, низкая (0,02 миллиарды и ниже); она резко увеличивается лишь в зонах тектонической трещиноватости. Дислоцированные и метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы палеоген-неогенового и мелового возраста, слагающие фундамент и обрамление грабен-синклинали, характеризуются очень низкой обводненностью. В этих толщах преобладает трещинная циркуляция вод. Многочисленные разрывные тектонические нарушения и вулканотектонические подвижки придали геологическим структурам района блоковый характер, что исключило возможность существования на глубине выдержанных водоносных горизонтов.

Артезианский бассейн грабен-синклинали осложнен вулканотектоническими депрессиями, например Узонско-Гейзерной структурой. Заполненная относительно хорошо водопроницаемыми кальдерно-озерными образованиями, депрессия оказалась «зажатой» в блоке из менее проницаемых пород структурного нижележащего этажа. Отложения, заполняющие депрессию, весьма близки по литологии к паужетской свите юга Камчатки, для которой характерна порово-трещинная циркуляция подземных вод. Как и в Паужетском районе, роль основного водоупора здесь выполняют горизонты алевропелитовых туфов. Интенсивная тектоническая раздробленность пород способствует трещинной проницаемости на значительную глубину. Такая относительно замкнутая геологическая структура явилась благоприятной для локального накопления подземных вод и возникновения в недрах ее сложной водонапорной системы, состоящей из гидравлически связанных горизонтов грунтовых вод, артезианских горизонтов и трещинных вод тектонических разломов.

Узонско-Гейзерная гидрогеологическая система окончательно сформировалась в верхнем плейстоцене, когда произошло разобщение кольцевой структуры на две хорошо выраженные в рельефе впадины Узонскую и Гейзерную. Это привело к переустройству границ местных зон инфильтрационного питания и изменило условия разгрузки подземных вод в кальдере Узон и долине р. Гейзерной. Область питания Узонско-Гейзерного бассейна подземных вод, подсчитанная как площадь, ограниченная орографическим водоразделом - кольцевым уступом депрессии, занимает около 160 км², в том числе кальдера Узон 110 км². Не исключено, что область питания захватывает существенно большую площадь, за счет внешних склонов борта депрессии. В этом случае заметную роль в питании подземных вод должны играть крупные стратовулканы Тауншиц (2353 м) и Кихпинич (1609 м), между которыми расположена депрессия. Эти сложные вулканические постройки, поднятые на большую высоту, где количество выпадающих атмосферных осадков возрастает, сложены породами высокой проницаемости и представляют собой идеальные области питания подземных вод. Фильтруясь в теле вулканов, дождевые и талые воды поступают в породы цоколя или в пирокластические отложения, окаймляющие подножия вулканов, восполняя динамические запасы грунтовых вод. Часть подземного стока по крупным тектоническим дренам, секущим кольцевую структуру, может быть направлена от вулканов Тауншиц и Кихпинич в сторону Узонско-Гейзерной депрессии.

Благоприятные условия глубокого инфильтрационного питания подземных вод в кальдере Узон вызваны следующими причинами: 1) обилием выпадающих здесь атмосферных осадков в условиях избыточного увлажнения; 2) особым режимом сезонного накопления запасов грунтовых вод в чаше кальдеры и режимом их речного стока, исключающего резкие паводки; 3) хорошей проницаемостью выполняющих кальдеру отложений.

По аналогии с другими горными районами полуострова можно полагать, что годовое количество выпадающих в кальдере Узон осадков близко к 3000 мм, причем на долю твердых осадков приходится значительно больше половины. Устойчивый снежный покров появляется в начале ноября и сохраняется до середины июня. В чаше кальдеры таяние снега, лежащего на разных высотах, продолжается в течение всего лета. На отметках 800 м и выше в глубоких распадках борта и на осложняющих его вулканических постройках сохраняются снежники-перелетки. Внутренние склоны борта кальдеры рассечены многочисленными распадками. Образующиеся в них при таянии снежников временные водотоки при выходе в донную часть кальдеры питают постоянные ручьи или теряются в болотах, обрамляющих по низу бортовой уступ кальдеры.

Существенную роль в режиме поверхностного и грунтового стока кальдеры играют озера Дальнее и Центральное (абсолютные отметки уреза воды соответственно 750 и 653 м). Они являются естественными водохранилищами, регулирующими равномерность поверхностного стока, и снимают резкие паводки, уменьшая амплитуду сезонных колебаний уровня грунтовых вод, что создает благоприятные условия

накопления запасов грунтовых вод и их подземного стока в кальдере. Этим объясняется относительно спокойный режим стока р. Шумной. Данные по расходу реки, полученные в сентябре 1962 г. В. В. Аверьевым и в сентябре 1966 г. нами, совпадают и равны 1,78 и 1,79 м³/сек. Для приближенных водно-балансовых расчетов средний расход р. Шумной, на выходе ее из оз. Центрального, принят 2 м³/сек. Можно допустить, что общий речной сток со всей площади кальдеры превышает сток из оз. Центрального в три раза и составляет в среднем 6 м³/сек.

Принятые допущения позволяют в первом приближении оценить модули стока для кальдеры Узон. Предварительные расчеты дают очень высокие значения как общего стока из кальдеры, так и стока, не дренируемого местной речной сетью. Модуль общего речного стока бассейна р. Шумной, ограниченного кальдерой Узон, оценивается в 55 л/сек км², а модуль глубокого подземного стока — в 27 л/сек км². Высокие значения модуля глубинного стока показывают, что граница зоны интенсивного водообмена проходит ниже местного эрозионного вреза. Для кальдеры Узон базисом дренирования, определяющим границы верхней гидродинамической зоны, является устьевая часть р. Гейзерной (абсолютная отметка 380 м), совпадающая с границей депрессии. Это значит, что интенсивная нисходящая миграция вод на Узоне возможна на глубину 250-300 м ниже отметки дна чаши кальдеры.

В кальдере комплекс пород, дренируемый местной речной сетью, сложен хорошо проницаемыми отложениями. Это рыхлые и слабоуплотненные пемзовые образования второго и третьего Узонских озер и перекрывающие их пирокластические, ледниковые, делювиально-пролювиальные и аллювиальные образования. Они составляют единый водоносный комплекс грунтовых вод поровой, а местами и порово-трещинной циркуляции. Питание вод комплекса осуществляется в основном за счет тающих снежников, жидких атмосферных осадков и за счет подтока термальных вод. В зимнем питании грунтовых вод к термальным водам прибавляется вода, освобождающаяся при постоянном подтаивании снега, выпадающего на термальных полях.

В восточной части кальдеры водоупором для грунтовых вод служат алевро-пелиты нижней туфовой толщи второго Узонского озера. Все прослеженные здесь грунтовые источники приурочены к контакту туфов с перекрывающими их рыхлыми пемзовыми образованиями. Источники сосредоточены в тальвегах ручьев. Дебит их, как правило, не превышает 1-2 л/сек. Грунтовые источники, связанные с туфовой толщей, отражают весьма слабую проницаемость этих отложений: источники приурочены только к участкам повышенной трещиноватости пород и ничтожны по дебиту. В западной низинной части кальдеры, куда направлен основной грунтовый и поверхностный сток, существует относительно выдержанный горизонт слабонапорных вод, связанный с отложениями третьего Узонского озера. Верхним водоупором, для него служат слабо уплотненные пепловые туфы. Такими туфами, например, выстилается дно оз. Центрального. Разгрузка горизонта осуществляется в поверхностные водотоки, а также скрытым стоком в озера и болота. С горизонтом грунтовых вод третьего Узонского озера связаны многочисленные болота, крупнейшие из которых тяготеют к оз. Центральному и долине р. Шумной.

Разгрузка холодных напорных вод глубоких горизонтов в кальдере Узон не обнаруживается. В районе оз. Центрального (в узколокальной зоне) происходит разгрузка перегретых вод, обладающих термоартезианским напором. На участке выхода гидротермальные растворы оказывают существенное влияние на температуру и химический состав поверхностных и грунтовых вод.

II. СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В КАЛЬДЕРЕ УЗОН

Узонские термальные источники и озера издавна привлекали внимание исследователей. В 1854 г. источники посетил и кратко описал К. Дитмар, в 1909 г. - В. Л. Комаров. Первые сведения о химическом составе Узонских гидротерм получил Б. И. Пийп в 1933 г. Он обследовал несколько источников в районе оз. Фумарольного и показал существование здесь выхода хлоридно-натриевой воды, содержащей в значительных количествах мышьяк, цинк, сурьму, бор, олово. Б. И. Пийп выделил воды такого состава в особый тип, характерный для областей активного вулканизма. Недостаточное количество анализов создало ошибочное представление о преобладании здесь кислых сульфатных вод, типичных для сольфатарных полей (Пийп, 1937).

Обследования Узонских термальных источников, предпринятые в разные годы В. В. Ивановым, О. Н. Толстихиным, Е. М. Изотовой, В. И. Кононовым и др., не дали существенных поправок и дополнений к работе Б. И. Пийпа. Однако В. В. Иванов упоминал о существовании на Узоне источника с хлоридно-натриевой водой Паужетского-Вайракейского типа (1958, 1960). В 1962 г. В. В. Аверьев провел целевое обследование Узонских термальных источников, дал ориентировочную оценку их дебита и тепловой мощности. Полученные им величины суммарного дебита около 80 л/сек (в пересчете на хлоридную натриевую воду) и тепловой мощности не менее $16 \cdot 10^3$ ккал/сек послужили поводом для пересмотра существовавшее гипотезы формирования Узонских гидротерм, считавшихся проявлением поствулканической деятельности вулкана Узон. В 1966-1967 гг. по инициативе и под руководством В. В. Аверьева Институтом вулканологии проведены детальные исследования Узонской термоаномалии.

В последние годы выяснились в общих чертах геолого-структурные позиции Узонско-Гейзерного района, как кольцевой вулканотектонической депрессии сложного строения. Данные по природной

обстановке Узонской термоаномалии и другим участкам локального проявления гидротермальной активности района хорошо согласуются и подтверждают эту геологическую схему.

Для понимания условий формирования Узонской термоаномалии большое значение имели работы Т. И. Устиновой (1949, 1955), С. И. Набоко (1954) В. В. Иванова (1955, 1960), В. В. Аверьева и В. И. Кононова (1965, 1966), освещающие химический состав, вынос тепла, режим разгрузки перегретых вод Долины Гейзеров, расположенной рядом с кальдерой Узон.

В кальдере Узон современная гидротермальная деятельность проявилась выходами на поверхность перегретых вод и их дериватов, создавших локальную зону поверхностного прогресса в северо-западной части. Это самая пониженная и заболоченная часть дна кальдеры. Термопроявления сосредоточены на нескольких разных по величине тепловой активности участках, которые разбросаны на площади около 15 км² (рис. 23, 24). Формы проявления гидротермальной активности самые разные. Специфика района выражается в широком развитии здесь горячих минеральных озер. Нигде на Камчатке подобных термальных полей неизвестно. Все участки современной гидротермальной активности расположены в пределах бассейна оз. Центрального, весь поверхностный и грунтовый сток термальных вод осуществляется в это озеро. Река Шумная - единственная, вытекающая из оз. Центрального, улавливает общий сток термальных вод. Отличительной особенностью Узонских термальных полей является их сильная обводненность, обусловленная местной гидрогеологической обстановкой.



Рис. 23. Схема термоявлений кальдеры Узон

1 - участки проявления современной гидротермальной деятельности; 2-3 - участки гидротермального изменения пород; 4 - холодные грунтовые источники; 5 - пресные озера; 6 - горизонталы (условные) через 100 м; 7 - скальные обрывы сопки Узон; 8 - обрывы внутренних склонов борта кальдеры и мелких вулканических аппаратов. Цифры на рисунке (названия термальных участков): 1, 2, 3 - I, II, III участки Восточного поля; 4, 5, 6 - площадки Цепочка, Оранжевая, Северная; 7, 8 - площадки Восьмерка и Крайняя; 9 - участок оз. Фумарольного; 10, 11 - участки Теплых болот и Южный; 12 - участок Береговой; 13 - Западное поле; 14 - участок горы Белой

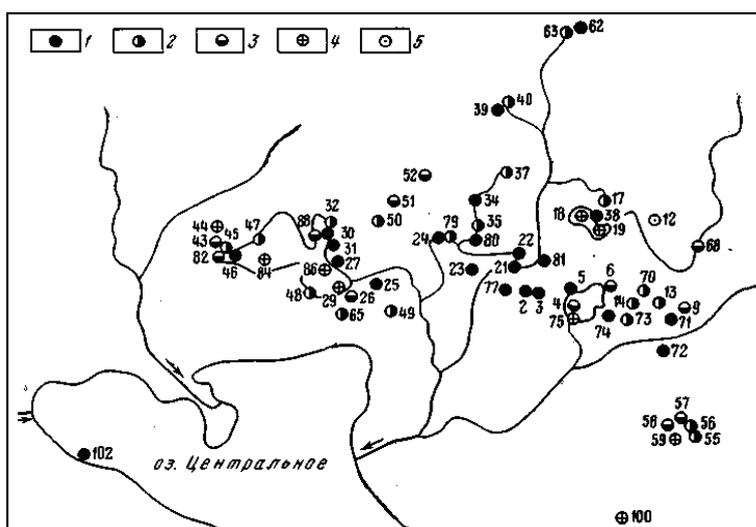


Рис. 24. Схема расположения Узонских термальных источников

Температура источников: 1 - более 70°C; 2 -70-50°C; 3 - 50-30°C; 4 - 30-15°C; 5 - менее 15°C. Цифрами на схеме обозначены номера источников (см. табл. 11, 12, 13 и 15)

Ниже приводится описание характера и особенностей проявления гидротермальной деятельности по каждому термальному участку кальдеры Узон. Внешние границы термальных участков наведены по визуальным наблюдениям - характеру видимого поверхностного прогрева грунта и положению границы угнетенного растительного покрова, обрамляющей термальные поля. По опыту работ на многих гидротермальных системах Камчатки эта граница приблизительно соответствует изотерме плюс 20° на глубине 1 м. Как правило, такие границы совпадают с контурами гидротермальных котловин. Термометрическая съемка - замеры температур в метровых скважинах по сетке 20x20 м - приведена на Восточном и Западном термальных полях. Точное оконтуривание и проведено по изотерме плюс 30°.

Восточное термальное поле - самое большое на Узоне (рис. 25). Оно показывает все разнообразие поверхностных форм гидротермальной активности. Протяженность поля 1,5 км при ширине зоны прогрева 200-380 м. С юга и запада к полю подходит обширная топкая низина, начинающаяся у оз. Центрального, с редкими холмиками озерно-ледниковых образований, которые кое-где отделяют термальные участки от примыкающих к ним топких болот. С севера Восточное поле ограничено пологим уступом, видимо тектоническим, высотой до 4-10 м, расчлененным несколькими ложками, за которым начинается сухая, чуть всхолмленная тундра, прослеживающаяся до самого борта кальдеры. Поле выражено тремя последовательно расположенными плоскими блюдцами, котловинами с топким, сильно прогретым вязким глинистым дном, лишенными всякой растительности (участки I, II, III). Такие гидротермальные котловины часто встречаются на крупных термальных полях Камчатки (Парящая Долина на массиве Большой Семьячик, Южно-Камбальные, Северо-Мутновские термопроявления и др.), на Узоне они представлены наиболее ярко.

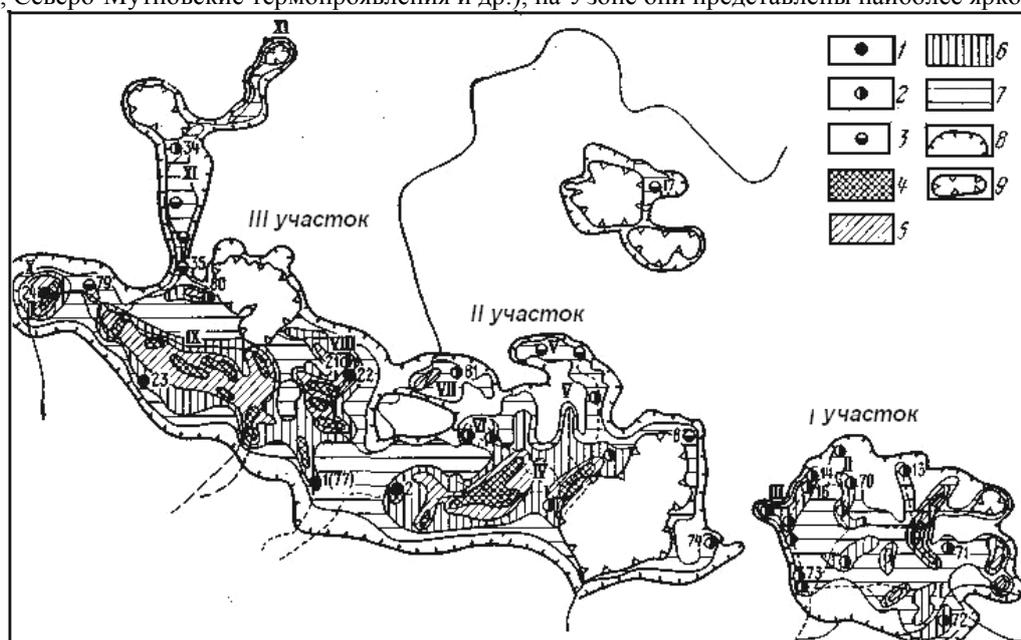


Рис. 25. Схематическая термометрическая карта Восточного поля (июль, август 1966 г.)

Температура источников: 1 - более 90° С; 2 - 90-70° С; 3 - 70-50° С. Температура зон на глубине 0,5 м: 4 - более 90° С; 5 - 90-70° С; 6 - 70-50° С; 7 - 50-30° С; 8 - контур термального поля; 9 - термальные озера, связанные с глубокими гидротермальными воронками. Термальные площадки: I - Южная; II - Каскадная; III - Парящий сапожок; IV - Парящая I; V - Ожерелье; VI - Квасцовая; VII - Уютная; VIII - Опасная; IX - Парящая II; X - Кипящие грифоны; XI - Цепочка. Цифрами на схеме обозначены номера источников (см. табл. 15)

Участок I (Серные бугры) - самый восточный, представляет собой хорошо выраженную гидротермальную котловину овальной формы с плоским дном, размером 250x370 м. Преобладающими формами термальной деятельности являются многочисленные водяные воронки и озерки, самого разного диаметра, имеющие сток, и бессточные грязевые котлы и вулканчики, рассредоточенные выходы газопаровых струй, дающие парящие поверхности. Они концентрируются над трещинами, выводящими термальную воду, образуя небольшие по размерам сильно прогретые площадки в несколько десятков метров, ограниченные изотермой плюс 50°. На каждой площадке есть одна или несколько основных водовыводящих воронок, наиболее высокотемпературные сопровождаются интенсивным пропариванием грунта. Дебит отдельных воронок 0,2-1,0 л/сек, температура 60-85°. Преобладающее простираение термовыводящих площадок СВ 40-60°. Максимальная разгрузка термальной воды осуществляется через озерко Банное - около 7 л/сек (48°) и площадку Парящий Сапожок - 9 л/сек (62- 70°). Термальная вода с участка собирается двумя горячими ручейками в общий водоток с дебитом 20 л/сек и сбрасывается в р. Веселый.

Наиболее интенсивная гидротермальная деятельность отмечается на центральном (II) и западном (III) участках Восточного поля (см. рис. 25). Участки составляют полосу аномально высокого прогрева

протяженностью около 1 км при ширине до 250 м общего запад-северо-западного простирания. Участки приблизительно равновелики по площади. Граница между ними проведена по линии предполагаемого поперечного смещения участков друг относительно друга. Здесь обнаруживается короткий разрыв прогретой зоны, околугуренной изотермой плюс 50°. Парящие площадки, прогретые до 70° и более, расположены вдоль ее осевой линии, намечая основные термовыводящие трещины. Здесь сосредоточены выходы перегретых вод. Разгрузка проявляется в виде одиночных кипящих воронок-источников (Центральный № 2, Бурлящий № 1, Опасный № 21, Пульсирующий № 23) или как рассредоточенное высачивание по мелким трещинам, сопровождающееся площадным пропариванием грунта. Во втором случае наблюдается излив перегретых вод на поверхность (центральный участок) или выходы газопаровых дериватов (III участок поля). По периферии выходят источники меньших температур, близкие по режиму и характеру гидротермальной активности источникам I участка Восточного поля.

Участок II (Центральный). В восточной части II участка на месте двух глубоких воронок образовался крупный (150x200 м) термальный водоем - оз. Хлоридное. На поверхности озера отмечается несколько крупных бурлящих грифонов, образованных сильными восходящими газовыми струями. Температура воды у поверхности в центральной части озера 28-30°. Дно прогрето до 86°. На восточном берегу озера хорошо выражены два источника. В западной части II участка можно выделить несколько характерных термопроявлений. Площадка Парящая I - рассредоточенная трещинная разгрузка перегретых вод с изливом на поверхность, связана с зоной трещиноватости широтного простирания. Здесь множество кипящих воронок и грифонов образуют сплошную парящую площадку, залитую сверху термальной водой, она собирается в ручеек дебитом 2,2 л/сек. Площадка Квасцовая (30x40 м): около трех десятков расположенных рядом водяных воронок (72-80°), суммарный дебит 1,3 л/сек. Центральный № 2 - самый крупный кипящий источник кальдеры Узон: две рядом расположенные сообщающиеся воронки диаметром до 2-3 м (94 и 72°) слабо выраженный пульсирующий режим излива, дебит около 1,5 л/сек. Источники Ожерелье - термопроявления двух ложков, заложенных по термовыводящим трещинам на уступе сухой тундры, обрамляющей участок с северной стороны. Образуют большую группу водяных воронок (35-92°), суммарный дебит 2,1 л/сек. Площадка Уютная находится в стадии относительного затухания. Источник Уютный № 81 (71°, дебит 0,3 л/сек). Рядом на месте нескольких недействующих воронок образовался небольшой водоем (15x50 м), куда стекает источник. II участок, в отличие от I и III, изолирован от влияния холодных поверхностных водотоков. Сток термальных вод осуществляется в оз. Хлоридное (кроме источников Центрального и Уютного). Зная дебит стекающих в озеро термальных водотоков и расход вытекающего из озера теплого ручья, легко подсчитать скрытую разгрузку вод (термальных и грунтовых) в оз. Хлоридное. Она, по нашим подсчетам, равна 12 л/сек. Общий дебит термальных источников II участка оценивается в 23,4 л/сек.

Участок III. Наблюдается интенсивный площадный прогрев. Парящие площадки Опасная (100x30 м), Парящая III (250x50 м) и Кипящие грифоны (50x50 м), околугуренные по изотерме плюс 70°, намечают направление основной термовыводящей зоны СЗ 310° (см. рис. 25). Преобладающая форма гидротермальной активности - кипящие грязевые котлы на относительно сухих площадках, выходах газопаровых струй и парящих участков поверхности. Термопроявления (90° и более) образуют узкие парящие зоны протяженностью в несколько десятков метров, рассредоточенные по площади, фиксирующие систему термоподводящих трещин. Хорошо видимых источников на участке несколько, суммарный дебит их не превышает 5 л/сек. Бурлящий № 1 представляет собой кипящую водяную воронку диаметром до 8 м, в центре - интенсивное бурление (грифон высотой до 0,8 и основанием до 2 м), сток воронки 1 л/сек. выходит на границе между II и III участками, где предполагается наличие трещин сдвига.

Термальная зона, расположенные севернее Восточного поля в зоне сухой тундры между Восточным термальным полем и северным бортом кальдеры, образуют несколько небольших, но хорошо выраженных термальных площадок: Цепочка, Северная, Оранжевая, Восьмерка и Крайняя (см. рис. 24).

Площадка Цепочка примыкает к III участку Восточного поля. Прослеживается вдоль ручья Миши на расстояние 360-380 м при видимой ширине зоны прогрева в 15-50 м (см. рис. 25). Термопроявления выражены группой термальных источников, линейно вытянутых вдоль предполагаемой трещинной зоны, прослеживаемой в субмеридиональном направлении по руслу руч. Миши и далее через оз. Серое. Выходы источников связаны с трещинами (СВ 40-50°), секущими основную зону. Такие трещины прослеживаются по тальвегу руч. Миши от устья ручья до оз. Серого (источник Малыш №35 и др.). Здесь сосредоточена основная группа источников. Это трещинные источники (57-59°) с дебитом отдельных выходов до 0,5 л/сек. Самый горячий источник Кругленький (84°) с дебитом 0,8 л/сек выходит на южном берегу оз. Серого.

Площадка Северная - самое северное термопроявление. Удалена от основной зоны прогрева на 700-800 м. Расположена в одном из спускающихся с борта кальдеры распадков, в его устьевой части. Термопроявления выражены группой линейно расположенных (СВ 60°) водяных и грязевых воронок (50-80°), которым сопутствуют рассредоточенные выходы газопаровых струй. Хорошо выражены два источника: Большой грифон № 63 (51°, дебит 1,5 л/сек) и Черный грифон № 62 (79°, дебит 0,4 л/сек). Видимые термопроявления тяготеют к тальвегу распадка, отмечаются на участке 15x50 м и связаны с зоной гидротермального изменения пород площадью 50 X100 м. Термальная вода на выходе с площадки собирается в ручеек (49°) с дебитом 2,0 л/сек (начало ручья Ягодного).

Площадка Оранжевая представляет собой гидротермальную котловину протяженностью 180 м, шириной 50-80 м. Южный и северный участки котловины, где отмечается гидротермальная деятельность, заняты водоемами (40 X40 м), разделенными сухой перемычкой. Южный водоем - горячее зеро. На его поверхности наблюдается множество активных грязевых котлов: вулканчиков (30-80°, у берега). Некоторые вулканчики достигают высоты 1 м. Вдоль южного контура озера отмечаются слабые выходы газопаровых струй, северный водоем - озеро со спокойной водной поверхностью, образованное на месте нескольких небольших расположенных рядом воронок (25°). Термопроявления прослеживаются в пляжной полосе, у северо-западного берега, то несколько бессточных водяных котлов. Один кипит (Сульфатный № 39), диаметром до 1,5 м. Рядом обнаружен единственный на площадке Оранжевой источник (Ласковый № 40) - небольшая водяная воронка (70°, дебит до 0,4 л/сек). Общий сток термальной воды из котловины не превышал в момент обследования 5 л/сек

Площадка Восьмерка ограничена котловиной оз. Восьмерки, второго по величине термального водоема кальдеры Узон. Озеро образовано на месте двух гидротермальных воронок (100 X100 м и 100x50 м), разделенных узкой перемычкой, пересыхающей к концу лета. Озеро бессточное. Температура воды у поверхности 18-20°. По данным Г. Н. Ковалева, дно озера прогрето до 115° при глубине 15 м. Поверхностные термопроявления сосредоточены на северо-восточном берегу озера. Выше кромки берегового обрыва - это несколько одиночных «активных» грязевых котлов, в пляжной полосе - несколько кипящих грифончиков и водяных воронок (40-50°), ничтожных по дебиту (источник Кухонный № 17).

Площадка Крайняя занимает заболоченную пойму правого берега руч. Комариного напротив площадки Восьмерка. Оконтурена по площади распространения серных бугров и участков рассредоточенной разгрузки холодных газовых струй. Здесь выходит группа источников, слабо пахнущих сероводородом (12-15°), суммарный дебит до 2 л/сек (например, источник № 12). В районе площадки по тальвегу руч. Комариного обнаружено несколько высачиваний (50-55°). Например, источник Последний № 68.

Озерное термальное поле объединяет несколько термальных участков, пространственно связанных с озерами Центральным и Фумарольным.

Участок оз. Фумарольного ограничен котловиной оз. Фумарольного - крупнейшего термального озера кальдеры Узон. Озеро расположено среди холмов, обрамляющих зону болот, и заполняет обширную котловину размером 600 X 300 м с хорошо выраженными крутыми береговыми обрывами. Поверхностный сток (около 30 л/сек) из озера осуществляется через руч. Фумарольный (рис. 26). Озеро образовано на месте нескольких крупных гидротермальных воронок диаметром до 150 м и глубиной до 25 м. Расположенные рядом воронки разделены узкими сухими перемычками, образуют относительно изолированные озера (I, II, IV). Боковые стенки воронок отвесные, местами имеют отрицательные углы наклона. В дне и стенках воронок происходит разгрузка перегретых вод. Температура придонного слоя ила (120-126°) соответствует температуре кипения воды на данной глубине. Поверхностный слой воды в озере прогреет неравномерно (23-36°).

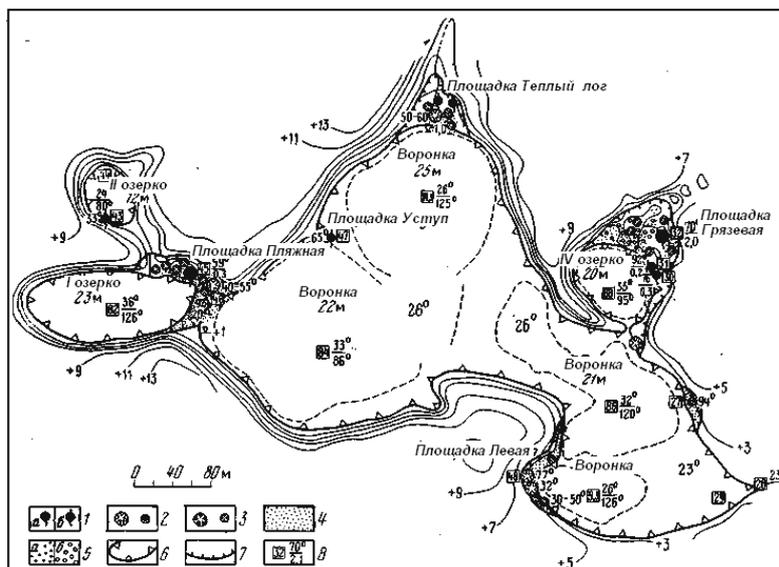


Рис. 26. Схематический план оз. Фумарольного и береговых термальных площадок (август 1966 г.)

1 - термальные источники (а - водяные воронки с видимым стоком, б - выход из трещины или высачивание); 2 - водяной бессточный котел; 3 - грязевой котел или вулканчики (> 1 м или <1 м); 4 - парящие площадки; 5 - мелкие кипящие грифоны (а - мелкие водяные котлы, б - грязевые котлы); 6 - контур водной поверхности озера; 7 - контур термальных площадок; 8 - номер источника или зондировочной точки, температура и дебит или температура у поверхности и на дне (горизонталь через 2 м; за нулевую отметку принята водная поверхность оз. Центрального)

В пляжной полосе озера прослеживается несколько небольших аномально прогретых площадок (см. рис. 26). Им сопутствуют участки интенсивного гидротермального изменения пород. Основная группа источников сосредоточена на площадке Грязевой (IV озерко). Форма выходов - водяные воронки (70- 94°), видимый дебит до 3 л/сек. В западной части площадки наблюдается рассредоточенная разгрузка термальных вод обильным высачиванием в грязевой слой. Площадка Левая прогрета слабо. В южной ее части расположено несколько слабых водяных котлов и вулканчиков, севернее - рассредоточенное парение. Видимого стока термальной воды нет. Площадка Пляжная прогрета заметно сильнее. Здесь отмечаются многочисленные выходы газопаровых струй (95- 97°) и кипящие водяные грифончики. Вдоль северного её контура прослеживается группа водяных и грязевых котлов (40-60°), линейно вытянутая в северо-западном направлении. Хорошо выраженный источник № 45 (59°), дебит 0,3 л/сек. Суммарный дебит всех источников не превышает 2 л/сек. Площадка Уступ чуть выступает над урезом воды озера, иногда заливается. Рассечена вертикальными открытыми трещинами, по которым обильно высачивается термальная вода (65°). Разгрузка скрытая, в озеро (источник Трещинный № 47). Площадка Теплый лог - несколько водяных воронок и грязевых котлов (30 60°) и слабые высачивания теплой воды вдоль склонов лога. Дебит источников не превышает 1 л/сек. Общий дебит источников, выходящих в пляжной полосе оз. Фумарольного, около 8 л/сек. По предварительным подсчетам, скрытая разгрузка термальных вод через дно и стенки воронок превышает видимую и составляет не менее 15-20 л/сек. Роль грунтовых вод в питании озера пока не совсем ясна.

Участок Теплых болот захватывает болотистую низину между Восточным полем и оз. Фумарольным, занятую теплыми озерками (20-30°). Озерки образуют цепочку мелких водоемов, связанную протоками и растянутую на 250 м. Вполне вероятно, что они фиксируют термовыводящую зону. Озерки нагреваются в основном горячими источниками, обрамляющими участок с северной стороны. Это несколько небольших бурлящих водяных воронок с температурой 50-60° (источники Двойной № 51 и Пиритный № 52). Интересное термопроявление - озерко Забытое (№ 50), связанное с теплым болотом узкой протокой. Оно, как и другие термальные озера, по-видимому, образовано на месте глубокой гидротермальной воронки. Диаметр озера 20 м. Температура юды у берега 55°. На поверхности озера заметны газовые выделения. Поверхностный сток около 0,3 л/сек.

Участок Южный. К участку отнесены термопроявления, прослеживающиеся в зоне теплых болот к юго-востоку от оз. Фумарольного (см. рис. 23). Здесь отмечено несколько хорошо выраженных источников, причем форма продления их разная. У северного контура участка расположено горячее озерко, образованное на месте гидротермальной воронки размером 20х30 м (оз. Малое № 26). Вода у поверхности прогрета до 39°. На дне озера, очевидно, разгружается перегретая вода. Поверхностный сток около 1 л/сек. Рядом расположено большое пресное озеро (20°). У северного его берега обнаружен уникальный выход термальной воды. Источник выведен выше водной поверхности озера естественной постройкой из гейзерита, возникшей над трещиной в дне озера. Высота гейзеритовой «вазы» около 0,5 м (Гейзеритовый № 25). Температура источника 84°, дебит 0,3 л/сек. К югу оба озера переходят в болото-топь, обрывающееся в оз. Центральное. Здесь, к юго-западу от оз. Малого, одна из термовыводящих трещин фиксируется гейзеритовой площадкой (ширина 5 м и длина 45 м). Площадка покрыта ржаво-бурым пластинчатым гейзеритом. По ее осевой линии насажено несколько мелких гейзеритовых вулканчиков, в вершинках которых чуть высачивается термальная вода (60х69°), суммарный дебит не более 0,5 л/сек (источник № 65). В восточной, наиболее топкой части термального болота намечается еще одна воронка диаметром не менее 30 м. На поверхности этого водоема наблюдается несколько крупных газовых грифонов, а вдоль берега - активные водяные воронки-источники. Наиболее крупная из них - источник Красный (65°, дебит 1,5 л/сек).

Термопроявления, связанные с оз. Центральным, отмечаются только вдоль береговой линии. Хорошо выраженные участки прогрева источники Скрытые на северном берегу, и участок Береговой (№ 102) на северо-западном окончании озера. Северные выходы фиксируются источниками, выходящими вдоль заболоченного берегового обрыва, на урзе и ниже уреза водной поверхности оз. Центрального. Оценить дебит источников нельзя. Температура выходов 40°. Источники прослеживаются на расстоянии не менее 150 м, ширина полосы прогрева воды в озере до 10-30м. Участок Береговой характеризуется незначительными термопроявлениями на берегу (несколько грязевых котлов и кипящих грифончиков) и рассредоточенными выходами теплых газовых струй на дне озера, связанных с мелкими воронками. Общая протяженность зоны прогрева около 250 м при ширине выхода в озеро 80-100 м. Кроме указанных площадок, скрытая разгрузка термальных вод происходит, по-видимому, и вдоль берега, примыкающего к Нижнему болоту.

Участок горы Белой расположен под северным склоном горы Белой, рядом с обнажением гидротермально-измененных пород, у края болота. Зона прогрева окаймляет по низу выступающий здесь мыс. Основная термовыводящая трещина (СЗ 315°) фиксируется площадкой аномального прогрева (5х70 м), прижатой к склону восточнее мыса. Площадка оконтуривается изотермой плюс 50°. Источники расположены на ровной площадке, переходящей в болото. Это несколько бурлящих грифонов (64-67°) с суммарным дебитом не более 1 л/сек. Источники со стороны болота окаймлены цепочкой сильно заболоченных овальной формы теплых озерков диаметром 5-15 м. В них заметны многочисленные газовые выделения. Общая протяженность участка прогрева вдоль мыса около 150 м при ширине 20-40 м. Несколько обособленно, чуть выше по склону в зоне развития измененных пород, расположено озерко Тихое (20х30 м).

Температура воды с поверхности 20°. У юго-западного берега в пляжной полосе отмечены высачивания термальной воды (40-50°).

Западное термальное поле расположено у подножия сопки Узон, на северо-западном склоне холмистой возвышенности, на расстоянии 2,5 км от оз. Фумарольного. Термальное поле сопровождается зоной интенсивного гидротермального изменения пород и в общих чертах повторяет ее контуры (рис. 27).

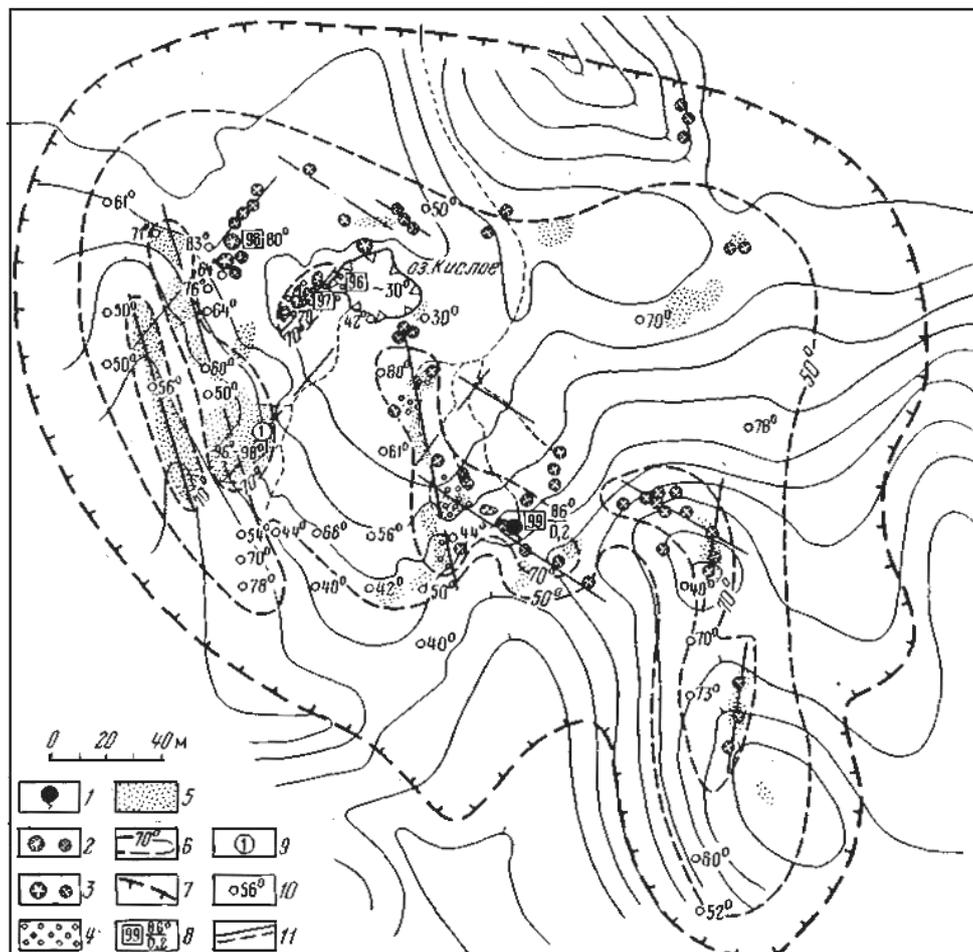


Рис. 27. Схематическая термометрическая карта Западного поля (август 1966 г.)

1-термальные источники; 2- водяные котлы; 3 - грязевые котлы и вулканчики; 4 - парящие сильно обводненные площадки; 5-парящие относительно сухие площадки; 6 -Условные изотермы, 7 - контур термального поля; 8 - водная проба (номер, температура в С, дебит в л/сек), 9 - газовая проба; 10 - термометрическая зондировка (температура в °С на глубине 0,5 м), 11 - трещины (установленные и предполагаемые; горизонталь через 2 м)

Поле лишено всякой растительности, коренные породы изменены до глин и покрыты у поверхности плотной гипсовой коркой. В границах, приблизительно соответствующих изотерме плюс 20°, участок прогрева имеет площадь 350x300 м, а по изотерме плюс 50° - 300x150 м. Это поле, расположенное гипсометрически на 50-70 м выше основных термальных полей, относительно сухое. Здесь наблюдаются лишь выходы газопаровых струй. Осевую, наиболее прогретую часть термального поля намечают три парящие площадки. Они оконтуриваются изотермой плюс 70°; общее направление их СЗ 300-310°. На восточной площадке термопроявления связываются с группой грязевых вулканчиков. Каждый конус вулканчика представляет собой отдельный выход парогазовой струи (85-98°). Вулканчики образуют линейно вытянутую цепочку двух взаимно перпендикулярных направлений (СВ 10°, СЗ 300°), фиксируя положение термовыходящих трещин, с которыми они связаны. Западная площадка является наиболее активной. Парогазовые струи (96°-98°) вырываются из многочисленных трещин в склоне, обращенном к оз. Кислому, образуя своеобразную парящую стенку высотой до 10 м. Выходы их обильно инкрустированы пиритом и серой. Протяженность площадки 100 м при ширине около 50 м. Третья прогретая площадка (центральная) расположена ниже в овражке, спускающемся к оз. Кислому, и потому относительно обводнена. Здесь получили развитие грязевые и водяные котлы; некоторые имеют слабый сток (40-90°). В момент обследования сток термальной воды с Западного поля не превышал 0,5-0,8 л/сек.

Таким образом, в кальдере Узон наблюдаются все возможные формы поверхностной гидротермальной деятельности, присущие зонам разгрузки перегретых вод. Это множество бурлящих воронок, озерков и кипящих грифонов, многочисленные грязевые котлы и вулканчики, парящие и в разной степени, прогретые площадки с рассредоточенными выходами газопаровых струй. Преобладающая форма

выходов источников - хорошо выраженные водяные воронки от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре. Такая форма источников сохраняется на всех термальных участках, будь то болото или относительно сухая площадка. Подчиненное распространение имеют источники высачивания и трещинные источники. При старении источник-воронка постепенно переходит в грязевой котел. Термальные воды характеризуются высокой газонасыщенностью. Свидетельство этому - обилие бурлящих воронок и озерков с выбросом воды грифонами на высоту до 0,5 м. Наиболее активные грязевые котлы и вулканчики выплескивают капли грязи на ту же высоту. Температура источников 45-96°, максимальная температура газопаровых струй 102°. Источники имеют пульсирующий режим излива, в редких случаях переходящий в слабый гейзерный.

Специфической особенностью Узонских термопроявлений является развитие кратероподобных воронок глубиной в 25-40 м и диаметром в 25-150 м, связанных с зонами тектонической трещиноватости, подводящими термальные растворы. Эти воронки заняты горячими озерами, на дне их разгружаются перегретые воды (115-126°). Озера имеют хорошо выраженную овальную форму береговой линии, повторяющей контуры воронок, стенки которых, как правило, отвесные. Есть основания полагать, что эти воронки образовались при прорывах перегретых вод к поверхности, гидротермальных взрывах, подобных описанным для геотермального района Вайотапу в Новой Зеландии (Lloyd, 1960; Ellis, 1963). Возможность проявления таких воронок на Камчатке предсказал В. В. Иванов (1966).

Таким образом, современная геотермальная активность кальдеры Узон локализована в западной части основной зоны широтного разлома, контролирующего распределение всех зон гидротермально-измененных пород в пределах депрессии. Устанавливается приуроченность всех без исключения термальных участков Узона к наиболее молодой наложенной воронке взрыва (см. рис. 3), где сосредоточен основной подток тепла, а общая хорошая проницаемость толщ благоприятствует поступлению терм на поверхность.

III. ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЗОНСКОЙ ТЕРМОАНОМАЛИИ

В кальдере Узон на участке площадью менее 1 км² встречены почти все химические типы вод, присущие зонам разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем. Проблеме формирования минеральных вод областей активного вулканизма посвящены работы многих исследователей (Иванов, 1960; Аверьев, 1961; Набоко, 1963; Уайт, 1965; Власов, 1971; Сидоров, 1966 и др.). До сих пор остается спорным вопрос взаимосвязи между перегретыми щелочными хлоридно-натриевыми водами и сопутствующими им кислыми сульфатно-хлоридными.

Основные химические типы термальных вод кальдеры Узон. За основу деления воды на химические типы взят ее ионный состав. В этом случае легко определилось закономерное распределение химических компонентов, давшее характерные типы вод. Эти типы точно повторили основные химические составы термальных вод, присущие зонам разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем (табл. 9).

Ниже приводятся краткие характеристики основных типов термальных вод, для каждого типа воды дана формула ионного состава, отвечающая наиболее показательному источнику (в экв. %).

Таблица 9

Сравнительная характеристика основных типов термальных вод кальдеры Узон

Тип воды	Форма проявления	pH	T°С	Общая минерализация г/л	Основные компоненты, мг/л						Некоторые специфические компоненты, мг/л			
					Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	(Ca+Mg) ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	H ₂ SiO ₄	HBO ₂	As ³⁺	Li ⁺
Хлоридно-натриевая	Источники, озера	6-8 2-3	80-кип 40-55	1,5-4,5 2,0-3,0	>500 >800	<100 300-500	<50 Нет	<50 <50	>>500 >>500	До 130 До 100	353 358	285 117	2,2 0,6	6,1 2,0
Сульфатно-хлоридная натриевая	То же	5-7,5 2-3	70-кип 25-40	1,5-3,0 1,5-3,0	500-800 500-800	300-500 300-300	<100 Нет	<50 <50	300-500 300-500	До 50 До 50	261 233	150 152	1,5 0,6	1,5 1,9
Хлоридно-сульфатная натриевая	То же	4-6,5 2-3	50-кип 20-35	0,5-1,5 0,8-1,0	100-300 100-300	100-300 100-300	<100 Нет	<30 <20	150-300 100-300	До 50 До 50	243 -	60,7 -	0,6 -	- -
Хлоридно-гидрокарбонатная натриевая	Источники	6-7	60-80	1,0-2,0	100-300	До 100	300-500	До 50	100-300	До 50	265	12,7	0,2	0,4
Сульфатно-гидрокарбонатная (Na, Ca, Mg)	То же	5,5-7,5	20-60	0,5-1,5	<50	До 300	300-750	До 200	До 150	<20	104	-	0,02	0,09
Сульфатная разного катионного состава: Сульфатная (Na, Ca, Mg)	Источники, кипящие грифоны	4-6	30-кип	0,3-0,6	<50	До 500	<50	До 100	До 100	<20	-	2	Следы	-
Сульфатная (Al, H, Fe, NH ₄)	Бессточные котлы и водоемы	1,5-3	20-кип	1,5-3 и более	Нет	>500	Нет	До 50	<5	<5	240	6,1	-	0,02

Аналитики: Г.Д. Вейнреб, Р.А. Шувалов (лабораторные анализы); В.В. Пономарев, Г.В. Прохорова, В.С. Тихомиров (полевые анализы); Г.И. Арсанова (определения лития); Е.Зотова (определения мышьяка). Исследования проведены в июле - августе 1966-67 гг.

Таблица 10

Химический состав термальных вод кальдеры Узон, в мг/л

Компоненты	Центральный № 2 II участок Восточного поля	Главный грифон № 32 IV озерко на оз. Фумарольном	Грязевой № 32a IV озерко на оз. Фумарольном	Трещинный № 47, оз. Фумарольное, северо-западный берег	Озеро Кислое № 36, Западное термальное поле
H ⁺	Не обн.	0,07	Не обн.	Не обн.	7,6
NH ₄ ⁺	6,7	5,0	3,5	3,5	32,0
K ⁺	98	130	96	29,7	2,4
Na ⁺	1144	778,1	622,6	108,1	73,4
Mg ²⁺	2,2	0,7	0,5	4,6	8,5
Ca ²⁺	47,5	27,4	26,5	14,1	22,1
Fe ²⁺	0,3	0,3	Не обн.	Не обн.	85,2
Fe ³⁺	Не обн.	Не обн.	То же	То же	152,0
Al ³⁺	0,2	1,0	0,1	0,4	192,6
Mn ²⁺	0,2	Не обн.	Не обн.	0,24	2,0
Cu ²⁺	0,002	0,008	0,006	Не обн.	0,024
Pb ²⁺	Не обн.	0,003	0,16	0,005	0,01
Zn ²⁺	0,03	0,02	0,5	0,4	0,003
Ti ⁴⁺	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
As ³⁺	2,0	2,2	1,8	0,2	То же
F ⁻	1,5	1,5	1,8	2,0	4,0
Cl ⁻	1853,5	1294,1	1027,8	121,3	16,8
Br ⁻	3,5	4,2	3,4	0,2	Не обн.
I ⁻	0,5	0,4	0,3	Не обн.	То же
SO ₄ ²⁻	124,3	121	79,0	29,4	2044,8
HSO ₄ ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	358,9
S ₂ O ₃ ²⁻	То же	То же	То же	То же	Не обн.
SO ₃ ²⁻	»	»	»	»	То же
SO ₃ ⁻	»	»	»	»	»
HCO ₃ ⁻	17,7	»	25,4	161,0	»
CO ₃ ²⁻	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	»
HSiO ₃ ⁻	То же	»	То же	То же	»
H ₂ AsO ₄ ⁻	»	»	»	»	»
HPO ₄ ²⁻	0,08	0,06	0,2	»	»
NO ₃ ⁻	Не обн.	Не обн.	0,02	»	»
NO ₂ ⁻	То же	То же	Не обн.	»	»
Недиссоциированные молекулы CO ₂	17,6	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ S	»	»	»	»	»
H ₂ SiO ₃	211,6	221,0	182,0	187,2	223,2
Коллоидная H ₂ SiO ₃	103,6	66,0	19,5	99,2	28,2
H ₂ BO ₃	265	146,3	135,7	12,7	Не обн.
Общая минерализация	3778,7	2733,2	2206,6	674,6	3225,5
pH	6,35	4,18	5,16	5,69	2,12
T °C	94	64	54	65	30

Отбор проб-май 1968 г.; анализ февраль 1969 г. Аналитик Г.Д. Вейнребе.

Таблица 11.

Химический состав перегретых глубинных вод кальдеры Узон в источниках (в мг/л)

Номер источника	Название термального участка, источника	Давл., л/сек	T °C	pH	Общая минерализация, г/л	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na	K	Ca+Mg	H ₂ SiO ₃	As	Ионный состав	Время обследования
II участок Восточного поля															
2	Центральный	1,5	94	5,9	3,5	1808	108	Не обн.	1137	93	44	288	1,6	$\frac{Cl96}{Na90K5}$	Сентябрь, 1966
	»	1,5	90	6,3	3,8	1853	124	18	1144	98	40	212	2,0	$\frac{Cl95}{Na90K5}$	Май, 1968
3	Хлоридный котел	Бессточный	84	5	4,3	2390	77	12	1515	60	-	-	-	$\frac{Cl97}{(Na+K)95}$	Август, 1966
5	Воронка	0,1	82	6	3,7	1980	67	Не обн.	1260	46	-	-	-	$\frac{Cl97}{(Na+K)95}$	Август, 1966
Участок оз. Фумарольного															
32	Главный грифон	2	70	5	2,7	1492	98	То же	830	130	28	183	1,0	$\frac{Cl93}{Na86K8}$	Май, 1968
32a	Грязевый	1	54	5,1	2,2	1028	79	»	622	96	27	182	1,8	$\frac{Cl93}{Na86K8}$	Май, 1968
30	Оранжевый	0,3	76	-	1,5	631	111	»	298	29	44	-	0,3	$\frac{Cl89}{(Na+K)74}$	Сентябрь, 1964
31	Кипящий	0,3	92	-	2,2	1135	38	»	753	45	-	-	-	$\frac{Cl95}{(Na+K)95}$	Август, 1966 ³
48	Провальный	Бессточный котел	77	3	2,0	923	115	»	603	16	-	-	-	$\frac{Cl92}{(Na+K)90}$	Июль, 1967
Участок Южный															
25	Гейзеритовый	0,3	84	8	2,0	887	39	56	511	45	17	353	0,3	$\frac{Cl94}{Na90K5}$	Сентябрь, 1966
Площадка Оранжевая															
40	Ласковый	0,4	70	6,6	1,6	625	173	Не обн.	478	3	-	-	-	$\frac{Cl82}{(Na+K)92}$	Август, 1966
	Источник на берегу IV озерка на оз. Фумарольном	-	57	-	2,9	1394	95	-	859	110	26	293	40	$\frac{Cl90}{Na86K7}$	Б. И. Пилип (1937)

Хлоридно-натриевые воды. $Cl_{196}/Na_{90}K_5$; pH 5-8. Общая минерализация 1,5-4,5 г/л, хлора 500-2500 мг/л, натрия 500-1500 мг/л, калия до 130 мг/л, при весьма малых концентрациях HCO_3 , SO_4 , Mg, Ca. Вода характеризуется высоким содержанием H_2SiO_3 до 400 мг/л, HBO_3 до 265 мг/л, As до 5 мг/л, Li до 6 мг/л. Спонтанный газ воды содержит (на объем) до 75-95% CO_2 , до 8% H_2S , до 8% CH_4 , до 5-25% N_2 и редких газов. Такой состав отвечает широко распространенным в областях современного вулканизма перегретым хлоридно-натриевым водам Паужетского-Вайракейского типа (по классификации В. В. Иванова, 1960). Для Узонских хлоридных терм сохраняется выдержанность отношения $Li : Rb : Cs = 100 : 10 : 10$, характерная для перегретых вод высокотемпературных гидротермальных систем (Арсанова, 1969). Такие специфические компоненты, как F, Vg и J, также сохраняются в характерных для этого типа вод количествах (табл. 10). Суммарный дебит хлоридно-натриевых вод в источниках оценивается в 10 л/сек. В главных выходах вода кипит. Источники сосредоточены на II участке Восточного поля и на оз. Фумарольном (IV озеро). Характеристика выходов дана в табл. 11.

Сульфатно-хлоридные-натриевые воды. $Cl > 50SO_4 > 30/Na(80-90)$; pH 2-3(в озерах), 5-6 (в источниках). Общая минерализация 1,5-3,0 г/л, хлора 500-800 мг/л, сульфата 350 - 450 мг/л, натрия в среднем около 500 мг/л, калия до 60 мг/л. Характеризуются постоянством концентрации основных компонентов независимо от того, в какой форме источник проявляется. Содержат специфические компоненты, но в несколько меньших, чем хлоридно-натриевые воды, количествах: H_2SiO_3 до 260 мг/л, HBO_2 до 150 мг/л, Li 1,9 мг/л, As 1,5 мг/л. В сульфатно-хлоридных водах, увеличивается концентрация NH_4 до 10-15 мг/л при аномальном содержании 65 мг/л. Воды такого состава широко распространены на Узоне и характерны для термальных озер. Поверхностный сток из озер составляет около 30 л/сек. Суммарный дебит сульфатно-хлоридных вод в источниках невелик и оценивается в 7-8 л/сек. Форма выхода источников - воронки, дебит 0,4 л/сек ($50-76^\circ$), сопровождаются кипящими грифончиками, дающими аналогичную воду. (Голубой грифон №70, Кухонный №17 Тройной № 34, Опасный № 12, оз. Серное № 71).

Хлоридно-сульфатные-натриевые воды. $SO_4 > 50Cl > 30/Na(80-90)$; pH 5,5-6,5. Общая минерализация 0,5-1,5 г/л, сульфата до 350 мг/л, хлора до 200 мг/л, натрия до 250 мг/л. Концентрации HCO_3 , Ca в Mg сохраняются низкими, как в хлоридных и сульфатно-хлоридных водах. Присутствует NH_4 до 10 мг/л, при аномальных содержаниях 30 мг/л. Вода содержит до 250 мг/л H_2SiO_3 , до 60 мг/л HBO_2 , лития и мышьяка до 1,0 мг/л. Суммарный дебит хлоридно-сульфатных вод в источниках около 6 л/сек. Выходов несколько. Это хорошо выраженные кипящие воронки ($95-102^\circ$) и сопровождающие их кипящие грифоны (Пульсирующий № 23, Бурлящий № 1, Кипящие грифоны № 24) и источники-воронки меньших температур (Линейный № 72 Уютный № 81, Глубокий № 80).

Хлоридно-гидрокарбонатные-натриевые воды. $HCO_3 > 50Cl > 30/(Na+K) > 60$; pH 6,5-7,0. Общая минерализация 1,0-2,0 г/л. Основной компонент - гидрокарбонатный ион 300-500 мг/л при содержании натрия 200-350 мг/л, хлора до 300 мг/л и сульфата до 150 мг/л. Вода содержит до 250 мг/л H_2SiO_3 до 12 мг/л HBO_2 , лития 0,4 мг/л и мышьяка 0,2 мг/л. Суммарный дебит источников около 6,0 л/сек, $64-70^\circ$ (Красный № 49, Гейзеритовая площадка № 65, источники горы Белой № 55 и 56). Кипящих выходов не известно.

Сульфатно-гидрокарбонатные воды. На Узоне обнаружен единственный источник, дающий такую воду (Узонский нарзан № 100 у северо-западного подножия горы Белой): $HCO_3 70SO_4 23 / Na 42Ca 31Mg 24$ T = 20° pH 6.1. Общая минерализация 1,3 г/л, гидрокарбоната до 750 мг/л, сульфата до 170 мг/л при весьма малом содержании хлора. Концентрация кальция и магния, сравнительно с другими типами воды, несколько увеличивается. В воде обнаружено свободной углекислоты до 300 мг/л. Из специфических компонентов определены H_2SiO_3 104мг/л, мышьяк 0.02мг/л и литий 0.09мг/л. Дебит источника 25 л/сек.

Смешанные гидрокарбонатные воды. Общая минерализация менее 1г/л, pH 5.2-7.0. В составе воды преобладает гидрокарбонатный ион 100-300мг/л. Концентрации хлора, сульфата и натрия самые разные, от следов до 200 мг/л. Вода содержит H_2SiO_3 до 250 мг/л, лития 0,3-0,04 мг/л мышьяк - в следах. Суммарный дебит источников около 30 л/сек ($50-80^\circ$). Форма проявления: источники-воронки (площадка Парящий Сапожок), термальные озера (Синий котёл), трещинные источники (площадка Цепочка). Кипящих выходов не обнаружено.

Сульфатные воды. Представлены двумя крайними составами, широко известными в местах разгрузки парогидротерм: **1.** $SO_4 > 80/Na, Ca, Mg$; pH 4-5. Общая минерализация до 0,3 г/л, сульфата до 200 мг/л. Для такой воды какие-либо характерные компоненты выделить не удастся. Температура и форма выхода источников самая разная: термальные озера (Банное № 9) кипящие грифоны (участок Береговой № 102), источники с T = $12-15^\circ$ (площадка Крайняя), высачивания из-под снежников с T = 0° (руч. Комариный и др.). Суммарный дебит источников около 10 л/сек. **2.** $(SO_4 + HSO_4) 100/Al, NH_4, Fe, H$; pH 1,5-3,0. Общая минерализация 1,5-7,5 г/л, сульфат! 1 0—55 г/л. Вода имеет сложный катионный состав. Обнаруживаются высокие концентрации аммония до 400 мг/л, железа (закисного, окисного) до 200 мг/л алюминия до 200 мг/л и другие металлы. Хлор - компонент, характерный для глубинных вод, здесь определяется в следах. Такие растворы получили распространение на Западном термальном поле (оз. Кислое - № 96). Связаны с бессточными котлами и водоемами ($30-100^\circ$). По химическому составу отвечаю типичным фумарольным термам поверхностного формирования - конденсатные воды выщелачивания (табл. 12).

Таблица 12

Химический состав некоторых типичных вод термальных источников кальдеры Узон.

Номер источника	Источник, участок	Дебит, л/сек	TDS	pH	Компоненты минерализации, мг/л															Формула ионного состава	Дата отбора и выполнения анализа			
					H+	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	C ⁺	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻²	HNO ₃	H ₂ SiO ₄			H ₂ S		
25	Источник Гейзеритовый, южный участок Озерного поля	0,3	79	7,5-8*	—	5	511,1	44,8	13,4	4	—	—	—	886,8	39,4	54,9	—	151,8	352,7	1,5	2065,0	$\frac{Cl_{94}HCO_{33}}{Na_{90}K_5}$	15/IX-66	
28	Озеро Малое, южный участок Озерного поля	1,0 сток	39	3,0*	2,3	17	624	61,5	52,1	14,6	9,3	Не обн.	12,9	1035,3	454,3	Не обн.	Не обн.	117,5	358	—	2761,7	$\frac{Cl_{76}SO_{424}}{Na_{73}Ca_{7}H_6}$	10/IX-67	
50	Озеро Забытое, участок Теплых болот	Ничтожный сток	55	3,0*	3,1	15	529	41,9	16	5,5	5,9	То же	6,1	773	385,2	То же	То же	101,3	270	—	2152,0	$\frac{Cl_{73}SO_{427}}{Na_{76}H_{10}K_4}$	10/IX-67	
29	Озеро Фумарольное, юго-восточная часть	—	23	2,6*	5,5	7,5	406,9	50	24,1	3,7	0,7	То же	13	652,8	415,5	То же	То же	151,9	—	—	1734,6	$\frac{Cl_{68}SO_{432}}{Na_{65}H_{20}K_5}$	15/IX-66	
30	Источник Оранжевый, участок оз. Фумарольного	До 0,3	76	3,0*	0,7	12,5	294,3	28,7	39,7	4,3	Не обн.	То же	0,2	631,5	111	То же	То же	151,5	—	—	1274,8	$\frac{Cl_{89}SO_{411}}{Na_{74}Ca_{12}}$	15/IX-66	
71	Озеро Серное, I участок Восточного поля	Бессточное	75	5,3*	Не обн.	63,1	435	39,5	59,3	9,4	То же	То же	Не обн.	524,8	534,9	43,9	То же	25,5	281	—	2096,4	$\frac{Cl_{55}SO_{442}}{Na_{70}NH_{12}Ca_{11}}$	10/IX-67	
1	Источник Бурлящий, III участок Восточного поля	1,0	95	7,0*	Не обн.	15	200	20,2	24,7	7,3	Не обн.	То же	То же	То же	231,9	195	115,9	То же	30,8	243	1,5	1105,06	$\frac{Cl_{52}SO_{439}HCO_{315}}{Na_{73}Ca_{10}}$	15/IX-66
6	Источник Третий, участок горы Белой	0,3	64	6,68	—	7,5	337,5	49,3	38,1	10	То же	То же	То же	312	143,2	424,7	То же	—	265	—	1587,3	$\frac{Cl_{47}HCO_{337}SO_{416}}{Na_{77}K_{10}}$	10/IX-67	
7	Источник Синий котел, площадка Цепочка	3,5-4	72	6,65	—	10	85,1	15,3	33,3	6,6	То же	То же	То же	97,2	125,9	95,2	То же	—	196,7	—	665,9	$\frac{Cl_{39}SO_{438}HCO_{323}}{Na_{55}Ca_{24}}$	10/IX-67	
9	Источник Узонский Нарван, участок горы Белой	1,0	20	6,14	—	Нет	146,1	15,1	94,2	44,1	То же	То же	То же	32,6	171,2	652,7	То же	—	104	—	1260,2	$\frac{HCO_{371}SO_{423}}{Na_{42}Ca_{31}Mg_{24}}$	10/IX-67	
68	Источник Последний, площадка Крайняя	Нячт.	57	6,40	—	11	73,3	17	30,9	12,2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	29,8	93,8	128,2	Не обн.	—	208	—	704,2	$\frac{HCO_{57}SO_{430}Cl_{13}}{Na_{47}Ca_{23}Mg_{15}}$	10/IX-67	
9	Озеро Банное, I участок Восточного поля	6,5	48	5*	—	1	25	7,8	20	6,9	То же	То же	То же	9,6	146,5	18,3	—	2,02	—	4,8	246,1	$\frac{SO_{484}HCO_{38}}{Na_{37}Ca_{34}Mg_{20}}$	15/IX-66	
96	Озеро Кислое, Западное поле	—	30	1,5*	11,1	28	4,5	3,4	42,1	13,4	113,6	6,1	164,7	1,4	2301,1	Не обн.	—	6,1	240	—	2965,5	$\frac{(HSO_4 + SO_4)_{100}}{Al_{38}H_{27}Fe_{22}}$	10/IX-67	
97	Черный котел (бессточное) на берегу Кисло-	—	70	2,15*	1,5	423	2	2,8	11	4,3	20,2	21,6	21,8	1,4	1652,6	—	—	4,1	139	—	2325,3	$\frac{(HSO_4 + SO_4)_{100}}{NH_{478}Al_{16}H_5}$	10/IX-67	

Аналитик Р.А. Шувалов

Гидрохимическая зональность. Распределение различных химических типов парогидротерм по поверхности термальных полей подчиняется вполне определенной зональности. На карте изоконцентрации хлора выделяется несколько изолированных концентрических аномалий разной интенсивности, контуры которых повторяют очертания термальных участков (рис. 28). На каждом таком участке наблюдается снижение концентрации хлора в водах от центра к периферии. Граница развития хлоридно-натриевых вод приблизительно соответствует изолинии концентрации хлора 1000 мг/л, а сульфатно-хлоридных 500 мг/л. Термальные воды всех иных химических составов создают внешнее обрамление этих внутренних зон. Четких границ выделенные зоны не имеют, они постепенно переходят одна в другую и контуры их показаны условно. Замечено, что эти границы подвержены сезонным смещениям.

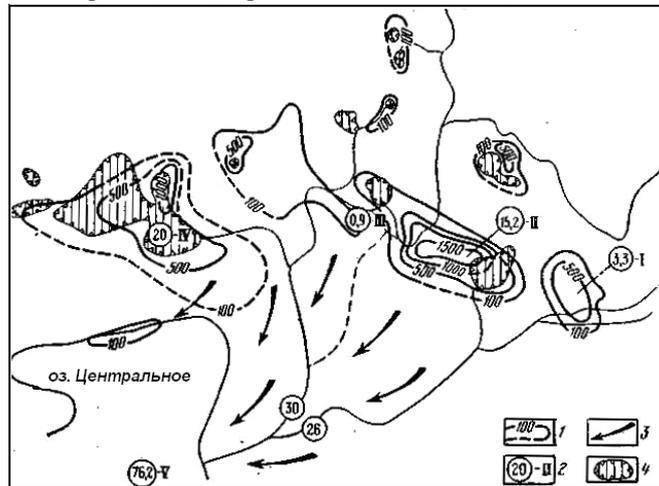


Рис. 28. Схема распределения выноса хлора в зоне разгрузки Узонских гидротерм (июль, август 1966 г.)

1 - изоконцентрации хлора по источникам (в мг/л); 2 - вынос хлора по отдельным участкам термоаномалии (в г/сек); I, II, III - участки Восточного поля, IV - участок оз. Фумарольного, V - р. Шумная (истоки); 3 - термальный грунтовый растек; 4 - термальные озера

Наиболее полно гидрохимическая зональность проявляется в осевой, самой прогретой части термоаномалий - на Восточном поле и участке оз. Фумарольного. Здесь сосредоточена основная группа кипящих источников и термальных озер. В центре очага разгрузки располагаются выходы перегретых хлоридно-натриевых вод. Сравнительно с другими типами вод они характеризуются максимальной минерализацией, температурой, максимальным содержанием хлора, натрия, калия и специфических компонентов. Основные выходы сосредоточены на II участке Восточного поля и на оз. Фумарольном (IV

озеро). Форма разгрузки по участкам разная. На Восточном поле преобладает рассредоточенная разгрузка хлоридных вод, дающая интенсивно парящую поверхность. На оз. Фумарольном выходы таких вод связаны с источниками - воронками (№ 32, 31, 32а), расположенными на берегу IV озера. В кальдере Узон обнаружено еще несколько одиночных источников с водой аналогичного состава. Увеличение концентрации хлора и натрия происходит на выходах, где идет интенсивное испарение воды с поверхности. Пример тому площадка Парящая I на Восточном поле, где происходит рассредоточенная разгрузка хлоридно-натриевых вод с самой высокой для Узона минерализацией (4,5 г/л). Нагрев этого участка максимальный, вода кипит, а количество разгружающейся здесь воды (2,2 л/сек) сопоставимо с дебитом источника Главный грифон № 32 (IV озеро) или расположенного рядом Центрального № 2. Водная поверхность этих источников-воронки ничтожно мала по сравнению с кипящей поверхностью площадки Парящая I.

В случаях, когда концентрация хлора и натрия ниже нормы, предполагается разбавление хлоридно-натриевых вод ультрапресными грунтовыми водами. Такое смешение происходит, очевидно, в IV озере, где отмечены признаки грунтового питания. Озеро заполнено водой хлоридно-натриевого состава с минерализацией 1,0 г/л. Эти предположения подтверждаются постоянством отношения Cl/Na (1,6—1,7) в хлоридно-натриевых водах Узона любой минерализации.

Выходы хлоридно-натриевых вод, как правило, окаймлены сульфатно-хлоридными и хлоридно-сульфатными водами. Зона распространения этих вод нигде не выходит за границы участков аномального прогрева. Воды гидрокарбонатного состава (всех показанных выше типов), разгружаются на периферии основных термальных полей или связаны с малыми термальными участками, в зоне пониженных температур. Внешнее обрамление термоаномалий создают слабокислые маломинерализованные сульфатные воды. Размещение гидрохимических зон по площади определяется закономерным распределением химических компонентов в термальных водах, в зависимости от места их разгрузки. Так, по мере удаления от центральных частей очага разгрузки к периферии в термальных водах наблюдается закономерное снижение концентрации компонентов глубинных вод: хлора, натрия, калия, редких щелочей, бора мышьяка. Концентрация гидрокарбоната заметно возрастает. На этом фоне хорошо проявляется сульфатная зональность вод: малые содержания сульфата в хлоридно-натриевых водах, резкое увеличение (до 450 мг/л) в зонах, обрамляющих выходы хлоридно-натриевых вод (здесь формируются сульфатно-хлоридные воды), и дальнейший постепенный спад к периферии. Повышенным содержанием сульфата (более 500 мг/л) характеризуются кислые воды бессточных котлов (pH 1,5-2). Они отличаются и наиболее сложным катионным составом (Al, Fe, H, NH₄). В этих водах отсутствуют или находятся в следах Cl, B, As, редкие щелочи, являющиеся характерными компонентами глубинных вод. Эти растворы отнесены к группе конденсатных вод выщелачивания. Основной участок проявления таких вод - Западное термальное поле.

Зональное распределение химических компонентов прослеживается как в термальных водах источников, так и в водах термальных озер, в том числе кислых, что указывает на генетическую общность наблюдаемых здесь химических типов вод (табл. 13).

Таблица 13

Химический состав вод термальных источников кальдеры Узон (в г/л)

Тип воды	Номер источника	Озеро, термальное поле	Размер озера (глубина макс. м)	ТЭС у поверхности надне	рН	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	H ₂ SiO ₄	HBO ₃	As ⁵⁺	Li ⁺	Ионный состав	
															Площадь озера (гект)
Кислая сульфатно-хлоридная и хлоридно-сульфатная	26	Озеро Малое, южный участок Озерного поля	20×30	39	2	3,0	1035	454	624	62	350	117,5	0,5	2,26	M _{2,8} $\frac{Cl76(HSO_4+SO_4)24}{Na73Ca7H6}$
	50	Озеро Забытое, участок Теплых болот Озерного поля	20×20	55	0,3	3,0	773	385	529	42	270	101,3	1,25	2,04	M _{2,2} $\frac{Cl73(HSO_4+SO_4)27}{Na76H40K4}$
	29	Озеро Фумарольное (основное озеро, юго-восточная часть)	600×300 (25)	$\frac{23}{125}$	18—20	2,6	653	416	407	50	233	151,9	0,6	1,94	M _{1,7} $\frac{Cl68(HSO_4+SO_4)32}{Na65H20K5}$
	75	Озеро Хлоридное, II участок Восточного поля	150×130 (40)	$\frac{30-55}{86}$	42	3,0	140	17	340	—	—	—	1,6	—	M _{1,1} $\frac{Cl65SO_435}{(Na+K)78Ca10}$
	18	Озеро Восьмерка (Северное озеро)	100×40 (16)	$\frac{21}{115}$	Нет	2,3	277	116	260	—	—	—	—	—	M _{0,8} $\frac{SO_451Cl49}{(Na+K)90Fe4}$
Кислая сульфатная сложного катионного состава	19	Озеро Восьмерка (Южное озеро)	80×80	19	Нет	2,5	170	355	254	—	—	—	—	—	M _{0,8} $\frac{SO_461Cl39}{(Na+K)90Fe6}$
	59	Озеро Тихое, участок горы Белой	20×30	19	Нет	3,0	70	142	183	—	—	—	—	—	M _{0,7} $\frac{(HSO_4+SO_4)82Cl18}{(Na+K)71H12Ca7}$
	82	I озеро оз. Фумарольного	180×80 (23)	$\frac{32}{126}$	Нет	2,2	171	605	218	—	—	—	—	—	M _{1,0} $\frac{(HSO_4+SO_4)73Cl127}{(Na+K)59H25}$
	44	II озеро оз. Фумарольного	60×50 (12)	$\frac{24}{80}$	Нет	2,2	0,0	489	55	—	—	—	—	0,037	M _{0,8} $\frac{(HSO_4+SO_4)100}{H53(Me)24Fe13}$
	96	Озеро Кислое** (Западное поле)	15×20	30	Нет	1,5	1,4	2391	5	3	240	6,1	—	0,024	M _{3,0} $\frac{(HSO_4+SO_4)100}{Al39H27Fe22}$
Слабокислая разного состава	88	IV озеро оз. Фумарольного	80×80 (20)	$\frac{43}{95}$	Нет	5,6	570	67	382	—	—	—	1,8	—	M _{1,0} $\frac{Cl91SO_48}{(Na+K)91Ca3}$
	37	Озеро Синий котел, площадка Цепочка	25×20	72	3,5	6,6	97	126	86	15	197	—	0,02	0,038	M _{0,7} $\frac{Cl95SO_47HCO_321}{Na55Ca24H18}$
	9	Озеро Банное I участок Восточного поля	80×40 (21)	$\frac{43}{115}$	8,5	5,0	9	146	25	8	—	2,0	0,0	—	M _{1,25} $\frac{SO_454HCO_38}{Na57Ca34Mg20}$

* Замеры сделаны в августе 1967г.

** Al³⁺ 193 мг/л; Fe²⁺ 85 мг/л; Fe³⁺ 152мг/л; в остальных озёрах содержания этих компонентов не превышают 15мг/л или не обнаруживаются

Эта общность подтверждается графиком смешения, где виден плавный переход одного типа вод в другой (рис. 29).

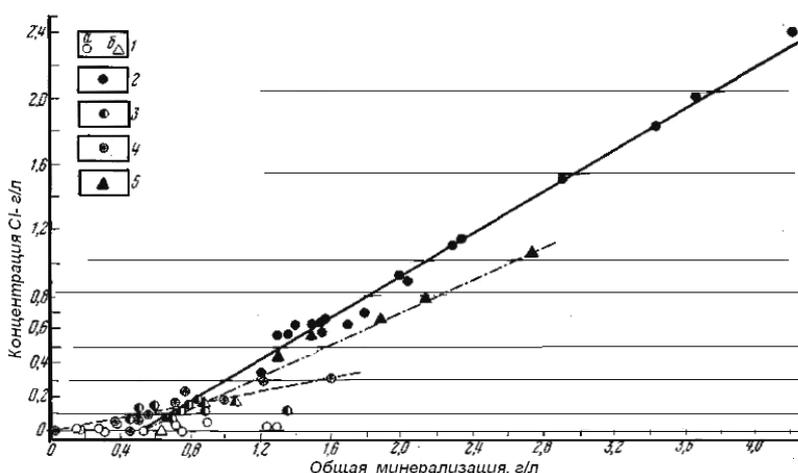


Рис. 29. График смешения для термальных вод кальдеры Узон

1 - источник (а) и кислые озера (б); 2 - хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые воды; 3 - хлоридно-сульфатные натриевые воды; 4 - гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды; 5 - сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные разного катионного состава

На гидрохимической карте отражена концентрическая зональность различных химических типов вод вокруг термовыводящих каналов (рис. 30). Основными причинами появления столь разнообразных по составу вод на ограниченном пространстве и их зонального распределения по площади по нашему мнению, является дифференциация и приповерхностный метаморфизм перегретых вод в очаге разгрузки.

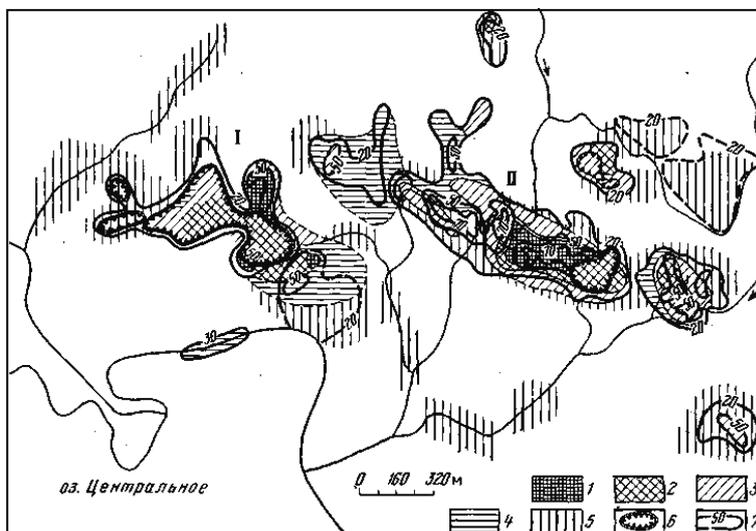


Рис. 30. Схема гидрохимической зональности очага разгрузки Узонских гидротерм (июль - сентябрь 1966-1967 гг.)

Зоны разгрузки: 1,2,3 - хлоридных, сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных натриевых вод; 4 - гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод; 5 - сульфатных, гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных вод разного катионного состава; 6 - кислые термальные озера; 7 - изотермы по *замерам $T^{\circ}C$ на глубине 0,5 м; I и II - основные участки разгрузки перегретых вод (оз. Фумарольное и Восточное поле)

Основную роль в такой дифференциации, по-видимому, играют следующие процессы: 1) подземное вскипание глубинных гидротерм в очаге разгрузки, сопровождающееся их дегазацией, отделением парогазового дифференциата и его частичной конденсацией; 2) разбавление глубинных гидротерм инфильтрационными и конденсатными водами, отражающееся в закономерном уменьшении минерализации, температуры и содержания характерных компонентов от центра очага разгрузки к периферии; 3)

концентрирование гидротермальных растворов вследствие испарения в кипящих водоемах; 4) накопление естественных конденсатов газопаровых струй в бессточных котлах и водоемах (образование кислых конденсатных вод выщелачивания). Появление сульфат-иона связано с процессом окисления H_2S , выносимого парогазовым дифференциатом.

Хлоридно-гидрокарбонатные воды развиваются в краевых частях очага разгрузки при смешении дегазированных хлоридно-натриевых вод с грунтовыми водами. В этом случае снижение температуры глубинной воды, еще до выхода на поверхность, приводит к повышению растворимости CO_2 , в воде возрастает содержание гидрокарбонатного иона. Основные участки разгрузки таких вод - Южный и Теплых болот на Озерном поле, группа источников Цепочка и Парящий Сапожок на Восточном поле. Более сложное формирование имеют, по-видимому, углекислые сульфатно-гидрокарбонатные воды (источник Узонский нарзан). Такой тип вод формируется по периферии термоаномалии в зоне пониженных температур, где глубина циркуляции инфильтрационных вод возрастает. Последние захватывают углекислоту, мигрирующую из зоны высоких температур, преобладающим компонентом в воде становится гидрокарбонатный ион. Сульфатные воды малой минерализации, обрамляющие термоаномалию, образуются при поглощении вторичного пара, несущего сероводород, грунтовыми или поверхностными водами. За пределами современной термоаномалии воды такого состава связаны с участками гидротермального изменения пород и образуются за счет окисления и растворения содержащих серу образований (сульфиды, железа и других металлов, гипс, самородная сера).

Гидрохимические зоны согласуются с тепловой зональностью и фиксируют основные каналы поступления теплоносителя на поверхность. Это подмечено и на крупных гидротермальных системах Курило-Камчатской провинции, Новой Зеландии и особенно отчетливо - на Узоне (табл. 14). Поступление гидротерм к очагу разгрузки и выход их на поверхность, очевидно, происходят по системе вертикальных или близких к вертикальным трещин, что обуславливает концентричность гидрохимических зон.

Таблица 14

Основные химические типы высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки

Система	Тип воды			
	I	II	III	IV
Паужетская	$M_{2,3} \frac{Cl_{95}SO_4^3 **}{Na_{90}K_5}$ T кипения, pH 8,2 Парящий I	$M_{0,5} \frac{SO_4^{86}HCO_3^7}{Na_{72}Ca_{12}Mg_8}$ T 50°, pH 5,8 Южный	$M_{1,5} \frac{(HSO_4 + SO_4) 100}{Al_{40}NH_4^{20}H_{18}}$ T 70°, pH 2,5 II Южно-Камбальное поле	$M_{0,99} \frac{HCO_3^{88}}{NH_4^{48}Na_{26}}$ T 98°, pH 8 Верхне-Термальное поле
Узонско-Гейзерная кальдера Узон	$M_{2,1} \frac{Cl_{94}}{Na_{90}K_5}$ T 84°, pH 8 Гейзерятовый	$M_{1,2} \frac{SO_4^{75}HCO_3^{20}}{Mg_{53}(Na+K)_{38}}$ T 55°, pH 7 Последний	$M_{3,0} \frac{(HSO_4 + SO_4) 100}{Al_{39}H_{37}Fe_{22}}$ T 96°, pH 2,1 Западное термальное поле	$M_{0,96} \frac{HCO_3^{100}}{NH_4^{100}}$ T 95°, pH 8 Восточное термальное поле
Долина Гейзеров	$M_{1,8} \frac{Cl_{85}SO_4^{10}}{Na_{95}}$ T кипения, pH 7,6 Гейзер Великан	$M_{0,6} \frac{SO_4^{86}HCO_3^{14}}{Na_{48}Ca_{43}}$ T 68°, pH 7,2 Участок Нижних Гей- зеров	$M_{1,2} \frac{SO_4^{97}}{(Na+K)_{69}Mg_{12}H_8}$ T 98°, pH 3,5 Участок Верхних Гейзеров	-
Семячичская	-	$M_{2,1} \frac{SO_4^{67}HCO_3^{28}}{Ca_{61}Mg_{31}}$ T 55°, pH 7,5 Межгорная котловина	$M_{0,8} \frac{SO_4^{94}}{Na_{36}NH_4^{33}Al_{20}}$ T 95°, pH 2,3 Вулкан Бурлящий	$M_{0,8} \frac{HCO_3^{100}}{NH_4^{98}}$ T 98°, pH 8 Вулкан Центральный Семячик
Мутновско-Жиров- I ская	$M_{0,8} \frac{Cl_{43}SO_4^{36}HCO_3^{21}}{(Na+K)_{99}}$ T кипения, pH 7,9 Нижне-Жировские	$M_{1,0} \frac{SO_4^{80}HCO_3^{19}}{Ca_{79}(Na+K)_{18}}$ T 58°, pH 7,1 Источники Дачные	$M_{0,8} \frac{SO_4^{99}}{Al_{56}H_{14}Ca_{12}}$ T 96°, pH 4 Верхне-Жировское Термальное поле I	-

* Общая минерализация в г/л.

** Ионный состав воды в экв.%. Типы вод: I-слабощелочные хлоридно-натриевые центральных участков разгрузки гидротерм; II-нейтральные и слабо кислые гидрокарбонатно-сульфатные периферийных участков термальных полей; III-кислые сульфатные-конденсатные воды газопаровых струй

В очаге разгрузки нарушение фазовых равновесий в термальных растворах и смена гидрохимической обстановки (от окислительно-восстановительной к резко окислительной) приводит к обильному выпадению из раствора у поверхности минеральных новообразований. Интенсивное гидротермальное изменение пород и минералообразование по трещинам в зоне парообразования оказывает существенное влияние на формы поверхностного проявления гидротермальной активности. Здесь создаются местные водоупорны и локальные ловушки, зарастают старые трещины и возникают новые каналы миграции термальных вод. Эти процессы заметно отражаются на режиме термальных источников, сменяющих со временем дебит, температуру, химический состав или место выхода.

Перераспределение химических компонентов при распаде единого теплоносителя на отдельные фазы в процессе разгрузки гидротерм (жидкая - парогазовая - твердая) позволяет считать, что хлоридная натриевая вода, наблюдающаяся на поверхности, является конечным продуктом химической

дифференциации глубинного гидротермального раствора, питающего систему. Этот вывод, видимо, справедлив и для других месторождений гидротерм. Ниже приводятся химические анализы воды по всем хорошо выраженным термальным источникам кальдеры Узон (табл. 15).

Таблица 15

Химический состав вод термальных источников кальдеры Узон (в мг/л)

Номер источника	Термальная площадка, источник	Дебит, л/сек	t°С	рН	H+	NH ₄ ⁺	(Na+K)	Компоненты минерализации											Ионный состав	Дата отбывания
								Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	CO ₂ ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	CO ₂ св.	Общая минерализация		
I участок Восточного поля																				
13	Источник Одинокий	0,4	68	5,5	—	6	106	18,7	6,8	Не обн.	Не обн.	99	153	Не обн.	30,2	Не обн.	114	419,7	$\frac{SO_4 49Cl 43HCO_3 8}{Me 71Ca 14Mg 9}$	7/VIII-66
14	Источник Большая Воронка на площадке Парный Сапожок	2,0	66	6,0	—	6	162	26,4	6,8	То же	То же	192	67,2	То же	152	То же	44	612,4	$\frac{Cl 58HCO_3 27SO_4 15}{Me 75Ca 14Mg 6}$	7/VIII-66
70	Площадка Каскадная. Источник Голубой грифон (из верхней воронки)	Ничтожный	70	6,05 (потенциал)	Не обн.	15	586,5	12	16,8	1	»	695	365	»	73	»	35,2	1764,3	$\frac{Cl 69SO_4 27}{(Na+K) 90Mg 5NH_4 3}$	19/VII-67
71	Озеро Серное	Бессточный	75	5,35 (19°С потенциал)	То же	15	556,6	8	5,3	1	»	455	792	»	36,6	»	114	1917,1	$\frac{SO_4 55Cl 43}{Me 85Mg 15}$	То же
72	Площадка Южная. Источник Лнейный (четыре грифона) из грифона на левом берегу ручья Веселого	До 0,1	83	6,5 (19°С потенциал)	»	6	254,6	16	2,4	Не обн.	»	195	278	»	85,5	»	44,5	827,5	$\frac{SO_4 47Cl 42HCO_3 11}{(Na+K) 89Ca 6NH_4 3}$	»
73	Источник Болотный № 2	0,5	65	6,1 (19°С потенциал)	»	3	97,3	36	16,8	То же	»	85	Не обн.	»	293,0	»	132	454,6	$\frac{HCO_3 63Cl 37}{(Na+K) 55Ca 14Mg 18}$	»
II часть Восточного поля																				
2	Источник Центральный	1,5	94	5,8 (19°С потенциал)	Не обн.	8	1198,3	32	12	Не обн.	Не обн.	1817	175	Не обн.	24,5	Не обн.	79	3258,8	$\frac{Cl 93SO_4 6}{Me 3 (Na+K) 94}$	»
2	Источник Центральный	1,5	92	5,94 (потенциал)	—	6	1191,6	48,8	Не обн.	То же	То же	1858	86,3	То же	24,4	То же	26,4	3215,1	$\frac{Cl 96}{Me 3 (Na+K) 95}$	3/VIII-66
3	Источник Хлоридный котел	Бессточный	84	5,0	—	2,1	1515	48,8	11,3	»	»	2390	76,8	»	12,2	»	4,4	4056,2	$\frac{Cl 97}{(Na+K) 95}$	То же
75	Ручей Хлоридный	—	—	3,0	0,88	10,5	340,4	36	9,6	2	1,5	440	317	»	Не обн.	»	35,2	1157,9	$\frac{Cl 95SO_4 35}{(Na+K) 78Ca 10H 5}$	19/VII-66
74	Источник Тройной	0,4	76	5,6 (19°С потенциал)	Не обн.	12	535,9	28	4,8	1	Не обн.	625	365	»	36,6	»	88	1608,3	$\frac{Cl 68SO_4 29}{(Na+K) 90Ca 6NH_4 2}$	То же
5	Источник Воронка	Ничтожный	82	—	—	3	1259,8	30	15,9	Не обн.	Не обн.	1980	67	Не обн.	18,3	Не обн.	52,8	3419,9	$\frac{Cl 97}{(Na+K) 95}$	4/VIII-66
6	Источник Желтый	2,1	45	5,56	—	2,1	73,6	26,8	4,8	То же	То же	28,4	67	То же	170	То же	8,8	367,9	$\frac{HCO_3 56SO_4 26Cl 16}{(Na+K) 64Ca 27Mg 7}$	То же
81	Площадка Красавица	До 0,3	71	6,5 (19°С потенциал)	Не обн.	6	234,6	20,0	4,8	2	»	170,0	308	»	49	»	35,2	794,4	$\frac{SO_4 53Cl 40}{(Na+K) 85Ca 8Mg 3}$	19/VIII-66
III участок Восточного поля																				
1 (77)	Источник Бурлящий	1,0	95	7,15 (19°С потенциал)	Не обн.	10	335,8	40	4,8	1	Не обн.	340	288	Не обн.	122	Не обн.	26,4	1141,6	$\frac{Cl 55SO_4 34HCO_3 11}{(Na+K) 85Ca 11}$	19/VII-66
21	Источник Опасный (котел № 1)	0,2	90	5	—	0,7	517,3	26,4	18	1	То же	746	192	То же	30,2	То же	26,4	1431,6	$\frac{Cl 88SO_4 16}{(Na+K) 88Mg 6Ca 5}$	9/VIII-66
22	Источник Опасный (котел № 2)	0,3	76	—	—	30	459,8	22,6	18,1	Не обн.	»	596	355	»	24,4	»	26,4	1468,9	$\frac{Cl 68SO_4 30}{(Na+K) 82NH_4 7Mg 6Ca 5}$	9/VIII-66
23	Источник Пульсующий	0,3	96	6,5 (19°С)	Не обн.	10	147,2	20	7,2	1	»	192	194	»	36,6	»	17,6	558,0	$\frac{Cl 46SO_4 46}{(Na+K) 74Ca 12Mg 7}$	19/VII-66
24	Группа источников Кипящие грифоны (Центральная часть площадки из грифона)	0,5	100	5,9	—	30	155	15	4,5	1	»	88,8	365	»	24,4	»	17,6	683,7	$\frac{SO_4 72Cl 24}{Me 73NH_4 16Ca 7}$	9/VIII-66
79	Источник Серп	0,8	58	6,1 (19°С потенциал)	Не обн.	2,1	80	20	4,8	Не обн.	»	42,6	86,5	»	122	»	5,3	358,0	$\frac{HCO_3 40SO_4 36Cl 24}{(Na+K) 70Ca 20Mg 8}$	19/VII-66
80	Источник Глубокий в Горляем Логу	0,5	76	6,25 (19°С потенциал)	То же	6	200,1	16	7,2	То же	»	128	259	»	85,5	»	26,4	701,8	$\frac{SO_4 52Cl 34HCO_3 14}{(Na+K) 84Ca 8Mg 6}$	То же
Площадка цепочка																				
34	Источник Кругленький	0,8	80	7	—	4,5	96,5	32,0	14,4	Не обн.	Не обн.	71	9,6	Не обн.	305	Не обн.	35,2	503,0	$\frac{HCO_3 69Cl 28SO_4 3}{(Na+K) 58Ca 22Mg 17NH_4 3}$	19/VIII-66
35	Источник Малыш	0,5	59	6,5	—	0,7	128,7	32,0	9,6	То же	То же	99,4	67,2	То же	231,8	То же	68,4	569,4	$\frac{HCO_3 48Cl 35SO_4 17}{(Na+K) 70Ca 20Mg 10}$	То же
Площадка Восьмерка																				
18	Озеро Восьмерка (северное озеро)	Бессточный	21	2,3	—	3	260	3,8	4,5	1	9	277	316	Не обн.	Не обн.	Не обн.	202	824,3	$\frac{Cl 49SO_4 51}{(Na+K) 90Fe 4Mg 3}$	7/VIII-66
19	Озеро Восьмерка (южное озеро)	Бессточный	19	2,5	—	2,1	254	3,8	2,3	Следы	13,2	170	355	Не обн.	Не обн.	Не обн.	256	800,3	$\frac{SO_4 61Cl 39}{(Na+K) 90Fe 6}$	7/VIII-66
17	Источник Кухонный	Ничтожный	51	5,8	—	6	527	18,7	Не обн.	Не обн.	Не обн.	600	240	То же	36,6	То же	35,2	1488,3	$\frac{Cl 77SO_4 20HCO_3 3}{(Na+K) 95Ca 4}$	То же
38	Кипящий грифончик около источника Кухонного	То же	96	—	—	10,5	517,7	16	4,8	То же	То же	640	278,4	»	30,5	»	35,2	1497,9	$\frac{Cl 74SO_4 24}{Me 92Ca 4Mg 2}$	13/VIII-66
Площадка Оранжевая																				
40	Источник Ласковый	0,4	70	6,65	—	3	478,2	3,2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	625	172,8	Не обн.	6,1	Не обн.	8,8	1288,3	$\frac{Cl 82SO_4 17}{(Na+K) 92Ca 8}$	13/VIII-66
39	Источник Сульфатный	Бессточный	90	5,4	—	20	103,2	32	4,8	Не обн.	Не обн.	Не обн.	336	То же	36,6	То же	35,2	532,6	$\frac{SO_4 92HCO_3 8}{Me 59Ca 21NH_4 14Mg 5}$	13/VIII-66
Площадка Северная																				
62	Источник Черный грифон	0,4	79	6,4 (18°С потенциал)	Не обн.	9	43,7	20	4,8	Не обн.	Не обн.	Не обн.	57,5	Не обн.	159	Не обн.	70,5	294,0	$\frac{HCO_3 68SO_4 52}{(Na+K) 50Ca 23NH_4 13}$	17/VII-66
63	Источник Большой грифон	1,5	51	4,2 (18°С потенциал)	То же	3	126,5	12	4,8	3	То же	71	211	То же	24,2	То же	88	455,5	$\frac{SO_4 65Cl 29HCO_3 6}{(Na+K) 81Ca 9Mg 6}$	То же

Озёрное поле (участок оз. Фумарольного)																					
32	Источник Главный грифон	2,0	70	—	—	1	971,6	33,8	2,3	He обн.	He обн.	1492	96	He обн.	12,2	He обн.	300	2808,8	$\frac{Cl95}{(Na+K)95Ca4}$	9/VIII-86	
34	Источник Кипящий	До 0,2	92	—	—	He обн.	752,9	37,6	6,8	Го же	То же	1135	57,5	Го же	30,4	Го же	17,6	2019,2	$\frac{Cl95}{(Na+K)99Ca5}$	То же	
27	Кипящий грифон на берегу оз. Фумарольного	Бессточный	94	4	—	40	160,5	7,5	2,3	»	»	180	163	»	12,2	»	26,4	515,5	$\frac{Cl55SO_443}{(Na+K)86NH_47Ca4}$	»	
29	Озеро Фумарольное в 3 м от берега	—	23	2,6	—	3	531	15	11,3	6	6	620	384	»	He обн.	»	300	1576,3	$\frac{Cl69SO_431}{(Na+K)91Mg_4Ca_3Fe_2}$	»	
28	Ручей Фумарольный (исток)	—	23	3	—	He обн.	547,2	18,8	4,6	2	6	620	384	»	То же	»	300	1582	$\frac{Cl68SO_432}{(Na+K)93Ca_4Mg_1}$	»	
47	Источник (площадка Уступ)	Трещинный	Начтожный	65	—	He обн.	4	95,2	16	He обн.	1	He обн.	56,8	He обн.	»	195	»	17,6	368,0	$\frac{HCO_367Cl33}{(Na+K)86Ca_8NH_45}$	13/VII-6
Участок горы Белой																					
	Источник Второй	0,3	67	7	He обн.	2,1	209	3,2	12	He обн.	He обн.	242	He обн.	He обн.	305	He обн.	88	775,3	$\frac{Cl57HCO_442}{(Na+K)77Ca_14Mg_8}$	16/VII-67	
	Источник Третий	0,2	64	7	Го же	2,4	480	40	9,6	»	То же	282	442	То же	403	То же	44	1659,0	$\frac{SO_439Cl_34HCO_428}{(Na+K)88Ca_7}$	То же	
	Источник Круглый	До 0,5	41	6	»	He обн.	248,4	32	He обн.	»	»	142	192	»	268	»	149,5	882,4	$\frac{HCO_35SO_432Cl_32}{(Na+K)87Ca_13}$	»	
	Озеро Тихое (в 3 м от юго-западного берега)	—	19	3	1,31	He обн.	183,2	16	9,6	5	2,4	70,5	442	»	He обн.	»	96,7	730,0	$\frac{(HSO_4+SO_4)82Cl_18}{(Na+K)71NH_2Ca_1Mg_7}$	»	

Аналитики В.В. Пономарёв, Г.В. Прохорова, В.С. Тихомиров

Дебит перегретых хлоридно-натриевых вод. Судя по присутствию значительных количеств хлора в некоторых термальных водах источников и озёр, который, как известно, не переносится паром низких параметров, транспортировка тепла из недр аномалии к поверхности осуществляется жидким теплоносителем. Для определения выноса вещества и некоторых теплофизических расчетов интересно установить количество разгружающейся в кальдере воды хлоридно-натриевого состава. Это можно сделать прямым замером дебита источников или по приращению концентрации хлора в водотоке, дренирующем очаг разгрузки. Первый путь исключен из-за наличия скрытого стока термальных вод озера и ручья. Второй путь затруднен из-за большой пестроты химического состава вод. При этом не ясно, какая концентрация хлора должна быть принята для исходных термальных вод. Максимальная концентрация в данном случае «приемлема, так, как заведомо известно, что на поверхность выходят воды с минерализацией, повышенной при пароотделении.

Для расчета концентрации хлора в глубинных водах был определен видимый дебит термальных источников всех химических типов вод и вынос ими хлора, дебит составил 100 л/сек. Оказалось, что источники хлоридно-натриевого и сульфатно-хлоридного состава выносят около 95% общего количества хлора. Средняя концентрация хлора была рассчитана как средневзвешенная для хлоридных и сульфатно-хлоридных вод. Она оказалась равной 0,8 г/л, что совпадает с концентрацией хлора в водах Долины Гейзеров. Далее был подсчитан вынос хлора р. Шумной, дренирующей термальные поля. В пересчете на концентрацию 0,8 г/л общий расход перегретых хлоридно-натриевых вод определяется в 100 л/сек, из них 55 л/сек приходится на источники и 45 л/сек на подземный (грунтовый) сток (табл. 16; см. рис. 28). Эти цифры могут быть использованы для характеристики масштабов современной гидротермальной деятельности (выноса и перераспределения тепла и вещества) в кальдере Узон.

Таблица 16

Соотношение выноса тепла и выноса хлора по отдельным участкам Узонской термоаномалии

Термальный участок, поле	Вынос тепла		Вынос хлора		Дебит перегретых вод, л/сек	
	тыс. калл/сек	% к общему выносу	г/сек	% к общему выносу	фактический*	расчетный**
Восточное поле:	41,1	64,2	19,4	25,5	21,2	25
I участок	11,1	17,2	3,3	4,3	2,0	—
II участок	12,7	20,0	15,2	20,0	17,4	—
III участок	17,3	27,0	0,9	1,2	1,8	—
Участок оз. Фумарольного	16,2	25,3	20,0	26,2	23,0	25
Итого	57,3	89,5	39,4	51,7	44,2	50
Другие термальные участки	6,7	10,5	3,8	5,0	4	5
Все источники	64,0	100,0	43,2	56,7	48,2	55
Скрытая разгрузка в оз. Центральное	—	—	33,0	43,3	—	45
Термоаномалия в целом	64,0	—	76,2	—	—	100

* Условно принятый за суммарный хлоридных и сульфатно-хлоридных вод.

** При исходной концентрации хлор-иона 0,8г/л

IV. МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОПОТОКОВ ЧЕРЕЗ ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДОЕМЫ И ТЕПЛОВАЯ МОЩНОСТЬ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

На Узоне основная часть тепла выносится через поверхность горячих водоемов. Основное внимание было уделено разработке методики определения тепловых потоков через термальные водоемы. Другие виды теплоотдачи измерялись общепринятыми методами и поэтому на них останавливаться не будем.

Теплоотдача с поверхности воды осуществляется посредством трех различных механизмов. Это потери тепла на испарение воды, на нагревание воздуха, соприкасающегося с поверхностью, и на излучение. Теплоотдачу в атмосферу можно представить в виде суммы трех слагаемых:

$$Q = Q_{\text{исп}} + Q_{\text{возд}} + Q_{\text{изл}}$$

$$Q_{\text{исп}} = W\gamma,$$

где W – средняя скорость испарения и γ – полная теплота испарения воды при температуре поверхности водоёма

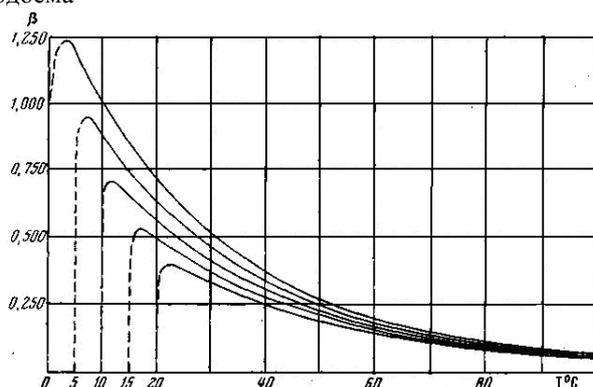


Рис. 31. Зависимость коэффициента β от температуры водной поверхности для температур воздуха 0.5; 10; 15 и 20°С

Зависимость скорости испарения от внешних условий можно выразить полуэмпирической формулой (Dawson, 1964):

$$W = (0,031 + 0,0135 V) \cdot (P_t - P_d) \cdot 760/P_t$$

где V – скорость ветра, м/сек, P_t – давление насыщенного пара при температуре поверхности водоёма, мм Hg; P_d – давление пара в атмосфере, мм Hg; P_t – атмосферное давление.

Для горячих водоемов в условиях Камчатки практически всегда $P_t \ll P_d$. Поэтому W приблизительно пропорционально P_t , а так как P_t – показательная функция температуры, то W очень быстро возрастает с температурой.

Величина W измеряется непосредственно при помощи испарителей, помещаемых на поверхность водоёма. Потери тепла на подогревание воздуха непосредственно измерить нельзя, однако для расчета можно воспользоваться тем, что механизмы теплоотдачи испарением и нагреванием воздуха имеют много общего. И в том, и в другом случае перенос осуществляется в две ступени: диффузия молекул пара и передача тепла путем теплопроводности в тонком граничном слое – первая ступень и турбулентная конвекция в остальном пространстве – вторая. Определяющей в обоих случаях является первая ступень. Скорость переноса при этом зависит от градиента концентрации водяного пара в первом случае и от градиента температуры – во втором. Градиенты определяются разностью влажностей и температур воздуха и воды и толщиной пограничного слоя. Толщина пограничного слоя одинакова в обоих случаях и определяется скоростью ветра. Для горячих водоемов разность влажностей по обе стороны пограничного слоя практически определяется температурами воды и воздуха. Таким образом, отношение $\beta = Q_{\text{возд}}/Q_{\text{исп}}$ должно зависеть только от температур воды и воздуха.

Величину β как функцию температур воды и воздуха можно рассчитать, воспользовавшись выше приведенной полуэмпирической формулой, (Dawson, 1964):

$$\beta = Q_{\text{возд}} / Q_{\text{исп}} = 6,1 \times 10^{-4} P_t t_s - t_{\text{возд}} / P_t - P_{\text{возд}}$$

где t_s – температура поверхности воды; $t_{\text{возд}}$ – температура воздуха; P_t , и $P_{\text{возд}}$ – давление насыщенных паров воды при температурах воды и воздуха.

Знаменатель дроби приблизительно экспоненциальная функция температуры воды, числитель – линейная. Поэтому β довольно быстро убывает с увеличением температуры воды (рис. 31).

Для проверки формулы экспериментально определялась зависимость величины β от температуры. По кривым охлаждения рассчитывалась теплоотдача с поверхности горячей воды, налитой в сосуд с хорошо теплоизолированными стенками. Потери тепла через теплоизоляцию учитывались.

Теплоотдача с поверхности чистой воды $Q_1 = Q_{\text{исп}} + Q_{\text{возд}} + Q_{\text{изл}}$. Для подавления испарения поверхность воды покрывалась тончайшей пленкой битума, и тогда $Q_2 = Q_{\text{возд}} + Q_{\text{изл}}$. Величина β находилась из соотношения:

$$\beta = Q_2 - Q_{\text{изл}} / Q_1 - Q_2$$

При всех наших измерениях теплоотдача излучением рассчитывалась по Формуле Стефана-Больцмана:

$$Q_{\text{изл}} = \sigma C (T_{\text{вод}}^4 - T_{\text{возд}}^4),$$

где $\sigma = 1,36 \times 10^{-11}$ ккал/м²с - постоянная Стефана-Больцмана, C - коэффициент черноты, для воды и водяного пара, равный 0,96; T - абсолютная температура.

Относительный вклад всех трех механизмов теплоотдачи с поверхности термальных водоемов в зависимости от температуры воды показан на рис. 32.

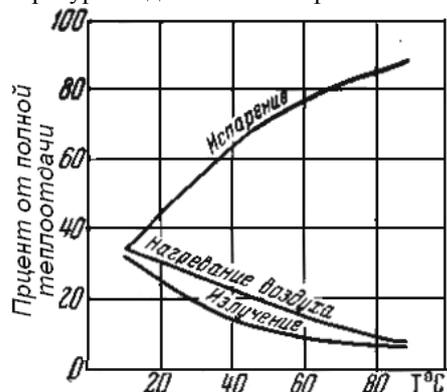


Рис. 32. Зависимость относительного вклада теплоотдачу с водной поверхности, механизма испарения, излучения и нагревания воздуха от температуры

Мы полагаем, что приток тепла в термальный водоем из глубины постоянен. Теплоотдача с поверхности водоема, зависящая от атмосферных условий, колеблется в широких пределах и равна притоку тепла в среднем. Таким образом, чтобы получить интересующую нас величину теплового потока, подогревающего водоем, следовало бы усреднить результаты достаточно большого числа измерений теплоотдачи, проведенных при различных условиях, учитывая при этом влияние инсоляции.

Однако величину теплового потока через водоем можно найти менее трудоемким способом, измеряя тепловые потери и скорость нагревания (или охлаждения) воды в течение сравнительно короткого промежутка времени.

Представим себе следующую схему. В термальный водоем снизу поступает количество тепла q ккал/с. Во внешнюю среду водоем отдает $(O + RtC)$ ккал/с.

Здесь R - расход вытекающей из водоема воды при температуре t . Масса воды в водоеме M . Метод требует выполнения двух условий: 1) постоянство во времени притока тепла q ; 2) пропорциональность прироста теплосодержания водоёма (ΔH) приросту температуры Δt .

Анализ непосредственных наблюдений за характером тепловой разгрузки термальных водоемов позволяет заключить, что эти условия выполняются. Изменение теплосодержания связано с изменением температуры соотношением:

где C — теплоемкость; m — эффективная масса воды в водоеме, которая может быть вычислена из теплового баланса, и оказывается близкой к реальной.

Допустим, что за время Δt_1 водоем потерял количество тепла Q_1 . Δt_1 и его температура изменилась на Δt_1 , а в течение другого промежутка времени Δt_2 изменение температуры составило Δt_2 , а потеря тепла $Q_2 \cdot \Delta t_2$. При этом средние температуры воды в озере на этих интервалах были соответственно t_1 и t_2 . Тогда уравнения теплового баланса для интервалов времени Δt_1 и Δt_2 , запишутся:

$$q \Delta t_1 = Q_1 \Delta t_1 + Cm \Delta t_1 + CR_1 t_1 \Delta t_1,$$

$$q \Delta t_2 = Q_2 \Delta t_2 + Cm \Delta t_2 + CR_2 t_2 \Delta t_2.$$

Температуры t_1 и t_2 отсчитываются от средней температуры грунтовых вод в данном районе. Изменением величины расхода стока R обычно можно пренебречь, тогда $R_1 = R_2 = R$.

После несложных преобразований из уравнений получаем выражения для теплового потока q ккал/с и эффективной массы водоема m

$$q = \frac{(Q_2 + RCt_2) \Delta t_1 - (Q_1 + RCt_1) \Delta t_2}{\Delta t_1 - \Delta t_2},$$

$$m = \frac{Q_2 - Q_1 + RC(t_2 - t_1)}{C(\Delta t_1 - \Delta t_2)},$$

где Δt_1 и Δt_2 — средние скорости изменения температуры воды на интервалах времени Δt_1 , и Δt_2 .

Теплоотдача с поверхности воды измерялась, как было описано выше. Чтобы учесть неравномерную экранировку поверхности воды собственными испарениями, использовалась пропорциональность теплоотдачи температурному напору вблизи поверхности воды. Такая пропорциональность хорошо сохраняется, если напор измерять как разность температур между

поверхностью воды и воздухом в точке, удаленной от поверхности воды на расстояние около 1 см. Таким образом, достаточно измерить температурный напор и усреднить пропорционально температурному напору. Обычно для большей надежности теплоотдача измерялась в нескольких точках озера.

Температурный напор измерялся дифференциальной термопарой медь константан, установленной на пенопластовом поплавке.

Для расхода стока R бралось среднее значение из нескольких измерений. Температура измерялась в начале и конце интервала времени Δt в нескольких точках водоема на глубине 15 см с тем, чтобы исключить краевой эффект вблизи поверхности воды. Результаты усреднялись.

При измерениях использовались ртутные термометры с ценой деления $0,1^\circ \text{C}$, а также медные термометры с сопоставлением и термопарой медь—константан с приборами, обеспечивавшими точность измерений $0,1^\circ \text{C}$.

Величина t находилась графическим усреднением кривой непрерывной записи температуры на фоторегистрирующем устройстве. Так как измерения проводились в ночное время, влияние инсоляции исключалось (табл. 17).

$$\Delta t = \frac{q}{mC} - \frac{Q}{mC},$$

где Q — полная теплоотдача (включая сток).

Таблица 17

Характеристика контрольных водоёмов

Водоем	Площадь поверхности, м ²	Глубина, м	T, °C	Расход стока, кг/сек
I	1400	20	40	6,500
II	50	4	30	0,075
III	4550	12	12	—

Линейная зависимость Δt от Q позволяет легко находить величины q и m графически.

Откладывая Δt против соответствующих значений Q в координатах $\Delta t - Q$, получим прямую, угловой коэффициент которой равен $-1/mC$. Отрезок, отсекаемый прямой на оси абсцисс, дает величину q , так как $\Delta t = 0$ при условии равенства тепловых потерь количеству тепла, поступающему в водоем. Графики $\Delta t - Q$ (рис. 33) для двух контрольных водоёмов построены по данным табл. 18 и 19, обработанным по методу наименьших квадратов. Разброс полученных значений q носит статистический характер. Отклонение от среднего не выходит за пределы, обусловленные погрешностями в измерении Q , t и Δt , и, очевидно, объясняются именно этими погрешностями.

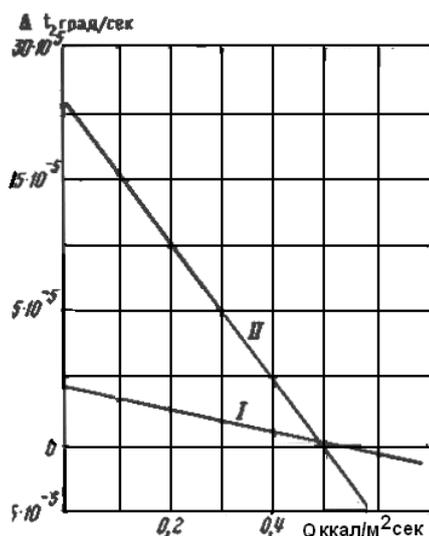


Рис. 33. График зависимости $\Delta t - Q$ для двух (I и II) контрольных водоёмов

Таблица 18

Исходные данные для вычисления q и m трёх контрольных водоёмов

Водоём	Номер режима	T, °C	$t \cdot 10^4$, град сек	Q, ккал/м ² ·сек				R, кг сек
				1	2	3	4	
I	1	37,60	0,692	0,177	0,064	0,049	0,290	6,5
	2	36,85	0,530	0,174	0,064	0,049	0,287	
	3	38,25	0,185	0,194	0,070	0,050	0,314	
	4	38,20	-2,08	0,324	0,119	0,055	0,493	
	5	37,65	0,160	0,219	0,081	0,049	0,349	
	6	37,20	-0,657	0,307	0,115	0,049	0,471	
II	1	32,2	3,45	0,187	0,082	0,040	0,309	0,075
	2	31,6	2,02	0,241	0,109	0,040	0,390	
	3	30,6	-3,24	0,259	0,122	0,039	0,420	
	4	28,9	4,66	0,199	0,100	0,038	0,337	
	5	31,15	7,47	0,130	0,060	0,039	0,229	
	6	33,6	6,42	0,156	0,067	0,041	0,264	
	7	36,15	4,9	0,187	0,073	0,043	0,303	
	8	36,4	-1,67	0,291	0,113	0,044	0,448	
III	1	11,2	0,00	0,0138	0,0121	0,0117	0,0376	0,0
	2	11,88	-1,07	0,0262	0,0226	0,0125	0,0613	
	3	12,03	-0,33	0,0169	0,0143	0,0128	0,0440	

Таблица 19

Результаты вычислений q и m для контрольных водоёмов

Водоём	Номер режима	q, ккал/м ² сек	m, кг	q, ккал/м ² сек	m, кг
I	2-3	0,500	$0,97 \cdot 10^7$	0,521	$1,46 \cdot 10^7$
	4-5	0,532	$0,92 \cdot 10^7$		
	5-6	0,546	$2,07 \cdot 10^7$		
	1-6	0,547	$1,66 \cdot 10^7$		
II	1-2	0,542	$2,66 \cdot 10^5$	0,493	$1,33 \cdot 10^5$
	2-3	0,448	$0,27 \cdot 10^5$		
	3-4	0,431	$0,52 \cdot 10^5$		
	4-5	0,540	$1,68 \cdot 10^5$		
	5-6	0,543	$1,79 \cdot 10^5$		
	6-7	0,487	$1,34 \cdot 10^5$		
	7-8	0,460	$1,04 \cdot 10^5$		
	III	1	0,0376		
	2-3	0,0362		0,0369	$1,04 \cdot 10^7$

Величина эффективной массы значительно более чувствительна к погрешностям измерений, чем δ . Так, для водоёма II (см. табл. 19) максимальные отклонения величины q от среднего равны +10% и -12%, а максимальные отклонения m равны +100% и - 80%. Это позволяет использовать найденную величину эффективной массы в качестве критерия оценки относительной величины ошибки результата.

Возможность вычисления из данных по тепловому режиму водоема его эффективной массы позволяет в ряде случаев сократить до минимума время, необходимое для нахождения δ . Вычисленная эффективная масса близка к реальной. Поэтому, сделав обмер водоема и нанеся на график величину δ , соответствующую всего лишь одному интервалу Δt , можно получить оценочную величину q . В многочисленных мелких водоемах тепловое равновесие устанавливается достаточно быстро и поэтому теплоотдача с поверхности может считаться равной питающему тепловому потоку. Средние характеристики мелких водоемов, определенные для стандартного участка термоаномалии размером 40x40 м², приведены в табл. 20.

Из нее виден вклад водных поверхностей в теплоотдачу. Свыше 80% всего тепла отдается через поверхность многочисленных мелких, очень горячих водоемов и озер. Вынос тепла стоком относительно невелик и составляет около 10 %. Суммарная потеря массы воды через сток и испарение составляет 170 кг/сек.

При измерениях не мог быть учтен вынос тепла скрытым стоком, который в вулканических областях, сложенных сильно трещиноватыми и рыхлыми породами, может приближаться по порядку величины к поверхностному. Поэтому величину 64 000 ккал/сек следует считать нижним пределом тепловой мощности.

Узон является одной из крупнейших гидротермальных систем на Камчатке, вместе с Долиной Гейзеров самой крупной на Камчатке и одной из самых мощных в мире. Величина полной тепловой мощности Узона, а также сравнение в с мощностью фумарольной разгрузки активных вулканов, расположенных этом районе (Малый Семячик 70000 ккал/сек, Жупановский 70000 ккал/сек), подтверждают

высказывавшуюся В. В. Аверьевым (1966 г.) и развитую затем Н. Ковалевым (1969) мысль о едином механизме энергетического питания молодых гидротермальных систем и вулканов. Результаты измерений тепловой мощности Узонских гидротерм приведены в табл. 21.

Таблица 20

Температура поверхности воды, °С	% от площади участка	Теплоотдача единицы водной поверхности, ккал/м ² ·сек	Теплоотдача, относимая к единице поверх- ности контроль- ного участка ккал/м ² ·сек
90	0,26	14	0,0364
80—89	1,01	11,5	0,1160
70—79	0,34	3,4	0,0116
60—69	0,32	1,7	0,0054
50—59	0,10	0,8	0,0008
40—49	0,05	0,4	0,0002
Всего	2,1	—	0,17

Таблица 21

Тепловая мощность термальных полей Узона (июль-сентябрь 1967г)

Термальное поле	Измеренная теплоотдача, ккал/сек						Суммарный вынос тепла, ккал/сек
	Площадь, тыс. м ²	с поверхности крупных водое- мов	с поверхности мелких водое- мов	паровыми стру- ями	с поверхности прогретого грунта	отопом	
Восточное поле	187	5000	30700	—	3400	1900	41000±4000
Озерное поле	150	15200	800	—	200	3300	19500±2000
Термальные площадки, расположенные севернее и южнее Восточного поля	58	1500	500	—	—	500	2500±300
Западное поле	35	—	400	700	200	—	1000±200
Всего		21700	32100	700	3800	5700	64000±7000
		34 *	50 *	1 *	6 *	9 *	100 *

I. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФАЦИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД**Характеристика основных участков развития гидротермально-измененных пород**

Поля гидротермально-измененных пород в пределах Узонско-Гейзерной депрессии четко следуют общей широтной зоне основного глубинного разлома в северной части структуры, контролирующего распределение современных гидротерм. Значительная часть зон гидротермально-измененных пород на поверхности тяготеет к современным термальным полям, но имеет более обширную площадь распространения. Однако имеются участки измененных пород вне термоаномалии - свидетели прошлых гидротермальных процессов. Наиболее мощное холодное поле гидротермально-измененных пород фаций вторичных кварцитов серно-кислотного ряда приурочено к северному склону дацитовых экструзий горы Белой, обращенному к современной термоаномалии. На запад от него находится Центральное озеро, которое в прошлом тоже было ареной интенсивных гидротермальных процессов. В бортах его обнаружены кварцево-адуляровые метасоматиты и кремнистые породы с ртутно-сурьмяно-мышьяковой сульфидной минерализацией. На юго-восток от гидротермально-измененных пород экструзии горы Белой наблюдается интенсивное площадное окремнение вулканогенно-осадочных пород, а также аргиллизация и цеолитизация их. Характерно, что «холодные» поля гидротермально-измененных пород распространены в виде широтной полосы к югу от основной зоны проявления современных гидротерм. Это явление отражает, по-видимому, миграцию основной проницаемой для терм трещинной зоны во времени. При общей широтной ориентировке полосы развитая гидротермально-измененных пород отдельные участки интенсивного гидротермального изменения тяготеют к трещинам, оперяющим основной разлом, а также к пересечению основной зоны с кольцевыми разломами (рис. 34, 35). Гидротермальные изменения в кальдере Узон изучены на ряде участков.

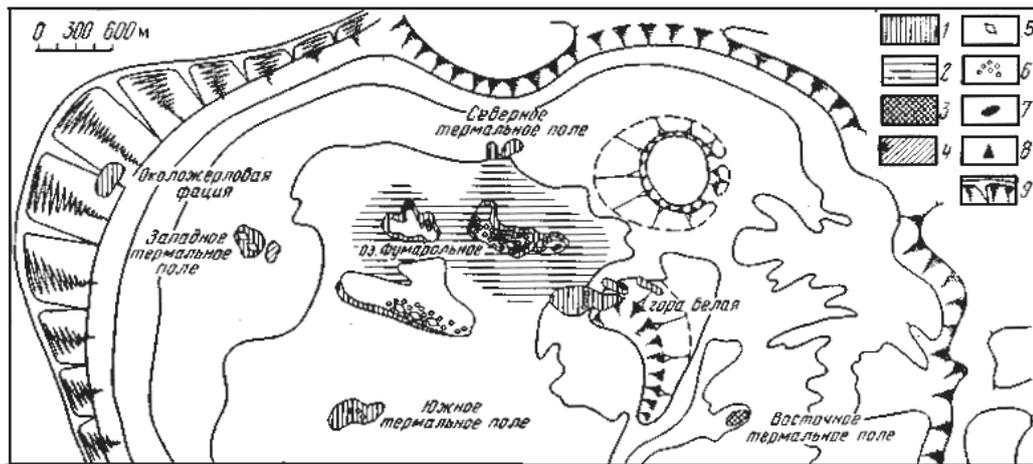


Рис. 34. Локализация полей гидротермально-измененных пород и минералов в кальдере Узон

1 - фация сернокислотного выщелачивания; 2 - фация гидротермальных глин; 3 - слоистые окремненные песчаники; 4 - фация пропилитизированных пород; 5 - фация кварц-адуляровых пород; 7 - участки с выходами натриево-хлоридных вод; 8 - сера, нефть; 9 - кальдерный уступ

На Центральном термальном поле осевая часть, приуроченная к основным выходам термальных хлоридно-натриевых вод, фиксируется гейзеритами (рис. 36). Юго-западная часть Центрального термального поля, как почти весь его южный борт, представляет собой болотистые участки, при раскапывании которых обнаруживаются прогретые гидротермальные глины.

Представление о характере гидротермального изменения на Центральном термальном поле дают данные, полученные при описании 9 скважин глубиной до 7,5 м, пройденных на участках наиболее интенсивных выходов горячих хлоридно-натриевых вод. Большая часть их пробурена между Хлоридным озером и источником Бурлящим, а также в Северо-Западном углу термального поля. В обобщенном виде вскрытый разрез пород Центрального термального поля представляется в следующем виде (сверху вниз):

1) плоская щебенка, состоящая из уплощенной формы различных по составу обломков, покрытых серой опаловой корочкой, толщиной в первые миллиметры;

2) темно-серая глина (ил) мощностью 5-6 см, сменяющаяся травяно-зеленым землистым пропластком скородита (до 2 см мощностью), переходящего в прослой аурипигмента с примесью серы, мощность которого 3-4 см. В случае отсутствия пропластка темно-серого ила идет прослой аурипигмента, соответствующий следующему горизонту;

3) рудный прослой мощностью 10-12 см. Он состоит из окатанных обломков пород и минералов, покрытых натечными формами опала, слабо сцементированных призматическим реальгаром с примесью киновари, игольчатого или землистого антимонита, количество которого резко увеличивается к подошве прослоя, придавая ему черный, сажистый цвет. В прослое много пирита, марказита, метациннобарита, гипса, серы, встречаются зерна барита, алунита, кальцита и единичные шарики самородной ртути. Цемент прослоя - типа обрастания и заполнения, 60% его составляет реальгар, а остальная часть приходится на другие новообразованные минералы и сульфиды;

4) глинистый прослой в 5-6 см, сменяющийся окремнелым гравийным прослоем мощностью 8-10 см;

5) чередование прослоев гравийного и глинистого материала. Мощность прослоев с глубиной заметно увеличивается. Особенно это относится к тонкообломочным отложениям (рис. 37). Гравийные прослои состоят из окатанного пролювиально-делювиального материала, представленного обломками лав дацита, базальта, андезита, пемзы, пепловых туфов, моноклинного пироксена, гиперстена, кварца, плагиоклазов (андезита, лабрадора), редких зерен роговых обманок, окварцованных дацитов, единичных обломков игнимбритов и слюдисто-кварцевых пород.

Размеры окатанных обломков пород колеблются от 10 до 3 см. Обломки несут только следы гидротермального изменения, выразившегося в развитии шпала в порах и трещинках основной массы и фенокристаллах. Среди обломков выделяются интенсивно окварцованные, алунитизированные и частично каолинитизированные дациты и туфы, привнесенные с древнего поля гидротермально-вмененных пород горы Белой. Нередко вместе с опалом наблюдаются скопления точечных или каплевидных выделений рудных минералов.

Цемент - опаловый, причем опал как бы одевает все обломки рубашкой, оставляя пространство между обломками для свободной циркуляции растворов. На опал нарастают уплощенные кристаллы реальгара, величина которых резко увеличивается в участках замедленной циркуляции растворов на расстоянии 1 м от крупных трещин.



Рис. 35. Центральное термальное поле. На переднем плане Хлоридное озеро (фото Ю.Д.Кузьмина).



Рис. 36. Островки гейзеритов Центрального термального поля

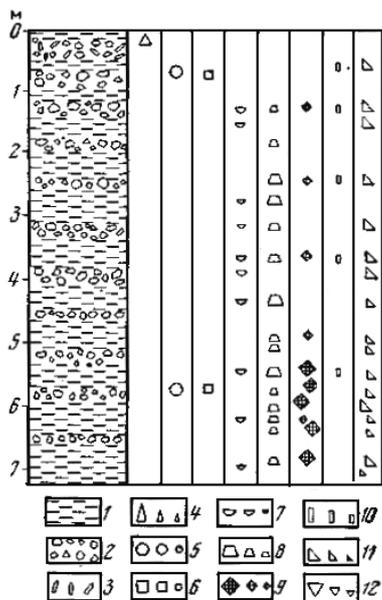


Рис. 37. Распределение современных гидротермальных минералов в разрезе осевой части Центрального термального поля

1 - глинистые прослои; 2 - гравийный материал; 3 - рудный горизонт; 4 - кварц; 5 - опал; 6 - алунит; 7 - монтмориллонит; 8 - цеолиты; 9 - кальцит; 10 - реальгар; 11 - сульфиды; 12 - тридимит

Количество образовавшихся гидротермальных минералов находится в прямой зависимости от текстурных, структурных свойств и трещиноватостипород, главным образом, от приуроченности к зонам разломов. В трещинках и цементе гравийных прослоев до глубины нескольких метров, наряду с повсеместной опализацией, наблюдаются участки, обогащенные каолинитом, баритом, гипсом и алунитом. Алунит изредка образует цемент типа выполнения. С глубиной опал сменяется цеолитами.

Глинистые прослои окрашены в серый или темно-серый цвет. С глубиной глина становится сухой, интенсивно прогретой. В глине содержится много растительных остатков и диатомовых водорослей. Более темные глинистые участки содержат значительное количество различных тонкодисперсных, пленочных и кристаллических сульфидов. В них встречаются мелкие зернышки реальгара и тонкие корочки его на пористых обломках пород и пемзы среди глинистой массы. Прослои состоят из материала алевропелитовой размерности, в котором наблюдаются псаммитовые частицы пемзы. Под микроскопом отчетливо видна реликтовая пепловая структура. Частички псаммоалевритовой размерности представлены, главным образом, пемзой и в подчиненном количестве лавой, плагиоклазами и темноцветными минералами. Глинистые прослои всегда пропитаны тонкодисперсными или точечными выделениями рудных минералов, особенно пиритом, а, кроме того, содержат органическое вещество. Монтмориллонитизации подвержены преимущественно обломки пемзы и осколки вулканического стекла. Мельчайшие таблички клиноптилолита обрастают все обломки и образуют не только цемент породы, но и выполняют трещинки в обломках пород и минералов короткотаблитчатыми кристалликами. Встречаются участки, в которых цеолиты и монтмориллониты замещены алунитом. По всему разрезу обнаруживается новообразование реальгара, киновари, антимонита, пирита, марказита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита, халькозина, равнита, висмутина, борнита, пентландита, золота и серебра. Из нерудных минералов присутствуют кальцит, гипс, опал, барит, алунит, цеолиты, монтмориллониты и единичные зерна глауконита и хлорита. В нескольких скважинах на глубине около 5 м наблюдалось обростание обломочного материала рудными выделениями, на которых развиты короткотаблитчатые агрегаты клиноптилолита.

На Северном борту Центрального термального поля наблюдаются грязевые котлы и вулканчики (рис. 38). В шурфах и расчистках борта обнажаются тонкослоистые пепловые туфы, нацело каолинитизированные с разноцветными разводами гидроокислов железа. Выше породы становятся менее каолинитизированными и в них лучше выражена плитчатая отдельность. В 3-4 м ниже вершины горки в каолинитизированных и опализированных тонкослоистых пепловых туфах наблюдается интенсивное развитие белоснежного пластинчатого тридимита с небольшим количеством натечного опала. Размеры отдельных пластинок тридимита достигают 1 см. Они хрупкие и образуют красивые, как кружево, скопления, которыми заполнены трещинки и раздувы, главным образом расположенные по плоскостям наслонения пород. Большая часть трещинок и раздувов, возможно, образовалась за счет усыхания. Выше по разрезу измененные пепловые туфы перекрываются окремненной плитой (мощностью 10 см). На ней лежат тонкослоистые пепловые туфы, содержащие пропластки алевролитовых туфов общей мощностью 1,3 м. В кровле последних наблюдается почвенный прослой с зонками интенсивного ожелезнения. По всему разрезу снизу вверх прослеживается уменьшение каолинитизации и увеличение окремнения. На кремнистой корочке в каолинитизированных пепловых туфах нередко развиты шарики гематита с металлическим блеском и редкие киновари печеночного цвета. Налеты порошкового реальгара были встречены в трещинах и обломках измененной пемзы. По всему разрезу развиты гидроокислы железа, которые особенно

красочно выглядят на метровых стенках шурфов, окрашенных в серые, фиолетовые и чаще бурые тона. По трещинкам в них изредка наблюдаются гематит и пирит.



Рис. 38. Грязевые вулканчики на северном борту Центрального термального поля Фото Ю.Д.Кузьмина

Таким образом, гидротермальные изменения выражаются в интенсивной каолинитизации тонкослоистых пепловых туфов, превратившихся в каолиновую труху со слабыми следами плитчатой отдельности. Мельчайшие шарики киновари и гематита приурочены к участкам развития тридимита и опала, образовавшихся, преимущественно, по трещинкам плитчатой отдельности. Относительно более мощные прожилки и линзовидные включения тридимита с опалом наблюдаются на небольшой глубине 2-3 м; величина их зависит от размеров трещин высыхания. Развитию значительных количеств шариков киновари и гематита в виде сыпи на опаловых плоскостях способствовало в какой-то мере наличие экранирующей кремнистой плиты. Реальгар встречен в трещинках в небольшом количестве и, главным образом, в виде тончайших землистых налетов. Единичные дельчайшие кристаллики реальгара наблюдались в порах пемзовых обломков. Сульфиды железа развиты в виде неравномерно рассеянных тонкодисперсных выделений.

Изученные каолинитизированные тонкослоистые пеплово-пемзовые отложения являются прекрасными сорбентами рудных компонентов, о чем свидетельствует наличие в трещинках реальгара и гематита. Сульфиды в виде тонкодисперсных включений и корочек образуются в основном в процессе гидротермального изменения тонкообломочных пород.

Гидротермальные изменения пород на северном борту Центрального термального поля до глубины 3 м сходны и отличаются лишь мощностью и интенсивностью. Выражаются они в сернокислом выщелачивании вулканогенно-осадочных пород с развитием опаловых, опалово-каолиновых и опалово-алунитовых фаций.

Дно Хлоридного озера, расположенного в восточной части Центрального термального поля, покрыто темно-серым илом мощностью 8-10 см; под ним наблюдается тонкий прослой лепешковидной серы бежевого цвета. Ниже идет кремнистая плита (30 см), представляющая собой прелювиально-делювиальный материал, сцементированный кремнеземом. В подошве ее имеется маломощный глинистый прослой (до 3 см). В кремнистом веществе рассеяны призматические кристаллики реальгара и пирит. Зона окремнения книзу сменяется глинистым прослоем. Подобный разрез до глубины 75-80 см прослежен и в северо-восточной части озера Хлоридного. Окремненные плиты разделяются маломощными глинистыми прослоями и донные осадки приобретают вид слоеного пирога. Они пронизаны сетью тончайших каналов (проколов), по которым фильтруются хлоридно-натриевые воды, поступающие из глубины. Дно Хлоридного озера является как бы ситом для хлоридно-натриевых вод.

Берега озера, главным образом, южный, покрыты серным песком, состоящим на 90% из бежевой шариковой или лепешковидной серы, мощность которой достигает в юго-западной части берега Хлоридного озера 0,8 м. Ветер наносит серную пену и на стенки, обрамляющие озеро. Такая же сера наблюдается в темно-серых илах по берегам речки, вытекающей из Хлоридного озера. Она имеет вид шариков и дисков, а чаще полусфер диаметром до 3 мм. Подобные образования наблюдаются на Серных буграх, на Центральном термальном поле и на Фумарольном озере, но в значительно меньшем количестве. Иногда в центре дисков наблюдаются включения кубиков пирита, реже обломки моноклинных пироксенов, плагиоклазов и пемзы. Во многих полусферах видны следы полостей, указывающих на наличие газовых пузырьков.

При раскапывании ила вблизи проколов (рис. 39) на поверхности воды всплывают и легко на ней держатся серные шарики, содержащие внутри пузырьки газа (рис. 40). На границе вода - воздух или вблизи нее шарики разваливаются под действием давления газа. Часто газовый пузырек в серном шарике располагается эксцентрично, так что при разрушении шарика от него остается не скорлупа, а полусфера. Образовавшиеся серные полусферы постепенно погружаются на дно.



Рис. 39. Проколы, на Центральном термальном поле. Фото Ю.Д. Кузьмина



Рис. 40. Серые пузыри и сульфурит на Центральном термальном поле. Фото Ю.Д.Кузьмина

У южного борта Хлоридного озера расположен Серный пляж шириной 16 и длиной 110 м. В середине пляжа скважиной вскрыт слой лепешковидной серы мощностью около 20 см. Глубже до 1,10 м идут каолинитизированные и опализированные обломочные отложения, в которых присутствуют мало-мощные прослои лепешковидной серы.

Представление о характере гидротермальных изменений на юго-западном берегу Хлоридного озера дает шурф глубиной 1,10 м. С поверхности идет темно-серый ил мощностью 8-10 см, содержащий бежевого цвета лепешковидную серу; в подошве его наблюдается сантиметровый пропласток скородита и ауригита. Ниже прослеживается гравийный материал, чередующийся с глинистыми прослоями. Мощность гравийных прослоев обычно не превышает 10 см, а глинистых - первые сантиметры. Гравийные прослои состоят из окатанных обломков пород и минералов величиной до 5 см по удлиненной стороне, плотно сцементированных опалом и кальцитом. Кремнисто-карбонатный цемент придает гравелитам большую плотность и твердость.

Более распространенными в гравелитах являются обломки пористых дацитов. В порах и трещинках их наблюдается натечной формы опал и рудные выделения. Весь обломочный материал как бы обрастает тонкой каемкой из мельчайших агрегатов кварца, который переходит в кварцево-опаловый цемент с кальцитом. Опал развит по трещинкам и порам обломков, в зальбандах которых иногда наблюдается очень узенькая полоска криптозернистого кварца. Вероятно, вначале обломки пород обрастали каемкой кварца, а промежутки между ними постепенно заполнялись опалом и кальцитом. По периферии некоторых зерен плагиоклазов развит опал и вместе с ним (в центральных частях) таблитчатый ломонтит, с хорошо выраженной спайностью в одном направлении. В трещинках зерен плагиоклазов были встречены мельчайшие кристаллики адуляра. С опалом и кварцем тесно ассоциируют рудные выделения, в том числе кристаллический реальгар.

Агрегаты крупных зерен кальцита развиты в полостях отложений, а также в ассоциации с опалом и кварцем, нередко частично замещая последний. В одном из шлифов были встречены единичные изотропные

зернышки в ассоциации с кальцитом. По обломкам пепловых туфов кальцит образует базальный цемент. Осколки вулканического стекла, пемзы, моноклинного и ромбического пироксенов, а также зональных плагиоклазов при этом в основном остаются свежими. Опал и кварц развиты в небольшом количестве среди зерен кальцита, который составляет не менее 50% породы. К выделениям опала и кварца приурочены рудные минералы, в том числе единичные агрегаты кристаллического реальгара. Таким образом, в участках, состоящих из окатанных обломков псефо-псаммитовой размерности, обломки пород гидротермально изменены с развитием в них опала, кварца, ломонтита, адуляра, кальцита. Участки, сложенные пепловым материалом, сцементированы новообразованным кальцитом с подчиненным количеством кварца и опала. Образованию таких минералов, как адуляр, кварц, ломонтит и флюорит в приповерхностных условиях, по-видимому, способствовало локальное повышение температуры растворов при закупорке опалово-карбонатным цементом обломочного материала, с созданием вторичного экранирующего пропластка.

В целом наиболее широко в отложениях Центрального термального поля развиты процессы монтмориллонитизации и цеолитизации. Интенсивной монтмориллонитизации подвержены обломки пемзы, причем монтмориллониты замещают скелет пемзы, а цеолиты выполняют трещинки и поры в них. Короткоплатчатые цеолиты развиты нередко в трещинках плагиоклазов, однако значительно большее количество их оконтуривает обломки. Ниже приводится распределение нерудных минералов по разрезу.

Максимальные содержания опала прослеживаются до глубины порядка 1 м. Глубже опал наблюдается эпизодически в виде тончайших слоев в трещинках и порах обломков лав. Алуни́т встречен почти во всех скважинах с глубины 70 см и прослежен до 5 м. Обычно образует идиоморфные зерна, которыми заполнены трещины пород в делювиально-пролювиальных отложениях и цемент типа выполнения. Гипс встречен во всех скважинах от поверхности до забоя (75 м). Он является типичным трещинным минералом и иногда образует кристаллы величиной до 0,5 см с хорошо развитыми гранями скаленоэдра (2131) к которым часто присоединяется ромбоэдр (1011). В скважине 10 на глубине 6-7 м кальцит образует как бы цемент базального типа. Барит присутствует в виде хорошо образованных тонкоплатчатых зерен в ассоциации с алуни́том и цеолитами (скв. 8 и 10 на глубине 3,8-5,6 м). Он приурочен к верхам разреза Центрального термального поля и развит в трещинках и цементе обломочного материала.

Возможный механизм образования серных залежей на берегах Хлоридного озера представляется в следующем виде. Со дна озера, особенно из самых глубоких воронок, поднимаются пузырьки газа, которые с поверхности обрастают коллоидной серой так, что образуются серные шарики, внутри которых остается газовый пузырек. Одновременно всплывают шарики жидкой серы и на границе вода - воздух разваливаются под действием давления газа, превращаясь обычно в диски. Диски и обломки серной скорлупы способны удерживаться на поверхности пены, которая образуется вокруг сосредоточенных парогазовых выходов. Серной пены на поверхности озера довольно много и она переносит сферы и диски серы к берегам. Серная пена оконтуривает берега озера в виде валов. При высыхании пены серная скорлупа и полусферы наращивают береговые отложения. Так как в серных полусферах имеются включения частиц пород, минералов и сульфидов железа, можно предполагать, что серные шарики растут вокруг газовых пузырьков в донном иле.

Современная рудная минерализация на Центральном термальном поле образуется благодаря поступлению из глубин хлоридно-натриевых вод, обогащенных рудными компонентами. Намечается сужение глубинного потока, и его более обособленная локализация по тектоническим подводящим путям. Формирование этого потока развивается многоструйно, причем важное значение приобретают древовидные флюидопроводники, одетые в кремнистый чехол, что геохимически изолирует систему потока от смешения с кислыми водами. Для формирования рудной минерализации необходимо наличие каналов, обуславливающих свободную циркуляцию гидротерм; хорошо проницаемых пород (гравелитов) и экранирующих горизонтов, представленных прослоями серых и темносерых глин, образовавшихся за счет переработки гидротермальными растворами вулканогенно-обломочного, преимущественно пеплово-пемзового материала. Важную роль играют развитые в приповерхностных участках тонко дисперсные глинистые экраны, со скоплениями под ними на дне (паро-) газовой смеси, с газо-водной эмульсией, поверхностные границы которой обуславливают сорбцию рудного компонента. Развитие минеральных отложений происходит в трех формах - тонкодисперсной, порошокватой и кристаллической с разрастанием кристаллов в свободные пространства. С рудной минерализацией ассоциирует зеленая нефть. Из миллиметровых канальчиков кремнистого гравийного материала вытекает нефритового цвета нефть. По каналам она поднимается в виде шариков с пузырьками газа в центре. На кремнистых стенках канальцев, по которым мигрируют растворы с нефтью образованы скопления мелких уплощенных агрегатов призматического реальгара или скрытокристаллические образования его в парагенезисе с тонкодисперсными сульфидами. Обычно характерно образование линз рудных минералов близ трещинных выходов термальных вод. Так, близ тридимитовой корки в шурфе глубиной 1,8 м была вскрыта трещина, по которой поступала термальная вода (98°). В стенках шурфа был отчетливо виден разрез, представляющий собой переслаивание гравийного и глинистого материала и рудные прослои. Мощность рудных прослоев с удалением от трещины сокращается, принимая вытянутую линзообразную форму. Слияние таких линз на термальных площадках с многочисленными мелкими выходами глубинных вод приводит к образованию «рудного горизонта» Центрального термального поля. В общем случае отмечается,

что чем мощнее тот или иной источник термальных вод и чем более он «много выходен», тем мощнее рудная минерализация. Термальные воды свободно циркулируют по каналам в гравийных прослоях, создавая в участках более спокойного и равномерного движения рудные прослои, мощность которых колеблется от 5 до 10 см.

В разрезе Центрального термального поля до глубины 0,4 м четко пролеживается вертикальная зональность, выразившаяся в смене с глубиной кородита аурипигментом, а затем реальгара - антимонитом.

Участок Серные бугры. Термальное поле покрыто с поверхности мелкой серого цвета кремнистой щебенкой. Большая часть поля выровнена, только на востоке его развиты серные бугры (рис. 41).

Скважина, пробуренная в северо-западной части участка, вскрыла до глубины 2 м темно-серого цвета среднеобломочные делювиально-пролювиальные слоения с редкими включениями скоплений кристаллов пирита и мелкой галькой, покрытой тонкой корочкой марказита; последняя на поверхности быстро окисляется, приобретая синевато-зеленоватые оттенки.



Рис. 41. Серные бугры. На заднем плане гора Белая

В восточной части Серных бугров, вблизи Банного озера, отмечен метровый пласт окремнелых растительных остатков, среди которых встречаются стволы кустарника диаметром до 5 см, обломки пемзы и пород от основного до кислого состава. Под окремнелым пластом в берегах Банного озера обнажаются каолинитизированные и опализированные делювиально-пролювиальные отложения видимой мощностью около 2 м. Обломочные отложения состоят из глыб алевропелитовых туфов, слабо раскристаллизованной лавы и пемзы, разрез одного из бугров высотой 1,5 м вскрывается ручьем Веселым. Он представляет собой опал, пропитанный белесовато-желтой монолитной серой, содержащей сеть трещинок, заполненных лимонно-желтой кристаллической серой.

Во всех закопашках, сделанных на Серных буграх, прослеживаются до глубины 40 см зеленовато-желтые серные плиты, состоящие из терригенного гатериала, опала и серы. Они сменяются сульфидизированной гидротермальной глиной, переходящей еще ниже в каолинитизированный, опализированный и алунизированный делювиально-пролювиальный материал. Почти по всему термальному полю, приблизительно с глубины 10 см встречаются гальки, покрытые миллиметровой корочкой марказита. Подобные образования наблюдались и на дне Банного и Серного озер. Пленки марказита плавают во многих кипящих источниках и грязевых котлах, как на Серных буграх, так и на других фумарольных площадках Узона, нередко образуя марказитовые пузырьки около пульсирующих участков (рис. 42). Кристаллический пирит присутствует в трещинках каолинитизированных отложений, тогда как тонкодисперсный обычно рассеян по породе. В западной части поля жерловая часть некоторых грифонов и глыбы над кипящими источниками покрыты плотным криптокристаллическим налетом красновато-оранжевого цвета, обогащенным мышьяком, сурьмой и другими металлами. Подобные образования наблюдались в виде пластиночек, покрытых блестящим налетом марказита (рис. 45). Среди них встречаются псевдоморфозы марказита по самым разнообразным растительным остаткам.

На участке наблюдается несколько небольших площадок, с поверхности покрытых белесой кремнистой корочкой, которая отмечается даже в местах слабого выхода терм. Она состоит в основном из окремнелых растительных остатков толщиной в несколько миллиметров и примеси глинистого вещества. Разрезы по всей площадке до глубины 50 см аналогичны и представлены глинисто-илистым материалом с пропластком и корочками опала, придающим глинистой массе плотность.

Это обстоятельство, по-видимому, определяет плохую проницаемость на Южном участке и, вероятно, поэтому большая часть его покрыта с поверхности водой.



Рис. 42. Грязевые котлы с пленкой и пузырями марказита (Серные бугры)

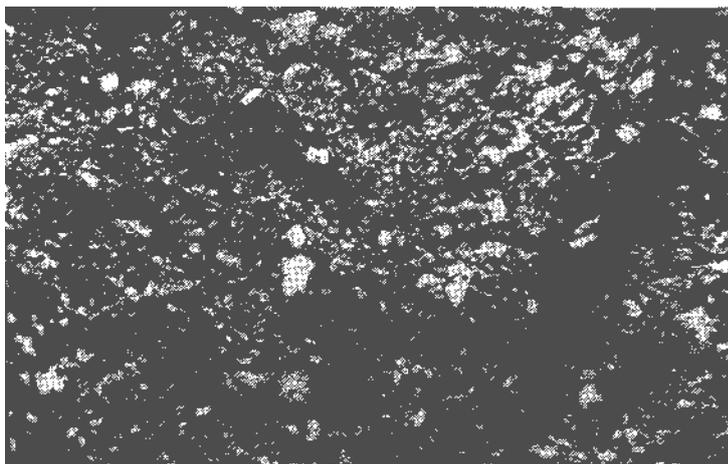


Рис. 45. Тончайшие кремнистые пластинки, покрытие корочкой марказита

Южное термальное поле с поверхности покрыто отдельными глыбами и многочисленными обломками базальтов, дацитов, игнимбритов и в меньшем количестве тонкослоистых туфов. Большая часть обломков с поверхности освещена, на глубину 1-2 см опализирована или покрыта тонкой кремнистой корочкой. Они состоят из вкрапленников плагиоклаза, темноцветных минералов и микролитовой основной массы. Гидротермальное изменение дацитов проявляется в развитии опала по трещинкам вкрапленников плагиоклазов и очень незначительно по микролитам. Моноклинный пироксен остается почти свежим.

В интенсивно измененных обломках дацитов вкрапленники плагиоклазов и микролиты полностью опализированы, как и гиперстен; фенокристаллы моноклинного пироксена замещены только частично. В основной массе наряду с кварцем развиты в небольшом количестве мелкие скопления зерен алуниита. Она значительно опализирована и содержит обилие точечных рудных выделений. В некоторых обломках дацитов наблюдаются полностью опализированные центральные части вкрапленников, по которым развиты агрегаты хорошо образованных зерен алуниита. В пустотках более интенсивно гидротермально-измененных дацитов встречаются кристаллы реальгара.

Обломки игнимбритов состоят из бурого стекла с включениями кристаллов и микролитов, резко подчеркивающих текстуру течения. Стекловатая масса обтекает обломки таблитчатых плагиоклазов и моноклинных пироксенов. Обломки плагиоклазов нацело опализированы, а от зерен моноклинного пироксена остались только реликты. Поры в игнимбритах выполнены тридимитом, опалом и алуниитом. Последний развит также по трещинам породы. Встречены обломки игнимбритов, в которых все поры заполнены крупнозернистым алуниитом. В менее измененных игнимбритах зерна плагиоклазов и моноклинных пироксенов опализированы частично, а основная стекловатая масса девитрифицирована и, вероятно, поэтому приобретает землистый облик. В трещинках обломков игнимбритов наблюдались, наряду с постоянно присутствующими в них опалом и тридимитом, кристаллы серы, пирита и единичные призматические зерна реальгара.

Обломки туфов с алевропелитовой и псаммоалевритовой структурой по составу и облику аналогичны гидротермально-измененным туфам горы Белой, коренные выходы которых наблюдаются в ее северо-западной части. Отличаются они только степенью гидротермального преобразования, выраженного частичной опализацией обломков плагиоклазов, слабой каолинитизацией пемзовых частиц и развитием небольших количеств скоплений зерен алуниита по трещинкам и порам совместно с опалом и гораздо реже с кварцем.

Во встреченных обломках базальтов гидротермальному изменению подвержены зерна оливина, превратившиеся в слюдисто-глинистые образования, и плагиоклазы, пронизанные сетью волосовидного опала. Основная масса почти не несет следов гидротермального изменения. Поры пористых базальтов частично или полностью заполнены серой, гипсом, пиритом и опалом.

По периферии этого термального поля наблюдается ярко-бурые псевдо-псаммитовые песчаники, обладающие плитчатой отдельностью и являющиеся молодыми озерными отложениями, образовавшимися в результате размыва термального поля. Здесь с поверхности до глубины 50 см наблюдались зонально измененные обломки пород, представленные преимущественно игнимбритами, дацитами и в меньшей мере базальтами. Размеры их по удлиненной стороне сохранившихся ядерных частей колеблются от нескольких сантиметров до 0,2 м. Реликтовые формы обломочного материала просматриваются в кремово-белом опалите, участками в опалово-каолининовом веществе. На глубине 70 см и ниже обломки превращены в глину (каолинит) беловато-серого цвета, с хорошо сохранившейся текстурой игнимбритов и лав. В каолините наблюдается равномерно рассеянный пирит, а по трещинкам - пирит, гипс, кристаллы серы и единичные призматические зерна реальгара. В крупных обломках слабо измененных игнимбритов, состоящих из чередующихся полос буровато-серого и темного цвета, поры и трещинки выполнены опалом, алунином, серой и редкими кристаллами реальгара. На поверхности глины холодные, на глубине 0,5 м - 50°, 1,8 м - около 60°; рН измененных пород в интервале 0,5 м - 1,8 м равен 4. Глубже 1,8 м шурф было трудно копать из-за появления в разрезе крупнообломочного материала и главным образом из-за душливого запаха сероводорода, идущего из трещин в измененных отложениях. В зальбандах таких трещинок развита темно-серая глина с пиритом кубического габитуса в центральных частях и тонкодисперсными сульфидами железа по периферии. С глубиной резко увеличивается степень изменения обломочного материала, превращенного в основном в рыхлый, кремового цвета опалит с участками сероватых глин, с кругляшами не полностью разложенных пород. Мелкообломочный материал изменен нацело. На поверхности поля обломки и глыбы размером 1x0,7 м не несут следов гидротермального изменения, но масса, на которой они лежат, представляет собой пролювий, с поверхности окремненный, а ниже превращенный в глину. На глубине 1 м почти все обломки превращены в глинисто-опаловую массу, контуры обломков теряются и лишь сохраняются центральные части бывших глыб. Это свидетельствует о постоянном обновлении сверху неизменным обломочным материалом, который вовлекается в гидротермальную переработку.

Таким образом, на Южном термальном поле идет процесс сернокислотного выщелачивания, которому подвергаются обломки пород от кислого до основного состава. Петрографическое изучение гидротермального изменения обломков игнимбритов, дацитов, пепловых туфов, базальтов показало, что в первую очередь подвергаются замещению вкрапленники и обломки зерен плагиоклазов (опализация), значительно меньше изменяются фенокристы темноцветных минералов (слабая опализация), исключение составляет оливин, который изменяется ранее всех остальных минералов, включая плагиоклаз.

Отмечается зависимость гидротермального изменения пород от структуры и особенно от размера минералов: чем крупнее фенокристы, тем они интенсивнее изменяются. Наиболее устойчивыми являются основные массы лав слабо раскристаллизованных или стекловатых. В этом случае имеет значение состав вулканического стекла. Стекло базальтов и стекло игнимбритов в условиях сернокислотного выщелачивания на одной и той же глубине ведет себя по-разному. Первое - девитрифицируется, мутнеет, становится землистым; второе - остается совершенно свежим.

Западное Термальное поле сложено полнокристаллическими базальтами, обладающими ярко выраженной порфировой структурой. В целом на вкрапленники плагиоклаза величиной до 1 см, приходится не менее 40% породы. Темноцветные минералы представлены оливином и моноклинным пироксеном, с резким преобладанием последнего. Основная масса имеет обычно интерсертальную структуру: между лейстами плагиоклаза заключено много мелких, обычно округлой формы, зерен моноклинного пироксена, точечных выделений магнетита, тесно ассоциирующих с агрегатами зерен моноклинного пироксена и незначительное количество стекла, заполняющего мельчайшие промежутки между лейстами плагиоклаза и темноцветными минералами. Центральные части крупных фенокристов плагиоклаза соответствуют № 66-67 (Лабрадор), только в нескольких табличках отмечался № 71-74 (битовнит), тогда как состав мелких вкрапленников и периферии крупных колеблется от № 49 (андезин) до № 55 (Лабрадор). На вкрапленники моноклинного пироксена и более мелкие зерна его в основной массе приходится приблизительно 30% породы. Моноклинный пироксен относится к авгиту Ng 1,724, Np 1,695 2V 48-50°, $C:Ng$ 22-45°, $Ng-Np$ 0,025. Зерна оливина присутствуют в небольшом количестве и по трещинкам отдельности в них всегда развит гидрослюдястый минерал.

Гидротермальное изменение в южной части поля отмечается на вершинах высоких холмов, а главным образом на северо-западных и северных склонах. На поверхности гидротермальных глин выступают глыбы базальтов. Глина серого, голубовато-серого и бурого цвета. Четко устанавливается околотрещинный характер изменения пород с интенсивной переработкой их на расстоянии до 1,5 м от трещин. С удалением от трещин гидротермальное изменение резко уменьшается и выражается в развитии гидрослюдястых минералов по пироксенам и оливину. На каолининовом холме (до глубины 1,2 м) глины сохранили первичную реликтовую порфиловую структуру. Порода имеет в рН - 4, T-60°. По трещинкам в шурфе отмечается белый, ватообразный гипс и обилие мельчайших кристаллов пирита. В прогретых участках породы интенсивно каолинитизированы, а в местах максимального прогрева наблюдаются большие количества молочно-белого или серовато-голубого цвета студенистого гелеобразного кремнезема.

На северо-запад и север от высоких холмов прослеживается аналогичная каолинитизация полнокристаллических базальтов, которая через 5-7 м сменяется опализацией. Весь западный гребень

термального поля покрыт кремне-бурными опалитами с глинистой коркой и гипсовыми плитами на поверхности. В одном из распадков, спускающихся от вытянутого возвышения к кислому озерку, наблюдаются мощные парогазовые выходы. В местах выходов концентрируется большое количество пирита. Из кристаллов последнего часто образованы трубочки (диаметром 0,6 см), контролирующие газопаровые струи. Температура газовой струи выше 100°. Вблизи выхода струй температура в измененных породах на глубине 20 см - 60°, 80 см - 90°, и базальты нацело изменены (до опалитовой трухи). В высокотемпературных зонах были встречены зеленого цвета измененные базальты, представляющие собой ядерные части крупных базальтовых глыб. Микроскопическое изучение их показало, что в них содержатся адуляр, кварц, хлорит, монтмориллонит, каолинит и другие глинистые минералы.

На самом пониженном участке термального поля расположено, как отмечалось, небольшое кислое озерко. На склонах к нему и на площадках вблизи наблюдаются плиты гипса. Вообще гипс на Западном термальном поле имеет широкое распространение; щетковидные образования его наблюдаются везде, но максимальные количества приурочены к южному склону озерка, образуя подобие гипсовой шляпы.

Грязевые вулканчики и грязевые котлы располагаются на почти пологих участках, примыкающих непосредственно к озерку. Дно и берега этого единственного озера на Западном термальном поле покрыто темно-серым илом мощностью до 15 см, сменяющимся ниже уплотненными глинами. По трещинам усыхания и по плоскостям наложения содержится много кристаллов пирита и корочек марказита, толщина которых достигает 2 мм. Преобладающее значение имеют натечные формы сульфидов железа. Ближе к центру озерка встречены красивые колломорфные текстуры пирит-марказитовых агрегатов на глинисто-иловом материале. Штуфные образцы представляют собой чередование корочек сульфидов железа с сантиметровыми глинисто-иловыми пропластками. На крутом склоне высокого холма, где у подножия имеются мощные выходы газопаровых струй, отмечается обратная зональность, выражающаяся в смене сверху вниз каолинитов опалитами. В остальных случаях наблюдается прямая зональность: опалиты сменяются вниз по разрезу каолинитами. Для участков с выходами поровых струй характерно присутствие больших количеств пирита и марказита. В гидротермальных глинах, каолинитах и в опалитах, как правило, сохраняется реликтовая порфиристая структура базальтов, и только вблизи выходов парогазовых струй породы превращаются в студенистый гель. В этом случае реликтовая структура полностью исчезает.

В целом интенсивность гидротермального изменения резко уменьшается с удалением от зон трещиноватости. В слабо измененных базальтах всегда наблюдается частичное замещение оливина по трещинкам отдельности или образование гидрослюдистых псевдоморфоз, развитие в пустотках и трещинках спайности плагиоклазов опала, ассоциирующего с каолинитом. По моноклинным пироксенам, главным образом по вкрапленникам, развивается гидро-слюдка вместе с выделениями рудного. Основная масса, обладающая интерсертиальной структурой, изменяется меньше. Обычно наблюдается неполная каолинитизация и опализация лейст плагиоклазов и стекла, а также замещение краевых частей зерен моноклинного пироксена. С приближением к зонам максимального воздействия газопаровых струй базальты изменяются настолько интенсивно, что от порфиристых вкрапленников и темноцветных минералов остаются только реликты и теньевые формы. Плагиоклазы превращены в опал-каолинитовый агрегат, а темноцветные - в гидрослюдистый с обилием точечных рудных выделений. По трещинкам и порам выщелачивания базальтов увеличивается количество опала, кварца, халцедона, кальцита, гипса и пирита. Причем кальцит развивается иногда и по основной массе породы, на месте плагиоклазов и стекла, оставляя почти нетронутыми скопления мелких зерен моноклинного пироксена. Мозаичные агрегаты кварца встречены и в зёрнах темноцветных минералов-вкрапленников, они заполняют пустотки выщелачивания, трещинки или развиваются между трещинками спайности в гидрослюдистых псевдоморфозах по оливину. Игольчатый гипс присутствует в небольшом количестве в порах и трещинках базальтов. Алунист встречается в виде точечных образований в основной массе. В слабо измененных полнокристаллических базальтах редкие мелкие поры выполнены опалом или кристобалитом, а в интенсивно измененных - во много раз увеличивается величина пор, которые заполнены опалом, кварцем, халцедоном, гидрослюдой, пиритом и гипсом.

Независимо от интенсивности гидротермального изменения основная масса изменяется в меньшей степени, чем фенокристаллы. Характер гидротермального изменения базальтов в западной части термального поля с выходами парогазовых струй имеет существенное отличие по сравнению с менее прогретыми участками. Здесь с поверхности и до глубины 1,8 м базальты превращены в опаловую сыпучку. Оставшиеся ядерные части обломков представляют собой почти целиком опализированные и каолинитизированные базальты с точечными зернышками алуниста. В шлифах, сделанных из более плотных кусков измененного базальта, плагиоклазы-вкрапленники частично замещены каолинитом, лейсты плагиоклаза нацело каолинитизированы. Темноцветные минералы замещены чешуйчатыми гидрослюдистыми минералами, обогащенными рудной пылью и точечными выделениями пирита. В крупных табличках плагиоклазов наблюдается петельчатое замещение крупночешуйчатым каолинитом. Вблизи выходов высокотемпературных газопаровых струй встречены зеленого цвета измененные базальты, образцы которых свободно разламываются руками. Основная масса таких базальтов состоит из чешуек гидрослюды, каолинита, частично монтмориллонита, хлорита и кварца. Плагиоклаз вкрапленников разбит сетью трещин, в которых развит гидрослюдисто-глинистый минерал и монтмориллонит, иногда ассоциирующие с пиритом.

Темноцветные минералы замещены полностью глинисто-слюдистыми образованиями с едва различимыми реликтовыми формами их. В порых встречены кристаллы серы, гипса и пирита. Среди скоплений зерен кварца в основной массе породы наблюдаются ромбики адуляра, наиболее крупные кристаллы адуляра развиты по периферии скоплений мозаичного кварца, особенно вблизи пустоток. В табличках плагиоклаза адуляр ассоциирует с тонкочешуйчатыми глинистыми минералами (табл. 22).

Развитие адуляра и хлорита отмечается во многих шлифах пород, взятых около высокотемпературных парогазовых струй. Зеленый цвет измененным породам придает гидрослюдка, хлорит, и главным образом монтмориллониты. В случае кислотного выщелачивания происходит изменение минералов-вкрапленников и, в первую очередь, плагиоклазов. Темноцветные минералы полностью растворяются; при далеко зашедшем процессе основная стекловат масса тоже нацело изменяется.

Таблица 22

Химический состав изменённых базальтов Западного термального поля (в вес. %).

Анализы выполнены в химической Лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР

Компоненты	I	II	III	IV	V
SiO ₂	46,62	45,48	47,42	46,38	45,70
TiO ₂	0,87	0,83	0,80	0,62	0,84
Al ₂ O ₃	20,37	18,12	26,46	17,86	20,13
Fe ₂ O ₃	3,08	5,91	4,84	5,77	н/об
FeO	5,20	2,98	0,77	3,30	5,51
MnO	0,16	0,20	0,03	0,38	0,54
MgO	4,74	4,57	0,65	6,27	9,95
CaO	10,72	5,51	0,46	4,65	1,26
NO ₂ O	2,70	0,59	Следы	0,59	0,05
K ₂ O	0,38	0,67	0,10	0,57	0,55
H ₂ O ⁻	0,96	4,66	4,22	5,46	5,96
H ₂ O ⁺	1,08	6,77	7,90	6,10	8,55
P ₂ O ₅	0,15	0,26	0,30	0,30	0,24
CO ₂	—	0,75	0,25	0,12	—
SO ₂	—	3,32	—	—	—
С _{орг}	—	—	2,59	—	—
С _{об}	—	—	3,53	1,55	1,03

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Образец	a	c	b	s	f'	m'	c'	n'
I	7,0	11,2	20	61,8	14,1	47,8	14,8	91,6
II	2,7	7,5	28,7	61,1	20,4	31,4	36,6	58,8
III	0,2	0,6	42	57,2	10,2	2,9	84,9	0
IV	2,4	6,3	32,5	58,8	16,7	36,1	35,2	62,2
V	1,1	1,6	44,9	52,4	12,9	37,1	50,2	25,0

ПРИМЕЧАНИЕ I - слабо измененный базальт; II—каолинитизированный базальт; III—каолинитизированный монтмориллонитизированный базальт; IV—монтмориллонитизированный базальт; V—монтмориллонитизированный базальт с кварцем и адуляром.

Над Западным термальным полем от подножия стенки кальдеры по двум распадкам, идущим к самой высокой точке горы Узон (1617 м), отмечают агломератовые туфы докальдерного комплекса, вскрытые в уступе обрамлен вулcano-тектонической депрессии.

В подошве этих бурых крупнообломочных отложений залегают плотные лавы базальтов, коренные выходы которых прослеживаются с отметки 800. В кровле их наблюдается чередование лав и туфов базальта. Вверх по разрезу лавы постепенно приобретают резко подчиненное значение. Бурые отложения представляют собой агломератовые туфы основного состава, отдельные обломки в которых достигают нередко 1,3 м в поперечнике. Заполнителем в них является мелкообломочный материал того же состава, сцементированный гидроокисла железа с опалом, глинистыми минералами и чешуйками гидрослюды. В агломератовых туфах содержатся прослойки мощностью от 2,5 до 4 м пористых лав базальта. Поры выполнены голубоватым и реже молочно-белым опалом, а также слюдисто-глинистыми агрегатами с гематитом и гипсом. Видимая мощность бурых агломератовых туфов не менее 250 м, а протяженность около 200 м. В нескольких местах агломератовые туфы секутся дайками темных монолитных базальтов, мощность которых обычно 0,5 м. Гидротермальному изменению подвержены главным образом мелкообломочный материал (заполнитель) и цемент, участками превратившийся в желтовато-бурую труху. Крупные обломки плотных базальтов с периферий всегда осветлены, но остальная часть их остается относительно свежей. Осветление краевых частей крупных обломков вызвано развитием каолинита, опала и небольших количеств алунита. Интенсивность сернокислотного изменения увеличивается с уменьшением размера обломков. Мелкие обломки превращены в агрегат опала, каолинита и частично алунита, а в более крупных сохраняются довольно свежими их ядерные части. Минеральный состав новообразований представлен опалом, кварцем, каолинитом, алунитом, пиритом, гематитом, серой и гипсом. Поэтому основными фациями являются кварц-опал-каолинитовая, кварц-опал-алунитовая и опаловая, содержащие в различных количествах примесь гидроокислов железа. Гидротермальное изменение описываемых отложений, по-видимому, связано с поступлением газопаровой фазы по трещинам вдоль контактов даек базальта с туфами. Развитию локального изменения пород способствовали высокая пористость

агломератовых туфов. Базальты с их значительно меньшей пористостью почти не несут следов гидротермального изменения или в них проявлен только околотрещинный и поровый метасоматоз. По трещинкам в измененных породах были встречены квасцы в виде сероватых корочек, выкристаллизовавшихся из окисленных поровых растворов.

Обломки базальтов псаммо-псефитовой размерности, являющиеся заполнителем в агломератовых туфах, изменены гораздо интенсивнее. В них плагиоклазы-вкрапленники и микролиты почти нацело опализированы, темноцветные минералы замещены зеленовато-желтоватой гидрослюдой. В порах и трещинках таких базальтов наблюдаются скопления зерен алуниита. Крупные агрегаты зерен алуниита выполняют не только трещины породы, но и образуют псевдоморфозы по фенокристам плагиоклазов, причем плагиоклазы всегда более интенсивно замещаются алуниитом, чем темноцветные минералы.

Мелкообломочный материал (заполнитель) сцементирован опалово-каолининовой массой с алуниитом и гидроокислами железа. В целом интенсивность гидротермального изменения пород зависит от приуроченности их к зоне трещиноватости и от текстурных особенностей пород и отложений: размеров обломков, пористости, степени их раздробленности, структуры породы (степени раскристаллизации). Зоны интенсивной трещиноватости прослеживаются развитием опал-алуниитовых участков и бурой опаловой трухи. Гидротермальные растворы циркулировали по хорошо проницаемым агломератовым туфам, оставляя от крупных и плотных базальтов почти не измененные ядра и создавая, таким образом, кокардовые структуры и подобие скорлуповато-концентрической отдельности. На периферии зон трещиноватости изменение базальтов выражено замещением селадонитоподобным минералом вкрапленников оливина и в значительно меньшей степени моноклиновых пироксенов.

С приближением к зоне трещиноватости наблюдается увеличение развития опала и уменьшение алуниита по трещинкам плагиоклазов и пород.

Поры в базальтах выполнены опалом, реже тридимитом, гипсом и пиритом. Вертикальная зональность в измененных агломератовых туфах выражена локально и довольно четко. Зона каолинизации вверх по разрезу переходит в зону опал + каолинит - алуниит и выше в зону опалитов. Горизонтальная зональность прослеживается по небольшим участкам, приуроченным к отдельным зонам трещиноватости. Гидротермально-измененный участок бурых агломератовых туфов расположен непосредственно над Западным термальным полем. По-видимому, гидротермальное изменение этих отложений в основном обязано действию растворов с Западного термального поля.

На участке между Западным термальным полем и Фумарольным озером - встречаются блоки базальтов в виде четко выраженных положительных форм в рельефе, которые круто обрываются на юг и очень полого падают на север. Базальты состоят на 45-50% из порфировых вкрапленников и основной массы. Структура их порфировая с интерсертальной основной массой. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, несколько в меньшем количестве - моноклиновым пироксеном и редкими зернами оливина. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, обилия мелких зерен моноклинового пироксена и рудного, промежутки между которыми выполнены хлоритизированным стеклом, иногда буроватым за счет гидроокислов железа. Ядра крупных вкрапленников плагиоклаза соответствуют № 75-79 (битовнит), в то время как мелкие вкрапленники и периферия крупных отвечают № 63-64 (Лабрадор). Фенокристы моноклинового пироксена бесцветны, $2V$ 50-52°; $Ng-Np$ 0,03; $C:Ng$ 20°. По-видимому, данный моноклиновый пироксен относится к авгиту Ng 1,724, Np 1,695. Встречены реликтовые формы, характерные для зерен оливина; они полностью замещены гидрослюдистым минералом, иногда обладающим очень слабым плеохроизмом в буровато-зеленоватых тонах. На северном склоне одного из блоков, расположенных рядом с Западным термальным полем, были встречены пропилитизированные породы. Под слоем дерна толщиной в 20-30 см находятся глыбы плотных базальтов величиной до 1 x 0,6 м, среди которых встречены слабoporистые базальты. Часть пор в последних выполнена игольчатым актинолитом, сульфидами железа и в меньшем количестве - кварцем и чешуйками гидрослюдистого минерала. Зерна моноклинового пироксена с периферии и по трещинкам замещаются актинолитом. Более крупные зерна актинолита образуются по направлению спайности (100) моноклинового пироксена. Наиболее интенсивная актинолитизация развита в участках скоплений зерен моноклинового пироксена. Актинолит, замещая зерна моноклинового пироксена вблизи пор базальта, врастает в них и образует «войлок» из игольчатых кристаллов. Актинолит оптически отрицательный, удлинение положительное, $C:Hg$ 11-12°, $2F$ -78-80°, плеохроизм: по Ng - слабозеленый, по Np - слабозеленовато-зеленый. По краевым частям крупных вкрапленников и лейст плагиоклазов наблюдается каемка водяно-, прозрачного адуляра, дающего иногда волнистое, неравномерное угасание. По трещинкам табличек плагиоклазов развиты полоски адуляра, образующие местами «заборчики». Хорошо образованные зерна адуляра наблюдаются, как правило, в свободных полосках (поры, тонкие трещины) в виде скоплений мелких ромбов или более крупных единичных зерен.

По основной массе базальта, как отмечалось, развиты хлорит буровато-зеленого цвета по стеклу и актинолит по моноклиновому пироксену. Зерна рудного минерала сохраняются свежими, хотя в нескольких шлифах наблюдалось развитие гидроокислов железа по хлориту и частично - гидрослюдке, которая замещает зерна оливина. Следует отметить, что в одной и той же глыбе наблюдаются участки, подвергшиеся довольно интенсивной актинолитизации и адуляризации и участки, совсем не несущие следов актинолитизации.

Адуляризация (различной интенсивности) отмечается во всех шлифах, сделанных из глыб пористых базальтов, она довольно слабо выражена. Неравномерное гидротермальное изменение - даже в одной глыбе базальта, как по периферии, так и в центральных частях свидетельствует об их неравномерной пористости и трещиноватости. Развитие актинолита по моноклинному пироксену, адуляра по плагиоклазам и хлорита по стеклу основной массы позволяет отнести данные породы к пропилитизированным базальтам.

Сравнение слабо измененных базальтов и интенсивно измененных пород показало их существенное различие, особенно после вычета воды. Количество SiO_2 в породах с водой остается почти постоянным, но с вычетом воды заметно увеличивается. Содержание глинозема меняется еще более существенно. В каолинитизированных базальтах повышается содержание Al_2O_3 до 26%. В каолинитизированных и монтмориллонитизированных базальтах отмечается окисление породы. Содержание Fe_2O_3 увеличивается за счет уменьшения FeO . В базальтах, взятых у выходов высокотемпературных парогазовых струй, Fe_2O_3 не обнаружено, что свидетельствует о восстановительной обстановке непосредственно около паровых струй. Количество MgO значительно повышается в монтмориллонитизированных базальтах (до 10%), что фиксируется образованием магнезиального монтмориллонита. Количество CaO понижается до десятых долей процента в каолинитизированных и монтмориллонитизированных базальтах, а в каолинитизированных оно равно 5,5% за счет образования в них гипса. Произошли изменения отношений CaO/MgO (от 2,2 до 0,01%) и $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$ (от 7 до 0,1%). В первом случае за счет выноса CaO и увеличения MgO ; во втором за счет Na_2O и увеличения K_2O с образованием адуляра и калиевого алунита. Отношение $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ остается почти постоянным, т. е. они оба инертны.

Северное термальное поле. На западном его борту обнажаются белого цвета измененные делювиальные отложения видимой мощностью 3,5 м, превращенные в опалово-глинистую труху. В 25-30 см от поверхности встречаются обломки белой выщелоченной пемзы и бежево-белые куски плагиоклазового базальта, обладающие реликтовой порфировой структурой и рассыпающиеся при прикосновении. Ниже по склону наблюдаются выходы плитчатых желтовато-зеленых осерненных мелкообломочных пород. Еще ниже этих отложений располагается котел (10x8 м) с кипящей темной водой сложного состава с сероводородом. В кипящем котле много тонкодисперсной серы и плавающих пленок марказита.

На поверхности поля наблюдается небольшое количество глыбово-обломочного материала. Причем все обломки покрыты с поверхности глинисто-опаловой коркой (толщиной 2-3 см), под которой наблюдается неизменный плагиоклазовый базальт или реже дацит. По-видимому, эти обломки сравнительно недавно были привнесены на термальное поле, тем более что крупные обломки лав на глубине первых десятков сантиметров изменены полностью и превращены в опалово-глинистый материал с реликтами порфирированных лав.

Шурф, выкопанный в 2 м северо-восточнее котла на глубину 1 м, вскрыл белую структурную глину, переходящую ниже в серую (за счет тонкодисперсных сульфидов железа). В глинистом материале участками видны реликты тонкослоистой текстуры пепловых туфов, а с глубиной еще более четко выражены реликтовые формы обломков лав с их порфировой структурой.

Гидротермальное изменение базальтов, взятых с поверхности термального поля, слабое и выражено в развитии опала по трещинкам, главным образом, периферии плагиоклазов, представленных, как правило, лабрадором-битовнитом. Темноцветные минералы оливин и гиперстен в краевых частях и по трещинкам отдельности замещаются слюдоподобным минералом - боулингом. Вкрапленники плагиоклазов составляют около 30% породы, поэтому базальты относятся к существенно плагиоклазовым. Скорость гидротермального изменения, а также его интенсивность зависят от количества и размеров вкрапленников в лавах.

Гидротермальное изменение дацитов, находящихся на поверхности или вблизи неё, очень незначительное и проявляется в развитии опала по трещинкам породы, особенно по трещинкам плагиоклазов, а также в образовании на поверхности глыб опалово-каолининовой корки толщиной не более 5 мм.

Образцы пород с глубины 20 см представляют собой опалово-каолининовый материал, в котором наблюдается много обломков «скелетов» пемзы. Наблюдаются отдельные кубические кристаллы пирита и скопления их. Встречено несколько зерен призматического реальгара, серы, гипса и единичные пластинки кальцита.

Опалово-каолининовые породы содержат в виде примеси сульфиды железа в тонкодисперсной форме. Кристаллы пирита и пленки марказита развиты по тончайшим трещинкам, а в местах их раздувов образуются желвакообразные скопления пирит-марказитовых агрегатов.

Во всех каолинитизированных породах встречен гипс, который наблюдается на поверхности высушенных образцов. С уменьшением опалового материала в каолинитизированных отложениях отмечается некоторое увеличение сульфидов железа. По-видимому, каолиниты являются хорошими сорбентами. В каолинитах были встречены агрегаты серы, а также единичные призматические зерна реальгара или тончайшие корочки его, обычно приуроченные к участкам скоплений кристаллов пирита.

Участок горы Белой. Купольная часть экструзии и цепь небольших выходов стекловатых дацитов ориентированы в восток-юго-восточном направлении. Экструзией в процессе ее становления были захвачены блоки тонкослоистых туфов из нижнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи и подняты на высоту 900 м (амплитуда 250 м). Коренные выходы подобных тонкослоистых пепловых туфов наблюдались в подошве северного склона Центрального термального поля, абсолютная отметка которых 650 м. У

вершины южного склона экструзии горы Белой наблюдается рвущий контакт между опалити-зированными нацело экструзивными дацитами и вмещающими тонкослоистыми пепловыми туфами (рис. 46).

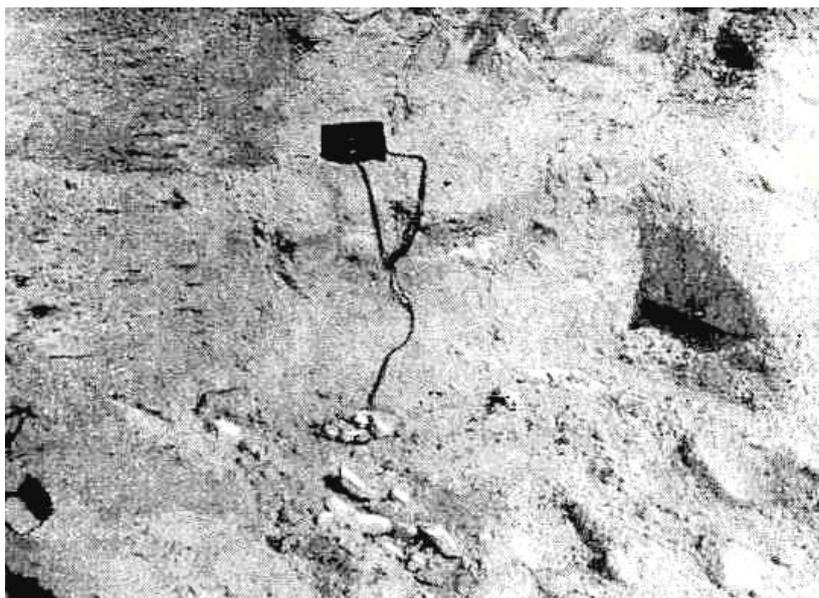


Рис. 46. Контакт между гидротермально-измененными дацитами и тонкослоистыми пепловыми туфами на южном склоне горы Белой

Сохранившаяся восточная часть купола экструзии находится несколько западнее трех скальных выходов вспененных дацитов высоты 907, азимут простирания которых 220-230°. К северо-западу от купола наблюдаются отдельные выходы агломератовых туфов дацитового состава. В пределах их развития проявлены небольшие разломы, с которыми связаны древние сольфатарные поля, содержащие прожилки фумарольной серы в ассоциации с единичными мелкопризматическими кристаллами реальгара и характеризующиеся полным гидротермальным изменением пород. В общем, гидротермальное изменение пород горы Белой приурочено к контактам экструзии и разломам, определяя их локальность. Наиболее интенсивному сернокислотному выщелачиванию были подвержены породы северного склона горы Белой, особенно в северо-западной части, где они нацело переработаны и обелены (рис. 47). Видимая мощность их около 250 м при ширине в среднем до 100 м. Процессы сернокислотного выщелачивания развивались по агломератовым туфам дацита и по вмещающим экструзию тонкослоистым туфам, в меньшей степени по стекловатым и слабо раскристаллизованным дацитам. Среди пород экструзии выделяются лавы (плотные, пористые, вспененные) и агломератовые туфы. Плотные дациты наблюдаются в подошве купола, причем пористость их вверх по разрезу постепенно увеличивается. Для плотных и пористых дацитов характерна хорошо выраженная флюидальная текстура, определяющая при выветривании плитчатую отдельность.

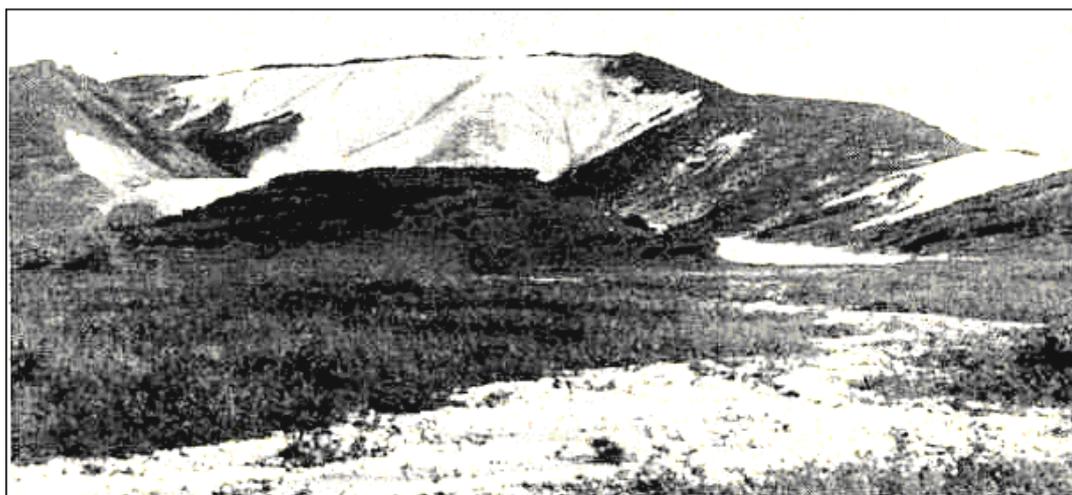


Рис. 47. Обеленный северный склон горы Белой

Структура дацитов порфировая; основная масса кристаллитовая. Вкрапленники представлены таблитчатым плагиоклазом, гиперстеном и титанистым авгитом. Таблитчатые зерна плагиоклаза образуют нередко гломеропорфировые сростки, к которым приурочены выделения фенокристаллов моноклинных

пироксенов. Последние наблюдаются в виде обособленных скоплений различных по величине зерен, всегда ассоциирующих с идиоморфными выделениями магнетита и вытянутыми призмочками апатита. Основная масса, как правило, стекловатая, обладающая обычно перлитовой отдельностью. Ориентированное развитие в ней кристаллов обуславливает четко выраженную флюидальную текстуру. Буроватое стекло основной массы без кристаллитов наблюдается в интерстициях между вкрапленниками плагиоклазов и темноцветных минералов. В фенокристаллах плагиоклазов присутствуют включения стекла и буроватые призматические кристаллы апатита, которые развиты также, но в меньшем количестве, в зернах моноклинных пироксенов и в основной массе. Вкрапленники плагиоклаза обычно зональны. Состав их по замерам методом Федорова соответствует № 42-46 андезита в крупных табличках, а в более мелких зернах № 34-39. Среди темноцветных минералов заметно преобладают зерна гиперстена. Гиперстен оптически отрицательный $CNg = 0$, $2V 60^\circ$, $Ng-Np 0,012$. Слабо плеохроирует, по Ng - зеленоватый по Np - розоватый. Кроме зерен гиперстена встречаются зерна моноклинного пироксена, которые исходя из оптических констант его, по всей видимости, относятся к титанистому авгиту. $2V 60^\circ$, $Ng \sim Np 0,025$ - плеохроизм, Ng - зеленоватый, Np - зеленовато-буроватый. В таблитчатых зернах его наблюдается не ярко выраженная структура песочных часов. Микроскопическое сравнение плотных и пористых дацитов показало, что в последних наблюдается значительно меньше вкрапленников, а также темноцветных минералов. Благодаря вспененности основной массы в них слабо выражена флюидальная текстура. В пористых лавах дацита были встречены глыбы и обломки серых стекловатых дацитов и редкие ксенолиты базальта с интерсертальной структурой основной массы. Тонкослоистые пепловые туфы горы Белой состоят из мельчайших хорошо отсортированных частичек вулканического стекла и небольшого количества осколков зерен плагиоклазов. Среди разнообразной формы пепловых частичек наблюдаются обломки пемзы алевритовой, гораздо реже псаммитовой размерности, обладающие пористой или флюидальной текстурой. Эпизодически встречаются обломки зерен моноклинного пироксена и слабо раскристаллизованных лав. Слоистость в пепловых туфах обусловлена чередованием тонких прослоев, состоящих из пеплового и алевропелитового материала. Цемент типа заполнения, представлен глинистым веществом, среди которого наблюдаются точечные включения рудных минералов. Алевритовые туфы состоят из аналогичного пепловым туфам кристалловитро-кластического материала, но отличаются только структурой и присутствием несколько больших количеств обломков пемзы псаммитовой размерности.

Наиболее интенсивное изменение пород горы Белой приурочено к северо-западному склону экструзии, обращенному к современной термоаномали. У подножия горы Белой расположен белый каолинитизированный холм. На пологой вершине его наблюдаются «просевший» участок округлой формы, диаметр которого около 2 м. Склоны холма засыпаны тонкими плитками и обломами каолинитизированных тонкослоистых пепловых туфов и в подчиненном количестве дацитов, образующих обычно щебенку.

Шурф, выкопанный на вершине холма на глубину 0,8 м, вскрыл рыхлые белоснежные каолиниты, с глубины 0,6 м скованные мерзлотой. В незамерзшем состоянии породы рыхлые и состоят из обломков, обладающих раковистым изломом и плитчатой отдельностью. В 10—15 см от поверхности наблюдались опаловые корочки и прозрачные натечные образования опала, в которых присутствуют розоватые тонкодисперсные включения реалгара и гематита.

Разрез, общей мощностью не менее 200 м, почти до вершины горы Белой представлен измененными белыми тонкослоистыми пепловыми туфами, содержащими прослой алевритовых туфов. Аналогичные отложения прослеживаются по всему северо-западному склону горы Белой, на котором расположен небольшой купол (апофиз) опалитизированных нацело дацитов. На вершине горы Белой наблюдается среди опалитов бугорок стекловатых темно-серых цветов с шаровыми формами выветривания, по трещинкам в которых развит кремевый опалит.

Выше разрез представлен 250-метровой толщиной измененных вулканогенно-осадочных пород, состоящих из тонкослоистых пепловых туфов, в которых по разрезу наблюдаются прослой алевритовых туфов. На измененные лавы дацита, относящиеся к кровле разреза, приходится не более 10-15 м.

Нижняя часть разреза состоит из каолинитизированных тонкослоистых пепловых туфов мощностью около 60 м. Выше зона каолинитизации сменяется зоной развития по туфам алунита, каолинита и опала. Количество алунита увеличивается вверх по разрезу, и разрез становится существенно алунитовым. Мощность каолинит-опал-алунитовой зоны составляет приблизительно 100-120 м. Верхняя часть разреза представлена зоной опалитизации мощностью 35-30 м. Породы превращены в пористые опаловые скелеты и участками в опалитовую труху. Поры и трещинки в опаловых скелетах выполнены прозрачным или молочно-белым опалом с включениями шариков гематита, а также халцедоном и мелкими щетковидными друзами кварца.

Таким образом, в разрезе гидротермально-измененных пород горы Белой отмечается вертикальная зональность. Снизу вверх зона каолинитизации вмещается зоной опал-каолинит-алунитовой, последняя - зоной опалитизации с развитием тридимита, халцедона и кварца. Весь измененный участок северного склона горы Белой засыпан плитками и щебенкой пепловых и алевритовых туфов, на плоскостях наложения которых встречаются мелкие уплощенные призматические кристаллы реалгара или порошокватый налет его. Хорошо различимые глазом кристаллы реалгара наблюдаются в порах опалитизированных обломков пемзы (алеваитовой или псаммитовой размерности), обычно присутствующих в туфах. В северо-западной части склона горы Белой наблюдаются участки розоватых каолинитизированных, а также

алунитизированных и опализированных туфов, которые содержат тонко дисперсные включения реалгара, придающего им окраску. Изучение в поле площадной распространенности кристаллического, землистого и тонкодисперсного реалгара показало, что большое количество его приурочено к зонам разломов, таким образом, фиксируя их направление. В северо-восточной части склона горы Белой процессы сернокислотного выщелачивания развиты главным образом по агломератовым и более мелкообломочным туфам дацита, образуя с поверхности значительной мощности зону опализации.

Развитие сернокислотного выщелачивания в плотных дацитах начинается с выполнения опалом трещинок отдельности в породе и трещинок спайности в минералах. Происходит замещение опалом плагиоклазов, затем темноцветных минералов, в то время как стекло основной массы мутнеет, особенно в участках с большим содержанием кристаллов, превращаясь нередко в опал с пылевидными пелитовыми включениями. Наиболее интенсивному гидротермальному изменению подвергаются вспененные дациты и агломератовые туфы их, текстурные и структурные особенности которых способствуют свободной циркуляции парогазовых струй. В результате большая часть их превращена в опаловые скелеты или опалитовую труху, создавая, таким образом, моноопалитовую зону (опаловый купол) в верхней части метасоматической колонки. Моноопалиты имеют метасоматическую брекчиевую структуру и характеризуются наличием многочисленных мелких и крупных полостей, заполненных частично натечным опалом, друзами кварца, халцедоном, тридимитом, серой и тонкодисперсными налетами гематита. Опализированные дациты в нижних горизонтах зоны опализации дают плитчатую отдельность. Опализированные минералы-вкрапленники в дацитах обычно частично или полностью замещаются агрегатами зерен алунита и изредка оконтуривают их. В измененной основной массе дацитов наблюдаются скопления криптозернистых агрегатов алунита, приуроченных главным образом к более раскристаллизованным участкам породы и трещинам перлитовой отдельности. В виде сплошных зернистых масс алунит встречается в пустотах (трещины, поры) совместно с опалом, кварцем, тридимитом, серой и изредка гематитом. Тридимит постоянно наблюдается в виде примеси среди агрегатов зерен алунита, по-видимому, образование его происходило преимущественно в процессе алунитизации. В свободных полостях алунит развит в виде пластинчатых, игольчатых зерен, реже в виде конвертообразных и идиоморфных кристаллов, нередко обладающих зональным строением. Размер отдельных кристаллов обычно не превышает 1,2 мм. Алунит оптически положительный, $N_g - N_p$ 0,020. В опализированной основной массе дацитов алунит образует мелкие таблитчатые зерна, криптозернистые агрегаты, а чаще точечные рассеянные выделения. Гидротермальное изменение тонкослоистых пепловых и алевритовых туфов выразилось в развитии по ним процессов каолинитизации, опализации и алунитизации. В случае интенсивной каолинитизации тонкослоистые пепловые туфы превращаются в глинисто-пелитовый материал с прожилками алунита, не несущий даже реликтовых форм первичной структуры. В переходной каолинит-опал-алунитовой зоне наблюдается значительная опализация пеплового материала и развитие точечного, мелкокристаллического алунита. Количество алунита вверх по разрезу увеличивается особенно вблизи участков повышенной трещиноватости и зон разломов. Образование криптозернистых агрегатов алунита наблюдается, как правило, на месте обломков зерен плагиоклазов и пемзы, а также по трещинкам и чрезвычайно редким порам.

Рудный минерал в измененных тонкообломочных туфах представлен гематитом или мелкими зернами пирита, а в алунитизированных породах преимущественно гематитом. Последний образует тонкодисперсные или порошокватые налеты в трещинах алунитизированных и опализированных пород, а также микроскопические шарики в натечном опале. В измененных туфах по плоскостям наложения, трещинам и порам обломков пемзы наблюдались тонкодисперсные, порошокватые и призматические образования реалгара. Максимальное количество его наблюдались в каолинитизированных и алунитизированных пепловых туфах, приуроченных к трещине, расположенной вблизи контакта экструзии с вмещающими породами на северо-западном склоне горы Белой, выделяющимися среди белого склона своей розоватостью.

Таким образом, в разрезе гидротермально-измененных пород северного склона горы Белой отмечается вертикальная метасоматическая зональность, выраженная в развитии снизу вверх зон каолинитизации, каолинит-опал-алунитовой зоны и опалового купола. Максимальное гидротермальное изменение свойственно породам, приуроченным к контактам экструзии и зонам разломов, а также породам, обладающим хорошим фильтрационными свойствами. К таковым относятся агломератовые туфы, пористые лавы и в какой-то степени шкослоистые пепловые туфы. Присутствие в последних обломков пемзы алевритовой и псаммитовой размерности облегчало проникновение растворов, горизонтальная зональность выражена слабее. Участки, подверженные сернокислотному выщелачиванию, расположенные к северо-западу и северо-востоку от центральной измененной зоны горы Белой, находятся на более низких гипсометрических отметках, но в то же время на различных уровнях и с поверхности всегда представлены сравнительно мощной зоной опалитизации. Юго-восточнее горы Белой отмечается окремнение песчаников озерных отложений. В верховьях ручья Пестрого (на правом борту) был встречен коренной выход слоистых окремненных песчаников видимой мощностью около 3 м. Слоистость их обусловлена сортированностью обломочного материала по гранулометрическому составу. Выше окварцованных песчаников все задерновано, и только вблизи экструзии Останец наблюдаются значительной мощности пемзовые отложения. Тонкослоистые окварцованные песчаники состоят из окатанных обломков лавы,

пемзы, плагиоклазов, а в виде примеси в них приветствуют зерна моноклинных пироксенов и зеленой роговой обманки, сцементированных опалом. На обломки лав приходится приблизительно третья часть породы. Для них характерна хорошая окатанность и наличие микролитовых структур. Основная масса лав представляет собой девитрифицированное стекло, содержащее большое количество пылевидных рудных выделений. Краевые части обломков плагиоклазов замещаются опаловым цементом, как бы растворяя их, и поэтому они приобретают округлые формы (в то же время такие округлые очертания могут отчасти свидетельствовать о водной обработке материала). Процесс растворения плагиоклазов и замещение его опалом наблюдаются иногда с отделением по трещинкам частичек плагиоклазов, с развитием зазубренных и оплавленных краев в них. Опал образует цемент типа выполнения и обрастания. Опалом заполнены все поры и трещинки в обломках пород и минералов. Опал прозрачный, показатель преломления 1,448. Он образовался, видимо, в результате сбрасывания кремнекислоты с паровой фазы прошлой термоаномалии в отсортированные песчаные отложения и, вероятно, фиксирует разлом. Зеленые обломки туфов, встреченные ниже в ручьях, представляют собой полностью измененные тонкослоистые слои гейзерной свиты. Они состоят на 70% из обломков пемзы и частичек вулканогенного стекла, среди которых наблюдаются обломки лавы и плагиоклазов. Обломочный пемзовый материал нацело монтмориллонитизирован. Монтмориллонитом замещены все обломки пористых лав, а поры и трещины в них заполнены короткотаблитчатым цеолитом. По зернам плагиоклаза и трещинкам в них наблюдаются мельчайшие агрегаты клиноптилолита.

Участок Центрального озера. На дне южного берега озера развиты окремненные отложения мощностью 25-30 см. Подобные образования наблюдались нами по берегам Фумарольного и Хлоридного озер. На таких окремненных плитах лежит довольно мощный слабо уплотненный глинисто-илистый осадок, на котором наблюдается большое количество разнообразных водорослей. По всему дну южного берега озера встречаются обломки и глыбы кварц-адуляровых пород белого цвета. Крупные глыбы иногда слегка выступают из воды и покрыты толстым слоем тины. Мелкие обломки прослеживаются вдоль берега на протяжении 1 км.

Южный борт Центрального озера задернован, а отдельные обнажения в нем представлены пролювиальным материалом. Последний состоит из разнообразных по величине обломков базальтов, игнимбритов, дацитов, пепловых и алевро-псаммитовых туфов. Отложения южного борта (особенно их юго-западная часть) являются нацело каолинитизированными и опализированными. По трещинам в каолинитизированных пролювиальных отложениях борта наблюдаются выходы небольших термальных источников с H_2S . Такие трещинки проявляются темной полосой в несколько сантиметров, образовавшейся в результате сорбции каолинитами тонкодисперсных сульфидов железа по периферии трещинок, с развитием кристаллов пирита в зальбандах их. Образцы из небольшого пульсирующего источника, расположенного в воде в 4-5 м от берега, состоят из ила и обломков каолинитизированных пород, пропитанных многочисленными кристаллами пирита и пленками марказита. Содержание сульфидов железа составляет не менее 30% от общего объема породы. На обломках базальтов, плагиоклазов, кварца, опала, пемзы и темноцветных минералов наблюдаются пленки марказита и корочки красновато-оранжевого реальгара. В трещинках обломков и на ноздреватой поверхности их встречаются уплощенные призматические зерна реальгара. В порах пемзы и пористых лав развиты щетки игольчатого антимонита, призмы реальгара и единичные мельчайшие зерна сфалерита и халькопирита.

Среди бортовых отложений озера не были встречены коренные выходы кварц-адуляровых пород. Они тяготеют к юго-восточной части озера, протягиваясь по направлению к экстрезии горы Белой. Сахаровидные кварц-адуляровые породы представляют собой полностью переработанную первичную породу и состоят из крупных зерен кварца и адуляра, в мельчайших промежутках между которыми наблюдаются глинисто-слюдистые чешуйки, точечные и пылевидные рудные выделения и мелкие обособленные агрегаты лейкоксенизированного сфена. Крупные зерна кварца, как и адуляра, развиты у свободных полостей, нередко проникая в поры породы. Адуляр образует кристаллы ромбического вида, величина их превышает размер зерен кварца. Призматические кристаллы последних обычно прорастают зерна адуляра. Идиоморфный адуляр водяно-прозрачен. Величина зерен его достигает $0,8 \times 0,3$ мм. Оптические свойства адуляра: N_p 1,518, N_g 1,525, $2V$ 28-30°. Среди ромбических кристаллов адуляра изредка встречаются бавенские двойники. Промежутки между крупными образованиями адуляра и кварца выполнены криптозернистыми или мозаичными агрегатами кварца, как бы усеянными ромбиками адуляра. По-видимому, криптокристаллический кварц развивается по пепловому материалу, а участки в породе, состоящие из обломков пемзы псаммитовой размерности, замещены крупными зернами призматического кварца и ромбиками адуляра. К порам и трещинкам кварц-адуляровых пород приурочены чешуйки слюды и глинистый материал, ассоциирующие с пылевидными рудными выделениями. Таким образом, для сахаровидных кварц-адуляровых пород характерно развитие крупных кристаллов адуляра, а также призматических и мозаичных агрегатов кварца. В кварц-адуляровой породе было встречено призматической формы зерно топаза, обладающее высоким двупреломлением и высокими показателями преломления.

Кварц-адуляровые породы с реликтовой тонкослоистой текстурой состоят из криптозернистого кварца, адуляра, примеси слюдисто-глинистых чешуек, рудных минералов и точечных скоплений лейкоксенизированного сфена, иногда окаймляющих ильменит. Адуляр развит в виде ромбов в

криптозернистой кварцевой массе и образует псевдоморфозы по обломкам плагиоклазов, в ряде случаев при полном окварцевании тонкообломочного материала туфов аблюдается развитие адуляра по криптозернистому кварцу и частичное замещение адуляром обломков плагиоклазов, главным образом по трещинкам и периферии их. В таких тонкослоистых окварцованных и адуляризованных туфах очень редко наблюдаются поры, образовавшиеся, по-видимому, за счет выщелачивания обломков. В криптозернистой кварцевой массе встречаются агрегаты лейкоксенизированных точечных зерен сфена.

Каолинитизированные тонкослоистые туфы с адуляром состоят из глинистой массы, среди которой наблюдаются алевритовые частички адуляризованных плагиоклазов. В редких агрегатах криптозернистого кварца, развитых, по-видимому, по обломкам пемзы и плагиоклазов, встречаются ромбики адуляра. В глинистой массе присутствуют рассеянные точечные выделения пирита отдельные мелкие пылевидные включения рудных минералов. По данным химических анализов, в кварц-адуляровых породах содержится 85% SiO₂. По сравнению с исходной породой в них отмечается недостаток Al₂O₃, Na₂O, CaO и MgO. Содержание K₂O возрастает до 10%.

Кроме кварц-адуляровых пород по южному берегу Центрального озера были встречены обломки гидротермально-измененных тонкослоистых туфов белого цвета с плитчатой отдельностью и раковистым изломом. Туфы состоят преимущественно из обломков пемзы, меньше плагиоклазов и единичных зерен моноклинного пироксена. Пемза нацело замещена зеленым монтмориллонитом, а поры и трещинки в ней и породе заполнены пучками игольчатого морденита и изредка агрегатами зерен анальцима. Морденит в ряде обломков бразует цемент типа обрастания. По периферии обломков и трещинкам зерен плагиоклазов развит

Фации гидротермально-измененных пород Узона

Характер фаций гидротермально-измененных пород Узона зависит от состава и температуры термальных вод, парогазовых струй, а также от их гипсометрического положения. Площадь распространения фаций находится в прямой зависимости от интенсивности термального процесса; степень гидротермального изменения максимальна вблизи зон трещиноватости и постепенно уменьшается с удалением от них. По развитию каждой фации можно судить о химическом составе вод и условиях ее образования.

Фации сернокислотного выщелачивания широко развиты на Узоне. Среди них выделяются современные и древние поля. К современным относятся участки, обрамляющие Центральное термальное поле и Фумарольное озеро, а также термальные площадки Западного, Южного и Северного термальных полей. Древние участки сернокислотного выщелачивания расположены на северном склоне горы Белой, обращенном к современной термоаномалии. Гидротермальному изменению на горе Белой подвержены дациты и их агломератовые туфы, а кроме того вмещающие экструзию алевритовые и алевропелитовые тонкослоистые туфы. Наиболее интенсивному гидротермальному изменению подверглись породы, обладающие хорошими фильтрационными свойствами. К таковым относятся вспененные дациты, агломератовые туфы, а также алевропелитовые и алевритовые тонкослоистые туфы; присутствие в последних обломков пемзы псаммитовый размерности способствовало проникновению парогазовых растворов. Максимальное гидротермальное изменение пород отмечается на контактах экструзии, в зонах разломов и трещиноватости. В этом случае структурные и текстурные особенности пород не влияют на интенсивность гидротермального изменения. Процесс сернокислотного выщелачивания начинается с развития опала по зернам плагиоклазов и темноцветным минералам, превращая породы в участках повышенной трещиноватости и пористости в опализированные, каолинитизированные и алунизированные отложения, нередко с образованием мономинеральной породы. В зонах интенсивной циркуляции растворов создаются, как правило, ячеистые текстуры в породах кварц-алунитового состава.

Фации кислотного выщелачивания горы Белой представлены (снизу вверх) зоной каолинитизации, которая сменяется опал-каолинит-алунитовой, последняя - зоной опализации. Таким образом, в разрезе прослеживается вертикальная метасоматическая зональность. Горизонтальная зональность выражена слабее; участки с сернокислым выщелачиванием, расположенные к северо-западу и северо-востоку от Центральной измененной зоны горы Белой, находятся на более низких гипсометрических отметках, но в то же время на различных уровнях и с поверхности всегда представлены сравнительно мощной зоной опалитизации. Направление разломов в участках обеленных пород горы Белой фиксируется развитием тонко дисперсных включений реалгара, придающих им розовую окраску.

В опал-алунитовой фации наблюдается развитие ирридирующего опала, который образуется при замещении опалом карбонатизированных зерен плагиоклазов с сохранением при этом реликтов полисинтетических двойников кальцита. Для зоны опалового купола характерно наличие в полупрозрачных дацитах и их туфах рассеянных буровато-красных шариков гематита. Кроме того, участки более поздней трещиноватости в них залечены фумарольной серой. От современных фаций сернокислотного метасоматоза древние фации отличаются значительно большей мощностью отложений. Типичный разрез современных фаций сернокислотного выщелачивания в бортовых отложениях Центрального термального поля и Фумарольного озера представлен снизу вверх каолинитизированными отложениями, переходящими постепенно в кремовато белые опалиты. Подобное гидротермальное изменение наблюдается и на Западном термальном поле, связанное с выходами парогазовых струй в зонах повышенной трещиноватости,

полнокристаллических базальтов. Участки с выходами высокотемпературных парогазовых струй в измененных базальтах характеризуются присутствием кварца, адуляра и хлорита.

На Южном фумарольном поле процессы сернокислотного выщелачивания идут по пролювиальным отложениям, включающим обломки различных пород от базальтов до игнимбригов. Здесь особенно четко отмечается зависимость гидротермального изменения пород от текстуры, структуры и размерности минералов-вкрапленников: чем крупнее фенокристаллы, тем они интенсивнее изменяются. Наиболее устойчивыми являются основные массы лав слабо раскристаллизованных или стекловатых. В этом случае имеет значение состав вулканического стекла. Стекло базальтов и стекло игнимбригов в условиях сернокислотного выщелачивания на одной и той же глубине ведут себя по-разному. Стекло базальтов девитрифицируется, мутнеет, становится землистым, в то время как бурое стекло игнимбригов остается свежим.

На термальных площадках Узона происходит постоянное обновление сверху неизменным обломочным материалом и вовлечение его в погружение и соответственно в гидротермальную переработку.

Фации современного кислотного выщелачивания. Термоаномалия на поверхности фиксируется полями цветных гидротермальных глин, водяными и грязевыми котлами, грифонами, ручьями термальных вод и паровыми струями. Особенно обширные поля гидротермальных опалитов и глин развиты на Западном, Северном термальных полях и Серных буграх, оконтуривающих пониженную часть термоаномалии. На самой обширной пониженной части термоаномалии поля цветных гидротермальных глин окружают водяные и грязевые котлы. Территория севернее и западнее осевой части Центрального термального поля была покрыта нами скважинами до глубины 2-7 м. На термальных площадках и задернованных с поверхности холодных участках до глубины 2,5 м шли гидротермальные прогретые глины. Около водяного котла с кислой хлоридно-сульфатной водой в районе оз. Восьмерка на площади, покрытой растительностью, в 45 м от него на глубине 2,5 м еще обнаруживались теплые гидротермальные глины, в 15 м от водяного котла - голубоватый каолинит (Т-47°, рН 5,5), в 30 м - серый каолинит (Т-33°, рН 5,5), в 45 м - светло-серый каолинит (Т-34°, рН 6,0). Такая же картина наблюдалась и вокруг других водяных, и грязевых котлов. Бурение до глубины 2,5 м по площади термоаномалии позволило выделить среди горячих гидротермальных глин следующие фации: 1) опаловую с серой или без нее; 2) опал-алунитовую; 3) опал-каолинитовую с окислами железа или без них; 4) опал-каолинитовую с пиритом; 5) опал-алунит-каолинитовую; 6) опал-монтмориллонитовую с пиритом или без него.

Одновременно были обнаружены прямая и обратная вертикальные метасоматические зональности. Прямая вертикальная зональность проявлялась в смене с глубиной опалитов на опал-алунитовые и еще ниже опал-каолинитовые глины. Такая зональность наиболее типична для пониженных участков термоаномалии, где зеркало термальных вод приближено к поверхности, и для пологих склонов возвышенностей на Западном, Северном термальных полях и Серных буграх. На склоне Западного термального поля опалит сменяется опал-алунитовой, а на глубине 1,8 м - опал-алунит-каолинитовой глиной, что хорошо видно по термограммам. Обратная зональность выражается в смене с глубиной опалитов на опал-каолинитовые и еще глубже опал-алунитовые глины. Такая зональность обнаруживается на крутых склонах, у подножия которых находятся водяные котлы с термальной кислой хлоридно-сульфатной и сульфатной водой. На бугре над кипящим водяным котлом в устье ручья Мишина опал-каолинитовые глины на глубине 1,6 м (соответствующей зеркалу кислой хлоридно-сульфатной воды в котле) сменились опал-алунитовыми глинами. В них, судя по химическому анализу и пересчету на нормативные минералы, содержится 60% опала, 17% алунита и 19% каолинита. Обратная зональность определялась образованием кислых сульфатных поровых растворов вблизи зеркала термальной хлоридно-сульфатной воды с сероводородом и менее кислых в удалении от него на больших высотах бугра. Состав и особенности гидротермальных глин изучены недостаточно. Существенно сыпучие опаловые и более плотные образования по гравелитам, туфам и лаве представляют собой крайний тип сернокислотного выщелачивания с выносом практически всех порообразующих окислов за исключением кремнезема. Наибольшее распространение они имеют на Западном, Северном фумарольных полях и на Серных буграх. Здесь они распространяются с поверхности на глубину, имеют белый и кремовый цвет. Примесью является сера, но в основной массе опалиты стерильны на металлы и серу.

Маломощные опаловые сыпучки распространены на берегах водяных котлов и озерков и на первых десятках сантиметров переходят в опалово-алунитовые и опалово-каолинитовые глины. Во всех случаях опалиты образуются выше зеркала термальных вод на поверхности прогретых участков и у выхода паровых струй. На термограммах чистых опалитов отсутствуют термические остановки. Судя по определению SiO₂ и H₂O, белая сыпучка на Западном термальном поле состоит на 90% из опала. Опаловая горячая сыпучка имеет рН 1-2, водная вытяжка из нее сернокислая, т. е. крайний тип выщелачивания пород с образованием опалитов развивается под воздействием ультракислых сульфатных поровых растворов.

Опалово-алунитовые с каолинитом или без него гидротермальные глины имеют достаточно широкое развитие. Микроскопически они неотличимы от опалово-каолинитовых и представляют собой структурные и бесструктурные глины белого, желтого и оранжевого цвета. Цвет им придают окислы железа.

В скважинах они встречены на Западном и Северном термальных полях, на Серных буграх и определены среди глин на берегах оз. Восьмерка, на площадке на берегу Хлоридного озера и на других

участках, обычно с глубины 1 м. Содержание алунита в глине достигает 25%. Алунит - калиево-натровый с преобладанием натриевой молекулы (от 50 до 70%). Примесь алунита в 5,6% из расчета на нормальные минералы хорошо проявляется на термограмме. При содержании алунита 25% и каолинита 22% на термограмме резко проявляют алунитовые останки и слабокаолинитовые. По пересчетам на нормативы гидротермальные глины содержат: алунита 6-25%, каолинита 19-50%, опал; 38-60%, окислов железа до 4%, титанистого минерала 1-2%. Поровые растворы в горячих алунитах сульфатные, pH глины с алунитом в момент ее подъема с глубины 1 м составляет 3,5-4. Опалово-каолинитовые структурные глины являются наиболее распространенными приповерхностными фациям гидротермальных глин. Площадь распространения их далеко превышает площадь прогретых участков. Они были вскрыты под растительным покровом на глубине 2,5 м почти по всей площади севернее и западнее осевой части Центрального термального поля. На прогретых участках бортов термальных озер, водяных и грязевых котлов с водой смешанного хлоридно-сульфатного и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава с pH 4-6 цветные гидротермальные глины состоят из каолинита с примесью на поверхности земли окислов железа и на глубине - пирита. В отличие от опаловых сыпучек в глине видна реликтовая структура исходной породы. Диагностированы каолиниты на термальном поле Четвертого озера, Оранжевого поля и др. На Четвертом озере термальные площадки вокруг озера сложены горячими оранжевыми и белыми тонкодисперсными структурными глинами с редкими включениями реальгара. Оранжевая глина содержит 9,64% окисного железа, которое и придает ей этот цвет. На термограмме ярко проявлены останки, характерные для каолинита. Из пересчета нормативы следует, что глина на 69% состоит из каолинита, 24% опала, 3,5% окислов железа и 2,5% лейкоксена (в глине 2,18% TiO₂). На берегу Оранжевого озера глина с поверхности имеет оранжевый цвет, ниже на глубине 1 м переходит в серую. Судя по пересчетам на нормативы, оранжевая глина содержит 36% каолинита, 28% гидратов железа (гидрогематит) и 30% опала.

Берега Сизого котла с поверхности покрыты оранжевой глиной, с pH 6 и глубине 1,2 м глина становится белой с pH 4,5-5. Оранжевая и белая глина - каолинит. Каолинитовая глина обнаружена при бурении на берегах других термальных котлов и между ними. Водная вытяжка из опал-каолинитовых пород сульфатная. Независимо от состава воды в водоемах, pH глины от 4,5 до 6. Опал-каолинитовая фация на горе Белой занимает низы разреза, имеет мощность 60 м и продолжается глубже (табл. 23).

Таблица 23

Состав гидротермальных глин (в вес. %)											
Компоненты	32	102-2	105	57-3	45-2	Компоненты	32	102-2	105	57-3	45-2
SiO ₂	58,26	47,80	46,48	43,08	32,34	H ₂ O*	2,12	5,52	1,92	—	1,64
TiO ₂	2,52	0,91	0,91	2,18	0,76	H ₂ O-	8,33	9,67	9,48	15,44	11,50
Al ₂ O ₃	14,29	22,83	19,34	27,72	12,31	P ₂ O ₅	0,58	0,26	0,37	0,18	0,18
Fe ₂ O ₃	3,28	6,34	9,62	9,64	37,95	S ₂ ,1	Нет	0,75	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	SO ₃	8,66	4,27	9,32	—	1,73
MnO	Сл.	0,03	0,04	11,0	Нет	S ₀₆	—	—	—	Нет	—
MgO	Нет	0,11	0,57	0,11	»	As	—	—	—	0,06	—
CaO	0,54	0,60	0,60	0,87	0,60	CO ₂	—	—	—	Нет	0,70
Na ₂ O	0,98	0,27	1,54	0,20	0,10	Сумма	100,27	99,78	100,04	100,80	100,13
K ₂ O	0,71	0,42	0,85	0,32	0,12						

32-берег оз. Восьмерки, вблизи грязевого котла, глина имеет T 40°, pH 4,5; аналитик Н. Гусакова; нормативный состав (в мол. %): алунита 25,5, каолинита 22,2, опала 46,3, сфена 2, лимонита 4, других 1; 102-2-берег Четвертого озера, термальная площадка, аналитик В. М. Солдатова; нормативный состав (в мол. %): каолинита 69, лимонита 3,5, опала 24, сфена 2,5; 105-термальная площадка оз. Оранжевого; глина имеет T 40°, pH 4; аналитик М. И. Милановская. Нормативный состав (в мол. %): каолинита 36, лимонита 28, опала 30, ярозита 2,5, гипса 2,1, кальцита 0,3, других 1,1; 57-3-устье р. Мишина, бугор у водяного котла; глина имеет T 30°, pH 4. Аналитик Н. Гусакова; мативный состав (в мол. %): алунита 17,0, опала 60, каолинита 19, гипса 2, сфена 1, других 1; 45-2-голубая гидротермальная глина на Центральном фумарольном поле: глина имеет T 40°, pH 4; Аналитик Н. Гусакова; нормативный состав (в мол. %): каолинита 50,3, опала 38,6; алунита 5,6; га 2, сфена 2, других 1,5; алунит-натровая молекула 50%, калиевая 50%.

Фация аргиллизированных и цеолитизированных пород представлена гидротермальными глинами в местах массовых проколов хлоридно-натриевой воды прямо с поверхности, в разрезах до глубины 7,5 м, в осевой части Центрального термального поля, в районе Четвертого озера Фумарольного озера на глубине 2,6 м и на южном берегу Центрального озера. Наиболее изучена фация на Центральном термальном поле. Интенсивная аргиллизация и цеолитизация здесь развиты в основном по пеплово-пемзовому материалу с сохранением реликтовой пепловой структуры. Свободные полости в обломочном материале выполнены цеолитами. С монтмориллонитом и цеолитами ассоциируют кальцит, гипс, опал, барит, алунит, сера, реальгар, халькозин, зит, марказит и другие сульфиды. При гидротермальном изменении гравийно кристалло-литокластического материала наблюдаются, главным образом, срастание и выполнение пор и трещин мелкоаблитчатый клиноптилолитом, также частичная монтмориллонитизация основной массы слабо раскристаллизованных пористых лав. Интенсивность изменения обломков лав значительно отличается с глубиной. Из химических анализов пород, с различных глубин и монтмориллонитизации и цеолитизации видно, что по сравнению с неизменным пеплово-пемзовым материалом в гидротермально-измененных породах резко понижено содержание SiO₂ (с 64 до 34%) и увеличено H₂O. Из пересчета на

нормативный состав на кальцит падает 0,7%, на пирит 7%, на гипс 8 /о и алунит 7,6%. Основным минералом является монтмориллонит, который, судя по анализу, относится к железисто-магнезиальной разновидности (табл. 24).

Таблица 24

Химический состав монтмориллонит-цеолитовой фации в Осовой части Центрального термального поля по глубинам (вес. %)

Компоненты	Глубина, м				Компоненты	Глубина, м			
	0,2	3	5,6-5,8	7		0,2	3	5,6-5,8	7
SiO ₂	50,38	40,74	34,26	37,18	P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,14	0,50
TiO ₂	1,20	1,16	1,24	1,08	S _{сульф}	2,02	6,29	—	8,31
Al ₂ O ₃	17,18	19,56	15,32	14,52	S _{эл}	Следы	0,58	—	0,90
Fe ₂ O ₃	3,84	7,80	4,24	7,18	S _{пирит}	1,84	2,93	—	2,48
FeO	5,17	2,15	3,39	1,09	S _{об}	—	—	9,90	—
MnO	0,18	0,11	0,09	0,19	CO ₂	0,38	0,30	—	0,32
MgO	3,76	1,51	1,52	2,90	С у м м а	100,0	101,26	99,87	100,9
CaO	5,83	2,52	2,64	6,12	OS	0,70	1,09	—	0,93
Na ₂ O	2,58	1,24	1,04	0,97	С у м м а	99,32	100,17	—	99,97
K ₂ O	0,42	0,38	0,27	0,24					
H ₂ O ⁻	2,04	5,06	16,74	9,96					
H ₂ O ⁺	3,31	8,47	9,08	7,28					

Для изучения глинистых минералов Центральной части Узонской термоаномалии была применена следующая методика: 1) электронная микроскопия; изучались фракции меньше микрона; 2) термический анализ; на дериватографе изучалась потеря веса при нагревании и дифференциальные кривые нагревания; 3) рентгеноструктурный анализ; 4) инфракрасный анализ. Определены монтмориллонит, галлуазит и каолинит.

В нижней части разреза Центрального термального поля развит преимущественно монтмориллонит, а в верхней - каолинит и совместно с ним галлуазит. Вблизи поверхности (у проколов с максимальной прогремостью пород) образуется монтмориллонит. К периферии зоны прогрева на участках с температурой около 60° С развиты минералы каолинит-галлуазитовой группы. Таким образом, намечается горизонтальная микронеоднородность вокруг участков максимального прогрева. В рудной зоне глинистые минералы присутствуют в минимальном количестве и представлены главным образом каолинитом или галлуазитом. В более низкотемпературных условиях в осадках источников и озер на Центральном термальном поле формируется хорошо окристаллизованный триклинный каолинит.

Аргиллизированные породы с цеолитами в береговых отложениях Четвертого озера на глубине 2,6 м образовались за счет тонкослоистых туфов, обладающих алевропелитовой структурой и состоящих, главным образом, из пемзово пемзового материала. Последний замещен нацело монтмориллонитом, а поры и трещинки в обломках заполнены мельчайшими табличками цеолита (рис. 48) Наряду с зеленоватым монтмориллонитом по пемзе развит монтмориллонит плеохроирующий в слабомалиновых тонах. С глубиной монтмориллонитизация становится интенсивнее. Встречаются чешуйки гидрослюдки, редкие призматические кристаллы реальгара и неравномерные точечные выделения пирита, марказита и других сульфидов.



Рис. 48. Замещение пемзы монтмориллонитом и развитие клиноптилолита в порах. Ув. 400, ник, +

На южном берегу Центрального озера встречены обломки пемзово-пемзовых тонкослоистых туфов, нацело замещенных зеленоватым монтмориллонитом. Поры в пемзе выполнены пучками игольчатого морденита (рис. 49). По редким осколкам плагиоклазов псаммоалевритовой размерности с периферии и по трещинкам развит адуляр.

Сопутствующие минералы: гипс представлен зернистыми, таблитчатыми и тонкоигольчатыми выделениями, образующими обычно звездчатые агрегаты. Оптически положительный, *Ng-Np* 0,009. Трещинки спайности нередко хорошо выражены по (010). В шлифах участками переходит в ангидрит, возможно, за счет процесса шлифования.

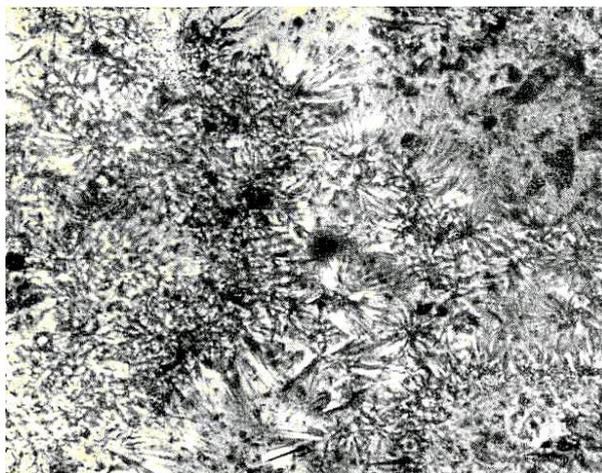


Рис. 49. Морденит в кварц-адуляровых метасоматитах. Ув. 400, ник. +

Кальцит выполняет трещинки и поры в отложениях в виде агрегатов пластинчатых и скаленоэдрических кристаллов светло-кремового цвета, иногда размер их достигает 0,5 см. Оптически отрицательный. Обычно полисинтетически сдвойникован и обладает четко выраженной шагреневой поверхностью, барит встречается в виде тонкопластинчатых зерен в ассоциации с алунином с цеолитами (рис. 50). Оптически положительный, $N_g - N_p$ 0,012; $C = N_p$ по отношению к спайности по (001). Приурочен к верхам разреза Центрального термального поля и развит в трещинах и цементе обломочного материала (рис. 51). Алунит присутствует в виде таблитчатых, идиоморфных и криптозрнстых агрегатов (рис. 52). Оптически положителен. Двупреломление 0,020.

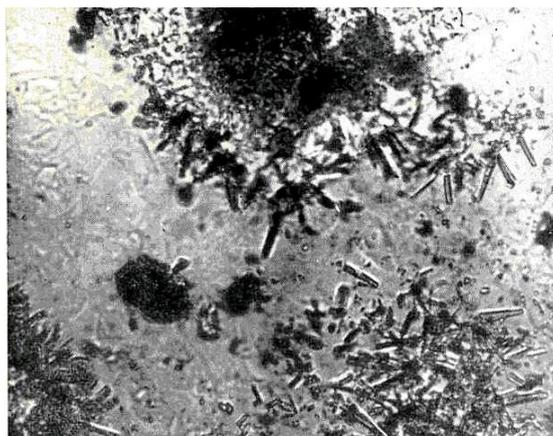


Рис. 50. Нарастание тонкопластинчатого барита на клиноптилолит. Скв. 8, глубина 4 м. Ув. 400, ник. +

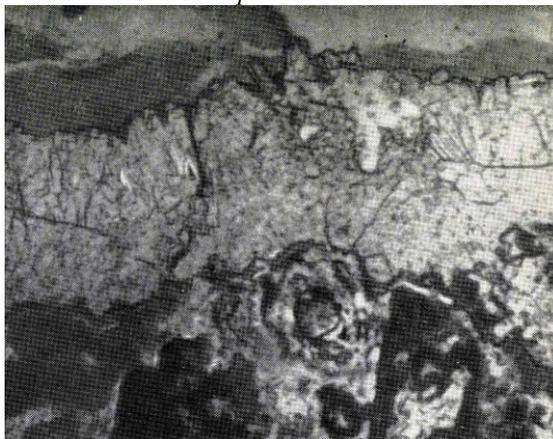


Рис. 51. Прожилки барита в отложениях Центрального термального поля. Скв. 8, глубина 3,8 м. Ув. 200, ник. +



Рис. 52. Алунит в трещинах и пустотах отложений Центрального термального поля на глубине 2,5 м. Ув. 90, ник. +

Более крупные агрегаты зерен алунита выполняют обычно трещины в отложениях и образуют цемент обрастания базального типа (рис. 53). Клиноптилолит наблюдается в виде скоплений мельчайших таблитчатых зерен в пустотах, трещинах отложений Центрального термального поля, но максимальные количества его развиты в цементе (рис. 54, 55). Показатели преломления: N_g 1486, N_p 1479, $N_g - N_p = 0,007$. Оптически отрицательный.

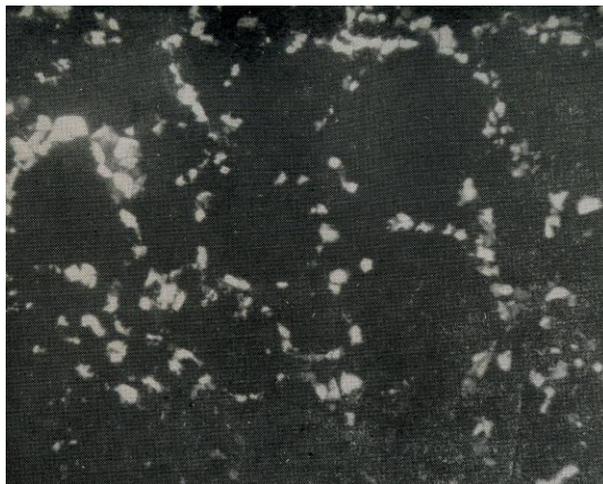


Рис. 53. Алунит в цементе гравийного прослоя. Скв. 11, глубина 1,95 м, Ув. 100, ник. +



Рис. 54. Клиноптилолит в порах и трещинах отложений Центрального термального поля. Ув. 300, ник. +



Рис. 55. Клиноптилолитовый цемент в отложениях Центрального термального поля. Ув. 200, без анализатора

Кварц-адюляровая фация. Породы фации были встречены почти по всему южному берегу Центрального озера, особенно в юго-восточной части. Обычно белого цвета, крепкие, слабопористые породы, образовавшиеся по тонкослоистым пепловым туфам.

В зависимости от интенсивности гидротермального изменения микроскопически выделяются: 1) сахаровидные пористые, но крепкие кварц-адюляровые породы, не несущие реликтовых форм первичной породы и содержащие до 85% SiO_2 ; 2) кварц-адюляровые породы, обладающие довольно четко выраженной реликтовой тонкослоистой текстурой и раковистым изломом; 3) монтмориллонитизированные и цеолитизированные тонкослоистые туфы с адюляром; 4) каолинитизированные туфы с адюляром. В процессе изменения пород этого типа происходит интенсивное обогащение их кремнеземом до 85%, при этом резко уменьшается количество Al_2O_3 , увеличивается K_2O с одновременным почти полным выносом натрия (табл. 25, 26).

Таблица 25

Химический состав кварц-адюляровых метасоматитов

Компоненты	51/69				56/68			
	Вес. %	Молекулярное количество	Адюляр	Кварц	Вес. %	Молекулярное количество	Адюляр	Кварц
SiO_2	78,97	13,15	492	823	84,26	1337	342	995
TiO_2	0,30	0,04	—	—	Следы	—	—	—
Al_2O_3	9,91	0,97	82	—	7,51	074	57	—
Fe_2O_3	6,62	0,41	—	—	0,39	—	—	—
FeO	0,83	0,11	—	—	—	—	—	—
MnO	0,01	0,01	—	—	0,01	001	—	—
MgO	0,21	0,05	—	—	0,06	003	—	—
CaO	0,50	0,09	—	—	0,58	011	—	—
Na_2O	0,27	0,05	5	—	Следы	—	—	—
K_2O	7,30	0,77	77	—	5,42	057	57	—
H_2O^-	0,22	—	—	—	0,67	—	—	—
H_2O^+	0,49	—	—	—	Не обн.	—	—	—
P_2O_5	0,08	001	—	—	0,06	004	—	—
CO_2	—	—	—	—	0,70	016	—	—
So_6	—	—	—	—	1,70	—	—	—
Сумма	—	1565	656	823	—	1503	456	995

Примечание. 51/69: адюляра - 42%, кварца - 51%, других -7%. Адюляр: ортоклаз - 94%, альбит -6%. 56/68: адюляра - 31%, кварца - 65%, других - 4%. Адюляр: ортоклаз - 100%, альбит - 0%.

Наиболее высокие содержания K_2O (до 10%) свойственны кварц-адюляровым породам, обладающим тонкослоистой реликтовой структурой пепловых туфов. В более чистых сахаровидных кварц-адюляровых метасоматических породах содержание SiO_2 достигает 85%.

Таблица 26

Содержание Na_2O и K_2O в изменённых породах фации щелочного метасоматоза

№ п/п	№ обр.	K_2O	Na_2O	№ п/п	№ обр.	K_2O	Na_2O
	$\frac{53-4}{69}$	9,60	0,33	9	$\frac{51-8}{69}$	6,00	0,054
2	$\frac{51-а}{69}$	7,00	0,27	10	$\frac{51}{69}$	5,35	0,054
3	$\frac{53-4к}{69}$	7,40	0,27	11	$\frac{53-3а}{69}$	1,09	0,54
4	$\frac{51-10}{69}$	7,40	0,27	12	$\frac{53-2а}{69}$	0,48	0,27
5	$\frac{51-сл.}{69}$	7,00	0,13	13	$\frac{53-3}{69}$	0,27	0,054
6	$\frac{51-11}{69}$	6,80	0,13	14	$\frac{51-1а}{69}$	2,40	0,77
7	$\frac{58}{68}$	6,40	0,13	15	$\frac{51-2}{69}$	2,91	1,00
8	$\frac{51-9}{69}$	6,40	0,13				

Примечание. 1-10 – кварц-адуляровые породы; 11-13 – монтмориллонитизированные и цеолитизированные туфы с адуляром; 14-15 – каолинитизированные туфы с адуляром.

Монтмориллонитизированные и цеолитизированные туфы с адуляром содержат K_2O около 1%. В каолинитизированных туфах с адуляром содержание K_2O достигает 3% за счет, вероятно, повышенных сорбционных свойств каолинита. Пересчеты полных химических анализов кварц-адуляровых пород на минеральный состав показали, что с увеличением SiO_2 в породе резко уменьшается альбитовая составляющая в адуляре, а при 84,3% SiO_2 содержание Na_2O равно нулю. Адуляр с кварцем был встречен в юго-западной части Хлоридного озера в гравийном прослое на глубине 0,2 м от поверхности. Цемент в гравелите представлен опал-кварц-карбонатным материалом. Кварц развит не только в цементе, но и по трещинкам обломков гравелита. В ассоциации с ним наблюдаются ломонтит и редкие мельчайшие ромбики адуляра. Последний образует заборчики по трещинам обломков плагиоклаза (рис. 56). Образованию адуляра, кварца, ломонтита при поверхностных условиях в данном случае, вероятно, способствовало повышение температуры растворов за счет закупорки опал-карбонатным цементом гравийного материала. Развитие адуляра с кварцем наблюдается также на Западном термальном поле. В измененных базальтах вблизи выходов высокотемпературных парогазовых струй присутствует адуляр, как в участках окварцованной основной массы породы, так и по трещинкам каолинитизированных и монтмориллонитизированных вкрапленников плагиоклаза (рис. 57).

Самые крупные зерна адуляра встречены в порах выщелачивания, образовавшихся на месте темноцветных. Они заполнены мозаичным кварцем и ромбиками адуляра с разрастанием их в свободные пространства.

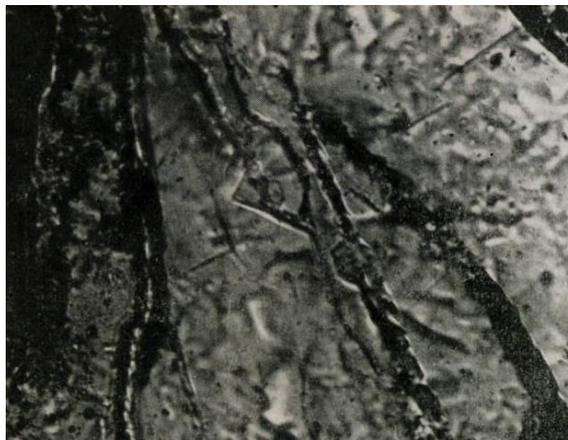


Рис.56. Развитие адуляра по трещинам в плагиоклазе. Центральное термальное поле. Ув. 400, ник. +



Рис. 57. Ромбики адуляра среди монтмориллонит-кварцевой массы в измененных базальтах Западного термального поля, расположенных вблизи выходов парогазовых струй. Ув. 400, ник.+

Фация пропилитизированных пород. Пропилитизированные породы встречены в развалах северного склона крупного базальтового блока, расположенного в 200 м восточнее Западного термального поля.

Гидротермальное изменение пористых базальтов выразилось в развитии главным образом адуляра, актинолита, хлорита, кальцита и пирита. Поры выполнены обычно кварцем, халцедоном, чешуйчатым гидрослюдистым минералом, актинолитом и мелкими кубиками пирита. Адуляр развит по периферии крупных вкрапленников плагиоклазов и по трещинам в них, образуя тонкие полоски, а местами характерные для него заборчики (рис. 58).



Рис. 58. Кайма адуляра вокруг вкрапленников плагиоклаза в пропилитизированном базальте. Ув. 200, ник.+

Актинолит замещает зерна моноклинного пироксена, особенно активно разрастаясь по трещинкам спайности в них (рис. 59).

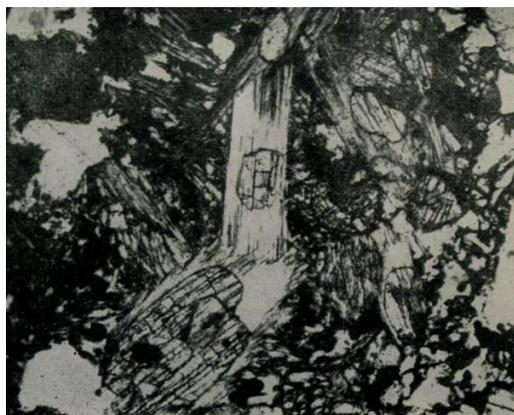


Рис. 59. Развитие актинолита по авгиту в пропилитизированном базальте. Ув. 90, ник.+

Максимальные количества актинолита наблюдаются в участках скопления зерен моноклинного пироксена, особенно вблизи пор. Здесь он образует войлок игольчатых кристаллов, нередко полностью заполняя пустоты. Актинолит оптически отрицательный, удлинение положительное: $C : Ng$ 11-12°, $2V$ 78-80°; $Ng-Np$ 0,024, плеохроизм по Ng слабозеленый, по Np слабожелтый. Адуляр - водянопрозрачен, $2V$ 30°, образует

характерные ромбической формы зерна в порах и трещинах совместно с кварцем, а в виде полосок и заборчиков развит по трещинам в плагиоклазах или по периферии их. Сравнение химических анализов слабо измененных базальтов Западного термального поля и пропилитизированных пород показало их незначительное различие. Обращает на себя внимание большая окисленность, а также несколько повышенное содержание K_2O в пропилитизированных породах по сравнению со свежими базальтами. Неравномерное гидротермальное изменение даже в одной глыбе базальта, как по периферии, так и в центральных частях свидетельствует о неравномерной пористости их и трещиноватости. Встреченные пропилитизированные породы приурочены к участкам трещиноватости пористого базальта. По аналогии с щелочным метасоматозом (кварц, адуляр, хлорит, монтмориллонит), развитым на Западном термальном поле около трещин с перегретым паром ($130^{\circ}C$), можно предположить, что описанные пропилитизированные базальты фиксировали выходы высокотемпературных паро-водяных струй (табл. 27).

Таблица 27

Химический состав слабо измененного и пропилитизированного базальта (в вес. %)

Компоненты	I		II		Компоненты	I		II	
SiO ₂	46,62		46,68		CaO	10,72		10,84	
TiO ₂	0,87		1,04		Na ₂ O	2,70		2,88	
Al ₂ O ₃	20,37		19,20		K ₂ O	0,38		0,72	
Fe ₂ O ₃	3,08		7,60		H ₂ O-	0,96		0,56	
FeO	5,20		3,50		H ₂ O+	1,08		1,20	
MnO	0,16		0,36		P ₂ O ₅	0,15		0,30	
MgO	4,74		5,17						

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Образец	a	c'	b	s	f'	m'	c'	n'
I	7,0	11,2	20	61,8	14,1	47,8	14,8	91,6
II	7,8	9,2	26	57	16,7	36,1	35,2	62,5

I-слабо измененный базальт (обр.84 -22/69 Западное термальное поле). II-пропилитизированный базальт (обр.51-1а/62) Химические анализы выполнены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР.

Таким образом, изучение фаций гидротермально-измененных пород на Узоне показало, что:

1. Необходимым условием для формирования фаций гидротермально-измененных пород в кальдере Узон является наличие разломов глубинного заложения, которые служат проводящими каналами для метаморфизирующих пород термальных вод.
 2. Состав минеральных фаций гидротермально-измененных пород обуславливается особенностями проявления термальных вод.
 3. Степень гидротермального изменения пород зависит от их текстурных и структурных особенностей.
 4. В кальдере Узон отмечается горизонтальная метасоматическая зональность, выражающаяся в смене фаций относительно трещин, по которым осуществляются выходы хлориднонатриевых вод, и вертикальная - с глубиной фации сернокислотного выщелачивания переходят в аргиллизированные и цеолитизированные породы.
 5. Тип фации не зависит от химического состава пород. Для каждой фации характерен свой парагенезис гидротермальных минералов. Типичными минералами для всех фаций Узона являются опал, кварц, реальгар, пирит и сера.
 6. Фации кварц-адуляровых метасоматитов фиксируют зоны разломов.
 7. Для всех перечисленных типов гидротермально-измененных пород общим является развитие вторичных минералов по трещинкам плагиоклазов и пористому вулканическому стеклу. При сернокислотном выщелачивании наиболее устойчивым является кислое вулканическое стекло, тогда как при щелочном метасоматозе картина обратная.
 8. В древних фациях сернокислотного выщелачивания на Узоне зоны разломов трассируются развитием тонкодисперсного и кристаллического реальгара.
- Отмечается полная аналогия гидротермального изменения и развития сопутствующих ему рудных и нерудных минералов как на древних термальных участках Узона, так и на современном Центральном термальном поле.

II. МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ КАЛЬДЕРЫ УЗОН

В области термоаномалии кальдеры Узон формируется гидротермальное сульфидное месторождение. Всем фрагментам современного гидротермального процесса - термальным водам, паро-газовым струям, осадкам из вод, гидротермально-измененным породам и гидротермальным минералам - свойственна единая рудная специализация. По ведущим рудным компонентам она определяется как ртутно-сурьмяно-мышьяковая с золотополиметаллической специализацией.

Металлы в термальных водах Узона

Термальные воды Узона по содержанию в них металлов относятся к рудоносным и определяют современную ртутно-сурьмяно-мышьяковую сульфидную минерализацию (табл. 28). На повышенные концентрации в водах Узона Zn, As, Sb, Bi, V, Cu указывал Б. И. Пийп (1937).

Таблица 28
Металлоносность вод Узона, по Б.И. Пийпу (в мг/л)

Местонахождение	As	Sb	Cu	Sn	Zn	Bi	Mn
V озеро Фумарольного озера, Западное поле	40 0,3	0,23 0,12	1,50 —	0,10 0,40	0,10 62,84	0,20 —	— 0,05

Массовое опробование вод на металлы проводилось методом соосаждения с CdS. Опробованы все термоаномалия и по возможности все химические типы вод (по 60 выходам); определялись Sb, Zn, Pb, Cu, Mn, V, Cr, Ge, Ga, Ag, Ti (табл. 29).

Таблица 29

Металлы в термальных водах Узона

Место взятия пробы	Ионный состав	В %																
		Be	As	Sb	Zn	Pb	V	Mn	Cr	Cu	Ge	Ga	Ag	Ti				
Осевая часть Центрального термального поля																		
Разрез вкост поля																		
Точка 1	M _{0,7} $\frac{Cl46HCO_3^*29SO_4^{*25}}{Na71Ca14NH_4^*6K_5Mg^*3}$; 79°; pH 6,8	1	1000	—	Следы	1000	—	—	—	0,0006	—	—	—	—	—	—	Следы	
Точка 2	M _{3,0} $\frac{Cl86SO_4^{*14}}{Na81K_5NH_4^*4Ca^*4}$; 79°; pH 6,7	5	360	—	»	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	Есть	
Точка 3	M _{3,0} $\frac{Cl88SO_4^{*11}}{Na87K_4Ca^*4NH_4^*2}$; 79°; pH 6,7	Следы	3000	400	30	>1000	10	—	—	0,003	—	—	—	—	—	—	»	
Точка 4	M _{2,8} $\frac{Cl93SO_4^*6}{Na88K_4NH_4^*4}$; 80°; pH 6,2	4	3000	700	100	>1000	15	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—	»	
Точка 5	M _{0,9} $\frac{Cl60SO_4^{*6}}{Na70Ca^*8}$; 61°; pH 6,4	4	1500	—	30	800	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—	0,0002	
Разрез вдоль поля																		
Точка 1	M _{0,5} $\frac{SO_4^{*51}Cl^{*14}HCO_3^*6}{Na65Ca^{*18}NH_4^*8Mg^*7K^*6}$; 70°; pH 6,24	Следы	1500	—	200	1000	—	—	—	0,002	—	—	—	—	—	—	Есть	
Точка 2	M _{3,6} $\frac{Cl78SO_4^{*22}}{Na77Ca^{*4}K_5NH_4^*3}$; 81°; pH 6,7	—	1000	—	—	20	—	—	—	0,0006	0,001	—	—	—	—	—	Следы	
Точка 3	M _{3,2} $\frac{Cl92SO_4^{*7}}{Na88K_5Ca^*4Mg^*4NH_4^*1}$; 83°; pH 6,8	—	1500	450	30	600	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	»	
Точка 4	M _{0,3} $\frac{SO_4^{*50}Cl^{*19}}{Na65NH_4^{*10}Ca^{*10}Mg^*7}$; 80°; pH 6,7	—	2000	—	Следы	100	—	—	—	0,0006	—	—	—	—	—	—	Следы	
Точка 5	M _{2,8} $\frac{Cl91SO_4^{*4}HCO_3^*3}{Na82K_6Ca^*6NH_4^*3}$; 60°; pH 6,6	—	—	Следы	»	800	—	—	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	0,002	
Осевая часть (Центральное термальное поле)																		
M _{1,7} $\frac{Cl84SO_4^{*5}}{Na84Ca^*5K_5NH_4^*8}$; 81°; pH 5,68	—	4000	»	20	600	20	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	0,005	
Серные бугры																		
Источник Р-1	M _{2,0} $\frac{Cl72SO_4^{*28}}{Na77H_6Ca^*6K_5NH_4^*3}$; 69°; pH 6,1	—	3000	220	350	1	25	70	—	0,0006	0,005	—	—	—	—	—	0,008	
Вблизи источника Р-1	Сходная с Р-1; 60°; pH 6,0	—	20	—	30	—	—	90	—	0,0004	—	—	—	—	—	—	—	
»	» 62°; pH 6,1	—	600	400	45	1	—	14	—	0,0004	0,004	0,001	—	—	—	—	Следы	
»	» 64°; pH 6,1	—	500	240	12	—	—	25	—	0,00035	—	—	—	—	—	—	0,005	
Южнее источника Р-1	» 58°; pH 5,8	—	1000	130	25	—	25	33	—	0,0007	—	—	—	—	—	—	0,018	
»	» 52°; pH 5,2	—	90	—	100	1	—	110	—	0,001	—	—	—	—	—	—	0,008	
Котел с зеленым осадком	M _{1,7} $\frac{Cl72SO_4^{*28}}{Na77Ca^*6K_5NH_4^*3}$; 60°; pH 5,8	—	3000	—	35	—	42	25	—	0,0022	0,001	0,001	—	—	—	—	0,042	
Ручей из котла	» 62°; pH 6,1	—	1000	30	7	—	—	90	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	—	
Банное озеро	M _{0,2} $\frac{SO_4^{*84}HCO_3^*8}{Na37Ca^*4Mg^*20}$; 48°; pH 5,4	—	20	—	—	—	—	3	—	Следы	—	—	—	—	—	—	0,005	
Ручей из Банного озера	Сходная с водой Банного озера; 40°; pH 5,6	—	—	—	120	1	—	25	—	0,0007	—	—	—	—	—	—	0,008	
Банное озеро	То же; 40°; pH 5,6	—	800	20	45	15	3	90	—	0,00035	—	—	—	—	—	—	0,008	
Гейзер Светлана	M _{1,22} $\frac{Cl68SO_4^{*22}HCO_3^*2}{Na81NH_4^*6Ca^*8K^*3}$; 80°; pH 7,09	—	2000	700	—	1000	—	Не обн.	—	0,0007	Следы	—	—	—	—	—	0,0007	
Озеро Серное	M _{1,4} $\frac{SO_4^{*58}Cl^{*12}}{Na34Ca^{*13}NH_4^{*13}H_2K^*3}$; 60°; pH 5,6	15	1000	—	20	—	40	То же	—	0,001	—	—	—	—	—	—	0,0004	
Фумарольное озеро, Четвертое озеро	M _{2,20} $\frac{Cl92SO_4^{*7}}{Na84K_9Ca^*3}$; 82°; pH 6,8	—	4000	700	200	400	—	»	—	0,0006	—	—	—	—	—	—	»	
Южные болота, минерализованный источник	M ₁ $\frac{HCO_3^*64SO_4^{*26}Cl^{*19}}{Na47Ca^*30Mg^*18K^*4}$; 35°; pH 7,1	—	—	—	—	80	—	»	—	0,0006	—	—	—	—	—	—	Следы	
Цепочка	— 62°; pH 6,2	—	—	—	120	14	13	3	—	0,003	—	—	—	—	—	—	0,022	
Водоем 2	M _{0,6} $\frac{SO_4^{*65}Cl^{*35}}{Na50Ca^{*14}H_2Mg^*}$; 60°; pH 5,9	—	—	—	25	—	—	3	—	0,00085	—	—	—	—	—	—	Следы	
Гейзер Ната	M _{0,4} $\frac{SO_4^{*58}Cl^{*39}HCO_3^*2}{Na34Ca^{*19}NH_4^{*13}Mg^*7K^*7}$; 62°; pH 5,9	—	—	—	150	—	—	210	—	0,0007	—	0,001	—	—	—	—	0,005	
Водоем 3	» 60°; pH 5,8	—	—	220	150	—	—	1	—	0,01	—	—	—	—	—	—	0,01	
Водоем 4	» 42°; pH 5,8	—	80	—	45	1	—	210	—	0,0007	—	—	—	—	—	—	Следы	
Водоем 5	» 48°; pH 6,0	—	1	—	430	1	—	8	—	0,0015	0,001	—	—	—	—	—	0,005	
Связный котел	M _{0,7} $\frac{Cl39SO_4^{*38}HCO_3^*23}{Na55Ca^{*14}Mg^*8NH_4^*8}$; 72°; pH 6,6	—	—	—	25	—	—	280	—	0,0022	—	—	—	—	—	—	0,012	
Ручей из Сязого котла; исток	Сходная с водой Сязого котла.	—	175	—	9	—	—	240	—	0,00035	—	—	—	—	—	—	0,005	
Гейзер около Сязого котла	»	—	—	—	70	—	—	70	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	0,005	
Устье ручья из Сязого котла	»	—	—	—	25	1	3	110	—	0,0012	—	—	—	—	—	—	30	
Озеро Серое	»	—	—	—	3	—	—	90	—	0,001	—	—	—	—	—	—	0,042	
Гейзер в истоках ручья Мишин	M _{0,5} $\frac{HCO_3^*69Cl^{*28}SO_4^*3}{Na58Ca^{*22}Mg^*17NH_4^*3}$; 80°; pH 7	—	225	150	9	1	—	90	—	0,0003	—	—	—	—	—	—	0,065	
Ручей Мишин	»	—	80	—	—	—	—	35	—	0,0006	—	0,001	—	—	—	—	0,008	
В 50 м от истока ручья Мишин	M _{0,3} $\frac{SO_4^{*63}Cl^{*20}HCO_3^*17}{Na70Ca^{*20}Mg^*10}$; 28°; pH 6	—	80	—	3	1	—	90	—	0,0007	—	0,001	—	—	—	—	0,042	
Устье ручья Мишин	M _{0,2} $\frac{SO_4^{*76}Cl^{*23}}{Ca58Na^*34}$; 20°; pH 4,55	—	—	—	—	—	—	70	—	0,001	—	0,001	—	—	—	—	0,008	
Котел вблизи устья ручья Мишин	» 70°; pH 6,1	—	80	—	—	—	—	90	—	0,0012	—	—	—	—	—	—	0,0065	
Ручей Оранжевый	» 9°; pH 5,4	—	—	—	15	1	—	10	—	0,0007	—	—	—	—	—	—	Следы	

Площадка Оранжевая	$M_{0,5} \frac{SO_4 92 HCO_3 S}{(Na+K) 59 Ca 21 NH_4 4 Mg 5}$; 20°; pH 5,4	—	400	—	25	1	—	10	—	0,0006	0,008	0,001	—	0,005
То же. Второе озеро	$M_{1,8} \frac{Cl 82 SO_4 17}{(Na+K) 92 Ca 8}$; 70°; pH 6,5	—	110	—	35	8	3	5,5	—	0,0013	—	—	—	0,0005
Северное термальное поле (основное озеро)	$M_{0,3} \frac{SO_4 66 Cl 34}{H 33 Na 28 Ca 14 Mg 6 NH_4 5}$; 60°; pH 2,76	—	—	—	—	—	15	50	—	0,0007	—	—	—	0,01
То же, Грифон	$M_{0,3} \frac{SO_4 47 HCO_3 30 Cl 23}{Na 42 Ca 13 NH_4 14 K 11}$; 72°; pH 7,21	—	—	—	—	—	—	240	—	0,0006	—	—	—	0,022
То же, Кислая лужа	$M_{0,9} \frac{SO_4 99}{H 57 NH_4 13 Al 3 Fe 8}$; 32°; pH 2,41	—	—	—	700	25	5	1	—	0,0007	—	—	—	0,005
Ручей Ягодный, 80 м от истока	$M_{0,5} \frac{SO_4 76 Cl 124}{H 26 Ca 28 Na 29 Mg 10}$; 52°; pH 2,84	—	—	—	20	6	3	40	—	0,0007	—	—	—	0,015
В 100 м от истока	$M_{0,39} \frac{SO_4 80 Cl 19}{H 54 Na 17 Ca 8 Mg 5 NH_4 4}$; 40°; pH 2,42	—	—	—	—	15	3	25	—	0,0004	—	—	—	0,005
В 350 м от истока	$M_{0,12} \frac{SO_4 81 Cl 18}{H 69 Na 19 Ca 17 Mg 14 K 4 NH_4 4}$; 32°; pH 3,07	—	—	—	20	8	—	20	—	0,0007	—	—	—	0,005
Устье руч. Оранжевого	То же; 20°; pH 5,6	—	110	—	3,5	6	3	5,5	—	0,0013	—	—	—	0,0005
Ручей Ягодный после слияния с р. Оранжевого поля	30°; pH 4,2	—	—	—	180	45	—	—	—	0,0013	—	—	—	0,0018
В 100 м от устья	28°; pH 4,0	—	—	—	20	20	—	10	—	0,0003	—	—	—	0,005
Устье ручья Ягодного	$M_{0,12} \frac{SO_4 66 Cl 33}{H 33 Na 23 Ca 16 Mg 7 K 3 NH_4 4}$; 20°; pH 3,12	—	—	—	20	25	—	30	—	0,0006	—	0,001	—	0,01
Ручей Комаринный	То же	—	—	—	20	25	3,5	—	—	0,0006	—	—	—	0,005
Западное термальное поле (озеро)	$M_5 \frac{SO_4 87 HCO_3 43}{Al 45 Fe_3 16 H 27 Ca 5}$; 60°; pH 1,94	—	—	—	4	—	—	40	0,001	—	—	—	—	Следы

Примечание. Металлы осаждены на CdS, определены спектральным анализом в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР

В табл. 30 приведены данные прямого химического определения металлов, отдельных проб воды.

Таблица 30

Металлы в водах Узона (данные ВСЕГИНГЕО)

Ионный состав	pH	H ₂ SiO ₃ , мг/л	As, мг/л	Cu, γ/л	Zn, γ/л	Hg, γ/л	Ag, γ/л
$M_{1,98} \frac{Cl 63}{Na 89 Mg 5 Fe^{2+3}}$	4,9	208	<0,1	5	25	5	2
$M_{1,38} \frac{Cl 54 SO_4 46}{(Na+K) 70 Mg 16}$	4,7	260	1	—	100	<1	12
$M_{1,94} \frac{Cl 64 SO_4 36}{(Na+K) 91 Ca 3}$	4,8	156	—	20	25	<1	—
$M_{1,12} \frac{Cl 52 SO_4 35}{Na 85 Ca 9}$	8,3	104	—	—	—	2,5	10
	6,9	—	—	—	—	12,5	—
$M_{1,58} \frac{Cl 65 SO_4 33}{Na 73 NH_4 12}$	5,7	130	—	—	—	—	—
$M_{0,80} \frac{Cl 71 SO_4 28}{(Na+K) 92}$	6,3	325	—	—	—	1	15
	4,8	—	—	100	50	1	10
$M_{1,9} \frac{Cl 80 SO_4 20}{(Na+K) 90 Mg 5}$	5,6	130	2,5	<5	<20	<1	12
$M_{3,1} \frac{Cl 89 SO_4 11}{Na 93 Ca 4}$	5,4	182	25	<5	<20	<1	12
$M_{0,6} \frac{SO_4 51 Cl 41}{Na 83 Ca 12}$	6,8	78	2	<5	<20	<1	10

В смешанных водах сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного состава пониженной минерализацией промежуточной зоны термоаномалии содержание металлов претерпевает дальнейшее уменьшение. Концентрация металлов в одном и том же химическом типе вод определяется расстоянием выхода термальной воды от основного глубинного термовыводящего разлома (рис. 60).

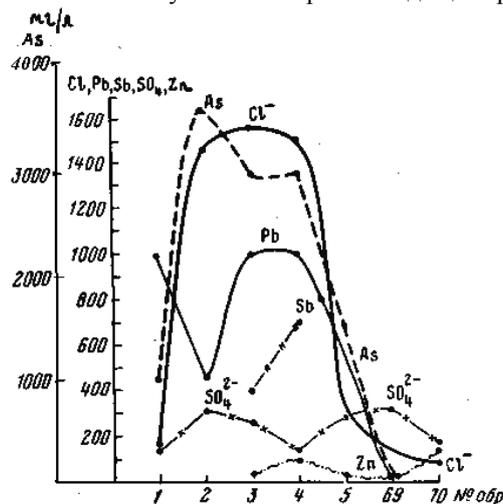


Рис. 60. График изменения состава растворов вкост осевой части Центрального термального поля. Кислым конденсатным сульфатным водам как высокой, так и низкой минерализации свойственна специфическая металлоносность; Zn наблюдается в них в повышенных количествах (0,7 мг/л), As, Sb, Be, Ag, Ge — в пониженных.

Металлы в парах

Для определения металлов в парогазовой фазе термальных вод спонтанный газ на их выходах пропускался через уксуснокислый кадмий. Сероводород спонтанного газа осаждался в виде CdS и соосаждал металлы, присутствующие в парах. Объем пропущенного газа было трудно учесть и концентрации металлов в паре и воде не могут быть сопоставлены; полученные данные позволяют лишь констатировать интенсивный переход в пар металлов при вскипании растворов. Исследовался пар из хлоридно-натриевых вод глубинного разлома максимально нагретых, с интенсивным пароотделением и дегазацией на выходах (табл. 31).

Таблица 31

Место взятия проб		В γ/л									В %		
		As	Sb	Pb	Zn	Mo	Bi	Mn	V	Cu	Ga	Ba	
Центральное	термальное	1500	300	45	—	—	25	10	—	0,006	0,002	0,03	
поле (скв. 8)													
Западная часть	Централь-	200	Следы	—	Следы	—	40	Следы	—	0,005	—	—	
ного	термального												
Кромка	Хлоридного озера	1000	300	20	»	40	70	1	100	0,008	0,01	0,06	
Серные бугры Р-1		200	80	100	»	—	—	1,5	Следы	0,003	—	0,4	
Серные бугры (Серное озеро)		—	—	—	»	—	8	—	—	—	—	—	
Серные бугры (гейзер Свет-лана)		—	—	—	—	—	70	—	—	0,0005	—	—	

В конденсате пара, отобранном И. А. Меняйловым на Западном термальном поле, определено РЬ 0,0415 мг/л, Cd 0,0067 мг/л, Си 0,0415 мг/л, Zn 0,227 мг/л, т. е. с парами воды, содержащими сероводород и углекислый газ летят As, Sb, Pb, Zn, Cu, Mo, Bi, Ca, Cd, V, Mn, Ba.

Металлы в осадках из вод

В минеральных осадках из вод происходит концентрация ряда металлов вплоть до образования современной рудной залежи. В разнообразных химических типах осадков наблюдается обогащение одними и теми же металлами, но они присутствуют в них в различных концентрациях, отражая особенности химизма исходных термальных вод, локализацию выходов и особенности условий образования осадков. В минеральных осадках термоаномалии определены: As, Sb, Se, Mn, Pb, Ga, Ge, Mo, V, Cu, Zn, Ti, Co, Ni, Sn, Zn, Cr, Sr, Ba, Y, Yb, Be, Li, B, Hg, Ag, Au (табл. 32). Типичными для гидротермальных осадков, как и для гидротермальных растворов, являются As, Sb, Hg, Pb, Zn, Mo, Cu.

Таблица 32

Металлы в осадках из вод кальдеры Узон (в вес.%)

Характер осадка	Район	Количество проб	в вес. %																										
			Ni, n·10 ⁻³	Co, n·10 ⁻³	Cr, n·10 ⁻³	V, n·10 ⁻³	Pb, n·10 ⁻³	Mo, n·10 ⁻³	Cu, n·10 ⁻³	Zn, n·10 ⁻³	As, n	Sb, n	Li, n·10 ⁻³	Ti, n	Be, n·10 ⁻³	Mn, n	Zr, n	Ge, n·10 ⁻³	Ga, n·10 ⁻³	Se, n·10 ⁻³	Y, n·10 ⁻³	Yb, n·10 ⁻³	Sr, n·10 ⁻³	Ba, n·10 ⁻³	B, n·10 ⁻³	Sn, n·10 ⁻³	Ag, n·10 ⁻³		
Рудный	Центральное термальное поле	27	63*	77,8	37	92,6	74	66,7	100	33,3	100	37,0	3,7	92,6	3,7	96,3	96,3	—	92,6	18,5	7,4	7,4	59,6	85,2	25,9	—	—	—	—
		10**	1***	2	0,4	40	0,3	3	3,5	50	3,0	0,013	1,4	0,38	4	0,03	0,15	—	20	6	30	4	4,4	20	4,6	0,8	—	—	—
То же	Серные бугры	10	72,7	44,4	100	44,4	63,6	100	54,4	81,8	18,1	9,1	100	—	63,6	54,4	—	—	54,4	9,1	—	—	18,1	63,6	36,3	—	—	—	—
		4	7	1	8	0,3	3	62	50	1,0	0,11	3	1,0	—	0,1	1,0	—	—	50	5	—	—	1	70	6	—	—	—	—
Кремнистый	Центральное термальное поле	10	30,0	60,0	30,0	70,0	20,0	40,0	90,0	20,0	50,0	30,0	10,0	90,0	—	90,0	70,0	20,0	90,0	20,0	10,0	20,0	30,0	70,0	30,0	10,0	—	—	—
		6	4,5	1	10	1	10	10	6	1,0	0,01	8	0,6	—	0,078	0,01	46	10	4	3	1	3	8	660	2	—	—	—	—
То же	Река Миша	13	46,2	61,5	46,2	92,3	23	23	92,3	61,5	61,5	—	7,7	100	23	76,9	76,9	—	69,2	30,7	—	—	69,2	—	23	23	27	—	—
		20	3	8	10	0,6	0,4	10	30	0,04	—	3	1,0	40	4	0,15	—	—	25	5	—	—	8	—	4	2	3	—	—
Кремнисто-глинистый	Край Центрального термального поля	8	50	62,5	87,8	100	50	37,8	100	37,8	62,5	—	25	100	—	25	50	—	37,8	25	—	—	37,8	25	50	50	25	—	—
		2	3	2	20	0,3	0,3	6	8	0,02	—	3	>1,0	—	0,005	0,6	—	—	25	10	—	—	1	3	3	2	3	—	—
Кремнисто-сернистый	Серные бугры	8	25	50	12,5	77,8	—	12,51	100	50	50	—	—	100	—	87,8	100	—	87,8	50	—	—	62,5	12,5	—	—	—	—	—
		3	3	1,0	15	—	0,6	15	15	0,18	—	—	—	—	1,0	—	0,2	0,03	—	25	5	—	—	2	3	—	—	—	—
То же	Северное термальное поле	9	33,3	55,5	22,7	77,8	11,1	22,2	100	55,5	55,5	—	—	100	—	77,8	88,9	—	77,8	44,4	—	—	55,5	11,1	—	—	—	—	
		3	3	1,0	20	3	0,6	15	400	0,18	—	—	—	—	1,0	—	0,2	0,03	—	25	5	—	—	2	3	—	—	—	—
»	Западное термальное поле	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1	1	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	5	—	—	—	—	—	—	—	—

* Верхняя цифра - встречаемость в % от количества анализированных образцов. ** Средняя цифра - максимальное содержание. *** Нижняя цифра - среднее содержание.

Наибольшие содержания их определяются в кремнистых и Сульфидных осадках из хлоридно-натриевых вод осевой части Центрального термального поля в местах массовых проколов, фиксирующих глубинный разлом. Для этих вод характерны наиболее высокие концентрации металлов. В местах массовых проколов хлоридно-натриевых вод вблизи зеркала грунтовых вод формируется рудная залежь. В ней содержатся (в %): As 30, Sb I, Hg 0,37, Pb 0,006, Zn 0,5, Mo 0,03, Си до 0,01, V 0,04, Zr до 1, Ba 0,25, Sr 0,04. В кремнистых осадках из хлоридно-натриевых вод бортов осевой части Центрального термального поля, вод Хлоридного озера и Серных бугров металлы остаются в достаточно высоких концентрациях (в %): As до 1; Sb 0,02; Hg 0,01; Pb 0,001; Zn 0,03; Mo 0,001; Cu 0,01; Co 0,004; Ni 0,006; V 0,01; Ba 0,08; Sr 0,03; Mn 0,008; Ti 0,6. В кремнисто-глинистых илах на дне и стенках грифонов с восходящей хлоридно-натриевой водой по окраинам осевой части Центрального термального поля в отличие от площади массовых проколов. Содержание металлов понижено (в %): As до 0,02, Sb до 0,01, Hg 0,001, Cu 0,008, Co 0,003, Ni 0,002.

Пониженные содержания металлов, типичных для хлоридно-натриевых вод, объясняются особыми условиями образования этих осадков. Хемогенные компоненты осадков разубоживаются продуктами разложения пород стенок дна грифонов, которое происходит под воздействием кислых существенно сульфатных иловых растворов. Содержание V, Zr, Mn, Ti в них бывает существенно повышенным, и они попадают в осадки с частичками разложенной породы.

В кремнисто-серных илах кислых конденсатных сульфатных вод как низкой, так и высокой минерализации определены в повышенных концентрациях цинк и металлы, выщелоченные из пород. Металлы интенсивно адсорбируются коллоидными осадками. В соляно-кислой вытяжке (HCl 1:5) осадка под хлоридной натриевой водой после хранения пробы в стеклянной посуде в течение шести месяцев были определены металлы (в мг/л, табл. 33). Осадок по сравнению с водой обогащен Hg, As, Cu, Zn, Pb, Cd.

Таблица 33

Содержание металлов в солянокислой вытяжке (в мг/л)

Состав	P	As	Hg	Cu	Zn	Pb	Cd
Вода	0,6	0,5	Нет	0,03	0,02	0,0019	0,00001
Осадок	Нет	4	0,05	Много	0,1	0,0128	0,0003

Металлы в гидротермально-измененных породах и минералах

Для гидротермально-измененных пород и минералов термоаномалии свойственна та же металлическая специализация, что и для термальных вод и осадков. Различная зараженность металлами гидротермально-измененных пород (поверхности и в приповерхностных условиях) определяется локализацией по отношению к глубинному разлому с восходящими хлоридными-натриевыми водами и особенностями самих метасоматических фаций и минералов, гидротермально-измененных породах и минералах определены те же As, Hg, Pb, Zn, Mo, Cu, V, Co, Ni, Mn, Zr, Ti, Y, Cr, Ba, Sr, Li, Be, Ge, Ga, B, Sn, Ag, что и в водах и осадках из вод. Максимальные концентрации Sb, Hg, Zn, Pb свойственны гидротермальным глинам и аргиллизированным породам осевой части Центрального термального поля (As 0,46%, Sb 0,08%, Zn 0,013%, Pb 0,002%). В опаловых и опал-алунитовых породах серных бугров As 0,015%, Си 0,008%, Zn 0,02%. В каолинитах и лимонитах четвертого озера Фумарольного озера содержатся: Hg 0,015%, Си 0,0157%, Co 0,003%, Ni 0,002%. В гидротермальных глинах по бортам осевой части глубинного разлома содержание отдельных металлов понижено (%): As до 0,011, Sb не определен, Zn 0,008, Pb 0,0013, Cu 0,003, Mo 0,0006, 0,003, Co 0,001. В опал-каолинитовых глинах зоны, окружающей разлом содержатся (в %): As не более 0,03, Си 0,0009, Pb 0,013, Ga – 0,013, Zn 0,01 (табл. 34). В опаловых, опал-алунитовых и опал-каолинитовых породах выше грунтовых вод на Западном и Северном термальных полях содержатся (в %): As до 0,015, Sb до 0,01, Zn 0,02, Pb 0,01, Cu 0,01, Co 0,002, 0,004.

Мышьяк, сурьма, ртуть, медь, свинец, цинк, висмут в рудном горизонте входят в скородит, аурипигмент, реальгар, антимонит, киноварь, метацин-барит, борнит, сфалерит, галенит, висмутин и др. Выцветы сульфатов (галотрихит) на поверхности ртутно-сурьмяно-мышьяковой сульфидной залежи частично унаследуют ее состав. В них определены мышьяк, цинк, гь. Сублимационная кристаллическая сера, осаждающаяся вблизи рудной минерализации на Серных буграх, почти стерильна (табл. 35).

Для процесса характерна наибольшая встречаемость меди и ее невысокая концентрация. Мышьяк, сурьма и свинец по встречаемости и концентрации ведут себя одинаково, что отражает их максимальную, летучесть, участие в глубинном формировании хлоридно-натриевых вод, потерю при парообразовании и соответственно рассеивание вокруг разлома. Высокие концентрации As, Sb, Hg в глубинных хлоридно-натриевых растворах, богатых H₂S, определяют в зоне парообразования и дегазации высаживание сульфидов мышьяка, сурьмы, ртути и образование рудной залежи.

Таблица 34

Металлы в гидротермально-изменённых породах (в вес.%)

Порода	Район	Количество ство проб	Металлы (в вес.%)												
			Ni, н.·10 ⁻³	Co, н.·10 ⁻³	Cr, н.·10 ⁻³	V, н.·10 ⁻³	Pb, н.·10 ⁻³	Mo, н.·10 ⁻³	Cu, н.·10 ⁻³	Zn, н.·10 ⁻³	As, н	Sb, н.·10 ⁻³	Li, н.·10 ⁻³	Tl, н	
Гидротермальные глины	Центральное термальное поле	19	70*	95	50	100	21	21	100	26	63	—	—	100	
			4**	6	1,7	0,025	2	1,6	6	13	0,42	—	—	2,0	
			1,8***	1,6	0,5	0,013	0,2	0,15	0,25	2	0,126	—	—	—	0,62
То же	Серные бугры	3	—	33,3	—	66,7	—	—	100	33,3	33,3	—	—	100	
			—	1	—	0,004	—	—	8	20	0,015	—	—	—	1,0
»	Северные борты Центрального термального поля	15	86,7	73,3	93,3	60	60	93,3	100	66,7	93,3	—	—	60	100
			3	1	1	0,02	1	0,6	3	8	0,0008	—	—	6	1,0
»	Район озера Восьмерки	17	70,6	59,9	94,1	100	83,5	83,5	100	53	94,1	—	—	29,4	10,0
			1	0,8	1	0,02	13	0,4	3	10	0,08	—	—	4	1,0
Опал-алуни-каолиновые породы	Северное термальное поле	3	—	33,3	—	66,7	—	—	100	33,3	33,3	—	—	—	100
			—	1	—	0,004	—	—	4	20	0,015	—	—	—	1,0
То же	Западное термальное поле	5	100	80	40	100	20	60	100	60	20	20	—	—	100
			4	2	8	0,03	0,1	1	10	20	0,004	10	—	—	1,0
Аргиллизированные и цеолитизированные породы	Центральное термальное поле	11	91	100	91	100	36,4	27,3	100	54,6	91	9,1	28	72,7	
			1,8	3	1	0,02	1	4	27	11	0,46	8	4	1,0	
Карбонатно-адюляровые породы	Берег хлоридного озера	4	75	100	25	100	25	50	100	50	100	—	—	25	75
			1	1	1	0,006	0,1	1	8	10	0,25	—	—	10	0,4
Кварцево-адюляровые породы	Центральное озеро	5	80	60	80	100	80	100	100	60	80	—	—	40	60
			6	0,6	1	0,006	2	1	3	8	0,004	—	—	60	0,8
Пропилитизированный базальт	Западное термальное поле	4	100	75	100	100	100	50	100	75	100	—	—	—	100
			6	3	2	0,03	0,2	0,3	5	8	0,004	—	—	—	0,8
			3	1,7	1,2	0,016	0,12	0,1	3,5	5	0,004	—	—	—	0,42

* Верхняя цифра – встречаемость в % от количества анализированных образцов.

** Средняя Цифра – максимальное содержание.

*** Нижняя цифра – среднее содержание.

Таблица 35

Металлы в гидротермальных минералах

Место взятия пробы	Металлы (в вес.%)																					
	Ni, н.·10 ⁻³	Co, н.·10 ⁻³	Cr, н.·10 ⁻³	V, н.·10 ⁻³	Pb, н.·10 ⁻³	Mo, н.·10 ⁻³	Cu, н.·10 ⁻³	Zn, н.·10 ⁻³	As, н	Sb, н.·10 ⁻³	Tl, н	Be, н.·10 ⁻³	Mn, н.·10 ⁻³	Zr, н.·10 ⁻³	Ga, н.·10 ⁻³	Sc, н.·10 ⁻³	Sr, н.·10 ⁻³	Ba, н.·10 ⁻³	Rb, н.·10 ⁻³	Sd, н.·10 ⁻³	Ag, н.·10 ⁻³	
Гидротермальная глина с пиритом. Центральное термальное поле	42*	85	14	71	14	42	100	42	85	14	100	—	85	57	71	28	57	71	28	14	14	14
	4**	3	1	15	2	1	8	30	0,4	30	1	—	10	30	9	5,5	2	10	6	1	3	3
	0,2***	1,2	0,1	7	0,3	0,27	5	9,7	0,076	4,8	0,49	—	3,7	9,5	3	1,5	0,9	1,8	1	—	—	0,43
Пирит. Серные бугры	100	—	—	100	—	100	100	100	100	100	—	100	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—
	4	—	—	1	—	1	2	45	0,04	1	—	30	—	9	—	—	—	—	—	—	—	—
	4	—	—	1	—	1	2	45	0,04	1	—	30	—	9	—	—	—	—	—	—	—	—
Осадок с пиритом Тростниковый участок	33	66	66	66	33	100	100	66	100	33	100	—	33	—	—	—	—	33	33	6	66	66
	0,6	1	1	6	3	1	4	10	0,06	10	0,6	—	10	—	—	—	—	3	0,6	1	4	4
	0,2	0,5	0,7	2,3	1	0,5	2	7	0,03	3	0,2	—	3	—	—	—	—	1	0,2	1	2,3	2,3
Пирит. Центральное озеро	75	50	—	75	—	50	100	50	50	—	100	—	100	75	75	—	50	100	—	—	5	—
	4	1	—	3	—	3	10	17	0,39	—	0,3	—	4,8	8	3	—	0,7	1	—	—	4	—
	2,2	0,5	—	1,3	—	1,4	4,3	4,6	0,1	—	0,12	—	3,4	4,5	0,9	—	0,32	0,9	—	—	2	—
Пирит. Северное термальное поле	100	—	—	100	—	100	100	100	100	—	100	—	100	—	100	—	—	—	—	—	—	—
	4	—	—	1	—	1	20	45	0,04	—	1	—	80	—	9	—	—	—	—	—	—	—
	4	—	—	1	—	1	20	45	0,04	—	0,5	—	15	—	4	—	—	—	—	—	—	—
Пирит. Западное термальное поле	50	50	—	100	—	50	100	50	—	—	100	5	100	100	100	50	50	—	—	—	—	—
	1	3	—	12	—	3	10	40	—	—	1	3	15	5	6	1	—	—	—	—	—	—
	0,5	1,5	—	6,1	—	1,5	5,1	20	—	—	0,25	1,5	7,6	2,8	3	0,5	—	—	—	—	—	—
Сера. Центральное фумарольное озеро	30	30	20	60	—	—	60	20	40	—	100	—	60	40	20	20	—	40	—	—	—	—
	1,2	1,4	1	4	—	—	300	3	1	—	0,4	—	10	50	0,5	1	—	5,2	—	—	—	—
	0,24	0,8	0,2	1,2	—	—	80	0,8	0,24	—	0,15	—	2	11	0,1	0,2	—	1,6	—	—	—	—
Гипс. Западное термальное поле	—	—	—	100	—	—	100	—	—	—	100	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	2	—	—	2	—	—	—	0,3	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	2	—	—	2	—	—	—	0,1	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Выцветы сульфатов на рудном поле. Центральное термальное поле	—	40	—	100	—	—	100	40	20	—	100	—	100	60	100	60	20	60	—	—	—	—
	—	1	—	10	—	—	1,5	30	0,01	—	0,6	—	6	8	9	3,5	1,5	1	—	—	—	—
	—	0,4	—	4,8	—	—	1	6	0,002	—	0,3	—	4,5	3,4	4,6	3,1	0,3	0,4	—	—	—	—

* Верхняя цифра – встречаемость в % от количества анализированных образцов.

** Средняя Цифра – максимальное содержание.

*** Нижняя цифра – среднее содержание.

Химический состав рудной залежи

Рудная минерализация приурочена к полосе субширотного простираения Серные бугры - Хлоридное озеро - Осевая часть Центрального Термального поля - Четвертое озеро Фумарольного озера, фиксирующей глубинный разлом с выходами хлоридно-натриевых перегретых вод. Последним свойственны наиболее высокие концентрации As, Sb, Hg, Pb, Ag, Be, B, Li, Cs, Rb и других металлов. Самая интенсивная Hg - Sb - As минерализация отмечается для Осевой части Центрального термального поля; к флангам зоны разлома она уменьшается.

В осевой части Центрального термального поля рудный горизонт имеет отощадь около 48,000 м² и фиксирует массовые выходы перегретой хлоридно-натриевой воды. Он приурочен к зеркалу грунтовых вод, выдержан и имеет ющность около 0,5 м. Глубже рудная минерализация становится рассеянной, прослежена до глубины 7,5 м. Возможно, что она будет с максимальной концентрацией и в глубинной зоне

парообразования. Над зеркалом термальной воды выступают островки гейзерита диаметром до 30 см; пространство между ними заилено. Гейзерит светлый, тонкослоистый и включает участки, обогащенные реальгаром, аурипигментом, скородитом, антимонитом и серой. В основании гейзеритовых островков наблюдаются скопления порошковатого аурипигмента, скородита и серы. Ниже они сменяются желтым слоем, обогащенным порошковатым аурипигментом; с ним ассоциируют опал, сера, скородит. Глубже гравийный материал насыщен призматическими кристаллами реальгара, играющего роль цемента гравия. Содержание реальгара на некоторых участках достигает 50%. В парагенезисе с реальгаром находятся игольчатый антимонит, аурипигмент, пирит, марказит и опал. В подошве рудного горизонта увеличивается содержание сульфидов железа.

С ними ассоциируют антимонит, реальгар, киноварь, метациннабарит, борнит, сфалерит, галенит, гипс, барит, кальцит, опал. Максимальная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация приурочена к зонам трещиноватости. В табл. 36 приведено содержание серы и металлов в рудном горизонте. Для анализа бралась взмученная в воде часть гравелитов; гейзерит анализировался полностью.

В гейзерите определено 2,5% элементарной серы и более 2% мышьяка и малом содержании сульфидной серы. В гейзерите определен антимонит; содержание сурьмы в нем достигает 0,1%. В желтом и оранжевом слоях содержание мышьяка увеличивается до 10-35%. В зеленоватом и желтом верхних горизонтах рудной залежи мышьяк находится частично также в окисной форме. В оранжевом слое определяется максимальное содержание сульфидной серы мышьяка. Пересчет на минералы подтверждает ведущую роль в нем реальгара. В основании реальгарового слоя в черном пиритном слое мышьяк составляют 3,27%. По всему рудному горизонту наравне с ведущими As и Fe определены и другие металлы (в %): Sb 0,099-0,18; Pb 0,005-0,008; Mo 0,0018-0,0075; Cu 0,0035-0,005; Zn 0,012-0,021; Hg 0,0007-0,37. Непосредственно после отбора пробы в реальгаровом концентрате определено 0,67% ртути (аналитик Т. В. Долгова); спустя 6 месяцев в том же образце определено 0,1% ртути (данные Н. А. Озеровой).

Таблица 36
Металлы в рудном горизонте на Центральном термальном поле (в %)

Компоненты	Слой, обогащенный аурипигментом				Компоненты	Слой, обогащенный реальгаром			
	Гейзерит	Слой, обогащенный аурипигментом	Слой, обогащенный реальгаром	Пиритный слой		Гейзерит	Слой, обогащенный аурипигментом	Слой, обогащенный реальгаром	Пиритный слой
Fe	—	2,62	5,77	11,68	Ил	Следы	—	—	—
SO ₃	0,14	0,15	0,43	0,90	Mo	0,0075	0,0034	0,0018	0,00065
S _{эл}	2,53	13,99	2,00	0,70	V	0,0006	0,01	—	0,03
S _{пир}	0,55	4,46	1,22	6,90	Cu	0,0047	0,005	0,0035	0,0055
S _{сульф}	—	0,73	6,90	0,24	Zn	0,012	0,021	0,020	0,015
As	2,38	34,70	22,50	3,27	Co	—	0,001	—	0,007
Sc	—	0,005	Следы	Следы	Zr	0,3	0,2	0,5	1
Sb	0,99	—	0,035	—	Sr	—	0,004	—	—
Pb	0,008	0,0055	0,008	—	Sr	Следы	Следы	—	Следы
Ga	0,012	0,01	0,007	0,015	Ba	0,1	0,018	0,025	0,052
					Hg	—	—	0,37	0,0007

С глубиной сохраняется характер рудной минерализации. Максимальные концентрации металлов приурочены к зонам трещиноватости. Определение металлов в гравелитах в интервале 0,5-7,5 м проводилось из валовых проб. Содержания их по 36 анализам (в %) колеблются в следующих пределах (в скобках указана встречаемость в %): Mn 0,006-0,1 (100); Ni 0,001-0,012 (72); Co 0,001-0,003 (94); Ti 0,1-0,8 (100); V 0,003-0,01 (100); Cr 0,003 (18); Mo 0,001 (90); Si 0,003-0,008 (100); Pb 0,001 (3); Sb 0,01-0,04 (30); As 0,03-0,2 (90); Zn 0,01-0,03 (70); Sn 0,001 (5); Ge 0,001-0,002 (30); Ga 0,001-0,002 (90); Be 0,001-0,002 (30); Sc 0,001-0,002 (80); Y 0,003 (60); Yb 0,001 (70); Li 0,003 (15); Sr 0,03-0,04 (80); Ba 0,03-0,04 (90); Hg 0,00003-0,08 (90).

Для всего интервала характерны As, Hg, Sb, Zn, Si, Mo. Содержания металлов варьируют и отражают неравномерную фильтрацию хлоридно-натриевых вод по неоднородной толще глинисто-гравелитовых пород. Мышьяк определен повсеместно, содержание его не выдержано, но с глубиной не падает. Сурьма определена не повсеместно, с тенденцией незначительного увеличения с глубиной. Ртуть определяется до глубины 7,5 м, с незначительным повышением и понижением содержания с глубиной. Встречаемость цинка высокая, свинца низкая.

В поле развития рудной минерализации вода на выходе массовых проколов имеет pH 6-7, минерализацию до 3-4,5 г/л; хлоридно-натриевый состав: хлоридно-натриевая компонента достигает 95 мг-экв-%. Сульфат-ион присутствует повсеместно, однако содержание его не превышает 10 мг-экв-%. Определены сульфит, гидросульфид, тиосульфат и сероводород (до 6 мг/л). В воде содержатся As 25 мг/л, Sb до 0,7 мг/л, Hg 0,015 мг/л. Вода обогащена кремнеземом (до 120 мг/л) и бором (300 мг/л). Осадок из этой воды содержит около 30% SiO₂, 30% As и 26% S (табл. 37).

Таблица 37

Состав термальной воды и сульфидного мышьяковоно осадка Центрального термального поля

		Вода pH 6,1; T 82°								
Содержание	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Fe ²⁺	Cl	SO ₄ ²⁻		
Мг/л	20	764,0	88,0	4,7	45,5	22,6	1216,2	65,8		
Мг · экв/л	1,11	33,23	2,27	0,39	2,27	0,81	34,3	1,37		
Мг экв · %	2,8	82,8	5,7	1,0	5,7	2,0	91,4	3,7		
		HS ⁻	SO ₃ ²⁻	S ₂ O ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ SiO ₃	HBO ₃	As	H ₂ S	
Мг/л		7,3	26,0	3,4	56,1	126	302	25,0	6,63	
Мг · экв/л		0,22	0,65	0,06	0,92	—	—	—	—	
Мг экв · %		0,6	1,7	0,2	2,4	—	—	—	—	
		Осадок								
Содержание	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{ос}	As _{ос}	Сумма
Вес. %	21,11	2,10	6,95	9,26	0,2	3,80	0,63	25,80	30,15	100,00

Интерес представляет состав иловых растворов из всех слоев рудного горизонта (табл. 38). В верхнем кремнистом горизонте иловый раствор приближается по составу к свободной хлоридно-натриевой воде. С глубиной падает общая минерализация иловых растворов, увеличивается их относительная сульфатность и кислотность. Отношение Na : Cl остается близким к единице и отражает состав хлоридно-натриевой воды, отношение Ca : Mg меняется в связи с различной степенью поглощения Ca, Mg при образовании в илах монтмориллонита. Отношение Na : K в основном остается постоянным и указывает на несущественное образование в илах калиевых минералов.

Таблица 38

Состав иловых растворов (водных вытяжек) из различных горизонтов рудных осадков Центрального термального поля

Компоненты	Верхний кремнистый		Обогащенный аурипигментом	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
H ⁺	1,4	1,38	0,5	0,51
NH ₄ ⁺	92,7	5,15	30,0	1,67
Na ⁺	1215,0	52,85	257,0	11,18
K ⁺	103,2	2,64	43,1	1,10
Ca ²⁺	29,8	1,19	4,0	0,20
Mg ²⁺	10,9	0,90	2,3	0,19
Fe ²⁺	4,0	0,14	Следы	—
Fe ³⁺	6,0	0,32	—	—
Сумма	1463,0	64,57	336,9	14,85
Cl ⁻	1921,8	54,20	450,3	12,70
SO ₄ ²⁻	513,0	10,68	49,5	1,03
Сумма	2434,8	64,88	499,8	13,73
pH _{лаб}	2,86	—	3,29	—
Ионный состав	M _{3,9} Na ₈₂ NH ₄ 8K ₄ Ca ₂ H ₂ Mg ₁		M _{0,5} Na ₇₅ NH ₄ 11K ₇ H ₃ Mg ₁ K ₁ Ca ₁	
Компоненты	Обогащенный реальгаром		Обогащенный пиритом	
	мг/л	мг · экв/л	мг/л	мг · экв/л
H ⁺	0,79	0,79	1,26	1,26
NH ₄ ⁺	2,1	0,12	9,0	0,17
Na ⁺	44,3	1,93	81,4	3,54
K ⁺	3,1	0,08	6,8	0,17
Ca ²⁺	2,0	0,1	2,0	0,10
Mg ²⁺	0,1	0,01	1,6	0,13
Fe ²⁺	Следы	—	0,25	0,01
Fe ³⁺	2,0	0,11	0,25	0,01
Сумма	54,39	3,14	102,56	5,39
Cl ⁻	67,4	1,90	127,6	3,60
SO ₄ ²⁻	70,6	1,47	90,8	1,89
Сумма	138,0	3,37	218,4	5,49
pH _{лаб}	3,10	—	2,92	—
Ионный состав	M _{0,19} Na ₆₁ H ₂₅ NH ₄ 2Ca ₂ K ₃ Fe _{0,4}		M _{0,3} Na ₆₈ H ₂₉ K ₃ NH ₄ 3Mg ₂ Ca ₂	

Сходная сульфидная минерализация обнаружена на дне и берегах Хлоридного озера. На дне его просматриваются грифоны диаметром около 20 м глубиной до 35 м и множество более мелких. На поверхности озера отмечается несколько бурлящих участков, фиксирующих газовые струи со дна озера, температура воды на дне вблизи грифонов достигает 86°. Вода озера имеет минерализацию более 2 г/л, хлоридно-натриевый состав; хлор-натриевая компонента составляет 88 мг-экв-%. Дно озера, за исключением грифонов восходящей водой, покрыто окремненной плитой. На ее поверхности залегает серый

ил, обогащенный шариковой и чечевичной серой с рассеянными сульфидами железа и мышьяка. В окремнелых осадках (плите) рассеяны кристаллики реальгара и других сульфидов. На берегах Хлоридного озера под серными песками наблюдается черный болотный ил с растительностью или обеленные, разложенные до каолиновых глин породы с прожилками гелеобразного кремнезема. Растворы, пропитывающие серные пески, холодные, ультракислые (pH < 1), сульфатные, высокой минерализации.

Нисходящие сульфатные растворы определили интенсивное кислотное выщелачивание пород под серными песками и превращение их в каолинит, алунит, опал и гель кремнезема. В зонах разлома гравелиты сцементированы кремнеземом и карбонатом. Из образца гравелита с кремнисто-карбонатным цементом была получена солянокислая вытяжка. В раствор перешло 50,5% породы. В породе 25% кальцита. Обращает на себя внимание высокое содержание щелочей, в том числе калия, что подтверждает широкое развитие в ассоциации с кальцитом адуляра и, возможно, альбита.

Ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация в зоне разлома, фиксирующемся на борту Хлоридного озера, ассоциирует с кварцем, опалом, кальцитом, цеолитом, адуляром и флюоритом.

На Серных буграх рудная минерализация имеет иной характер. Максимальные концентрации ее приурочены к западной части поля. Проявляется она в виде аморфных осадков на стенках водяных котлов и озерков, на глыбах породы, погруженных в воду, и на дне ручьев, вытекающих из водоемчиков. Наиболее мощный оранжевый осадок в виде корки, толщиной в несколько сантиметров, обнаружен на поверхности глыб, обращенных к воде в источнике Р-1. Оранжевая корочка имеет слоистое строение. При остывании на поверхности ее выступила металлическая пленка, судя по спектральному определению, состоящая из ртути, сурьмы и серебра (Hg 0,67%, SM%, Ag0,00023%). Оранжевая корочка состоит на 50% из кремнезема; As₂O₅ составляет 15,34%. Основная масса мышьяка находится в окисной форме. Корочка обогащена Sb до 1 %, Hg 0,67%, Mo 0,001%, Ba 0,6-1%, Si 0,02%, Zn 0,13%, РЬ 0,02%. К основанию корочки оранжевый слой переходит в черный, обогащенный пиритом и марказитом. Однако в нем присутствуют Sb, Hg, Zn, Pb, Cu, Mo и другие металлы. Оранжевая корочка рентгено-аморфна.

В табл. 39 приведен состав воды и осадка из нее. Вода сульфатно-хлорид-ная; хлор-натриевая компонента составляет 72 мг-экв-%. Вода обогащена H₂SiO₃ (313 мг/л), в ней присутствуют As 3 мг/л, Sb 0,22 мг/л. Осадок на 50% состоит из SiO₂, 15% As₂O₅ и 8,76% S. Подобный аморфный оранжевый осадок обнаруживается на стенках соседних водяных котлов в виде маломощных корочек у зеркала термальной воды. Более мощные осадки зеленого цвета и состоящие из опала, серы и скородита покрывают дно ручьев, вытекающих из грифонов.

Таблица 39

Состав термальной воды и аморфного, богатого мышьяком, осадка. Серные бугры Р-1

Вода pH _{лаб} 2,85 T 62°																
Содержание	H ⁺	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Al ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	H ₂ SiO ₃	HBO ₃	As	Ионный состав		
Мг/л	1,4	12,5	450,0	50,0	3,8	28,9	3,0	4,2	784,0	394,0	343	320	3,0	M _{2,3} $\frac{Cl_{17}SO_4_{28}}{Na_{77}Ca_6K_5NH_4^3}$		
Мг · экв./л	1,4	0,69	19,57	1,28	0,31	1,44	0,33	0,33	20,7	8,20	—	—	—			
Мг · экв. · %	5,6	2,7	77,5	5,1	1,2	5,7	1,3	0,9	71,6	28,4	—	—	—			
Осадок																
Содержание	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	As ₂ O ₅	S ₀₆	Сумма
Вес. %	48,72	0,16	6,29	0,95	—	Не обн.	0,22	1,81	1,92	0,86	6,61	8,15	0,16	15,34	8,76	99,95

На Четвертом озере Фумарольного озера рудная минерализация приурочена к кремневой плите на дне и к гидротермальным глинам по берегу озера. Вулканогенно-осадочные породы берегов озера разложены до гидротермальных белых и цветных каолиновых глин с сохранившейся реликтовой структурой исходных пород. Глина участками прогрета до 80° и интенсивно парит. Основными минералами глины являются опал, каолинит, лимонит, гидрогетит. Из рудных минералов преобладает пирит, в трещинках концентрируются призматический реальгар и изредка игольчатый антимонит. Содержание мышьяка в глинах достигает нескольких процентов. На Западном и Северном термальных полях в гидротермальных глинах и опалитах рассеяны единичные кристаллики реальгара и редкие тонкие корочки порошкового реальгара. Гидротермально-измененным породам термоаномалии (гидротермальным глинам, аргиллизированным и цеолитизированным, кварц-адуляровым породам) свойственна единая ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация. Проявляется она в следующих разнообразных формах и парагенетических ассоциациях.

1. Рудный горизонт на уровне зеркала термальных вод по площади массовых проколов хлоридно-натриевой перегретой воды и ее поверхностного растекания: реальгар, аурипигмент, скородит, антимонит, киноварь, метациннабарит, пирит, марказит, борнит ассоциируют с опалом, баритом, гипсом, алунитом, каолинитом. (Осевая часть Центрального термального поля вблизи поверхности).

2. Рассеянная сульфидная минерализация в гравелитах ниже зеркала термальных хлоридно-натриевых вод, прослеженная до глубины 7,5 м: реальгар, аурипигмент, антимонит, киноварь, пирит, галенит, сфалерит, висмутин, самородные Си, Ag, Au, Hg ассоциируют с монтмориллонитом, цеолитами, кварцем, кальцитом и др. (Осевая часть Центрального термального поля - глубина 0-7,5 м).

3. Рудные скопления в зоне максимального парообразования, фиксирующего зону разлома: реальгар, киноварь, антимонит, пирит в ассоциации с кальцитом, кварцем, адуляром, ломонитом, флюоритом и др. (Берег Хлоридного озера).
4. Рассеянная минерализация в кремнистых донных осадках: реальгар антимонит, киноварь ассоциируют с опалом и серой (кремневая плита на дне Хлоридного озера, Четвертого озера Фумарольного озера).
5. Кремнистый аморфный осадок на дне и стенках водяных котлов с хлоридно-натриевой и более сложного состава термальной водой и на дне ручьев скородит ассоциирует с опалом (Серные бугры).
6. Рассеянная сульфидная минерализация в гидротермальных глинах реальгар, антимонит, пирит, марказит и др. в ассоциации с каолинитом и опалом (борта Четвертого и др. озерков Фумарольного озера).

Металлы в гидротермальном процессе

Мышьяк - ведущий металл в гидротермальном процессе кальдеры Узон. Содержание его в водах достигает 30 мг/л; наблюдается явная тенденция обогащения мышьяком хлоридно-натриевых вод (рис. 61). С обогащением мышьяком вод сопряжены повышенные концентрации мышьяка и во всех продуктах реакций - осадках из вод, гидротермально-измененных породах и минералах; в осадках из вод содержание мышьяка достигает 30%, в гидротермально-измененных породах 1% и более, в рудном горизонте развиты мышьяковые минералы - реальгар, аурипигмент, арсенопирит, скородит. Мышьяк прослеживается в рудной зоне на глубину; содержание его в гидротермально-измененных гравелитах достигает 0,2% и не падает до 7,5 м. В водах сложного сульфатно-хлоридного, хлоридно-сульфатного и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава низкой минерализации и pH 4-6, развитых в окружности глубинного разлома, содержание мышьяка резко падает, синхронно падает содержание его в осадках из этих вод и гидротермальных глинах. В водах малой минерализации сложного хлоридно-сульфатного, сульфатно-хлоридного, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатного и сульфатного составов с pH - 6 по периферии разлома содержание мышьяка понижено. Для мышьяка наблюдается отчетливая корреляция с хлор-натриевой компонентой термальных вод (рис. 61). Ореол рассеяния мышьяка по осадкам из вод и гидротермальным глинам значительный и выше, чем по водам. Это определяется способностью коллоидных осадков и глин сорбировать мышьяк.

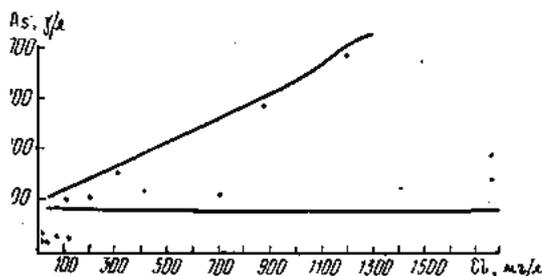


Рис. 61. Зависимость содержания мышьяка от хлор-иона

Способность мышьяка хорошо мигрировать в различных геохимических средах позволяет относить его к элементам-индикаторам скрытого оруденения (Голева, 1969). Высокие концентрации мышьяка могут встречаться в широком интервале изменения величин Eh и pH. Аномально высокие концентрации его встречаются и в слабокислых водах с pH - 4 и слабощелочных с pH - 7,5 при соответствующих изменениях Eh от 650 до 100. Миграционная способность мышьяка в областях разгрузки гидротерм объясняется летучестью его соединений $AsCl_3$, AsH_3 , As_2O_3 , As_2O_5 . В. В. Аверьевым в пробах Джульфинских вод были определены AsH_3 (арсин) и SbH_3 (стибин) в количестве 0,003-0,006% от общего объема газа, представленного на 99,9% CO_2 . С. С. Крапивиной в Налычевских углекислых водах Камчатки определен H_3As_2 .

Щелочные хлоридно-натриевые воды являются благоприятной средой миграции мышьяка. Соли мышьяковой кислоты со щелочными металлами хорошо растворимы в щелочных водах. Растворимость мышьяковых соединений увеличивается при повышении в растворе свободной углекислоты. Ниже зоны предельного давления углекислота и сероводород находятся в растворенном состоянии, что благоприятствует сохранению мышьяковистых соединений в растворе. В результате дегазации и удаления из раствора CO_2 нарушается равновесие, и в присутствии H_2S выпадают сульфиды мышьяка. На уровне зеркала термальных вод H_2S может быть вторичным за счет восстановления сульфатов биогенным путем, как, например, на Налычевском месторождении (табл. 40).

Сурьма. В водах концентрация сурьмы не превышает 0,7 мг/л, в осадках из вод - десятых долей процента. В рудном горизонте содержание сурьмы варьирует от 0,018 до 0,099% и фиксируется в антимоните. В коллоидном кремнисто-мышьяковистом осадке из вод на Серных буграх определен метатибнит. В гидротермально-измененных гравелитах по отдельным скважинам сурьма прослежена на глубину 7,5 м, содержание ее достигает 0,01-0,04% и с глубиной сохраняется. На периферии термоаномалии в

области развития вод малой минерализации и сложного состава с pH 2-5 встречаемость и содержание сурьмы заниженное.

Таблица 40

Молибден, цинк, сурьма и серебро в гидротермально-изменённых породах и осадках из термальных вод кальдеры Узон (в вес. %)

Данные нейтронно-активационного анализа

№ пробы	Место взятия пробы	Mo, n · 10 ⁻⁴	Sb, n · 10 ⁻⁴	Zn, n · 10 ⁻⁴	Ag, n · 10 ⁻⁴
P-1	Центральное термальное поле. Гравелит, обогащенный аурипигментом	1,7	1,2	2,0	0,7
»	То же, реальгаром	1,7	1,1	3,3	0,7
»	» » реальгаром и антимонитом	2,0	3,0	2,5	8,9
»	» » антимонитом и пиритом	3,8	3,8	1,1	23,1
77	» » фиолетовая корочка на гальке	5,3	30,0	4,0	14,0
15-1	» » сульфиды на гейзерите	17,1	448,3	0,3	6,4
59	» » пирит-марказитовая корочка на гальке в грифонах	1,0	0,7	0,6	0,7
69	Берег Хлоридного озера. Минеральная грязь	2,5	—	—	0,6
58	Центральное термальное поле. Выцвет сульфатов	1,0	0,2	2,0	0,5
52	Берег Хлоридного озера. Карбонатный цемент	2,6	7,5	0,46	1,0
18-1	Тридимитовая горка. Окремнелый туф	1,7	1,3	2,2	0,9
39-2	Центральное термальное поле. Шурф, глубина 0,9 м. Аргиллизированный гравелит	5,6	15,7	2,2	2,6
18-13	То же, глубина 3 м	1,2	0,8	0,5	2,3
2-17	» » скв. 2, глубина 7,2 м	5,3	28,7	1,86	0,4
12-2	» » скв. 6, глубина 5,1 м	8,1	35,6	5,05	0,5
12-3	» » глубина 5,3 м	2,6	8,3	1,0	0,5
20	» » скв. 8, глубина 1,6 м	0,7	8,6	5,4	0,7
»	» » глубина 5,2 м	4,7	0,7	2,7	0,5
31-7	» » скв. 10, глубина 1,9 м	1,7	0,2	1,9	0,9
33-5	» » глубина 4,3 м	4,2	6,6	1,85	17,1
34-5	» » глубина 5,6 м	1,7	2,5	6,8	0,9
69	» » скв. 11, глубина 1,95 м	3,0	16,2	2,03	0,5
»	» » глубина 2,75 м	7,2	34,0	0,57	1,2
»	» » глубина 3,15 м	7,1	2,5	0,5	0,5
35-3	Борт Центрального термального поля. Гидротермальная глина, глубина 1,2 м	2,2	9,6	0,89	
68	То же, поверхность	0,8	6,7	1,2	0,8
35-1	То же, поверхность	0,8	6,7	1,2	0,8
68	То же, поверхность	0,8	6,7	1,2	0,8
40-3	Фумарольное озеро, каолинитизированный и опализированный туф	0,7	0,8	3,1	0,8
68	То же, поверхность	0,7	0,8	3,1	0,8
49-1	Тростниковое поле. Сульфиды на грейзерите	125,0			48,6
57	Ручей Мишин. Гидротермальная глина, глубина 1,5 м	1,0	4,6	0,7	
68	То же, кремнистый осадок	1,7	0,4	2,4	1,6
53	То же, кремнистый осадок	1,7	0,4	2,4	1,6
68	То же, кремнистый осадок	1,7	0,4	2,4	1,6
49-3	Озеро Серое. Гидротермальная глина, глубина 1 м	0,7	0,8	3,9	0,5
49-4	То же, глубина 1,5 м	1,3	0,8	0,4	12,0
42-2	То же, песок со дна	4,2	12,4	1,05	5,04
53	Центральное озеро. Кварцево-адуляровый метасоматит	4,1			0,4
69	То же, кремнистый осадок	4,1			0,4
24-2	Западное термальное поле. Измененный базальт	0,7	6,2	1,5	0,9
69	То же, кремнистый осадок	0,7	6,2	1,5	0,9

Максимальное содержание сурьмы в водах, осадках из вод и гидротермально-измененных породах следующие (в %): гейзерит 0,099; осадок аурипигмента 0,02; осадок реальгара 0,035; гравелиты рудного горизонта в интервале 0-7,5 м 0,4; коллоидный осадок на Серных буграх из хлоридно-натриевых вод 0,7; пирит из осадка 0,01; гидротермальная глина Четвертого озера фумарольного озера 0,075; пирит 0,05; кремнистый осадок на дне Хлоридного озера 0,01; пирит в виде корочки на гальке (Тростниковый участок) 0,01; пирит из гидротермальной глины 0,03.

Сурьма более четко, чем мышьяк, коррелируется с хлоридно-натриевыми водами глубинного разлома и хлор-натривой компонентой в водах сложного состава (рис. 62).

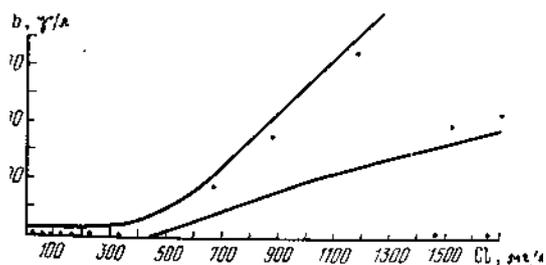


Рис. 62. Зависимость содержания сурьмы от хлор-иона

Ртуть. Содержание ртути в водах Узона колеблется от 0,01 до 0,0125 мг/л, в осадках из вод и в гидротермально-измененных породах - от 0,0001 до 0,67%.

Содержание ртути в осадках из вод и гидротермально-измененных породах следующее (в %): оранжевый мышьяковый осадок (Серные бугры) 0,67; 0,1; 0,13; пиритный слой под оранжевым 0,023; 0,044; 0,046; реальгаровый горизонт Осевой части Центрального термального поля 0,37; 0,0019; 0,0040; 0,0035; 0,0088; пиритный горизонт (там же) 0,012; 0,001; 0,0005; кремнистый осадок Хлоридного озера 0,01; гидротермальная глина, Четвертое озерко Фумарольного озера 0,003; пирит из гидротермальной глины (там же) 0,014; пирит (Тростниковый участок) 0,01; кварцево-адуляровый метасоматит 0,0023; 0,002.

Щелочные хлоридно-натриевые воды являются благоприятными для миграции в них ртути, которая, видимо, находится в форме комплексной растворимой соли M_2HgS_2 .

В ореольных водах вокруг ртутного месторождения Закарпатья во всех пробах с повышенным содержанием ртути присутствуют легкие гумусовые вещества, гидрофильные масла и нейтральные гидрофобные масла. Г. А. Голева предполагает водную миграцию ртути в виде гумитов или более сложных органических комплексов. Возможно, что перенос ртути в гидротермальных растворах кальдеры Узон осуществляется также в форме органических соединений.

По мнению П. Х. Айдиньян, содержание ртути в водах рудного месторождения редко превышает 10×10^{-5} г/л (при чувствительности метода 1×10^{-7} г/л); в термах Узона оно не выше ($1,2 \cdot 10^{-5}$). Для всех проявлений гидротермального процесса кальдеры Узон характерно обогащение ртутью сульфидов (до 0,023%). В этом проявляются ее халькофильные свойства; ртуть обогащает выпадающие из раствора сульфиды; в растворах ртуть находится в низких концентрациях.

Максимальное содержание ртути, как мышьяка и сурьмы, приурочено к рудному горизонту Осевой части Центрального термального поля, фиксирующего массовые проколы перегретой хлоридно-натривой воды, и к коллоидному мышьяковому осадку из вод Серных бугров и Хлоридного озера. Ртуть фиксирована в киновари, метациннабарите и в самородной форме и определяется в твердых продуктах реакций по всей термоаномалии. В пиритах осадков из вод и в гидротермальных глинах ртуть определяется в относительно повышенных количествах (0,01 до 0,023%) независимо от химического типа вод и расстояния участка термоаномалии от осевого разлома. В пиритах коллоидных осадков из кислых сульфатных вод Западного термального поля на периферии термоаномалии определено до 0,01% ртути. В гидротермальных глинах по всей термоаномалии содержание ртути $1,5 \cdot 10^{-4}$ %. В рудной зоне ртуть в гравелитах прослеживается до глубины 7,5, содержание колеблется от $5 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-5}$ %. Ореол рассеяния Hg самый высокий.

Свинец в максимальных количествах определяется в хлоридно-натривых водах Осевого разлома. В других типах вод и вдали от Осевого разлома свинец содержится в резко пониженных количествах (рис. 63).

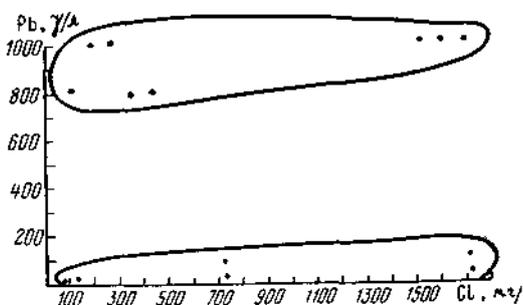


Рис. 63. Зависимость содержания свинца от хлор-иона

В отличие от мышьяка и сурьмы свинец в водах фиксируется по всей площади термоаномалии, в твердых продуктах реакций ограничивается в основном только осевой частью термоаномалии. Намечается тенденция большей обогащенности свинцом гидротермальных глин по сравнению с осадками из вод. Максимальные содержания свинца следующие: в хлоридно-натривой воде (Осевая часть Центрального

термального поля) 1 мг/л, в смешанной слабо минерализованной сульфатно-хлоридной и другого состава воде нише 1 мг/л, в конденсате пара на Западном термальном поле 0,0415 мг/л, в конденсатной сульфатной воде (Северное термальное поле) 0,025 мг/л, в гейзерите осевой части Центрального термального поля 0,0065%, в осадке аурипигмента 0,0055%, в осадке реальгара 0,008%, в кремнистом иле 0,011%, в гидротермальной глине 0,026%, в кремнистом осадке на дне Хлоридного озера 0,001%, в гидротермальной глине Четвертого озера Фумарольного Озера 0,026%, в гидротермально-измененных гравелитах рудной зоны до глубины 7,5 м в 1 образце из 36 проб) 0,001%.

Свинец мигрирует в щелочных и кислых средах в окислительной и слабо восстановительной обстановках. Растворимость хлоридных соединений свинца достаточно высокая и возрастает с увеличением температуры. В связи с этим ореол рассеяния свинца по водам Узона выше, чем по твердым продуктам реакций.

Цинк определен во всех типах вод, осадках из вод и гидротермально-измененных породах и минералах по всей термоаномалии. В водах максимальные концентрации его определены в кислых сульфатных конденсатных водах различной минерализации. Корреляции цинка с хлоридно-натриевыми водами и хлор-натриевой компонентой вод сложного состава не наблюдается (рис. 64).

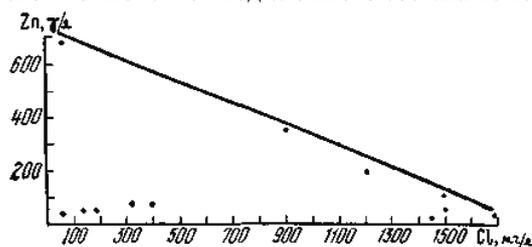


Рис. 64. Зависимость содержания цинка от хлор-иона

Для вод термоаномалии Узон характерны относительно высокие концентрации цинка: в хлоридно-натриевой воде осевой части Центрального термального поля 0,1 мг/л, в смешанной сульфатно-хлоридной воде пониженной минерализации 0,35 мг/л, в конденсате пара на Западном термальном поле 0,227 мг/л, в конденсатной сульфатной воде Северного термального поля 0,7 мг/л, в гейзерите Осевой части Центрального термального поля 0,012%, в сере с скородитом Центрального термального поля 0,021%, в реальгаровом горизонте Центрального термального поля 0,02%, в кремнисто-серном осадке из слабо минерализованной смешанной воды Сизого котла 0,028%, в кремнистом осадке из слабоминерализованной смешанной воды р. Миши 0,015%. в опалово-каолининовой глине Серных бугров 0,043%, в каолинит-лимони-товой глине Четвертого озера 0,028%, в каолините с пиритом Четвертого озера 0,024%, в гидротермальной глине Осевой части Центрального термального поля 0,01, в гидротермально-измененных гравелитах до глубины 7,5 м 0,011%, в пирите из гидротермальной глины Серных бугров 0,015%, в пирите из осадка Серных бугров 0,036%, в пирите из каолинита Четвертого озера 0,13%, в пирите около паровой струи Западного термального поля 0,026%, в выцветках сульфатов на глине Центрального термального поля 0,023%.

В твердых продуктах реакций максимальные концентрации цинка (0,5%) обнаружены в рудном горизонте осевой части Центрального термального поля.

Медь относится к наиболее распространенным металлам современного гидротермального процесса в кальдере Узон. Содержания меди следующие: в водах 0,1 мг/л (рис. 65), в конденсатах пара на Западном термальном поле 0,0464 мг/л, в рудном горизонте Осевой части Центрального термального поля 0,0012-0,021%, в гидротермально-измененных гравелитах в интервале 0-7,5 м 0,002-0,008%, в гидротермальных глинах и пиритах на Серных буграх 0,016-0,022%, в гидротермальных глинах и пиритах Четвертого озера 0,0031- 0,0092%. В смешанных разбавленных водах и осадках из вод котлов Сизого, Серого и осадков из них 0,0033-0,01, в пиритах Западного термального поля 0,0085%. Самая высокая концентрация меди определена в сере из гидротермально-измененных пород Узона на Западном термальном поле. Несмотря на малые концентрации меди в хлоридно-натриевых водах Узона, в рудном слое обнаружены борнит, халькозин и самородная медь (табл. 41).

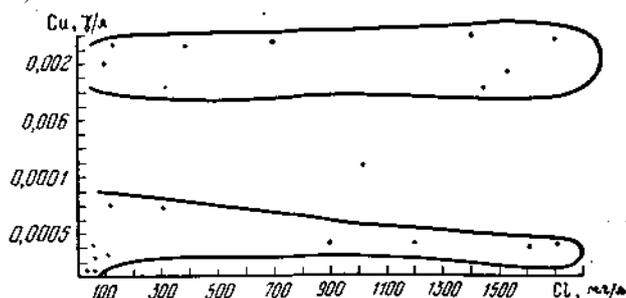


Рис. 65. Зависимость содержания меди от хлор-иона

Таблица 41

Место взятия пробы	Sb	Pb	Zn	Mo	Cu	Ba
Осевая часть Центрального термального поля. Гейзерит	0,099	0,0065	0,002	0,0047	0,0047	0,1
То же. Слой, обогащенный скородитом	—	0,0055	0,021	0,0034	0,005	0,018
» » аурипигментом	0,02	0,006	—	—	0,0082	0,015
» » реальгаром	0,035	0,008	0,02	0,0098	0,0035	0,025
» » реальгаром	0,018	—	0,015	0,0017	0,01	0,065
» » пиритный слой	—	—	—	0,00065	0,0055	0,015
Серные бугры. Гидротермальная глина	—	—	0,043	0,0003	0,016	0,27
» » Пирит из гидротермальной глины	—	—	0,015	0,0015	0,022	0,012
Серные бугры. Пирит из Р-1	0,01	—	0,036	0,0014	0,02	0,0037
Четвертое озеро. Оранжевая глина	0,075	0,026	0,02	—	0,0057	0,15
» » Пиритизированная глина	—	—	0,024	0,0099	0,003	0,05
» » Пиритизированная глина	—	—	0,025	—	0,004	0,06
» » Пирит из гидротермальной глины	0,05	—	0,13	0,0014	0,0092	0,02
» » Глина с окислами железа	—	—	0,028	—	0,0031	0,012
Центральное Фумарольное озеро	—	—	0,01	0,0017	0,0021	0,01
Гидротермическая глина	—	—	0,023	—	0,0038	0,013
То же. Выцвет сульфата на глине	—	—	0,028	0,003	0,0033	0,01
Сизый котел. Осадок	—	—	0,024	0,003	0,01	0,01
» » Ручей из Сизого котла. Осадок	—	—	0,025	0,003	0,006	0,015
» » Устье ручья. Осадок	—	—	—	—	0,0045	0,095
Серое озеро. Осадок на дне	—	—	0,01	0,0015	0,0048	0,075
Ручей Мипши. Осадок на дне	—	—	0,015	—	0,005	0,01
» » Кремневая плита	—	—	0,012	0,00068	0,0048	0,035
» » Осадок	—	—	0,026	—	0,0085	—
Западное Термальное поле. Пирит	—	—	—	—	—	—

Молибден в водах термоаномалии составляет 0,014 мг/л. В осадках из вод и гидротермально-измененных породах концентрации молибдена невысокие: в рудном горизонте осевой части Центрального термального поля 0,0017-0,0098%, в гидротермальных глинах Серных бугров 0,0003%, в пиритах из этих глин 0,0015%, в гидротермальных глинах Фумарольного озера 0,00099%, в пиритах из этих глин 0,0017%, в осадках из смешанных вод малой минерализации 0,0015-0,003%.

Максимальное содержание молибдена наблюдается в рудном горизонте и приурочено к реальгаровому слою. В гидротермальных глинах термоаномалии содержание молибдена близко к кларку, в пиритах из гидротермальных глин повышено на порядок. В коллоидных кремнисто-глинисто-серных осадках из слабо минерализованных вод смешанного состава содержание молибдена приближается к содержанию его в рудном горизонте.

Барий и стронций определяются в водах, осадках из вод и гидротермально-измененных породах и минералах, но содержание их и отношение Ba : Sr изменчивы.

Самое высокое содержание бария определено в гейзерите. Для гидротермально-измененных пород и минералов термоаномалии часто характерны высокие содержания или преобладание стронция над барием.

Золото определено в ртутно-сурьяно-мышьяковом горизонте. В кварцево-адуляровых метасоматах из 29 анализированных проб золото определено в 22.

Серебро в продуктах реакций раствор-порода определяется повсеместно, наблюдается обогащение серебром гидротермально-измененных гравелитов, области фильтрации перегретых хлоридно-натриевых вод Осевой части центрального термального поля и особенно ртутно-сурьяно-мышьяково-рудного горизонта. Обогащение серебром гидротермально-измененных гравелитов и рудного горизонта определяется привнесением его хлоридно-натриевыми водами. В фациях сернокислотного выщелачивания по периферии термоаномалии содержание серебра приближается к таковому в свежих исходных породах. Повышенное содержание серебра определено лишь в продуктах реакций осевой части термоаномалии и, вероятно, вызвано привнесением его хлоридно-натриевыми водами.

Бор - характерный компонент термальных вод кальдеры Узон. Содержание его непостоянно и определяется химическим типом вод. Максимальные содержания бора свойственны перегретым хлоридно-натриевым водам; в смешанных водах пониженной минерализации концентрация бора падает к периферии термоаномалии (рис. 66). Зависимость содержания бора от температуры воды, pH и минерализации не наблюдается.

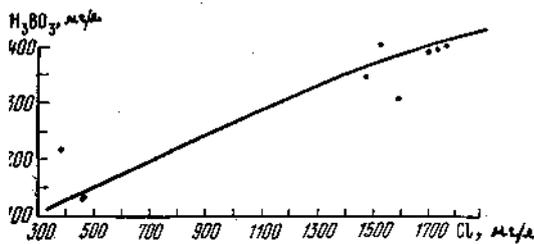


Рис. 66. Зависимость содержания бора от хлор-иона

При рассмотрении Осевой части Центрального термального поля как проекции на поверхности глубинной зоны разлома, выводящей металлоносные гидротермальные растворы, по концентрации металлов в водах, осадках из них, в гидротермально-измененных породах и минералах, можно судить об особенностях первичного гидрохимического и литохимического ореола рассеяния. Наибольший ореол рассеяния по водам, парам и породам имеет ртуть. Ореол рассеяния сурьмы по породам больший, чем по водам. Ореол рассеяния свинца, наоборот, по водам больший, чем по породам. Ореол рассеяния мышьяка по породам и водам близкий (табл. 42, 43).

Таблица 42

Содержание металлов в гидротермально-изменённых породах и осадках (в вес. %).
Данные спектрального анализа Института вулканологии ДВНЦ АН СССР

№ пробы	Место взятия пробы	As, n	Sb, n·10 ⁻²	Sh, n·10 ⁻²	Mn, n·10 ⁻²	Pb, n·10 ⁻²	Cd, n·10 ⁻²	Mo, n·10 ⁻²	U, n·10 ⁻²	Cu, n·10 ⁻²	Zn, n·10 ⁻²	Tl, n	Co, n·10 ⁻²	Ni, n·10 ⁻²	Zr, n·10 ⁻²	Cr, n·10 ⁻²	Sr, n·10 ⁻²	Ba, n·10 ⁻²
1	Центральное термальное поле. Рудный горн-зонт, кремнистый	0,15	5	—	1,5	Следы	10	4	10	6	30	0,3	1	—	0,2	5	Следы	3
1a	То же, со скорлупитом	0,05	—	3	0,7	—	2	—	0,6	0,7	—	0,2	—	—	—	—	—	—
2	» » с реальгаром	3	Следы	3	1,5	3	7	3	10	5	—	0,4	—	—	—	0,3	—	40
2a	» » с реальгаром	0,03	—	—	0,4	8	5	—	5	4	—	0,4	—	—	—	0,5	5	» »
3	» » пиритный	0,03	Следы	—	—	—	15	Следы	30	10	20	0,7	7	—	—	1	5	» »
4	» » с аурипигментом	3	—	—	0,3	—	—	—	—	4	—	0,05	—	—	—	0,3	—	6
5	» » с реальгаром	0	Следы	1	3	—	20	3	3	10	20	0,7	3	—	—	0,5	5	1
64-1	Выцвет сульфата белый	0,01	5,5	—	6	—	2	—	1,8	2	—	0,25	—	—	—	0,5	—	1,5
63-1	То же, желтый	—	5	—	—	—	9	—	10	1,5	30	0,8	—	—	—	0,6	—	—
58-1	» » в удалении от грифона	—	—	—	2,5	—	1	—	0,5	3	—	0,025	—	—	—	—	—	—
58	» » у выхода газа	—	—	—	4	—	2	—	1,5	3	—	0,02	—	—	—	—	—	—
63-1	» » в удалении от выхода газа	—	5	—	5	—	9	—	10	1,5	30	0,8	1	—	—	0,6	—	—
61-1	» » прокол; осадок кремнисто-серный	—	—	—	0,1	—	1	—	—	—	—	0,006	—	—	—	—	—	—
61-1a	Пиритизированная глина	0,03	5,5	—	4	—	9	—	15	6	—	0,9	1	1	—	2	—	2
61-2	Гидротермальная глина	0,03	—	—	10	—	6	—	12	6	—	—	1,5	1	—	0,8	—	1,5
61-3	» » с пиритом	0,03	—	—	10	—	5	—	10	4,5	—	0,7	1	—	—	0,8	—	1,5
64-2	Пиритный осадок	0,015	5	—	0,5	—	5	—	5	6	—	0,5	1,5	—	—	—	—	4,2
47-1	Сера и онал у выхода газа	—	—	—	0,05	—	1	—	1	1	—	0,4	—	—	—	5	—	3
65	Пиритизированная гидротермальная глина	—	—	—	4	—	1	0,5	—	4,5	50	0,01	—	—	—	—	—	10
213	Гейзерит с антимонитом	0,5	—	0,08	0,6	—	1	—	—	0,7	—	0,01	—	—	—	—	—	—
70-1	Гейзерит с реальгаром	0,05	—	—	0,6	—	4	—	2,5	10	—	0,1	3	—	—	0,5	—	3
70-1a	Гейзерит с пиритом	—	1	—	0,2	—	10	—	10	4	—	0,007	4,5	6	1	1	—	—
72-1	Поверхностный осадок с аурипигментом и реальгаром	0,2	1	2	2	—	2	1	10	3	—	0,4	2	1	—	—	3	3
72-2	Осадок с реальгаром и антимонитом	1,0	1	1	—	—	2	3	10	5	—	0,2	3	1	2	—	3	3
22-5	Хлоридное озеро. Кремнистый ил с серой	0,03	1	—	2	—	1	—	3	4	3	0,2	1	1	1	3	3	3
22	То же, диски серы	0,2	—	—	0,6	—	—	—	1	2	—	0,08	—	—	—	—	—	3
22a	» » серная пена	0,05	1	—	1	—	—	—	1	3	—	0,4	—	—	—	1	—	3
52	» » карбонатно-кремнистый цемент гравия	0,03	2	—	10	—	1	—	3	4	—	0,4	—	1	—	—	—	—
P-1	Серные бугры. Осадок из P-1, обогащенный сульфидами	0,3	—	—	1,5	—	2	2	3	10	—	0,25	2	2	—	0,8	—	60
» »	То же	0,4	—	—	1,5	—	2	10	3	10	—	0,03	2	1	—	—	—	1
» »	» »	—	5	—	2	—	2	—	3	2	—	0,08	1,5	1	—	1,5	—	10
» »	» »	1,0	—	—	1,5	—	2	—	1	4	30	0,3	7	—	0,6	—	—	30
» »	» »	1,0	Следы	4	0,1	—	—	30	3	1,5	—	0,02	—	—	—	—	1	70
» »	» »	1,0	—	—	—	—	4	3	3	10	50	0,3	—	1	0,5	1	—	15
84-4	» » Пирит	0,04	—	0,01	10	—	9	1	1	20	45	1	—	4	—	—	—	3
84-5	» » Сера	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005	—	—	—	—	—	—
85-1	» » Кремнистый осадок из воды	0,01	—	—	—	—	45	—	3	6	—	0,003	3	—	—	0,6	1,0	—
77-1	» » Гидротермальная глина	—	—	—	0,5	—	—	—	—	0,5	—	1	—	—	—	0,9	—	—
76-1	» » Гидротермальная глина вблизи воды	0,015	—	—	1	—	—	—	2	4	—	0,2	—	—	—	0,5	—	5
26	Бавное озеро. Кремневая плита	—	—	—	0,8	—	1	—	1	—	—	0,4	—	—	—	3	—	3
26-1	То же, глинистый осадок	—	1	—	1	—	4	—	8	20	0,3	1	—	—	4	—	—	3
102-1	Четвертое озеро Центрального Фумарольного озера. Гидротермальная глина	—	—	—	—	25	—	2	15	—	—	0,1	1	—	—	—	—	0,3
102-2	То же, H — 0,4 см	—	6	—	0,6	—	100	—	100	10	—	0,4	—	—	1	—	1	—
102-3	» » глина с пиритом	—	—	—	0,09	—	—	—	—	0,1	—	0,4	—	—	1	—	—	—
102-4	» » глина с пиритом и реальгаром	0,05	—	—	0,2	—	25	—	1,5	10	20	0,04	3	5	1	—	—	—
102-7	» » пирит из гидротермальной глины	0,5	—	—	10	—	4	1	4	8	30	0,3	7	—	6	—	—	30
102-8	» » сульфидированная гидротермальная глина	—	1	—	0,15	—	20	—	15	6	30	0,02	3	2	1	—	1	—
102-9	То же, с реальгаром	0,5	6	—	—	—	20	—	40	4	10	2	4	—	60	1,5	—	1
102-10	» » пиритная пленка на воде	—	—	—	0,3	—	1	—	0,3	0,1	100	0,4	—	2	1	—	—	—
103-1	Центральное Фумарольное озеро. Песок со дна	—	—	—	15	—	9	—	15	25	30	0,3	1,5	1	—	—	2	1
103-5	То же, сульфиды отмытые из песка	—	—	—	0,3	—	—	25	—	5	—	0,3	—	4	—	—	—	1
103-6	Промежуточная зона. Гидротермальная глина	—	20	—	—	—	8	—	30	10	30	1	2	1	500	1	—	1,5
103-8	То же, гидротермальная глина	—	1	—	4	—	—	—	5	6	—	0,2	1	1	1	3	3	3
104	» » осадок на дне грязевого котла	—	1	—	1	—	1	—	4	5	10	0,2	—	—	3	—	—	3
103-3	» » грязь из котла	0,03	—	—	4	—	2	1	10	8	20	0,1	2	1	1	1	3	4
63	Осадок из воды	0,01	10	—	0,01	—	25	—	10	6	—	0,035	0,8	1	4	1	1	—
104-0	» »	—	10	—	0,05	—	10	—	15	4	—	0,03	1	—	40	1	1	—
74-2	» »	—	—	—	—	—	—	—	0,3	2	—	0,2	—	—	20	—	—	0,5
67	» »	—	—	—	—	—	5	—	1,5	0,5	—	1	—	—	600	1	1	—
45-2	Гидротермальная глина (1,5 м)	—	—	—	0,2	—	7	—	10	10	—	0,03	1,5	1	0,02	—	1	—
33-1	Берег озера Восмерки, гидротермальная глина	0,03	—	—	0,5	Следы	Следы	—	2	0,9	—	0,01	—	—	Следы	15	—	35
33-2	То же. Красная глина (15 см)	—	—	—	—	13	13	—	2,5	0,2	0,01	0,1	—	—	0,015	1	1,9	6
1/68	Связный котел, осадок со дна	0,05	—	—	4	—	10	—	5	10	0,03	0,4	—	—	0,015	—	1	—
2/68	То же. Осадок из ручья	0,04	—	—	2,5	—	10	—	7	10	0,03	0,4	—	—	0,01	—	1	—
3/68	» » Осадок по ходу ручья	0,03	5	—	2,5	—	10	—	0,8	0,8	0,03	0,007	—	—	0,01	—	2	—
45	Озеро Ольховое, песок со дна	0,01	1	—	3	—	5	—	15	4	—	0,01	0,05	0,8	1	0,02	—	3,5
43	То же. Мощность 0,4 м	—	5	—	—	—	9	—	15	10	0,01	0,03	—	—	0,008	—	2	3,5
48-1	Осадок со дна оз. Ольхового	0,18	—	—	2,6	Следы	Следы	0,6	—	1,4	—	0,12	—	Следы	0,006	—	—	1
50-4	То же	—	—	—	20	—	8	—	7	4	—	0,015	0,7	—	0,009	—	—	2
51-1	Берег оз. Ольхового, Песок (0,2 м)	—	5	—	7	—	9	—	0,010	15	0,015	1	1	3	7	—	2	5
64-2	Черный ил со дна озера	0,01	5	—	5	—	5	—	5	6	—	0,5	1,5	—	15	—	4,2	
52/69	Ручей Миши (исток)	—	—	—	1,0	—												

56	» »	—	—	—	5	—	9	—	2,5	8	—	0,7	1	—	0,7	1	2,5	—
59	» » устье	—	—	2	—	—	4	—	10	4	—	0,04	—	—	20	3,5	8	—
57-3	Гидротермальная глина (1,6 м)	—	—	—	—	2,6	Следы	1	—	3	—	1,2	—	—	—	1,2	1	2,5
81/81	Сульфидная порода	—	—	—	—	1	—	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	1	—
49	Тростниковое поле. Сульфиды на обломках	0,06	—	—	1	—	—	—	—	—	4	10	0,2	—	—	—	—	3
49-1	То же. Сульфиды из гидротермальной глины	0,05	—	—	3	—	—	—	—	—	8	10	0,4	—	—	—	—	3
53-5	Центральное поле. Кварцево-адуляровая порода	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	3	—	—	—	5	3	4
48-1	Южное поле. Гидротермально-измененная порода	—	—	—	1	1	—	—	—	8	2	20	0,3	—	—	3	—	3
22	Северное термальное поле. Основное озерко, осадок	0,03	—	4	—	0,8	—	—	—	10	—	4	—	—	0,05	0,4	—	—
23	Ручей ягодный, осадок по ходу ручья	—	—	3	—	0,6	—	—	—	4	—	5	—	—	0,01	0,8	—	—
25	То же	—	—	—	—	0,2	—	—	—	4,5	—	2	—	—	—	—	1	—
28	» »	—	—	—	—	0,9	Следы	3	—	—	—	0,2	1,5	—	—	0,007	—	—
90-1	Западное термальное поле. Пирит из гидротермальной глины	—	—	6	—	15	—	—	—	5	—	12	10	0,04	1	3	1	0,5
96	То же. Аргиллизированная порода	—	—	5	—	15	—	—	—	4	—	7	4	—	1	2	4	0,5
92-3	» » Осадок в грязевом котле	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	2	—	—	0,3	1	1	2
91-2	» » Опаловый песок Н=1,8 м	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	30	3	—	—	—	1	30
241	» » Пирит около газовой струи	—	—	—	—	0,5	—	—	—	3	—	0,3	0,3	—	—	—	—	0,09
242	» » Гипс	—	—	—	—	0,06	—	—	—	1	—	0,3	4	—	—	—	—	—
73	» » Измененный базальт	—	—	—	—	0,1	—	—	—	1	—	8	10	0,08	1	1	—	—
73a	То же	—	—	—	10	0,1	—	—	—	1	—	10	20	0,2	1	1	—	—

Таблица 43

Содержание металлов в гидротермально-изменённых породах в участках нефтепроявлений (в вес. %).

Данные атомно-адсорбционного анализа ВНИИГРИ

Место взятия пробы	Характер породы	As, %		Sr, 10 ⁻²		Ba, 10 ⁻²		Cr, 10 ⁻²		Ni, 10 ⁻²		Y, 10 ⁻²		Co, 10 ⁻²		Mn, %	Ti, %	Cu, 10 ⁻²		Zn, 10 ⁻²		V, 10 ⁻²		Pb, 10 ⁻²		Sn, 10 ⁻²		Mo, 10 ⁻²		Ca, 10 ⁻²		B, 10 ⁻²		Zn, 10 ⁻²	
		н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н			н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н
	Гидротермальная глина	0,25	3,2	3	—	1,7	—	—	—	—	—	25	1	0,7	0,66	6	1,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	4	1	7		
		0,31	4	1,7	—	—	—	—	—	—	—	4	1	0,4	0,4	1,7	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1	—	—		
		0,24	0,6	1,2	Следы	—	—	—	—	—	—	1,0	15	1,3	0,3	0,46	3,4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1,2	—	—			
	Аргиллизированный гравелит	—	2,8	1,9	—	—	—	—	—	—	—	49	1,5	1,2	0,58	2,5	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	3	—	—			
		0,42	2,5	1	—	—	—	—	—	—	—	12	1,5	0,3	0,5	1,6	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	0,3	2,8	—	—			
Центральное термальное поле (поверхность)	Гейзерит	0,6	1	8	—	Следы	—	—	—	—	—	3	1	1,7	0,25	1,5	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	70	—	—				
		0,44	2,5	2,0	—	—	—	—	—	—	—	11	1	1	0,40	2,4	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	0,4	6,3	—	—			
	Гравелит с сульфидами	0,62	0,6	1	—	—	—	—	—	—	—	1,0	3	1,5	4,8	0,09	1,1	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—			
		0,63	4	2,2	—	—	—	—	—	—	—	1,0	12	1,9	9	0,55	1	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	0,8	2,2	—	—			
		0,63	3,2	1,9	—	—	—	—	—	—	—	1,0	16	1,8	5	0,7	1,7	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,16	0,5	2,5	—	—			
		0,61	4,2	2	—	—	—	—	—	—	—	1,0	12	1,6	7,8	0,58	1,7	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	0,6	1,7	—	—			
		0,60	4,2	2,8	1	—	—	—	—	—	—	1,0	13	1,7	7	0,52	2,1	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,8	0,8	2,1	—	—			
		0,42	3,2	1,9	—	—	—	—	—	—	—	1,0	10	1,5	8	0,5	1	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5	0,6	2,2	—	—			
		0,61	4,2	2	—	—	—	—	—	—	—	1,0	15	2,1	8	0,5	0,9	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	0,8	4,6	—	—			
		0,62	4,4	2,2	1	—	—	—	—	—	—	1,0	10	1,2	9,0	0,58	1,5	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	0,7	2,7	—	—			
0,38	4,4	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	13	1,5	10	0,5	1,2	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	0,5	3	—	—				
Центральное термальное поле (в глубине)	Гравелит, скв. № 8, 2,7 м	0,28	0,8	1	—	—	—	—	—	—	1,8	15	1,9	5	0,46	9	1	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1,2	11	—	—			
		—	0,6	1,2	1	—	—	—	—	—	—	1,5	10	2	7	0,58	6,3	0,7	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	1,6	11	—	—		
	Скв. № 9, 3,4 м	0,19	1	0,9	1	—	—	—	—	—	—	14	1	6	0,58	1,6	2	18	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	1,1	—	—	—		
		1,0 м	0,36	3,2	1,1	—	—	—	—	—	—	1,0	15	1,5	7	0,52	1,7	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	2,1	—	—	—		
		1,8 м	0,33	2,9	3,4	1	—	—	—	—	—	1,1	14	1,6	9	0,58	2	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	1,2	—	—	—		
		1,2 м	0,46	5	2,5	1	—	—	—	—	—	1,0	13	1,6	7	0,42	1,7	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,8	—	—	—		
		2,6 м	0,38	2,1	2	—	—	—	—	—	—	1,0	18	1	6	0,46	27	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	0,8	—	—	—		
Нефтепроявления (Ната-2)	Гравелиты с нефтью и сульфидами	—	2,2	1,3	Следы	—	—	—	—	—	—	11	1,6	7	0,5	2,8	0,9	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	1,6	—	—	—			
		—	2,2	1	»	—	—	—	—	—	—	14	1,3	6	0,5	1,6	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	1,7	—	—	—			
	—	2,5	1,6	1	—	—	—	—	—	—	1	14	1,8	9	0,6	3	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	8	—	—	—			
	—	1,6	1	—	—	—	—	—	—	—	—	4,1	22	4,9	5	0,52	2,9	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	3	—	—	—			
	—	2,6	1,5	1	—	—	—	—	—	—	—	18	2	8	0,46	1,7	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	3	—	—	—			
	—	2,2	1,4	Следы	—	—	—	—	—	—	—	1,2	12	6	7	0,52	0,2	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	3,8	—	—	—			
	Гидротермальная глина с нефтью	0,28	1,4	1	—	—	—	—	—	—	—	20	1,4	6	0,46	0,9	1	188	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	1,7	13	—	—			
		0,39	0,7	1	—	—	—	—	—	—	—	3	1	5	0,1	1,4	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	4	—	—	—			
		0,31	3	2,5	0,13	—	—	—	—	—	—	1	23	1,6	4,2	0,58	3	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6	70	—	—	—			
Хлоридное озеро	Карбонатизированный гравелит	—	0,7	2,8	Следы	—	—	—	—	—	—	6	1	8	0,42	1,6	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	7	—	—	—			
		0,29	—	1,8	—	—	—	—	—	—	—	3	1	7	0,60	2,1	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1,6	—	—	—			
Думаральное озеро	Сульфиды железа	0,28	0,7	1,0	—	—	—	—	—	—	—	3	1	4	0,1	0,9	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,4	13	—	—			
		0,39	0,6	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	5	0,08	1,4	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	4,4	17	—	—			

III. ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГИДРОТЕРМАХ УЗОНА

Редкие щелочи (литий, рубидий и цезий), а также натрий и калий определялись в пробах воды методом фотометрии пламени. Перед фотометрированием проводилось обогащение упариванием с последующим растворением осадка в 0,05-нормальной соляной кислоте. При определении редких щелочей количества натрия и калия в анализируемых образцах доводились до одинакового эталонного уровня (3300 мг/л натрия и 300 мг/л калия). Ошибка метода составляет 2-3%; чувствительность зависит от обогащения, поэтому в таблице указан в необходимых случаях нижний определяемый предел (табл. 44).

Максимальные содержания редких щелочных элементов приходятся на наиболее горячие воды хлоридно-натриевого состава, разгружающиеся в центральных участках гидротермальной аномалии. К периферии со сменой состава вод содержания редких щелочных элементов в них падают. Физико-химическая дифференциация коренного гидротермального потока в зоне разгрузки определяет геохимическое поведение редких щелочных элементов в горячих водах близ земной поверхности. Предварительные исследования показали, что в пар высокотемпературных гидротерм при атмосферном давлении переходит лишь незначительное количество редких щелочных элементов (приблизительно 1/100 часть). Поэтому все количество лития, рубидия и цезия, выносимое с коренным потоком, остается в растворе и мигрирует с жидким дифференциатом парогидротерм. Такой элемент, как хлор, в приповерхно-

стных условиях также связан с жидкой частью дифференциата, поэтому пути хлора и щелочей в момент разделения первичного гидротермального потока совпадают. Чем выше доля хлора в составе вод, тем больше в ней лития, рубидия и цезия (рис. 67).

Таблица 44

Содержание щелочных элементов в источниках кальдеры Узон

№	Место взятия пробы	Na		K		Li		Rb		Cs		Li : Rb : Cs Li=100	Ca/Rb	Cl/Na	Cl/K	Cl/Li	Cl/Rb	Cl/Cs	Na/K	Na/Li	Na/Rb	Na/Cs	K/Li	K/Rb	K/Cs
		мг/л	мг/л	мг/л	% минер.	мг/л	% минер.	мг/л	% минер.																
2	Источник Центральный, II участок Восточного поля	1015	62	6.11	0.17	0.51	0.045	0.43	0.012	100 : 8,3 : 7.0	0.84	1.06	17,4	177	2118	2 511	6,4	166	1 990	2 360	10,4	122	144		
12	Источник Главный грифон, участок оз. Фумарольного	890	130	5.83	0.22	0.59	0.023	0.47	0.017	100 : 10,1 : 8,0	0.80	1,68	14,5	256	2529	3 174	6,8	153	1 508	1 894	22,3	220	277		
36	Озеро Малое, участок Южный озерного поля	635	59	2.27	0.08	0.18	0.006	0,068	0,002	100 : 7,9 : 2,8	0,35	1,63	17,5	456	5750	16 429	10,8	280	3 528	10 079	26,0	328	937		
15	Источник Гейзерный, участок Южный озерного поля	555	58	1.88	0.09	0.13	0.006	0,06	0,0029	100 : 6,9 : 3,2	0,46	1,59	15,3	472	6823	14 783	9,6	295	4 269	9 250	30,9	446	967		
40	Озеро Забытое, участок Теплых болот	455	38	2.04	0.10	0.20	0.010	0,21	0,010	100 : 9,8 : 10,3	1,05	1,70	20,3	379	3865	3 681	12,0	223	2 275	2 167	18,6	190	181		
39	Озеро Фумарольное, юго-восточная часть Восточного поля	328	43	1.94	0.11	0.20	0.012	0,16	0,009	100 : 10,3 : 8,2	0,86	1,99	15,2	337	3265	4 081	7,6	169	1 640	2 050	22,2	215	269		
14	Озеро Серное, I участок Восточного поля	323	30	1.47	0.07	0.082	0.004	0,12	0,006	100 : 5,5 : 8,2	1,46	1,63	17,5	357	6402	4 375	10,8	220	3 938	2 692	20,4	366	250		
1	Источник Бурлящий III участок Восточного поля	225	24	0.62	0.06	0.048	0.004	0,024	0,002	100 : 7,7 : 3,9	0,50	1,03	9,6	374	4833	9 666	9,4	363	4 687	9 375	38,7	500	1000		
36	Источник Третий, участок горы Белой	280	43	0.45	0.03	0.067	0.004	0,034	0,002	100 : 14,8 : 7,6	0,51	1,11	7,2	693	4657	9 176	6,5	622	4 179	8 235	95,5	642	1265		
32	Источник Пиритовый, участок Теплых болот	110	20	0.32	0.04	0.075	0.011	0,064	0,009	100 : 23,4 : 20,0	0,85	1,55	8,5	531	2267	2 657	5,5	344	1 466	1 719	62,5	267	313		
17	Озеро Спальный котел, пл. Цепочка	85	14	0.038	0.005	0.023	0.003	0,004	0,0006	100 : 60,5 : 10,5	0,17	1,14	6,9	2553	4247	24 250	6,1	2237	3 696	21 250	368,4	609	3500		
10	Источник Узонский Паран	118	11	0.09	0.007	0.006	0.0005	<0.0038	—	100 : 6,6	—	0,28	3,0	367	5500	—	10,7	1311	19 666	—	122,2	1833	—		
38	Источник Последний	64	14	0.44	0.06	0.026	0.004	<0.0038	—	100 : 5,9	—	0,47	2,14	68	1154	—	4,6	445	2 462	—	31,8	538	—		
35	Источник Малыш	85	16	0.042	0.006	0.023	0.003	<0.004	—	100 : 5,5	—	1,16	6,2	2357	4304	—	5,3	2023	3 696	—	381,0	696	—		
36	Ручей Машни (устье)	40	8	0.027	0.009	0.014	0.005	<0.0038	—	100 : 3,2	—	0,70	3,5	1037	2000	—	5,0	1481	2 857	—	296,2	571	—		
13	Озерко, участок озера Фумарольного	20	6	0.037	0.005	0.027	0.003	<0.004	—	100 : 7,2	—	—	—	—	—	—	3,3	541	741	—	162,2	222	—		
39	Источник Беседный	3.5	1.5	<0.008	—	<0.004	—	<0.004	—	—	—	—	—	—	—	—	2,3	—	—	—	—	—	—	—	
36	Озеро Кислое, Западное поле	8	6,7	0.024	0.0008	<0.004	—	<0.004	—	—	—	0,175	—	—	—	—	1,2	333	—	—	—	279	—	—	
17	Источник Черный, котел Западного поля	4	3	<0.008	—	<0.004	—	<0.004	—	—	—	0,35	—	58,3	—	—	—	1,3	—	—	—	—	—	—	

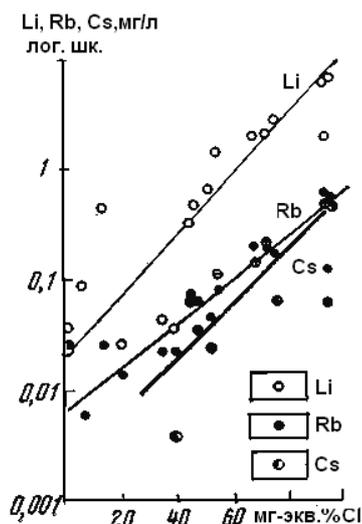


Рис. 67. Зависимость содержаний редких щелочных элементов от хлора

Хлор практически не участвует во вторичном гидротермальном минералообразовании (Набоко, 1963). Он не переходит в поглощенный комплекс пород, т. е. в гидротермальном процессе является сквозным элементом. Хлор в микроколичествах выщелачивается водами из силикатных пород. Если происходит разбавление горячих хлоридно-натриевых вод низкоминерализованными метеорными водами, несущими ничтожные количества хлора, то постоянство отношения хлор/элемент показывает, что исследуемый элемент является сквозным в данном процессе и дополнительно в раствор не поступает. Если отношение падает, существует дополнительный источник исследуемого элемента в раствор, если растет, исследуемый элемент покидает раствор. Коэффициенты Cl/Li; Cl/Rb, Cl/Cs с падением хлоридности вод изменяются закономерно колеблются нешироко (для 75-85% проб в 3-4 раза). Подобным образом вынос и привнос редких щелочей не устанавливается - литий, рубидий и цезий ш гидротермальной аномалии Узон следует считать элементами сквозными. Правда, в глинистых осадках фиксируется иногда незначительно повышенное содержание лития. Учитывая большое количество гидротермально раствора, контактирующего с осадками за время жизни гидротермальной системы, понятна ничтожность извлечения лития из раствора глинами и незначительность влияния этого процесса на содержание лития в водах.

Отношение Cl/Na и Cl/K (рис. 68) падает с уменьшением хлоридности вод, что свидетельствует о дополнительном выносе натрия и калия из пород в воды периферийным участкам месторождения.

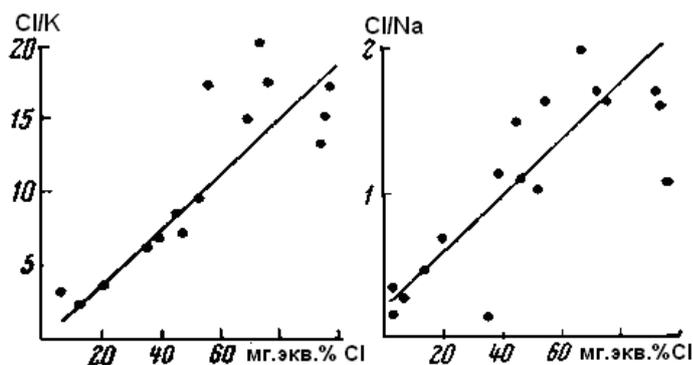


Рис. 68. График изменения отношений Cl/K и Cl/Na от содержания хлора

Значение pH не является определяющим фактором содержания редких щелочей. Если максимальные количества редких щелочей связаны с горячими хлоридно-натриевыми водами, имеющими значение pH 7-8, то максимальные количества натрия и калия регистрируются как в слабощелочных, так и в агрессивных сильноокислых водах, активно разрушающих породы. Превалирующие количества редких щелочей выносятся из глубины, для натрия же и калия существует такой дополнительный источник их, как выщелачивание в зоне разгрузки. Выщелачивание редких щелочных элементов из пород на поверхности также, несомненно, происходит, однако количества выщелоченных редких щелочей несоизмеримо меньше количеств, выносимых глубинными водами. Исследования растворов грязевых котлов, где почти все редкие щелочи выщелочены из пород и при этом создаются оптимальные условия накопления редких щелочей в кислом растворе, показывают, что раствор содержит не более первых сотых и нескольких тысячных долей миллиграммов на литр лития и рубидия и еще меньше цезия. Отсюда возможная за счет выщелачивания максимальная добавка редких щелочных элементов в раствор в зоне растекания месторождения составит по литию не более 1/100 части его содержания в коренном потоке, по цезию значительно меньше 1/100 части и по рубидию около 1/10.

Среди парогидротерм Узона источники с высокой температурой не всегда несут высокие количества редких щелочных элементов (рис. 69), а только в случае, если вода источника является производным жидкого дифференциата, и что указывает высокое содержание хлора. Например, источник Главного грифона (70°) оз. Фумарольного содержит 0,47 мг/л цезия, а источник Черный 70° в котле Западного поля, почти не содержащий хлора, - менее 0,004 мг/л деция.

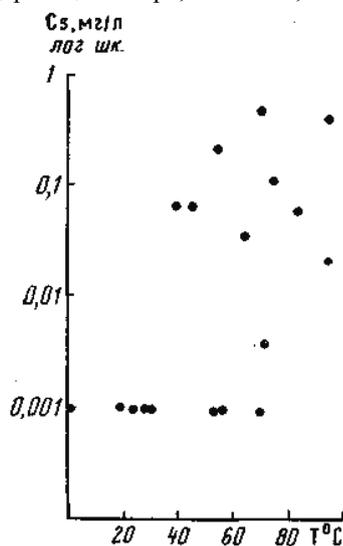


Рис. 69. Зависимость содержания цезия от температуры

Не устанавливается зависимость содержаний редких щелочей от минерализации (рис. 70) для вод с низким содержанием Li, Rb, Cs, что указывает на не всегда одинаковое происхождение минеральной нагрузки и редких щелочных элементов. Часть хлоридов натрия и калия и почти все редкие щелочи выносятся из глубины водами коренного потока. Кроме того, в зоне разгрузки в гидротермальный раствор дополнительно поступают в результате газовых реакций анионы (SO_4^{2-} , HCO_3^- и др.) и следом за ними катионы (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и др.) за счет выщелачивания пород. Редкие щелочи выщелачиваются в очень ограниченных количествах. Высокая минеральная нагрузка при низком уровне редких щелочей обычна для озер и котлов с низким значением pH и преимущественно сульфатами в анионах. Например, в озере Кислом или источнике Черном на Западном термальном поле (см. табл. 44)

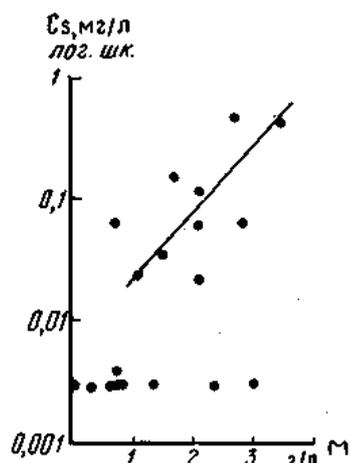


Рис. 70. Зависимость содержания цезия от минерализации

В условиях Узонского термального поля все редкие щелочные элементы очень подвижны. Они мигрируют в растворе, сбрасываются с горячей водов в гидросеть, и только в очень небольших количествах адсорбируются на месте глинистыми осадками. Была сделана попытка определить подвижность редких щелочных элементов относительно друг друга. Растекание термальных вод сопровождается одновременным падением концентраций в них редких щелочей. Если при этом отношение пары элементов не меняется - их подвижности одинаковы; если меняется - подвижности различны и можно определить, какой элемент подвижней. Была составлена серия графиков в координатах $A/B - C_A$, где A/B отношение концентраций двух элементов, а C_A - концентрация одного из них. Графики позволили составить серию парных неравенств подвижностей и вывести ряд сравнительной подвижности, где удовлетворяются все парные неравенства (табл. 45).

Таблица 45

Сравнительная подвижность щелочных металлов

Характер изменения отношения пары элементов с их рассеянием	Сравнительная подвижность пары элементов	Характер изменения отношения пары элементов с их рассеянием	Сравнительная подвижность пары элементов
Коэффициент Rb/Li растет с рассеянием Rb	$Rb > Li$	Коэффициент Na/Rb слабо растет (почти не меняется) с рассеянием Rb	$Na \geq Rb$
Коэффициент Cs/Rb падает с рассеянием Cs	$Rb > Cs$	Коэффициент K/Rb растет с рассеянием Rb	$K > Rb$
Коэффициент Cs/Li падает с рассеянием Cs	$Li > Cs$	Коэффициент Na/Cs растет с рассеянием Cs	$Na > Cs$
Коэффициент Na/Li растет с рассеянием Li	$Na > Li$	Коэффициент K/Cs растет с рассеянием Cs	$K > Cs$
Коэффициент K/Li растет с рассеянием Li	$K > Li$	Коэффициент Na/K падает с рассеянием K	$K > Na$

Ряд сравнительной подвижности щелочных элементов в гидротермах Узона следующий: $K > Na > Rb > Li > Cs$. Этот ряд следует рассматривать как усредненный для вод Узона в зоне растекания, так как физико-химические условия на термальном поле достаточно изменчивые.

Основной особенностью геохимии редких щелочей в горячих водах Узона является четкая приуроченность их высоких количеств к коренному глубинному потоку и сквозной характер в зоне растекания.

Исследования на других гидротермальных месторождениях показали, что эти особенности являются общими отличительными чертами геохимии редких щелочей термальных вод в зонах разгрузки (Арсанова, 1971).

Для редких щелочных элементов глубинного коренного потока Узонского месторождения и других гидротерм мира такого же физико-химического облика локализация характерно своеобразное соотношение лития, рубидия и цезия $Li > Rb = Cs$. Для Узонских хлоридно-натровых вод в среднем $Li : Rb : Cs = 100 : 9 : 8$. Подобное соотношение не встречается в природных водах выщелачивания и не возникает в растворе при гидротермальном выщелачивании юрод с фоновым содержанием редких щелочей (Арсанова, 1971). Высокое удержание редких щелочей и особенно цезия при расчете на минеральную часть (см. табл. 44) также указывает на невыщелоченный генезис редких щелочей коренного глубинного гидротермального потока. Можно говорить об эндогенном происхождении редких щелочей в горячих хлоридно-натриевых водах /зона, однако фактический материал по конкретному месторождению не дает возможности различить ювенильный (флюиды мантии) и коровый (флюиды очагов, возникающих при расплавлении участков коры) их генезис.

IV. СОДЕРЖАНИЕ РАДОНА В СПОНТАННЫХ ГАЗАХ УЗОНСКИХ ТЕРМ

В 1969 г. была проведена серия измерений концентрации радона в спонтанных газах источников термоаномалии. Одновременно определялся химический состав газов. Поскольку отбор проб газов из интенсивно кипящих источников фактически невозможен без примеси воздуха, то в измеренные величины были введены поправки на разбавление воздухом. Для этого из состава проб исключили весь кислород и количество азота, пропорциональное атмосферному отношению $N_2 : O_2 = 3,73$ (табл. 46).

Таблица 46

Концентрация радона, химический состав (в объёмных %) спонтанного газа и гидротерм кальдеры Узон.

Аналитик Т.Г.Алексеева

Номер пробочника	Ионный состав	pH	T °C	Ra · 10 ⁻¹¹ , кюри/л	Исправлено за разбавление воздухом						Исправлено за разбавление воздухом				
					Химический состав газа						Химический состав газа				
					CO ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	H ₂	H ₂ S	CO ₂	N ₂	CH ₄	H ₂	H ₂ S
Восточное поле															
I участок															
114	—	—	—	45	93,61	0,15	5,65	—	0,59	—	—	—	—	—	
9	M _{0,25} $\frac{SO_4 34 HCO_3 8}{Na 37 Ca 30 Mg 20}$	6,50	36	40	93,60	0,32	5,76	—	—	0,29	—	—	—	—	
71	M _{1,9} $\frac{SO_4 55 Cl 43}{Me 85 Mg 15}$	5,35	66	85	91,50	—	4,61	1,58	2,30	—	—	—	—	—	
115	—	—	—	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
107	—	—	—	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
113	—	—	—	30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
8	M _{0,4} $\frac{SO_4 50 Cl 50}{Me 77 Ca 16}$	4,00	—	95	61,74	6,86	31,61	—	0,39	—	120	90,86	8,50	0,58	
14	M _{0,6} $\frac{Cl 58 HCO_3 27 SO_4 15}{Me 75 Ca 14 Mg 6}$	6,00	66	60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
105	—	—	—	45	94,01	0,32	4,24	1,08	0,29	0,06	—	—	—	—	
70	M _{1,9} $\frac{Cl 69 SO_4 27}{(Na + K) 90}$	6,05	—	50	92,25	0,50	4,65	1,90	—	—	—	—	—	—	
II участок															
74	M _{1,6} $\frac{Cl 68 SO_4 29}{(Na + K) 90}$	5,60	55	80	71,60	2,42	25,95	—	—	0,03	90	80,92	19,04	—	
5	—	—	—	200	63,65	5,40	27,68	2,31	0,96	—	270	85,66	9,95	3,11	
120	—	—	—	120	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
121	—	—	—	535	72,87	1,25	7,57	14,86	3,45	—	560	76,66	4,07	15,63	
2	M _{9,8} $\frac{Cl 93}{(Na + K) 94}$	5,80	86	185	26,86	12,08	60,35	—	0,69	0,03	440	63,20	35,13	—	
81	M _{0,8} $\frac{SO_4 53 Cl 40 HCO_3 7}{(Na + K) 85 Ca 8}$	6,50	65	65	81,83	2,31	12,80	2,22	0,79	0,06	70	92,03	3,81	2,50	
108	—	—	—	74	40	89,72	0,19	6,49	1,22	1,58	—	—	—	—	
108	—	—	—	76	30	84,24	2,81	11,94	0,54	—	35	97,23	1,60	0,97	
116	—	—	—	70	84,78	1,29	8,21	4,77	0,95	—	75	90,33	3,58	5,08	
III участок															
1	M _{1,1} $\frac{Cl 55 SO_4 34 HSO_3 11}{(Na + K) 83}$	7,10	91	140	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
21	M _{1,8} $\frac{Cl 83 SO_4 46}{(Na + K) 88 Mg 6}$	5,00	—	140	87,59	0,35	5,72	4,09	2,25	—	—	—	—	—	
23	M _{0,6} $\frac{Cl 46 SO_4 46}{(Na + K) 74 Ca 12}$	6,50	94	350	35,66	12,46	51,88	—	—	0,21	960	87,68	12,36	—	
122	—	—	—	260	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
124	—	—	—	380	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
127	—	—	—	410	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
128	—	—	—	165	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
129	—	—	—	240	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
123	—	—	—	185	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
80	M _{0,7} $\frac{SO_4 52 Cl 34 HCO_3 14}{(Na + K) 84 Ca 8}$	6,25	71	585	78,78	—	10,61	6,67	3,88	0,04	—	—	—	—	
131	—	—	—	315	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
132	—	—	—	530	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
112	—	—	—	1000	24,26	2,37	67,06	2,17	4,14	—	1130	27,46	65,54	2,44	
126	—	—	—	285	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
34	M _{0,5} $\frac{HCO_3 69 Cl 23}{(Na + K) 58 Ca 22 Mg 17}$	7,00	77	10	95,96	1,83	1,28	—	—	0,93	10	99,04	—	—	
110	—	—	—	350	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
79	—	—	—	670	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
111	—	—	—	580	42,68	11,00	45,75	0,09	0,48	0,21	1220	89,60	9,20	0,19	
Участок озера Фумарольного															
125	—	—	—	575	91,35	0,12	8,34	0,19	—	—	—	—	—	—	
48	M _{1,7} $\frac{Cl 92 SO_4 6}{(Na + K) 90}$	3,00	77	575	71,85	4,71	22,29	0,67	0,48	—	740	92,61	5,90	0,86	
32a	—	—	—	70	140	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
32	M _{2,6} $\frac{Cl 95}{(Na + K) 95}$	5,00	70	80	2,10	6,11	94,31	—	0,47	—	110	2,96	96,21	—	
118	—	—	—	40	89,74	0,04	9,67	0,39	0,15	0,33	—	—	—	—	

Номер источника	Ионный состав	pH	T, °C	Rn-10-18 кюри/л	Измерено						Исправлено за разбавление воздухом					
					Химический состав газа						Химический состав газа					
					CO ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	H ₂	H ₂ S	Rn-10-18 кюри/л	CO ₂	N ₂	CH ₄	H ₂	H ₂ S
149	—			160	70,48	3,27	22,90	2,42	1,15	—	190	82,49	13,67	2,50	1,38	—
117	—		81	125												
45	M _{0,8} $\frac{HCO_3 62 SO_4 38}{(Na+K) 52 Ca 31 Mg 12}$	5,20	59	360	81,12	—	10,41	6,48	2,29	—	—	—	—	—	—	—
46	M _{1,3} $\frac{SO_4 82 Cl 20}{(Na+K) 71 Mg 10}$	3,00	94	250	79,53	2,19	15,52	1,62	1,14	1,28	280	88,78	8,14	1,80	1,27	1,42
Участок Северный																
63	M _{0,6} $\frac{SO_4 65 Ca 21}{(Na+K) 81 Ca 9}$	4,20	54	110	90,05	0,29	—	8,63	0,78	0,25	—	—	—	—	—	—
Участок Оранжевый																
109	—		61	150	85,38	0,41	—	4,78	2,49	0,13	—	—	—	—	—	—
Площадка Восьмерка																
37	M _{0,7} $\frac{Cl 39 SO_4 37 HCO_3 24}{Na 55 Ca 24 NH_4 8}$	6,65	51	345	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Участок Южный																
49	M _{1,1} $\frac{HCO_3 56 Cl 33 SO_4 11}{(Na+K) 68 Ca 22 Mg 8}$	6,50	—	10	69,87	6,02	21,38	1,33	1,38	0,03	10	96,24	—	1,70	1,90	0,05
Участок Береговой																
133	—			575	89,50	0,29	5,15	3,06	1,99	—	—	—	—	—	—	—

На карте изоконцентраций четко выделяются три изолированные аномалии, неположенные на I, II и III участках. На термометрической карте видно, что на этих участках изотермы 50°, 70° и 90° также ограничивают замкнутые, разделенные между собой площади. Контуры температурных и радоновых аномалий в общих чертах совпадают, что, вероятно, свидетельствует об общности причин их образования. Изолированность аномалий, а также конфигурация изолиний концентраций радона и изотерм дают основание полагать, что аномалии фиксируют пересечения основного северо-западного разлома с трещинными зонами северо-восточного простирания. Эти места являются каналами, по которым глубинные гидротермы выходят на поверхность. Наличие крупного северо-западного разлома доказывается расположением всех термопроявлений в кальдере и общим направлением радоновой аномалии Восточного поля. Указанием на существование трещинных зон северо-восточного направления, кроме конфигурации изолиний концентрации радона и изотерм, служит линейное расположение некоторых источников. По-видимому, одна из мощных северо-восточных трещинных зон находит отражение в расположении термальных площадок Северной, Оранжевой и Цепочки. Эта зона пересекает северозападный разлом на III участке Восточного поля, где наблюдается наиболее интенсивная радоновая аномалия. Здесь происходит наибольшая теплоотдача. По данным Г. Н. Ковалева и Ю. Б. Слезина, суммарный вынос тепла и удельная тепловая мощность отдельных участков Узонской термоаномалии характеризуются следующими данными (табл. 47).

Таблица 47

Суммарный вынос тепла и удельная тепловая мощность отдельных участков Узонской термоаномалии

Район	Суммарный вынос тепла, ккал/сек	Удельная тепловая мощность, 10 ⁴ · жквал/сек · см ²
Восточное поле:	41 150	2,2
I участок	11 150	2,0
II участок	12 700	2,1
III участок	17 300	2,3
Участок озера Фумарольного	16 200	1,3
Всего	64 000	1,2

Интенсивность радоновых аномалий по участкам хорошо согласуется с интенсивностью теплоотдачи. Совокупность этих данных позволяет с уверенностью сказать, что основные каналы, по которым подводятся к поверхности исходные перегретые термальные растворы, расположены на III участке.

Сравнение карт изоконцентраций радона и гидрохимической зональности показывает, что повышенные концентрации радона наблюдаются во внутренней зоне, где разгружаются исходные хлоридно-натриевые воды. По мере удаления от центра очага разгрузки к его периферии отмечается снижение содержания радона в спонтанных газах. Это и понятно, так как в формировании гидротерм промежуточной и внешней зон принимают участие депарированные - хотя и горячие - хлоридно-натриевые и пресные холодные грунтовые воды. Специфические условия разгрузки - непосредственно над областью их

формирования, на одном гипсометрическом уровне - привели к тому, что гидрохимические зоны располагаются концентрически по отношению к термовыводящим каналам.

Выше было показано, что изолинии аномальной концентрации радона тоже окружают термовыводящие трещины. Максимумы содержаний в радоновых аномалиях и места разгрузки хлоридно-натриевых гидротерм свидетельствуют об одном и том же - здесь происходит приток глубинных перегретых вод к поверхности. Причем радон, в силу своей химической инертности и неспособности накапливаться в водах бессточных грифонов и котлов по причине краткости периода полураспада, является более объективным показателем при расшифровке сети термовыводящих каналов. Это хорошо видно на примере III участка Восточного поля. Выходы хлоридно-натриевых вод представлены малочисленными и небольшими по величине грифонами. Г. Ф. Пилипенко на гидрохимической карте не выделяет в этом районе внутреннюю зону. Но радоновая аномалия, суммарный вынос тепла и удельная тепловая мощность однозначно свидетельствуют о том, что основные термовыводящие каналы расположены на III участке. По нашему мнению, гидрохимическая зональность здесь смазана поверхностными водотоками и водоемами, которые широко распространены на III участке. Например, в Горячем Логу на трещине, отражающейся в рельефе местности, линейно расположены источники с радоном. По Горячему Логу происходит частичный сток воды из оз. Утинового, в него же впадает руч. Мишин. По-видимому, исходный термальный раствор после дегазации в зоне парообразования при дальнейшем движении вверх не успевает отжать в стороны пресную холодную воду и, смешиваясь с ней, дает на поверхности пестрый состав. Газовая же составляющая глубинных вод «протыкает» (по В. В. Аверьеву) смешанную поверхностную воду и выносит большую часть радона, присутствовавшего в исходных термах.

Объяснение высоких содержаний радона наличием в воде радия оказывается несостоятельным. Попытка определить количество радия в водах источников Центрального, Бурлящего и Глубокого показала, что содержание его менее 10^{-12} г/л.

По-видимому, высокие концентрации радона в газах источников обусловлены ураном-радием, которые привносятся в нижние части гидротермальной системы эндогенным флюидом и при резкой смене физико-химических условий выпадают из раствора и накапливаются в недрах системы. Подтверждением этому может служить характер распределения радона в других гидротермальных системах Камчатки (Чирков, 1971, 1971₂). Там, где области формирования и разгрузки высокотемпературных гидротерм пространственно разделены, концентрация радона убывает по мере удаления от очага нагрева (Паужетская и Киреунская системы). В пользу высказанного предположения свидетельствует также удивительное сходство окolorудных гидротермальных изменений пород, наблюдаемых на месторождениях урана (Омельяненко, 1966) с гидротермальным метаморфизмом пород на Узоне и в других высокотемпературных системах (Набоко, 1963, 1966). Еще более поразительным является подобие структурно-геологических особенностей рудных полей и месторождений урана с современными высокотемпературными системами. Обобщенная схема геологического строения урановых рудных полей гидротермального генезиса, приуроченных к вулканогенным образованиям верхнего и среднего ярусов геосинклинального этажа (Вольфсон и др., 1966), является почти точной копией кольцевых вулканотектонических депрессий, с которыми связаны наиболее мощные гидротермальные системы Камчатки (Эрлих, 1965, 1966). На схеме Ф. И. Вольфсона обращает на себя внимание приуроченность оруденения к зонам разрывных нарушений (зоны восходящего движения флюида и гидротермальных паствопов в совпременных системах) и к проявлениям кислого вулканизма.

V. УГЛЕВОДОРОДЫ В КАЛЬДЕРЕ УЗОН

На самом крупном участке Центрального термального поля во всех закопушках вблизи грязевых котлов и на поверхности горячей воды проколов отмечались маслянистые зеленые без запаха и бесцветные с сильным керосиновым запахом нефтяные пятна (П. С. Бескровный, С. И. Набоко и С. Ф. Главатских и др., 1971 г.). Они всплывали со дна Хлоридного озера (при раскапывании осадков вокруг грифонов термальной воды в центральной и западной частях Центрального термального поля) на участках, приуроченных к островку в русле ручья Комариного. Здесь обнаружены наиболее интенсивные нефтепроявления.

Под светло-коричневыми глинами мощностью 5-8 см залегают пористые пемзовые гравелиты. Непосредственно под глинистой покрывкой скапливается эмульсия зеленой и бесцветной нефти, в ассоциации с аурипигментом, который ниже сменяется реальгаром, и желтой самородной серой. Проявления нефти наиболее интенсивны вблизи грязевых котлов.

Нефть концентрируется в области изотерм 40-90°C; в котлах нефтяных пятен не видно, они появляются в свежих закопушках на расстоянии до нескольких сантиметров от стенок котлов. Очевидно, сквозные каналы миграции термальной воды в грязевых котлах не благоприятны для аккумуляции нефти в гравелитах. Нефть концентрируется в определенных температурных условиях, там, где создается своеобразный застойный режим вод; в удалении от котлов, где температура вод менее 35°C, проявления нефти не обнаружены.

Ниже по разрезу до глубины 1,5 м шурфами вскрыто два нефть- и реальгар содержащих горизонта, экранированных пропластками опализированных гравелитов или гидротермальных глин. В этих горизонтах (более 60° С) присутствует только зеленая нефть. До глубины 7,5 м, более глубоко залегающие породы, богатые сульфидами железа, видимых признаков нефти не содержат, люминесцентно-битуминологический анализ показал их повышенную битуминосность.

Узонская нефть, по данным изучения в Нефтяной лаборатории ВНИГРИ, относится к метаново-нафтено-ароматическому типу. Ее удельный вес 0,9148 г/см³. В ней содержится серы 2%, смол 9,3%, парафина 2,1%. Асфальтенов нет, порфирины также не обнаружены. Эта нефть является тяжелой, смолистой, сернистой, малопарафинистой. По физико-химическим показателям на наиболее близка к нефтям естественного выхода Кроноцкого района, а по групповому составу - к нефти из скв. Р-6 Богачевка.

В Узонской нефти установлена высокая оптическая активность (до +20°C во фракции выше 415° С), которую можно назвать уникальной. Природные нефти с такой высокой активностью, по-видимому, не были описаны в литературе. Долгое время оптическая активность нефти считалась абсолютным индикатором ее биогенного происхождения. В настоящее время имеется достаточно оснований, что это свойство нефти не дает однозначного ответа на вопрос ее генезисе.

Гидротермально-измененные пемзовые гравелиты содержат рассеянное углеродистое вещество (0,19-0,48%) и экстрагируемые хлороформом битуминозные компоненты (0,016-0,037%). Среда горячих вод, содержащих нефть, по многочисленным замерам обычно близка к нейтральной (рН 0,5-7). По данным анализа ВНИГРИ, сборная проба воды из закопушек участка Ната-2, в которых при температуре 40-80°C отбиралась нефтяная эмульсия, содержала (в мг/л): Na 386,60; K 14,70; NH₄ 45; Mg 4,81; Ca 31,74; SO₄⁻² 234,97; HCO⁻ 12,20; HNO₂ 107,9; минерализация 1166,78 мг/л. В воде этой пробы З.С. Герасюто (ВНИГРИ) определены следующие компоненты (в мг/л): H₂S 10,9; азотустойчивые соединения 19,08; азотоподвижные легко гидролизующиеся соединения 6,72; углеводороды 3,86; спирты ароматические (фенольная фракция) 2,43; кислоты 1,86 азотсодержащие соединения (основные) 0,53. В пробе воды, по ВСЕГИНГЕО были определены (в мг/л): C_{орг} летучих соединений 19,4; C_{орг} нелетучих соединений 27,8; общая сумма кислот, определенных прямым методом 16,2; гидрофобные масла 0,5; высокомолекулярные кислоты 1,1; гидрофильные масла 0,4 Растворимые в органическом растворителе вещества состоят из нейтральных масел (15%), нейтральных битумов (33%), кислых смол (33%) и окисленных штурмов (19%). Результаты этих анализов трудно сопоставимы, но они свидетельствуют о значительном содержании различных органических веществ в водах, непосредственно ассоциирующих с нефтью (табл. 48-52).

VI. СОВРЕМЕННЫЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Гидротермальное месторождение Узон представляет собой исключительный пример разнообразия одновременно образующихся рудных минералов. Наибольшие количества их сосредоточены в Осевой части термоаномалии, фиксирующей аксиальную мощность теплового потока и минимальное изменение хлоридно-натриевых вод.

Здесь образуется горизонт (на уровне грунтовых вод) ртутно-сурьмяно-мышьяковистых сульфидных руд. Близкая ассоциация рудных минералов, преобладание среди них реальгара наблюдается по всей термоаномалии, включая древние поля гидротермально-измененных пород. Рудопроявление на Центральном термальном поле прослежено до забоя (7,5 м). В изученном интервале глубин термоаномалии и вблизи грифонов с выходами натриево-хлоридных вод (Четвертое озерко Фумарольного озера) отмывались шлихи. Аншлифы готовились следующим методом: материал шлихов запрессовывался в

Таблица 50
Состав углеродистого вещества гидротермально-измененных пемзовых гравелитов в кальдере Узон.
Центральное термальное поле, участок Ната-2 (в %)

Глубина отбора образцов, м	Содержание C _{орг} , % на породу	Выход хлороформенного экстракта, % на породу	Элементарный состав хлороформенных битумов				Групповой состав хлороформенных битумов			
			C	H	S	N+O	Масла	Бензолыне смолы	Спирто-бензолные смолы	Асфальтены
0,9; 1; 1,1	0,19	0,016	77,23	11,41	2,62	8,74	43,27	8,65	46,15	1,92
1,2; 1,5; 1,9	0,30	0,020	81,23	12,54	0,87	5,36	51,67	15,51	31,21	1,30
2,5; 2,6	0,25	0,022	80,15	11,75	1,12	6,98	64,64	10,71	37,50	7,14
2,7; 3,2	0,28	0,018	80,57	11,21	1,36	6,86	← 97,54 →			1,85
4,3; 5,1	0,33	0,021	79,93	11,06	1,45	7,56	← 97,41 →			2,59
4,4; 4,6	0,23	0,024	74,96	11,08	2,02	11,94	39,47	13,16	36,84	10,53
6,2; 6,3; 6,7	0,48	0,022	77,85	9,71	1,42	11,02	33,66	37,12	24,96	2,52
7,1	0,29	0,037	81,43	11,92	2,09	4,56		95,90		4,10

Таблица 51
Состав гидротермальных газов кальдеры Узон

Компоненты	Скв. 1. Центральное термальное поле	Центральное термальное поле	Скв. 10. Участок Ната-2. Центральное термальное поле	Газовой котел. Центральное термальное поле	Северный участок Центрального поля	Серные бугры	Северный участок Центрального поля	Центральное термальное поле
H ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CO ₂	92,8	85,6	94,04	73,3	98,5	80,6	98,8	97,1
O ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CH ₄	0,7	0,3	0,51	1,7	1,7	Следы	0,54	0,025
C ₂ H ₆	0,01	0,01	0,0	0,01	Следы	»	Следы	Следы
C ₃ H ₈	0,0	Следы	0,0	0,0	—	0,0	»	»
C ₄ H ₁₀	—	0,0	—	—	—	—	»	—
N ₂	6,5	13,5	5,45	25,0	1,49	18,9	0,1	2,9
Ar	0,062	—	0,044	—	0,044	0,226	0,015	Не опр.
He	0,005	—	0,004	—	0,001	0,002	0,001	»
Arвозд	98,0	—	100	—	1,5	—	100	—
Arрадиогр	2,0	—	0,0	—	98,5	—	0,0	—
δ ¹³ PDBCO ₂	—	—	—	—	+0,03	+0,09	-0,12	+0,16
T °C	90	80	98	98	—	28	68	95

Таблица 52
Ориентировочный подсчет выноса углеводородов парогазовыми струями
Гидротермальных систем

Гидротермальная система	Годовой дебит пара, кг	Содержание CH ₄ в парогазовой смеси, кг	Годовой дебит метана, кг	Годовой дебит метана, м ³	Количество CH ₄ , выносимого паровыми струями за 10 000 лет, м ³	Литературный источник
Узон-Гейзеры, Камчатка	4 · 10 ⁹	10 · 10 ⁻⁵	4 · 10 ⁻⁵	5,6 · 10 ⁵	5,6 · 10 ⁹	
Лардерелло, Италия	26 · 10 ⁹	15 · 10 ⁻⁵	39 · 10 ⁻⁵	54,4 · 10 ⁵	54,4 · 10 ⁹	Ритман, 1964
Эбеко, о-в Парамушир	4,38 · 10 ⁹	5 · 10 ⁻⁵	3,3 · 10 ⁻⁵	4,6 · 10 ⁵	4,6 · 10 ⁹	Мархини, 1967

Параллельно из рудного горизонта отбирались мономинеральные фракции (антимонита, скородита, реальгара, пирита, марказита, гематита и др.) под бинокляром для спектрального, химического, рентгенометрического анализа. Частично рентгенометрические определения проводились на микрозернах методом резиновых шариков из микроколичеств вещества.

Выполнено точечное определение и профилирование по зерну. В результате установлены Zn, Pb, Hg. Полированные шашки просматривались при сличениях около 400. Размеры рассеянных зерен сульфидов

(галенита, пирротина, арсенопирита и др.) даже при таком увеличении достигали от сотых долей микрон до сотых долей миллиметра. В интервале 0-7,5 м верхней части разреза преобладает марказит, затем количество пирита и марказита находятся примерно в равных отношениях; ниже содержание марказита уменьшается, а пирита увеличивается.

Современные рудные минералы образуют отдельные самостоятельные выделения и только там, где идет развитие по старым минералам и видна последовательность кристаллизации. Так, в разрезе отложений Центрального термального поля участками наблюдается повышенное содержание древнего магнетита, титаномагнетита и ильменита.

Прослеживаются все стадии замещения «древних» рудных минералов пирит-марказитовыми агрегатами. Замещение имеет обычно прожилковый или трещинный характер.

Скородит встречается в виде колломорфных образований и землистых масс травяно-зеленого цвета совместно с аурипигментом (рис. 71). Скородит наблюдается также в виде прерывистого сантиметрового прослоя под глинисто-илистыми отложениями на Центральном термальном поле и особенно в донных осадках Хлоридного озера. Скородит развит в ассоциации с аурипигментом. Содержание его в некоторых участках слоя превышает содержание аурипигмента и серы. Рентгенограмма порошковой желтой массы содержит линии аурипигмента, скородита и серы (4,540; 3,976; 3,580; 3,169; 2,990; 2,832).

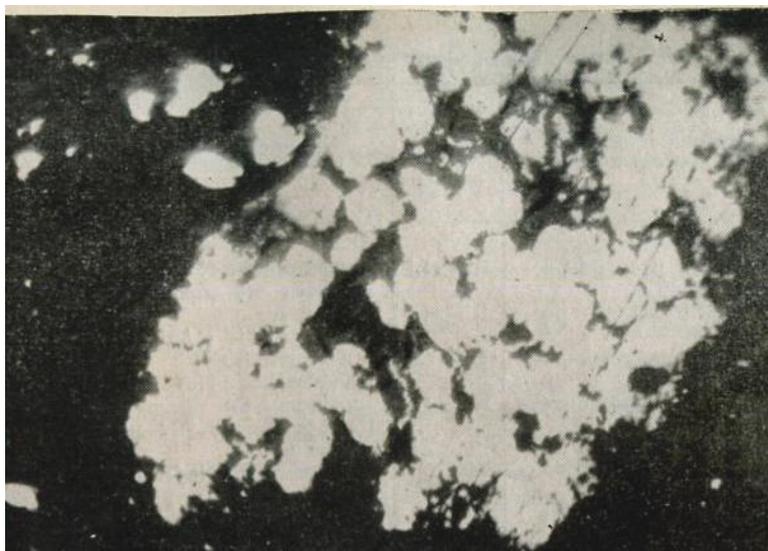


Рис. 71. Колломорфные образования скородита. Ув. 320

Аурипигмент в виде лимонно-желтой порошковой массы цементирует обломки пролювия, налетом покрывает поверхность и заполняет в них поры. При нарушении слоя, обогащенного аурипигментом, вода окрашивается в лимонно-желтый и зеленоватый цвет.

Реальгар сплошными кристаллическими агрегатами нарастает на обломки пород и выполняет промежутки между ними. При нарушении реальгарового слоя вода окрашивается в интенсивно оранжевый цвет крипстокристаллическим и призматическим реальгаром. Глубже реальгар распределяется неравномерно, концентрируясь в основном в трещинах и гнездах; отмечается тенденция уменьшения его с глубиной. Наиболее типичны призматические кристаллы размером до 2-5 мм, реже до 1 см. Цвет их оранжевый, блеск на гранях кристаллов алмазный, спайность по (010) ясная. В кристаллах реальгара проявляются формы пинакоида (010), (001) и ромбической призмы (011), (110), (120) и (111). Рентгенограмма реальгара аналогична эталонному реальгару Лахмутского месторождения Закавказья (Михеев, 1967). С реальгаром ассоциирует аурипигмент, скородит, пирит-марказитовые агрегаты и другие сульфиды.

Антимонит образует игольчатые радиально-лучистые скопления и порошковатую массу. Он сопровождает реальгар в рудном прослое, но в основном тяготеет к основанию прослоя и проявляется в подстилающем пирит-марказитовом слое. Пучки антимонита заполняют поры в обломках пемзы или покрывают их поверхность тонким игольчатым войлоком. Содержание сурьмы в слое развития антимонита превышает 1%. Рентгенограмма изученного кристаллического антимонита стандартна (табл. 53).

Метастибнит образует кирпично-красный аморфный осадок на глыбах, расположенных над пульсирующими хлоридно-натриевыми источниками. Нередко покрывает горловины их коркообразной массой, и в виде сантиметровой полосы обрамляет уровень воды в отдельных грифонах. Черта красная, довольно мягкий.

Рентгенограмма современных рудных минералов Узона

Реальгар		Аурипигмент + сера		Киноварь + реальгар		Антимонит		Метациннабарит		Марказит + пирит		Гематит	
J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d
3	5,96	3	5,931	1	5,470	1	5,63	—	—	—	—	5	3,73
8	5,42	3	5,523	1	5,170	2	5,05	—	—	—	—	5	2,99
2	4,06	10	4,696	5	4,696	1	3,95	—	—	—	—	10	2,703
2	3,48	2	4,540	3	3,976	9	3,58	—	—	—	—	9	2,521
10	3,168	3	4,004	2	3,694	1	3,371	1	4,423	—	—	1	2,400
7	2,930	4	3,976	1	3,381	1	3,135	1	3,976	—	—	5	2,210
7	2,73	2	3,694	2	3,294	10	3,04	4	3,718	—	—	1	2,037
3	2,597	2	2,560	1	3,169	8	2,766	2	3,625	—	—	5	1,849
3	2,479	10	3,169	10	3,135	1	2,684	2	3,371	3	3,390	9	1,706
2	2,400	10	3,143	3	3,021	4	2,531	10	3,169	5	2,685	1	1,602
2	2,258	1	2,990	4	2,888	1	2,226	2	3,135	5	2,667	4	1,491
2	2,193	3	2,888	4	2,819	2	2,105	2	3,006	7	2,336	5	1,458
6	2,119	2	2,832	1	2,753	5	1,943	2	2,931	2	2,354	3	1,316
2	1,985	3	2,703	7	2,679	2	1,914	2	2,860	6	2,327	1	1,257
6	1,859	4	2,500	4	2,419	1	1,732	4	2,805	7	2,301	1	1,191
3	1,797	2	2,439	3	2,119	4	1,309	5	2,703	3	2,267	1	1,166
2	1,710	1	2,301	2	2,105			4	2,650	8	1,899	1	1,140
4	1,670	1	2,202	1	2,070			2	2,439	10	1,748	2	1,103
2	1,628	2	2,123	1	2,030			1	2,326	2	1,706	2	1,055
2	1,559	1	2,091	1	1,914			1	2,283	3	1,680		
3	1,513	3	1,764	1	1,813			2	2,126	3	1,664		
2	1,472	4	1,741	1	1,764			2	2,057	2	1,642		
		4	1,676	5	1,741			1	2,013	5	1,628		
		2	1,586	2	1,697			1	1,943	2	1,604		
		1	1,567	5	1,676			2	1,897	7	1,588		
		1	1,450	3	1,621			2	1,870	2	1,566		
		1	1,389	2	1,580			2	1,838	3	1,526		
		1	1,320	1	1,563			1	1,818	2	1,507		
		1	1,308	1	1,501			3	1,764	5	1,498		
				2	1,474			2	1,702	2	1,445		
				2	1,446			1	1,680				
				1	1,437			1	1,658				
				1	1,344			1	1,570				
				1	1,333			1	1,529				
				1	1,306			1	1,510				
				1	1,259			2	1,450				
								1	1,347				
								1	1,297				
								1	1,264				
								2	1,194				
								1	1,124				
								1	1,030				
								1	0,986				

Киноварь встречается в рудном прослое и в разрезе до глубины 7,5 м. Проявляется в основном в буровато-красных налетах и тончайших корочках на обломках. Значительно реже встречается в виде кристаллов, ассоциируя с реальгаром. Наиболее распространены натечные формы. Максимальные количества киновари встречены в осадках Хлоридного озера, вблизи донных грифонов. При больших увеличениях обнаруживается структура мельчайших шариков, сливающихся в пленку (рис. 72). Кристаллизация реальгара и киновари происходит в основном одновременно: шарики киновари сидят на кристаллах реальгара. На натечные образования киновари нарастают тонкопризматические кристаллы реальгара. Рентгенограмма узонской киновари отличается от эталонов и наиболее близка современной киновари вулкана Менделеева (Озерова, 1971).

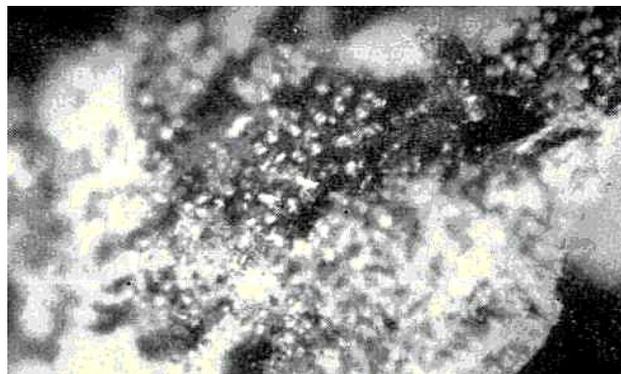


Рис. 72. Шарики киновари. Ув. 320

Метациннабарит, как и киноварь, встречается во всех рудных горизонтах. В виде черной землистой массы он обогащает отдельные участки, Рентгенограмма метациннабарита сходна с таковой для

искусственного метациннабарита с сфалеритом (Михеев, 1957). В исследованном образце Узона около 1% Hg.

Гематит встречается во всех гидротермально-измененных породах, но приурочен главным образом к фациям сернокислотного выщелачивания (опал-каолинитовая и опалитовая). Обычно образует тонкодисперсные массы, налеты и шарики с металлическим блеском. В прозрачных разностях опалитов они бледают буровато-красным цветом. В каолинитах шарики имеют темный стально-серый цвет. Рентгенограмма мельчайших металлических шариков гематита, отобранных из каолинизированных отложений в бортах Центрального термального поля, показала полную идентичность стандарту (см. табл. 53). В отложениях Центрального поля наблюдается гематизация некоторых обломков породы (гематит тонкодисперсный или точечный, расположенный рядом с сульфидами железа).

Пирит и марказит наиболее распространены из рудных минералов. Вблизи поверхности обычно встречаются сростки кубических кристаллов пирита и темная дисперсная или тонкокристаллическая масса сульфидов железа (рис. 73).

Последние покрывают корочкой с металлическим блеском обломки пород и наблюдаются в виде колломорфных выделений (рис. 74). На поверхности воды в грифонах и грязевых котлах наблюдается зеркальная пленка сульфидов железа. В отложениях Центрального термального поля встречаются зонально-концентрические оолиты пирита и марказита с радиально-лучистой структурой. Встречаются прожилки пирита с включениями газовых пузырьков и кристаллами реальгара в зальбандах (рис. 75). Пирит наиболее часто имеет кристаллический облик, марказит обычно дает раскристаллизованные каймы вокруг него или образует корочки и пленки на обломках. Пирит-марказитовые сростки замещают нередко зерна титаномагнетита, магнетита и реже ильменита. Они образуют тонкие, ажурные каймы или нацело замещают их с сохранением решетчатой реликтовой структуры титаномагнетита или ильменита (рис. 76-81). Характерны цементация обломков сульфидами железа и нарастание агрегатов пирита на зерна барита (рис. 82). Под микроскопом для марказита типичны агрегаты полисинтетически сдвойникованных зерен. Ромбические и шестигранные формы зерен его нередко просматриваются при увеличении 320. Рентгеноструктурным анализом доказывается одновременное присутствие пирита и марказита (см. табл. 53).

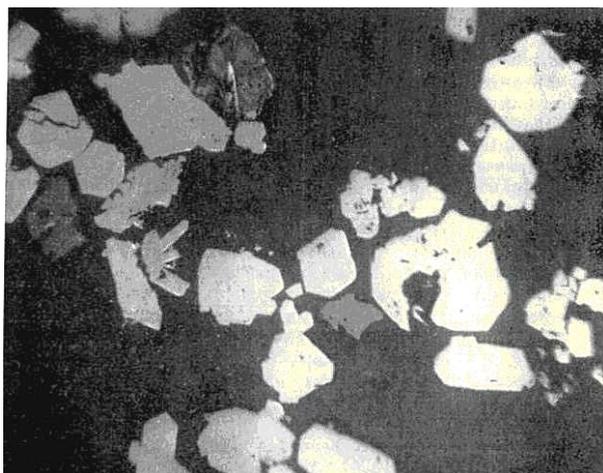


Рис. 73. Кристалл пирита и марказита. Спв. 10, глубина 2,7 м. У в. 320



Рис. 74. Зонально-концентрический оолит сульфида железа. У в. 250



Рис. 75. Газовые пузырьки в лимонитизированном пирите, в залябандах прожилка кристаллы реальгара

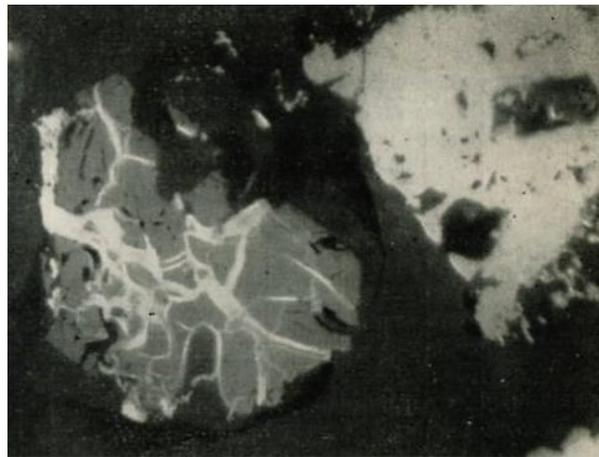
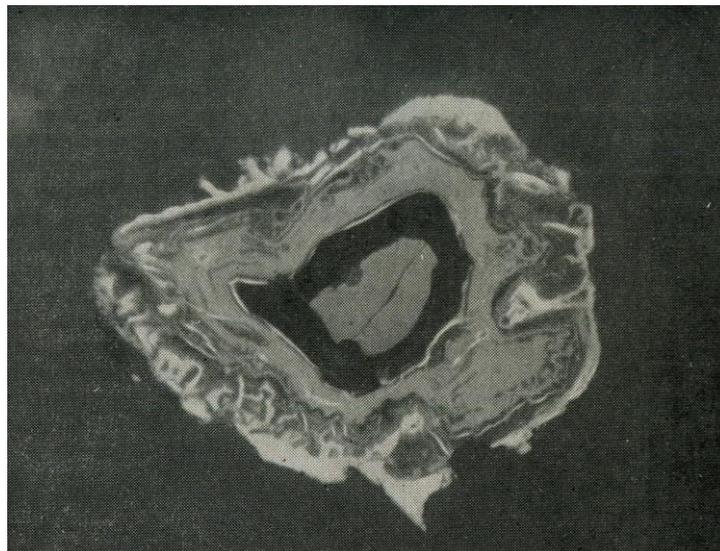


Рис. 76. Прожилковый характер замещения магнетита пиритом. Скв. 11, глубина 2,20 м. Ув. 250



77. Замещение пирит-марказитовыми агрегатами магнетита Скв. 10, глубина 2,7 м. Ув. 320

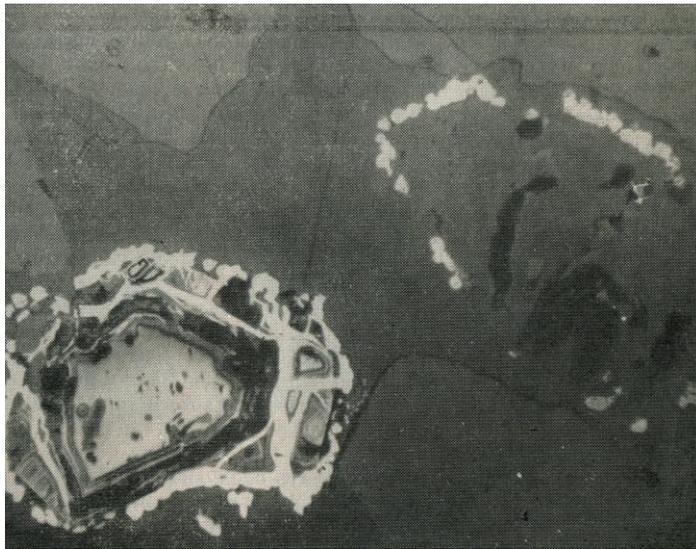


Рис. 78. Замещение пиритом магнетита. Скв. 11, глубина 1,40 м. Ув 320.

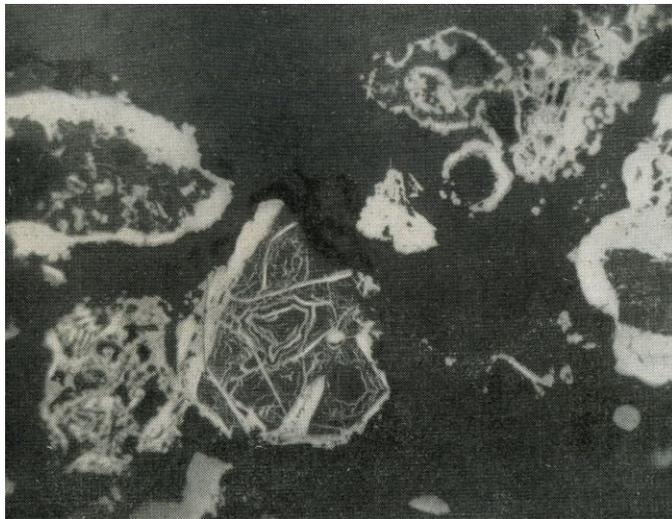


Рис. 79. Ажурное замещение пиритом магнетита. Скв. 11, глубина 2,20 м. У в. 320

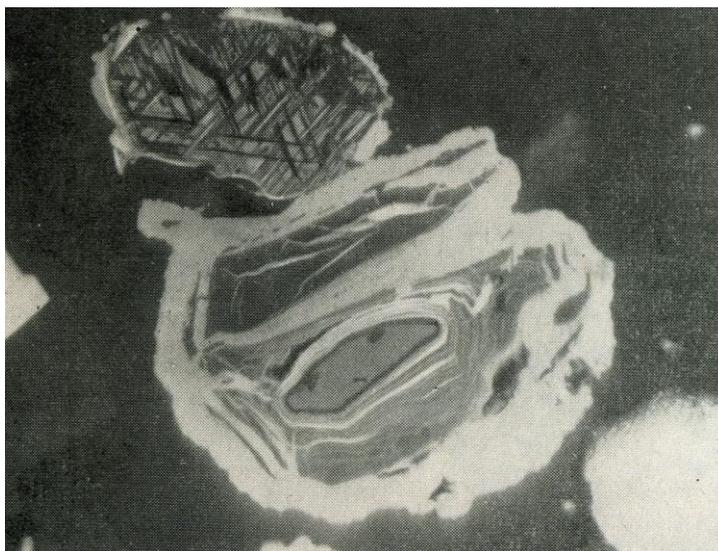


Рис. 80. Реликты решетки титаномагнетита и замещение пиритом магнетита. Скв. 10, глубина 2,7 м. У в. 320



Рис. 81. Реликты сетчатой структуры магнетита, замещенного пиритом. Ув. 320.

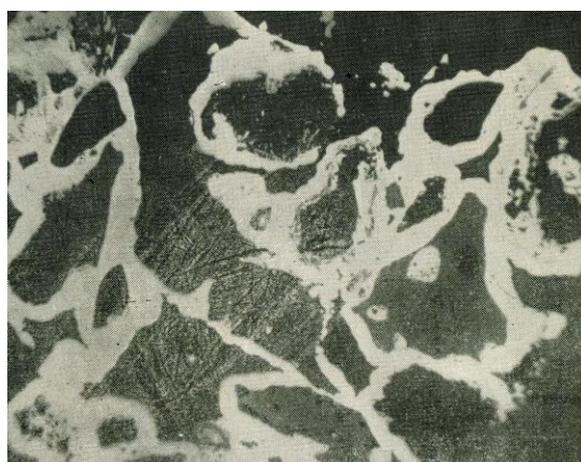


Рис. 82 Цементация обломков пиритом. Скв. 11, глубина 2,20 м. Ув. 165

Пирротин встречается чаще в виде реликтов среди пирит-марказитовых агрегатов, реже в виде самостоятельных зерен (рис. 83). Прослеживаются, все постепенные переходы замещения пирротина пиритом и марказитом, которое происходило в поверхностных условиях, что указывает на увеличение концентрации серы в ходе процесса сульфидообразования. Пирротин также присутствует в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите (рис. 84). На глубине 3,2 м встречено срастание пирротина с пиритом и реальгаром (рис. 85). Кроме новообразованных зерен пирротина в шлифах возможно присутствие обломочного пирротина.

Галенит проявляется в виде мелких разрозненных зернышек (до 0,2 мм), иногда расположенных среди кубиков пирита и игольчатых скоплений антимонита. Оптически изотропен. Наличие свинца подтверждено микрозондом.

Сфалерит наблюдается отдельными зернышками (до 0,8 мм), иногда обладающими типичными формами выкрашивания. Изредка они оконтурены кальцитом. Встречаются зерна сфалерита с каймой пирита и округлыми включениями пирита (рис. 86). Наличие цинка подтверждено микрозондом.

В осадках вблизи грифонов с хлоридно-натриевыми водами оптически установлены в виде разрозненных зернышек халькопирита, пентландита, бравоита, арсенопирита, галено-висмутина в парагенезисе с галенитом и свинцово-сурьмяные сульфосоли.

Кроме сульфидов, под микроскопом обнаружены самородные элементы (золото, серебро и медь). Для серебра характерны дендритовидные формы, для меди - неправильные мелкие зерна (рис. 87, 88).

Самородная ртуть наблюдалась в виде редких отдельных капельных шариков в пустотах гравелитовых отложений Центрального термального поля. Более крупный шарик жидкой ртути был встречен в опале, где он выполнял пору в пемзовом обломке.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. На Узоне одновременно образуются реальгар, аурипигмент, скородит, антимонит, метастибнит, киноварь, метацинобарит, пирит, марказит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, пентландит, ковелин, борнит, халькозин, бравоит, галоно-висмутин, сфалерит, галенит, гематит, ярозит, сурьяно-свинцовые сульфосоли и самородные (золото, серебро, медь и ртуть).

2. Современные рудные минералы наблюдаются обычно в виде разрозненных мелких выделений. Срастания типичны для пирита с марказитом, реальгара с аурипигментом, реальгара с антимонитом и пирита с пирротинном и реальгаром.

3. Такое разнообразие рудных минералов на уровне 0-7,5 м и зональность отложения говорят о неустойчивом режиме сульфидообразования (рН, Eh и концентрации компонентов в рудообразующем растворе).

4. Проявляется вертикальная зональность в смене сверху вниз сульфидов мышьяка и сурьмы сульфидами железа. В распределении сульфидов железа подтверждена классическая зональность (смена сверху вниз): марказит - пирит - пирротин. Замещение пирротина пиритом говорит о неустойчивом режиме серы.

5. Замещение старых рудных минералов (титаномагнетита, магнетита, изредка ильменита) на пирит-марказитовые агрегаты свидетельствует о заимствовании железа сульфидов из вмещающих пород.

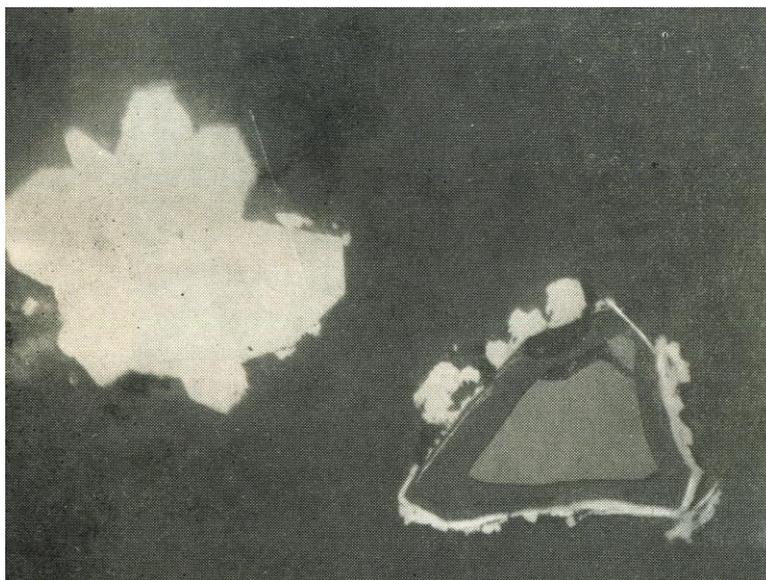


Рис. 83. Замещение пиритом пирротина. Скв. 10, глубина 2,7 м. Ув. 320



Рис. 84. Эмульсионная вкрапленность пирротина в сфалерите. У в. 360



Рис. 85. Срастания реальгара (темное) с пиритом (светлое) и пирротинном (серое). Скв. 10, глубина 2,7 м. Ув. 300

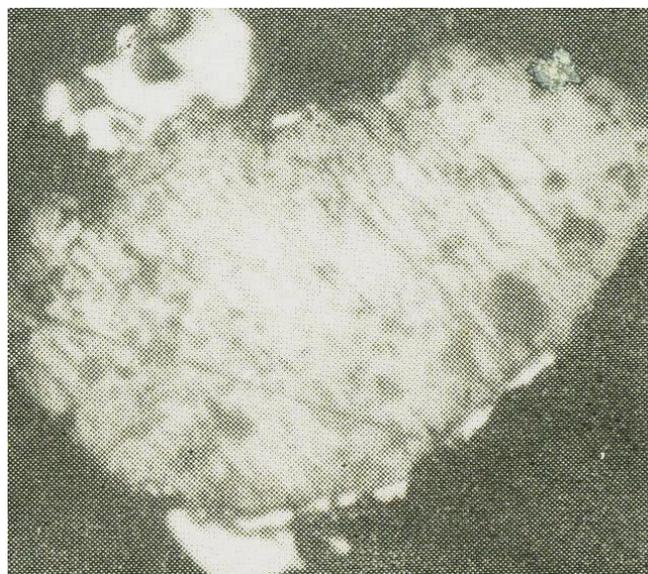


Рис. 86. Обрастание сфалерита пиритом. Ув. 360



Рис. 87. Самородное серебро. Ув. 320

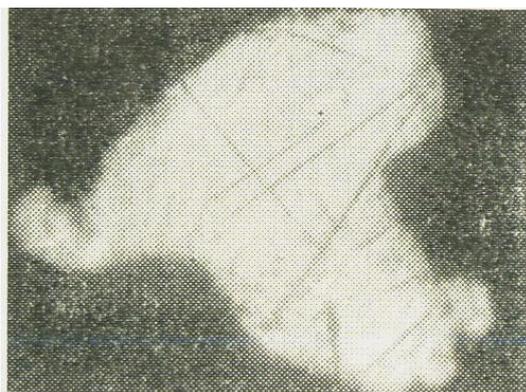


Рис. 88. Самородная медь. Ув. 36L

VII. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СОВРЕМЕННОГО РУДООТЛОЖЕНИЯ НА ТЕРМАЛЬНОМ ПОЛЕ УЗОНА

Термальное поле Узона является исключительно удобным объектом для широких наблюдений физико-химического плана. Совпадение области разгрузки минералообразующих гидротерм с областью их глубинного формирования позволяет надеяться на максимальную сохранность эндогенной составляющей в растворах, проявляющихся по зонам глубинных тектонических нарушений. Изучение особенностей переноса рудных компонентов и физико-химических параметров гидротермальных растворов, равновесных с минеральными осадками, дает возможность получить информацию о реальных условиях гидротермального рудообразования.

Режимные наблюдения на естественных выходах термальных вод. По результатам многочисленных исследований наиболее характерным является Центральное термальное поле Узона.

Наши исследования были направлены на изучение параметров минералообразующих растворов (рН, Eh, C_{As} , C_{Sb} , C_{Fe}) в тесной связи с солевым составом растворов и конкретной ассоциацией рудных минералов. Главное внимание уделено получению информации непосредственно в полевых условиях

Результаты физико-химических наблюдений. Для наблюдений выбирались постоянно действующие термальные источники, имеющие большие размеры грифона и нередко высокий дебит. Маленькие бессточные котлы характеризуются определенной спецификой минерального осадка. В большинстве случаев температура раствора в них, вследствие отсутствия протока, не превышает 50-60°, в них происходит интенсивная садка аурипигмента и скородита. Интерес представляют наблюдения за составом растворов, физико-химическими параметрами минералообразования и типами осадков, проведенные в 1970-1971 гг. в период активного (июль - август) и пониженного (апрель - май) поступления на термальное поле поверхностных вод (рис. 89)

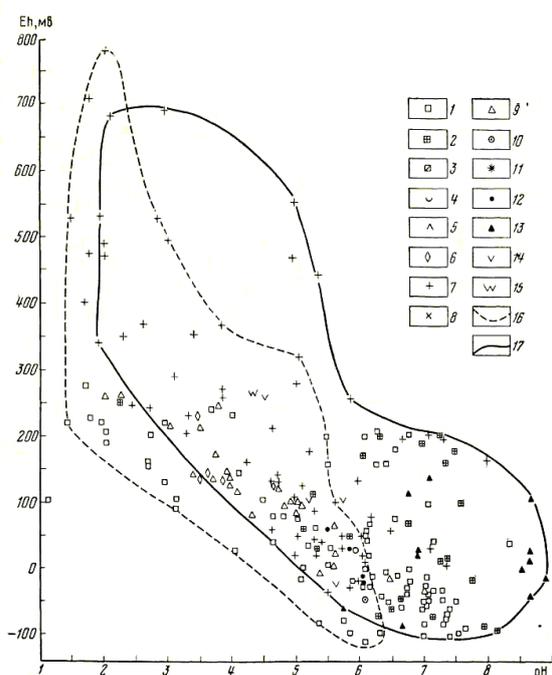


Рис. 89. Параметры рН и Eh термальных растворов Узона, равновесных с минеральными осадками

Минеральные осадки в источниках: 1 - FeS_2 ; 2 - $FeS_2 + S^0$; 3 - $FeS_2 + SiO_2$; 4 - $Fe(OH)_3$; 5 - $Fe(OH)_3 + S^0$; 6 - $(Fe, As)O_4 \cdot 2H_2O + As_2S_3$; 7 - S^0 ; 8 - $S^0 + As_2S_3$; 9 - As_2S_3 ; 10 - $AsS + Sb_2S_3$; 11 - поверхностный водоток; 12 - AsS ; 13 - SiO_2 ; 14 - нефть; 15 - Hg^0 ; 16 - замеры сделаны в июле — августе 1970 г.; 17 - замеры сделаны в мае 1971 г.

Физико-химические параметры гидротермальных растворов испытывают направленные изменения во времени. Это выражается в увеличении щелочности растворов в зимнее время. Наиболее заметное увеличение характерно для источников, отличающихся высокой температурой (выше 60⁰С), большой газонасыщенностью и имеющих сток. Они, как правило, имеют более высокие содержания хлора (рис.90, табл.54).

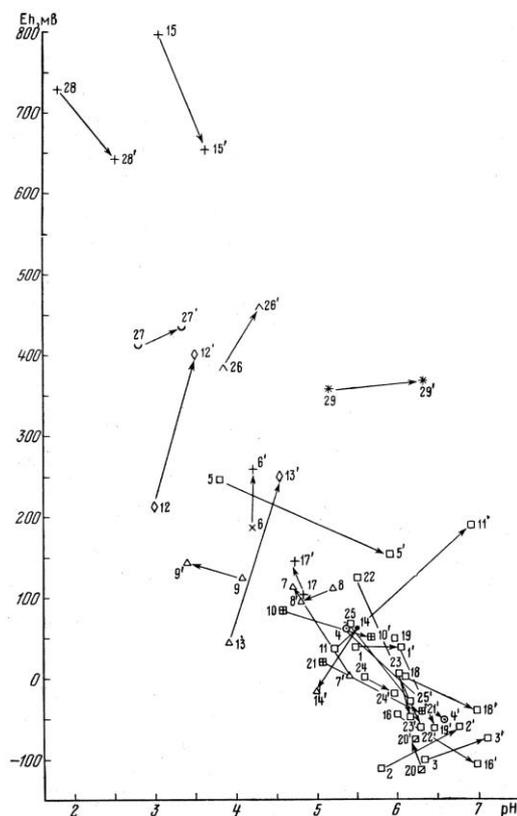


Рис. 90 Изменения Eh и pH термальных вод и холодных водотоков Узона.

Начало стрелки - данные на июль-август 1970г., конец стрелки - на май 1971 г. Условные обозначения см. на рис. 89.

Бессточные высокотемпературные грифоны в большинстве своем сохраняют pH без изменения. Сохраняется в них и характер осадкообразования (аурипигмент и скородит). Однако в двух искусственных источниках (шурфе и закопушке) изменяется реакция раствора и осадкообразования. В зимний период в шурфе резко понижается температура (с 50 до 23⁰С) и раствор становится несколько кислее. Если летом на бортах шурфа отлагается аурипигмент и раствор опалесцирует от тонкой взвеси серы, то в зимний период аурипигмент исчезает. В закопушке наоборот температура раствора увеличивается на 1⁰С, а pH возрастает с 5,4 до 6,6 (при 60⁰ С). Заметно меняется и окислительно-восстановительный потенциал (с плюс 61мв до минус 49мв). Эта закопушка попала в зону трещиноватости и вскрыла интенсивный приток глубинных термальных растворов. Параллельно с изменением pH в зимний период заметно изменяется и Eh растворов. Общей тенденцией является увеличение числа источников с восстановительным потенциалом, причем источники, имеющие высокий положительный Eh летом, в зимний период характеризуются или отрицательным Eh, или степень окислительности заметно снижается. Исключение составляют три крупных высокотемпературных источника: Бурлящий, гейзер Светлана и Голубой грифон Фумарольного озера. В них окислительно-восстановительный потенциал в зимнее время сдвигается в сторону положительного значения. Это можно объяснить тем, что все три грифона расположены на периферийных участках термального поля, где в зимнее время накапливается мощная (до 3-4 м) толща снега. Воздействие высокотемпературных паров приводит к подтаиванию снега и поступлению талой воды в грифон. Последняя обладает высокой окислительной способностью. Замеры производились вблизи берега, где это разбавление интенсивнее.

Результаты режимных наблюдений на термоаномалии Узон

Номер пункта	Замеры 15 июля — августа 1970 г.				Замеры 2—20 мая 1971 г.				Место наблюдения
	°C	pH _t *	Eh, мВ	Минеральный осадок	°C	pH _t	Eh, мВ	Минеральный осадок	
Центральный участок									
1	88	5,5	+46	FeS ₂	90	6,05	+41	FeS ₂	Источник Центральный
2	86	5,8	-109	»	94	6,75	-59	FeS ₂	Источник Бурлящий
3	78	6,35	-99	»	83	7,15	-74	FeS ₂	Высокодебитный грифон на юго-западе Хлоридного озера. Точка 35
4	88	5,4	+61	AsS + Sb ₂ S ₃	89	6,6	-49	AsS + Sb ₂ S ₃	Законника. Точка 20
5	49	3,8	+240	As ₂ S ₃ + FeS ₂	51	5,9	+150	FeS ₂	Северо-западный борт Хлоридного озера, грифон 17
6	50	4,2	+184	S + As ₂ S ₃ (?)	23	4,2	+251	S°	Шурф в центре Центрального участка. Точка 56
7	61	5,4	+4	As ₂ S ₃	59	4,7	+111	As ₂ S ₃	Южная часть поля. Точка 222
8	42	5,2	+114	As ₂ S ₃	42	4,8	+96	As ₂ S ₃	В 5 м от точки 56 маленький котелок
9	52	4,1	+121	As ₂ S ₃	53	3,4	+141	As ₂ S ₃	Точка 57
10	62	4,6	+81	FeS ₂ + (S°)	65	5,8	+54	FeS ₂ + S° (?)	Маленький бессточный котелок вблизи Центрального источника
11	74	5,2	+36	FeS ₂	72	6,9	+190	FeS ₂	Южная часть поля. Точка 53
12	30	3,0	+205	As ₂ S ₃	35	3,5	+390	As ₂ S ₃	Мелкие проколы вблизи точки 56
13	62	3,95	+46	As ₂ S	59,5	4,45	+245	As ₂ S ₃	
14	72,5	5,5	+61	AsS	60	5,0	-15	As ₂ S ₃	Шурф, вскрывший реалгаровый слой. Рядом с точкой 20
15	20	3,05	+771	S°	10	3,6	641	S°	Озеро Восмерка
16	77	6,0	-40	FeS ₂	96	7,6	-100	FeS ₂	Шурф скв. Р-2. Идет интенсивный сток **
I участок									
17	41	4,8	+101	S	39	4,7	+141	S	Озеро Банное
18	86	6,1	+1	FeS ₂	86	7,0	-39	FeS ₂	Пиритный котел № 3/71
19	78	6,0	+41	S° + FeS ₂	80	6,5	-20	FeS ₂	Источник № 1/71
20	85	6,3	-111	FeS ₂ + SiO ₂	85	6,25	-74	FeS ₂ + SiO ₂	Гейзер Светлана
21	83	5,1	+21	S° + FeS ₂	83	6,3	-42	FeS ₂ + S	Источник 7/71
22	85	5,5	+120	FeS ₂	86	6,3	-59	FeS ₂	Источник 8/71
23	87	6,1	+1	FeS ₂	87	6,2	-42	FeS ₂	Источник 10/71
24	66	6,1	-19	FeS ₂	67	5,6	+1	FeS ₂	Черное озеро
25	58	5,4	+61	FeS ₂	58	5,15	-29	FeS ₂	Источник Малыш в левом борту ручья Мпшин
26	67	3,85	+376	S° + Fe(OH) ₂	66	4,25	+451	S° + Fe(OH) ₂	Голубой грифон у Фумарольного озера
27	74	2,8	+401	Fe(OH) ₃	74	3,4	+426	Fe(OH) ₃	Рыжий грифон у Фумарольного озера
28	27	1,75	+711	S°	19,5	—	+625	S°	Западный залив Фумарольного озера
29	6	5,1	+351		10	6,3	+366		Ручей Комарный

* При температуре раствора в источнике свыше 60°C замеры pH проводились в стакане с предварительным охлаждением до 60°C.

** Скважина пробурена 10/V 1971 г. Вторично замеры проводились 1/VIII 1971 г.

Анализируя результаты летних и зимних наблюдений, можно отметить существенный сдвиг параметров pH, Eh в более щелочную и восстановительную область в зимний период (см. рис. 90).

Особенно это показательно для грифонов, в которых идет отложение сульфидов железа и гейзерита. Их число в зимний период возрастает. Пиритных котлов с pH ниже 5,5 в этот период исключительно мало. Резко уменьшается и количество источников с аурипигментом. По мере нарастания обводненности

термальных полей в связи с таянием снега на поле вновь появляются многочисленные мелкие проколы и грифоны с интенсивно идущим отложением аурипигмента. В некоторых крупных грифонах понижаются температура и pH, а Eh становится более высоким. По бортам таких грифонов зачастую начинает осаждаться аурипигмент. Летом 1971 г. подмечена весьма характерная особенность осадкообразования. В шурфе скв. Р-2, пробуренной в мае 1971 г., отлагаются только сульфиды железа. В ручейке, вытекающем из шурфа, в 4 м от истока, начинает отлагаться аурипигмент ($T-44^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} - 4,75$; $Eh +310$ мв). Содержание мышьяка в растворе шурфа достигает 5,0 мг/л, а в ручье, в месте осаждения аурипигмента - 1,8 мг/л. Аналогичная картина прослежена в скв. Р-9 и Р-11. Скв. Р-9 в мелкой закопушке на глубине 20 см вскрывает зону реальгара. Раствор, тотчас заполняющий закопушку, имеет температуру 72°C ; $\text{pH} - 6,0$; $Eh + 60$ мв; $C_{\text{Cl}} 1,3$ г/л; $C_{\text{As}} + 8$ мг/л. Будучи пробуренной до глубины 2,5 м с изоляцией верхнего горизонта обсадной трубой до 2 м, скважина дает самоизливающуюся воду с совершенно иными параметрами ($T-96^{\circ}\text{C}$, $\text{pH}_{96} 6,9$, $Eh - 70$ мв, $C_{\text{Cl}} 2,48$ г/л, $C_{\text{As}} 30$ мг/л).

Изучение керна скважины показало, что в интервале 0-5 см по супеси и мелким обломкам пемзы интенсивно развит тонкозернистый аурипигмент зеленовато-желтого цвета (с примесью скородита). В интервале 5-20 см в цементе мелкозернистых гравелитов обильно отлагаются тонкодисперсные сульфиды железа черного цвета и тонкие корочки марказита. На глубине 10-20 см вскрыта зона реальгаризации, представляющая собой серию тонких прожилков с мелкозернистым реальгаром красного цвета. Глубже 20 см залегают те же гравелиты с сульфидами железа в виде довольно крупных (до 2-3 мм) кубических кристаллов пирита латунно-желтого цвета. В интервале 60-80 см обнаружена зона развития антимонита тонкоиглочатого габитуса (размер кристаллов не более 2 мм). Ниже прослеживается зона интенсивного развития сульфидов железа. Скважина Р-11 пробурена через мелкий котел с осадком аурипигмента. Раствор в нем имел температуру 57°C , $\text{pH} - 5,6$, $Eh +1$ мв, $C_{\text{Cl}}-1,56$ г/л, $C_{\text{As}} - 2,0$ мг/л. После бурения до глубины 2,0 м и обсадки верхнего горизонта до глубины 1,7 м из скважины искусственной откачкой извлечено свыше 100 л раствора. В промытой таким образом скважине температура на устье поднялась до 92°C , а глубинный раствор имел $\text{pH}-6,3$, $Eh - 64$ мв и $C_{\text{Cl}} -2,48$ г/л, $C_{\text{As}} -8,0$ мг/л. В области $\text{pH} 8-11$ существуют оба комплекса HSb_2S_4^- Sb_2S_2^- . По-видимому, в аналогичной форме могут переноситься и родственные сурьме соединения мышьяка.

На ход осадконакопления, кроме повышенных содержаний Se^- и металлов в глубинных растворах, существенное влияние оказывают T , Eh , pH . Eh контролируется содержанием в растворе $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$. Высокотемпературные источники ($\text{pH} 6-8$), в которых идет отложение сульфидов Fe и гейзеритов, расположены на линии I, фиксирующей сдвиг в восстановительную область с увеличением содержания в водах $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$. Источники котлов ($\text{pH} 3,5-6$), в которых отлагается аурипигмент и скородит, ложатся на линию II. Здесь отсутствует корреляция Eh с содержанием сульфидных и гидросульфидных ионов (рис. 91).

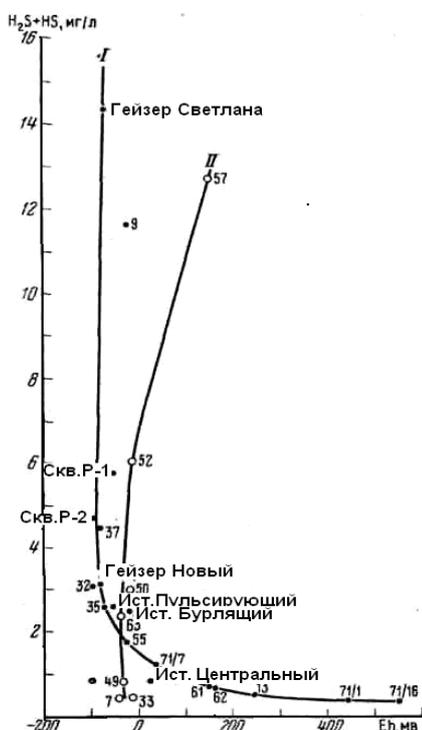


Рис. 91. График изменения Eh термальных вод в зависимости от содержания в них суммы $\text{H}_2\text{S} + \text{HS}^-$

I - замеры в высокотемпературных нейтральных и щелочных источниках (номера с черными кружками); II - замеры в кислых источниках (номера с белыми кружками)

Форма переноса компонентов. Некоторые исследователи считают, что элементы группы А переносятся в щелочных растворах в виде легкорастворимых комплексов (Павлов, 1968; Колпакова, 1971). Н. Н. Колпакова считает, что в интервале $\text{pH} = 3 - 8$ в сульфидных растворах может существовать комплекс HSb_2S_4^- .

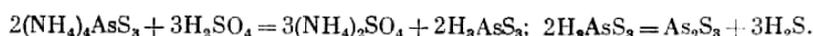
Сравнение величин свободных энергий (ΔF°) AsS и As₂S₃, рассчитанных для температур от 25 до 100°C (Сергеева и др., 1971), показывает крайне незначительное увеличение свободной энергии образования реальгара и аурипигмента с понижением температуры (табл. 55).

Таблица 55

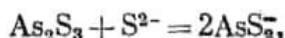
Свободная энергия	Температура, °C		
	25	50	100
$\Delta F^\circ_f; T \text{ AsS, ккал/моль}$	-8,46	-8,45	-8,35
$\Delta F^\circ_f; T \text{ As}_2\text{S}_3, \text{ ккал/моль}$	-22,9	-22,8	-22,6

Расчеты свободных энергий реакции образования аурипигмента по реакции $3\text{H}_2\text{S} + 2\text{H}_3\text{AsO}_3 = \text{As}_2\text{S}_3 + 6\text{H}_2\text{O}$ также дают весьма малые изменения ΔF реакции с температурой (соответственно -34,24-32,82 и -29,47 ккал/моль).

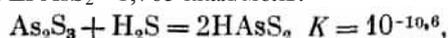
Наблюдения показывают, что на термальном поле Узона реальгар образуется в узком интервале глубин и температур, глубже 1 м (Т-98°C, pH-7, Eh - 25 мв) реальгар и аурипигмент редки. Из этих растворов (при Т - 25- 55°C, pH не выше 5,4 и Eh более нуля) в близповерхностных и поверхностных условиях идет интенсивная садка аурипигмента. Следовательно, ограниченность и прерывистость зон максимального отложения реальгара и аурипигмента говорят о специфике условий кристаллизации, заключающихся в том, что, несмотря на благоприятные энергетические условия системы в широком интервале температуры, соединения мышьяка устойчивы в щелочных и нейтральных растворах и распадаются с образованием сульфидов мышьяка именно в приповерхностной зоне подкисления и более высокого окислительного потенциала. Такими соединениями могут быть соли тиомышьяковистой (H₃AsS₃) и тиомышьяковой (H₃AsS₄) кислот (Павлов, Путилова и др., 1969), легко разлагающиеся, например, по таким реакциям:



Подкисление растворов в приповерхностной зоне может быть объяснено также и образованием серной кислоты за счет тионовых бактерий, окисляющих элементарную серу (Заварзин и др., 1967). Произведем расчет равновесных систем при температуре 25°C, исходя из представления о переносе мышьяка в форме сульфидных комплексов. Из-за отсутствия данных по константам реакций нельзя рассчитать все предполагаемые комплексы. Для расчетов мы воспользовались величинами констант реакций образования комплексов AsS₂⁻ и HAsS₂, приведенными в работе Г. Л. Барнса и Г. К. Чаманского (1970):

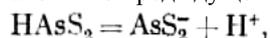


$K = 10^{2,0}$, ΔF° реакции = -1,364 лгК, ΔF° реакции = -2,73 ккал/моль. ΔF° реакции = $2\Delta F_{\text{AsS}_2^-} - \Delta F_{\text{As}_2\text{S}_3} - \Delta F_{\text{S}^{2-}}$. Подставляя справочные значения свободных энергий образования кристаллического As₂S₃ и иона S²⁻ и приравняв правую часть уравнения к значению рассчитанной свободной энергии реакции образования, получаем $\Delta F_{\text{AsS}_2^-} = 1,765$ ккал/моль.



ΔF реакции = - 1,364-лгК = 14,46 ккал/моль.

Аналогично предыдущему, исходя из реакции, рассчитываем $\Delta F^\circ_{\text{HAsS}_2} = -7,49$ ккал/моль.



ΔF реакции = $F^\circ_{\text{AsS}_2^-} - F^\circ_{\text{HAsS}_2}$.

Подставляя полученные данные, получаем ΔF° реакции = 5,73 ккал/моль, но ΔF° реакции = - 1,364·лгК отсюда $K = 10^{-4,2}$

$$K = \frac{[\text{AsS}_2^-][\text{H}^+]}{[\text{HAsS}_2]}.$$

Подставляя значение К и логарифмируя, получаем:

$$-4,2 = \lg a_{\text{AsS}_2^-} - \text{pH} - \lg a_{\text{HAsS}_2}, \text{ т. е.} \\ \text{pH} = 4,2 + \lg a_{\text{AsS}_2^-} - \lg a_{\text{HAsS}_2}$$

Отсюда следует, что в щелочной области основной формой переноса мышьяка будет комплекс AsS₂⁻ Рассчитаем условия образования аурипигмента в растворах, содержащих сероводород:



$$\Delta F \text{ реакции} = 2\Delta F^\circ_{\text{AsS}_2^-} - \Delta F^\circ_{\text{H}_2\text{S}} - \Delta F^\circ_{\text{As}_2\text{S}_3}$$

ΔF реакции = $2(-1,765) - (-6,54) - (-22,9) = 25,91$ ккал/моль.

По формуле ΔF° реакции = -1,364·лгК получаем $K = 10^{-19}$. Исходя из предыдущей реакции:

$$K = \frac{[\text{AsS}_2^-]^2[\text{H}^+]^2}{[\text{H}_2\text{S}][\text{As}_2\text{S}_3]}.$$

Подставляя значение К и логарифмируя, получаем:

$$pH = 9,5 + \lg a_{AsS_2^-} - 0,5 \lg a_{H_2S} - 0,5 \lg a_{As_2S_3}$$

Так как As_2S_3 присутствует в нашей системе в виде твердой кристаллической фазы, то $a_{As_2S_3} = 1$ и формула будет иметь вид:

$$pH = 9,5 + \lg a_{AsS_2^-} - 0,5 \lg a_{H_2S}$$

Анализ этого уравнения показывает, что в водных системах с содержанием H_2S порядка 10^{-4} (реально замеренное на Узоне), функциональная зависимость между pH и активностью ионов имеет следующий вид: $pH = 11,5 + \lg a_{As_2S_3}$. Отсюда видно, что при pH - 8 активность ионов AsS_2^- составляет $10^{-3,5}$ и при pH - 4 снижается до $10^{-7,5}$.

Таким образом, при постоянной активности H_2S повышение щелочности раствора благоприятствует накоплению в системе ионизированных частиц AsS_2^- . Снижение щелочности ведет к распаду комплекса AsS_2^- и выпадению сульфида мышьяка.

Такая картина наблюдается в гидротермальной системе Узона, где глубинные растворы характеризуются щелочной реакцией и высоким (до 30 мг/л) содержанием мышьяка в растворе. На глубине не происходит отложения сульфидов мышьяка. В приповерхностных условиях, при подкислении раствора до pH 4-5 происходит садка реальгара и аурипигмента и содержание мышьяка в растворе резко снижается.

Физико-химические условия минералообразования. Наблюдениями устанавливается связь типов минеральных осадков с температурой, кислотностью - щелочностью и окислительно-восстановительным потенциалом гидротермальных растворов. На диаграмме pH - Eh, отражающей результаты режимных наблюдений, выделяются поля осаждения минеральных ассоциаций (рис. 92).

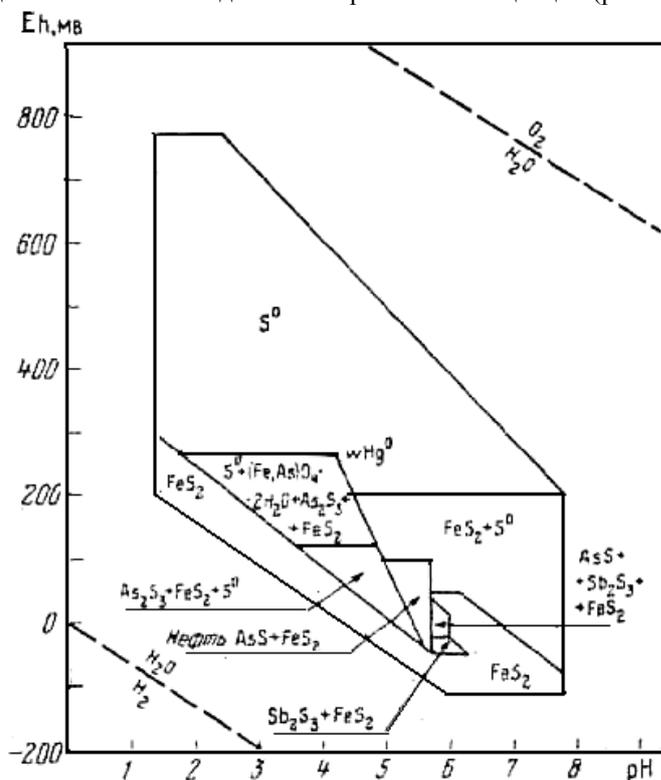


Рис. 92. Диаграмма pH - Eh полей осаждения минеральных ассоциаций Узона

Характеристика pH среды дана при естественной или близкой к ней температуре, границы гидротермальной области рассчитаны по уравнению Нернста для температуры $60^\circ C$ и давления 1 атм. Как видно из этой диаграммы, сульфиды железа осаждаются в широком интервале значений pH - Eh. Тем не менее, основное поле их развития тяготеет к нейтральным и щелочным условиям с отрицательным значением окислительно-восстановительного потенциала. Это особенно хорошо наблюдается по точкам фактических замеров условий осаждения сульфидов железа, сгущающимся в правой нижней части диаграммы (см. рис. 89). В разрезе термального участка сульфиды железа прослеживаются по всей глубине шурфов и скважин.

Поле кристаллизации антимонита локализуется в области почти нейтральных растворов с их четко выраженной восстановительной тенденцией. Зона с антимонитом совпадает с полем развития сульфидов железа, но расположена ниже зоны реальгара. Верхняя граница зоны антимонита непосредственно граничит с зоной реальгара. Их ассоциация довольно тесная, но в слабоокислительной среде, где реальгар еще устойчив, антимонит не встречается. Характерно их поле развития в области pH 5,2-5,7 и Eh не выше +100 мВ. Аурипигмент занимает большое поле. Для него характерно развитие в кислой среде с окислительной

тенденцией, нередко в тесной ассоциации со скородитом и самородной серой. Самородная ртуть встречена под тонкой глинистой покрывкой в парагенезисе с серой и скородитом, в обстановке высокого окислительно-восстановительного потенциала (+270 мВ).

Описанная зональность развития рудных минералов, хорошо соответствующая их вертикальной зональности в разрезе термального поля, показывает, прежде всего, преобладающую роль окислительно-восстановительных реакций в формировании типов осадков. Повышение окислительности среды, вызывающее соответственно и подкисление растворов, приводит к закономерной смене минеральных ассоциаций в вертикальном и горизонтальном профилях. Более глубокие растворы, характеризующиеся щелочной реакцией и восстановительной средой, обуславливают кристаллизацию пирита, антимонита и реальгара. По мере окисления растворов за счет вторичных факторов главенствующими минералами в осадках становятся аурипигмент и скородит. Хлоридно-натриевые растворы, вскрытые скважинами по зонам тектонических нарушений, глубокие и наиболее близкие к эндогенным гидротермам. Термальные воды, первичный состав которых изменен в приповерхностных условиях процессами окисления, разбавления и др., играют важную роль в минералоотложении. Их роль в основном сводится к созданию гидрохимического барьера, в пределах которого происходит резкое нарушение условий равновесного переноса компонентов глубинного раствора и выпадение определенного типа осадка (реальгара, аурипигмента, скородита).

Баланс выноса мышьяка. На Центральном поле формируется довольно выдержанный по мощности приповерхностный слой пород, обогащенный рудными минералами, (главным образом сульфидами мышьяка). Это обстоятельство позволяет провести ориентировочные расчеты о накоплении рудного вещества. Этому благоприятствует легко подсчитываемый суммарный дебит термальных растворов, почти полностью поступающих в Хлоридное озеро, из которого вытекает один удобный для замеров теплый ручей. Второй крупной системой поступления термальных вод является группа грифонов вокруг Центрального источника, также объединенных одним ручьем. По данным Г. Ф. Пилипенко, полученным в августе 1968 г., сток из Хлоридного озера равен 21,5 л/сек, дебит источника Центрального - 1,5 л/сек, т. е. суммарный дебит горячих вод Центрального участка равен 23 л/сек. Учитывая скрытую разгрузку и потери на испарение, можно принять расход термальных растворов, поступающих через Центральный участок, равным 25 л/сек. На дне Хлоридного озера, имеющего среднюю глубину около 1 м (при существовании отдельных воронок глубиной от 5 до 30 м), происходит осаждение аурипигмента. Мощность слоя донного ила, обогащенного аурипигментом, не превышает 0,25 м. Аналогичную мощность зоны существенного развития аурипигмента вскрывают все скважины и шурфы. За исходную концентрацию мышьяка в растворе до начала кристаллизации мышьяковистых минералов принимаем 12 мг/л. Такова концентрация As в пробе раствора, отобранного из заколушки, вскрывающей зону реальгаризации. За остаточное содержание мышьяка в отработанном растворе принимаем его содержание в стоке оз. Хлоридного, равное 0,2 мг/л. Площадь участка развития мышьякового оруденения, рассчитанная по квадратам, равна 48700 м². При мощности зоны оруденения 0,25 м объем зоны равен 12175 м³. Среднее содержание As в этой зоне, исходя из химических анализов, принимаем 5%, удельный вес мышьяка 3,49 г/см³. В зоне оруденения находится в настоящее время 2125 т мышьяка. В соответствии с дебитом термальных растворов на Центральном поле Узона должно отлагаться 9,3 т мышьяка в год. При условии неизменности современного режима поступления и состава термальных вод в прошлом зона оруденения должна была сформироваться за 228 лет. Если исходить из максимальной концентрации мышьяка в растворе, равной 30 мг/л (скв. Р-9 глубина 2 м), то время накопления современного рудного слоя сокращается до 100 лет. По геологическим данным, возраст Узонской гидротермальной системы составляет не менее 10 тысяч лет.

Таким образом, гидротермальный процесс в приповерхностной зоне испытывает периодическую инверсию; периоды накопления рудного вещества чередуются с периодами его растворения и сноса. Накопление идет в летний период, в обстановке более высокого окислительного потенциала и кислых растворов.

VIII. ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ И МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ОБЛАСТИ РАЗГРУЗКИ ГЛУБИННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Кальдера Узон в силу своих гидрогеологических особенностей выступает как гидротермальное месторождение, на котором проявляется горизонтальная металлогеническая и метасоматическая зональность, подчиняющаяся тепловой и гидрохимической.

Горизонтальная гидрохимическая зональность в кальдере открыта и изучена Г. Ф. Пилипенко. Она хорошо согласуется с тепловой и, в основном, ею определяется. Подчиняясь гидрохимической зональности, проявляется газовая и металлогеническая зональность и, как следствие реакций раствор-порода, метасоматическая зональность и зональность осадков из вод. Горизонтальная зональность по всем показателям проявляется от внутренней, соответствующей осевой части термоаномалии, и совпадающей с глубинной зоной разлома, к промежуточной, окаймляющей осевую, и внешней, проявляющейся по ряду площадок, в том числе по Западному и Северному термальным полям. В плане сложной тектоники месторождения при сочетании и пересечении глубинных, оперяющих и кольцевой зон разломов на

термоаномалии в промежуточной и внешней зонах фиксируются окна глубинной хлоридно-натриевой воды и в различной степени проявляется влияние хлор-натриевой компоненты, что осложняет возникающую горизонтальную зональность. Особенно это относится к газовому составу термоаномалии, поскольку глубинная газовая компонента обладает большей миграционной способностью по сравнению с водой. Одновременно на горизонтальную зональность существенное влияние оказывают экзогенные процессы, особенно окислительные. Окисление свободных и иловых растворов влияет на активность реакции раствор-порода и соответственно определяет состав осадков из вод и гидротермально измененных пород. Такие процессы одновременно развиваются по всей термоаномалии, включая внутреннюю с хлоридно-натриевыми водами в участках меньшей прогретости. На горизонтальную зональность гидротермально-измененных пород существенное влияние оказывает рельеф и, соответственно, уровень зеркала термальных вод: выше его по всей термоаномалии развиваются фации сернокислотного выщелачивания, ниже - аргиллитизации и цеолитизации. В общем плане термоаномалии горизонтальная зональность выступает более отчетливо по тепловым, гидрохимическим, металлогеническим и метасоматическим показателям и менее отчетливо по газам, осадкам из вод и иловым растворам в них. Для характеристики горизонтальной зональности термоаномалии Узон нами вкрест и вдоль ее опробованы грифоны с одновременным определением состава воды, спонтанного газа, осадков из воды и иловых растворов (водных вытяжек из илов). В водах, парах и твердых продуктах реакций определялось содержание металлов. Термоаномалия была покрыта скважинами до глубины 3 м для определения характера гидротермального изменения пород.

Выходы перегретой наиболее чистой хлоридно-натриевой воды приурочены к Осевой части Центрального термального поля и имеют площадной выход через проколы. Этот участок наиболее прогрет, вода на выходах кипит с интенсивным пароотделением. Реакция воды близкая к нейтральной, минерализация около 3 г/л, хлор-натриевая компонента составляет 90 мг-экв-% и более, генетические коэффициенты приближаются к постоянным.

Площадные проколы перегретой хлоридно-натриевой воды, богатой кремнеземом, в Осевой части Центрального термального поля фиксируются гейзеритами. Для кальдеры Узон гейзериты не имеют столь широкого развития, как в других районах разгрузки подобных терм, в том числе в соседней с Узоном Долине гейзеров, что определяется гидрогеологическими условиями (обводненностью депрессии Узон), однако и здесь они типичны.

Кремнистые осадки в кальдере Узон наблюдаются в четырех формах: 1) гейзеритовые островки на поверхности площадных проколов хлоридно-натриевых вод в Осевой части Центрального термального поля; 2) небольшие гейзеритовые постройки в виде ожерелья вокруг отдельных грифонов (гейзер Ната, источник на Тростниковом участке); 3) кремнистые плиты на дне Хлоридного озера, четвертого озера и др.; 4) мучнистые кремнистые осадки на дне и стенках некоторых котлов с хлоридно-натриевой водой.

Гейзеритовые островки в осевой части Центрального поля имеют диаметр не более 30 см и возвышаются над зеркалом термальных вод на 5-10 см. С поверхности они заилены, в разрезе имеют белый и кремовый цвет, слоистые и кавернозные. Гейзерит проколов и гейзера Ната (на площадке Ожерелье) больше чем на 90% состоит из кремнезема и воды (опал+кристоболит). Примесь других породообразующих компонентов незначительная (табл. 56).

Таблица 56

Состав осадков из вод (в вес. %)

Компоненты	Из хлоридно-натриевых вод		Из вод смешанного состава с влиянием конденсата пара											
	Гейзериты		Кремнисто-глинистые			Кремнисто-глинисто-серые		Кремнисто-глинисто-шристые			Кремнисто-серые			
SiO ₂	81,10	81,56	53,0	51,36	43,90	41,44	43,80	32,94	29,34	43,20	8,42	31,70	16,76	41,78
TiO ₂	0,16	0,23	1,15	1,45	1,42	0,33	0,39	0,98	0,76	0,84	0,36	0,98	0,19	1,08
Al ₂ O ₃	2,37	1,88	17,28	21,17	17,43	13,37	16,51	12,65	10,53	13,34	2,96	9,88	6,62	16,91
Fe ₂ O ₃	0,65	Н. о.	4,26	2,85	10,67	4,18	5,52	22,81	23,26	13,80	1,76	6,17	3,13	2,19
MnO	Следы	0,20	0,10	0,03	0,17	0,05	0,03	0,31	0,11	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05
MgO	0,15	Н. о.	1,18	1,55	0,11	0,06	0,42	1,53	1,07	1,18	0,08	0,13	0,43	0,76
CaO	0,65	2,64	2,34	1,08	1,66	0,94	1,19	2,14	1,82	1,97	0,52	0,82	0,70	1,02
Na ₂ O	0,40	0,48	1,10	0,47	1,35	0,28	0,74	Следы	0,27	1,00	Следы	0,20	Следы	0,47
K ₂ O	0,14	0,20	0,58	0,41	0,45	0,48	0,28	0,24	0,31	0,58	0,04	0,22	0,04	0,38
H ₄ O ⁻	5,34	5,70	6,98	4,84	2,88	6,26	4,76	6,30	9,24	6,54	5,22	1,74	5,60	7,04
H ₂ O ⁺	5,19	4,60	8,22	7,48	6,62	8,47	8,89	5,94	11,31	4,48	2,38	8,06	3,90	6,38
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,18	0,20	0,25	0,23	0,15	0,33	0,14	0,14	0,03	0,18	0,17	0,15
As ₂ O ₃	2,40	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	1,15	0,45	2,70	1,10	0,93	2,05	2,20	0,40	—
S _{эл}	—	—	0,85	1,38	0,90	22,98	12,09	—	2,19	1,96	73,92	36,16	53,76	15,25
SO ₃	—	—	—	2,55	12,65	—	—	—	—	—	—	—	—	4,28
S _{выр}	2,98	1,65	2,60	1,75	—	—	—	8,17	6,85	3,95	—	—	—	0,45
Сорг	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м а	101,57	100,13	101,67	100,67	100,46	100,21	99,37	99,77	100,57	100,21	99,35	99,29	99,86	99,78
Поправка	1,49	—	-1,3	-0,87	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м а	100,08	—	100,37	99,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1 - проколы осевой части Центрального термального поля; 2 - гейзер Ната; 3 - разрез вкрест осевой части Центрального термального поля (Т-I); 4, 6 - то же (Т-V); 6 - разрез вдоль Центрального термального поля (Т-I); 7 - то же (Т-III); г - ручей из Сизого котла; 9 - то же устье ручья; 10 - озеро Серое; 11 - Оранжевая площадка; 12 - то же; 13 - озеро Банное; 14 - поле Цепочка.

Судя по отношениям в гейзеритах $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$, $\text{CaO}:\text{MgO}$, можно считать, что основное загрязнение их обусловлено частичками пород. Это относится и к титану. Абсолютные значения его в гейзеритах занижены по сравнению с породами Узона за счет преобладания в них осажденного из раствора кремнезема. Поэтому отношение $\text{SiO}_2:\text{TiO}_2$ резко завышено: 354, 500- вместо 50-100 в породах; отношения же $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$ и др. близки к породным. Присутствие марганца и фосфора в гейзеритах, в основном, определяется высаживанием из воды вместе с кремнеземом, серой, мышьяком и другими металлами.

Водная вытяжка из гейзерита имеет состав, близкий к основной хлоридно-натриевой воде; хлор-натриевая компонента в ней достигает 83 мг-экв- %, отношение $\text{Na}:\text{Cl}$ (в мг-экв/л) близко к единице. Отмечается несколько повышенная сульфатность и аммонийность порового раствора, что, вероятно, обусловлено влиянием конденсирования паров хлоридно-натриевых вод в толще пористого гейзерита.

Определение кремневой кислоты в водах Узона проводилось в лабораторных условиях весовым методом. Содержание было определено в пределах 150-400 мг/л H_2SiO_3 (рис. 93). По данным Краускопфа, приведена прямая зависимость растворимости кремнезема от температуры. Сравнение полученных данных с этой прямой показывает, что из вод нашего состава кремневая кислота не должна выпадать в осадок (рис. 94). Осаждение кремнезема из перегретых хлоридно-натриевых вод на их выходах, вероятно, определяется динамическими процессами, нарушающими равновесное состояние глубинного раствора при выходе его на поверхность земли. Основным фактором является вскипание глубинных растворов на поверхности с резким охлаждением и повышением концентрации при пароотделении (рис. 95, 96, 97).

Горизонтальная зональность прослежена по котлам вкост осевой части Центрального термального поля по западной кромке Хлоридного озера к периферии термоаномалии и вдоль его.

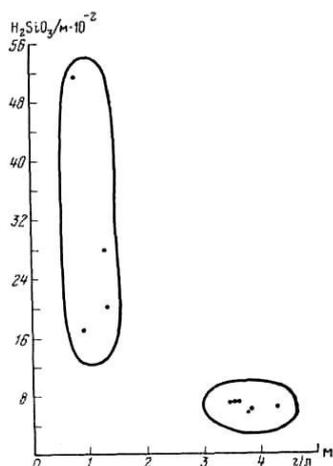


Рис. 93. Зависимость отношения H_2SiO_3 к минерализации от общей минерализации

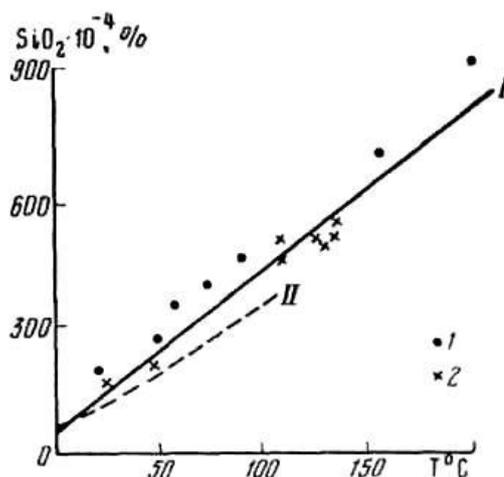


Рис. 94. Зависимость растворимости аморфного кремнезема от температуры

1 - Окамото; 2 - компиляция Александра; I - растворимость аморфного кремнезема; II - горячие источники, по Уайре

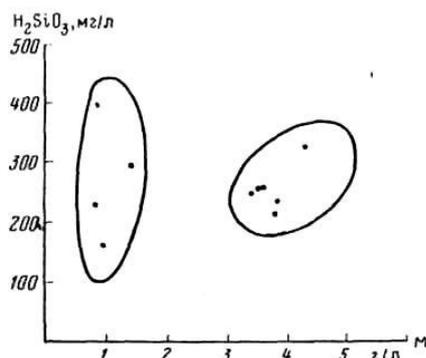


Рис. 95. Зависимость содержания кремнекислоты от минерализации термальной воды

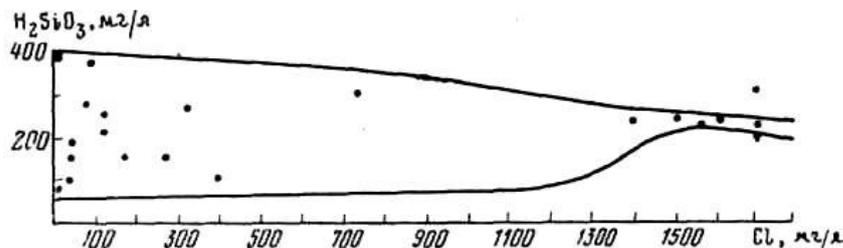


Рис. 96. Зависимость содержания в водах кремнезема от хлор-иона

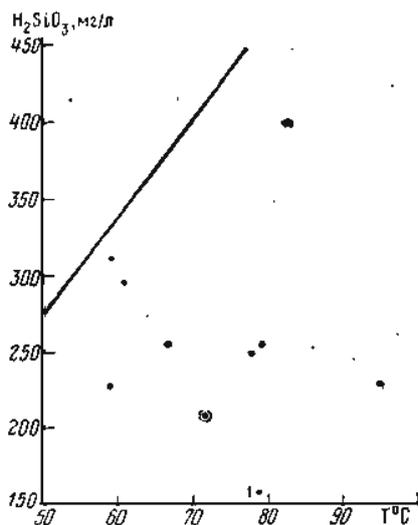


Рис. 97. Зависимость растворимости H_2SiO_3 от температуры.

Вкрест осевой части в трех центральных грифонах вода имеет максимальную температуру (92°), среду, близкую к нейтральной (pH 6-7) и минерализацию 3,5 г/л. Хлоридно-натриевая компонента составляет в них 86-93 мг-экв-% сульфат-ион 6-14, гидрокарбонат-ион отсутствует. Для такой воды характерно постоянное отношение (в мг-экв-%): Na:Cl около 1, Ca:Cl 0,048-0,05, Na:K 19-26, SiO_2 :M около 0,05 и невыдержанность отношения Ca:Mg. В спонтанных газах на фоне преобладания CO_2 определяются относительно повышенные содержания N_2 , H_2 , CH_4 (азот остается избыточным после вычета его и кислорода в воздушном отношении). Четко выступает повышенная металлоносность, бороносность и нефтеносность вод. Содержание A-3 мг/л, Sb/s 0,4-0,7 мг/л, Pb около 1 мг/л, Zn 0,03-0,1 мг/л, Ag - 0,0006%. В осадках из вод преобладает кремнезем. Минеральный состав их: опал, каолинит с незначительной примесью алуниита, гипса и элементарной серы. Иловые растворы отлично от свободных хлоридно-натриевых вод имеют хлоридно-сульфатный состав пониженную кислотность и сложный катионный состав.

Воды в периферийных грифонах, отстоящих всего на 10 м от центральных, имеют резко отличный от хлоридно-натриевых вод состав (табл. 57). Они менее нагреты ($40-60^\circ$), имеют пониженную минерализацию (0,9-1,4 г/л), иногда пониженную кислотность (pH 4-5), сложный сульфатно-хлоридный в северном фланге Осевой части Центрального термального поля и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный состав в южной. Хлор-натриевая компонента в них по хлору составляет 46-60 мг-экв-%, сульфат-ион 25-40, гидрокарбонат-ион 0-29. Основные генетические коэффициенты в них не выдержаны: Na:Cl > 1, Ca:Cl выше, чем в хлоридно-натриевых водах (до 0,3 вместо 0,03). Na:K; Ca:Mg более резко варьируют, чем в хлоридно-

натриевых водах. Содержание SiO_2 в них уступает таковому в хлоридно-натриевых водах, однако в расчете на минерализацию значительно превышает ее ($\text{SiO}_2 : \text{M} = 0,17-0,2$ против 0,05).

Таблица 57

Состав термальных вод вдоль Центрального термального поля (в мг/л)

Катионы	Точка I		Точка II		Точка III		Точка IV		Точка V	
	Вода	Иловый раствор	Вода	Иловый раствор	Вода	Иловый раствор	Вода	Иловый раствор	Вода	Иловый раствор
H^+	0,9	4,90	5,13	0,27	0,89	1,58	0,57	0,01	0,19	0,91
NH_4^+	13,5	23,0	27,9	5,0	15,8	3,0	15,9	4,5	10,8	1,0
Na^+	122,6	28,6	1054,3	132,9	1087,0	106,6	1161,5	41,3	90,0	30,8
K^+	20,0	4,3	107,2	15,4	95,7	6,6	91,4	4,3	8,2	4,6
Ca^{2+}	28,7	6,8	54,3	9,2	44,7	5,9	44,7	3,3	12,6	41,6
Mg^{2+}	7,2	3,0	4,6	2,3	0,7	0,9	1,6	0,5	5,4	6,8
Al^{3+}	0	—	3,5	—	0,0	—	2,8	—	0,0	—
Fe^{2+}	0	Следы	0	0	0,0	10,0	0,0	0,0	0,0	3,0
Fe^{3+}	0	10,0	8,9	0	0,0	0	0,0	0,0	Следы	5,0
С у м а	192,0	80,6	1265,8	165,05	1244,8	134,6	1318,5	53,9	127,2	93,1
Cl^-	120,0	35,4	1696,0	193,2	1746,0	143,4	1726,0	17,7	92,0	17,7
SO_4^{2-}	196,0	263,1	641,0	77,3	190,0	131,1	176,0	71,6	127,0	253,1
HCO_3^-	27,7	—	—	—	0,0	—	—	—	—	—
С у м а	343,7	398,5	2337,0	270,5	1936,0	274,5	1902,0	89,3	219,0	270,8
H_2SiO_3	226,2	—	322	—	213	—	231	—	398	—
H_3BO_3	34,6	—	397,4	—	396,3	—	393,2	—	28,8	—
Минерализация	796,3	479,1	4322,2	435,6	3790,4	409,1	3844,7	143,2	773,0	363,9
pH	6,24	2,31	2,29	3,56	3,05	2,56	3,24	4,90	3,76	3,04
Na/Cl	1,58	1,24	0,96	1,06	0,96	1,15	1,04	3,6	1,51	2,68
K/Cl	0,15	0,11	0,057	0,0715	0,05	0,042	0,048	0,22	0,081	0,23
Ca/Cl	0,42	0,34	0,057	0,0845	0,045	0,072	0,046	0,32	0,24	4,15
Mg/Cl	0,175	0,25	0,079	0,035	0,0012	0,017	0,0027	0,08	0,17	1,12
Na/K	10,45	11,25	16,75	14,81	19,3	27,3	21,6	16,35	18,65	11,16
Ca/Mg	2,42	1,36	7,14	2,42	3,71	4,14	17,15	4	1,43	3,72
$\text{H}_2\text{SiO}_4/\text{M}$	0,284	—	0,076	—	0,056	—	0,06	—	0,515	—
NaCl , мг · экв · %	43	11	77	77	92	60	89	23	50	9

Слабо минерализованные воды периферийных грифонов имеют отличный от хлоридно-натриевых вод осевой части состав спонтанных газов. В них более существенную роль играют CO_2 и H_2S ; H_2 , N_2 , CH_4 присутствуют, но в меньших, чем в хлоридно-натриевых водах, количествах. Не менее резко выступает различие концентраций в водах металлов: As уменьшено в 3 раза, Sb, Ge нами не определялись, Pb, Zn несколько занижены. Осадки из вод периферийных грифонов имеют более сложный состав; в них значительную роль играет элементарная сера, а в осадках из вод с гидрокарбонатным ионом присутствует карбонат. Иловый раствор в осадках периферийных грифонов еще более сульфатный (SO_4^{2-} 80-91 против 50 мг-экв-% иловых растворов хлоридно-натриевых вод).

Аналогичная горизонтальная зональность наблюдается в грифонах вдоль Осевой части Центрального термального поля. В трех внутренних грифонах на протяжении 600 м воды имеют хлоридно-натриевый состав, хлор-натриевая компонента по хлору достигает 78-93 мг-экв-%, воды имеют повышенную минерализацию - (3,8-4,3 г/л) реакцию, близкую к нейтральной и наиболее высокую температуру; отношение Na:Cl остается близким единице (0,96-1,03). Для них характерна повышенная рудная минерализация: As -2 мг/л, Sb - 0,45 мг/л, Pb - до 1 мг/л. Воды периферийных грифонов характеризуются пониженной минерализацией (0,8г/л), хлоридно-сульфатным гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридным составом. Отношения основных компонентов резко варьирует: Na:Cl>1 (1,51-1,58), в них повышается роль кальция и магния и относительная роль кремнезема ($\text{SiO}_2 : \text{M} = 0,3-0,5$ против 0,06-0,07).

В центральных грифонах иловые растворы хотя и более сульфатные, чем свободные воды, однако хлор-натриевая компонента в них составляет 50-80 мг-экв-% и Cl:Na близко 1. Иловые растворы в периферийных грифонах с водами сложного состава отличаются от иловых растворов центральных грифонов резко сульфатным составом: SO_4^{2-} 80-90 мг-экв-%, Na:Cl>1, т. е. Na преобладает над Cl и поступает в воды из пород. В них резко увеличена роль щелочноземельных металлов (магния). В широкой промежуточной зоне по северному крылу Осевой части Центрального термального поля воды в озерах, грифонах, ручьях отличаются от хлоридных-натриевых вод глубинного разлома резко пониженной минерализацией; среда изменяется в сторону окисления, температура - понижения, солевой состав - усложнения, газовый - увеличения роли CO_2 и H_2S , металлоносность - ослабления. Хлор-натриевая компонента в них присутствует, но подчинена другим компонентам; увеличена роль сульфат-иона, гидрокарбонат-иона и щелочно-земельных металлов. Генетические коэффициенты менее постоянны и отличаются от таковых в хлоридно-натриевых водах; типичное отношение Na:Cl колеблется от 1,2 до 4. По концентрациям в водах того или иного иона воды определяются, как сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные и др. При увеличении в водах сульфат-иона отношение Na:K часто уменьшается (за счет увеличения роли калия). Отношение Ca: Mg в водах такого типа по сравнению с хлоридными-натриевыми занижено за счет увеличения роли магния; кальций переходит в поглощенный комплекс. Абсолютные количества кремнезема в этом типе вод

приближается к таковому в хлоридно-натриевых водах, однако при пересчете на общую минерализацию они оказываются значительно обогащенными кремнеземом ($\text{SiO}_2 \cdot \text{M} = 0,3$ против 0,05).

В водах сложного состава промежуточной зоны в спонтанных газах увеличена роль CO_2 . Резко выступает ослабление рудной минерализации по сравнению с хлоридно-натриевыми водами Осевой части Центрального термального поля. Одновременно повышается концентрация Zn и других металлов. Осадки из вод такого состава с увеличением в них роли сульфат-ионов и гидрокарбонат-ионов имеют сложный состав. В них повышается роль гидратов железа, серы и карбоната (см. табл. 56). Иловые растворы из таких осадков существенно сульфатные и более кислые, чем в осадках водоемов с хлоридно-натриевой водой. Гидротермальное разложение пород в широкой промежуточной зоне на поверхности выражено в площадном развитии гидротермальных цветных глин опал-каолинитового, опал-лимонитового и опал-алунитового ряда.

Западное термальное поле локализовано на пересечении субширотного глубинного разлома с кольцевым и фиксирует интенсивное проявление паровой фазы, отделившейся, вероятно, от основной восходящей хлоридно-натриевой струи. Зеркало такой термальной воды здесь погружено. Термальная вода проявлена только в одном озерке, расположенном между парящих бугров. Вода резко отличается от вод других термальных площадей своей повышенной минерализацией (до 4,5 г/л), кислотностью ($\text{pH} < 1$), сульфатностью и сложным катионным составом. Несмотря на повышенную минерализацию такой воды, мышьяк и сурьма в ней и в донных кремнисто-серных илах находятся в пониженных концентрациях. Гидротермальное изменение пород на Западном термальном поле интенсивное и выражается вблизи поверхности в кислотном выщелачивании с образованием опалитов, каолинитов, опалово-алунитовых пород с серными бугорками и гипсовой шляпой.

Северное термальное поле расположено на буграх, у подножия северной стенки борта кальдеры, на пересечении оперяющего разлома с кольцевым; оно менее интенсивное. Среди гидротермально-измененных пород (опалитов, опалово-алунитовых и гидротермальных глин с серными буграми) в овраге сосредоточены выходы термальных вод в глубоких трубообразных грифонах, блюдцеобразных лужах и озерке, из которого вытекает руч. Ягодный.

В трубообразном грифоне вода, поступающая из глубины, высоко нагрета (80°) имеет близкую к нейтральной реакцию (pH около 7) и сложный хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный ($\text{Cl}:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-} = 23:30:47$ мг-экв. %), калиево-аммонийно-кальциево-натриевый состав ($\text{Na}:\text{Ca}:\text{NH}_4:\text{K} = 41:32:13:11$ мг-экв. %). Среди спонтанных газов на фоне CO_2 определены N_2 , H_2 и CH_4 , а из металлов Pb, Ag и другие, свойственные хлоридно-натриевым водам.

В расположенных рядом мелких грифонах без стока вода кислая ($\text{pH} - 2,11$), слабо нагретая (40°), сульфатная, аммонийная. Спонтанный газ на 92% состоит из CO_2 и 1,47% H_2S . Вода содержит Zn в повышенных концентрациях (0,7 мг/л), Pb в пониженных. Это типичная конденсатная окисленная вода; температура ее благоприятствует развитию окисления серы под действием бактерий.

В основное озерко со дна поступает нагретая вода и обильные газы, которые вызывают на поверхности озера интенсивное бурление. Температура воды в участках выхода газа 80° , на периферии водоема 40° . Вода слабо минерализованная (0,3 г/л), кислая ($\text{pH} - 2,7$) имеет хлоридно-сульфатный состав. Хлор-натриевая компонента по хлору составляет 34 мг-экв. %, $\text{Na}:\text{K} = 4$. Среди металлов определены As и Pb.

Из кислой сульфатной воды в блюдцеобразных водоемчиках происходит садка кремнезема и серы. Осадки состоят на 30% из опала и 70% самородной серы. Поверхность высокотермальной хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатной воды в трубообразном грифоне покрыта пленкой сульфида железа.

На термоаномалии Узона существует реальная современная горизонтальная концентрическая зональность вокруг субширотной зоны разлома выраженная по выносу тепла, водам, газам, осадкам из вод, иловым растворам, гидротермально измененным породам, минералам металлогении.

Горизонтальная зональность по водам. От субширотной зоны разлома к периферии термоаномалии происходит смена перегретых хлоридно-натриевых вод через смешанные охлажденные менее минерализованные сложного состава на кислые сульфатные. Гидрохимическая зональность осложняется различным влиянием в промежуточной и краевой зонах глубинных хлоридно-натриевых вод и конденсатов гидротермального пара.

Горизонтальная зональность по газам. На фоне общего преобладания в гидротермальных газах термоаномалии углекислого газа намечается увеличенное содержание азота, водорода и метана в газе субширотной зоны разлома с восходящим потоком перегретых хлоридно-натриевых вод и увеличение роли углекислого газа и сероводорода к периферии термоаномалии (табл. 58). В силу высокой миграционной способности газа, особенно в условиях подземного вскипания и раздробленности пород термоаномалии, газовая зональность может не совпадать с гидрохимической и несколько затусована.

Таблица 58

Состав спонтанных газов термоаномалии кальдеры Узон (в объемн. %).

Аналитик Т. Г. Алексеева

Место взятия пробы	CO ₂	O ₂	H ₂	CO	CH ₄	N ₂	H ₂ S
Центральное термальное поле	95,29	0,17	0,14	0,0	0,78	0,30	3,32
Точка 1	67,66	3,90	0,28	0,0	1,16	27,00	0,0
» 2	85,45	0,12	0,23	0,0	2,88	11,33	Следы
» 3	78,35	3,77	1,08	0,0	5,60	11,2	0,06
» 4	92,11	0,0	0,73	0,0	0,32	1,83	5,01
» 5	74,26	2,58	0,0	0,0	1,03	22,13	0,06
» I	42,33	6,75	0,09	0,0	0,28	50,54	» »
» II	87,76	0,85	0,06	0,0	0,0	11,33	Следы
» III	89,15	0,09	0,0	0,0	0,0	8,61	2,15
Прокол	93,53	0,25	0,0	0,0	1,14	2,44	2,64
»	94,84	0,04	0,0	0,0	0,54	4,58	0,06
Фумарольное озеро. Четвертое озерко							
То же	32,41	12,91	1,08	0,0	0,0	53,60	» »
» »	25,79	13,38	1,87	0,0	0,0	58,96	0,59
Серные бугры Р-1	86,00	1,44	0,58	0,0	0,58	11,40	Следы
То же, Гейзер	86,79	1,56	0,59	0,0	1,61	9,45	0,06
Тростниковый участок	70,11	4,79	0,0	0,0	0,67	24,43	0,0
То же. Точка 2	99,38	0,0	0,0	0,0	0,0	0,62	0,06
» » Газирующий источник	87,02	2,56	0,0	0,0	0,49	9,93	» »
» » Скважина	70,11	4,79	0,0	0,0	0,67	24,43	» »
Северное термальное поле	91,84	0,09	0,0	0,0	3,08	4,49	1,47
То же	87,01	0,39	0,78	0,0	2,54	9,28	0,78
Западное термальное поле	56,26	7,44	1,66	0,0	0,0	34,64	0,06
То же	11,46	17,66	0,30	0,0	1,90	68,68	» »
» »	76,27	1,33	0,99	0,0	0,25	21,16	» »

Горизонтальная зональность по осадкам из вод проявляется в смене гейзеритов и кремнисто-ртутно-сурьмяно-мышьяковых сульфидных осадков, характерных для осевой части термоаномалии с максимальным выносом тепла и проявлением металлоносных, богатых кремнеземом хлоридно-натриевых вод на осадки сложного состава (кремнисто-каолиновые, кремнисто-лимонитовые, кремнисто-пиритные, кремнисто-серные) в промежуточной и краевой зонах. К периферии месторождения и в грифонах с максимальным влиянием компоненты конденсата гидротермального пара в осадках увеличивается роль элементарной серы. На осложнение горизонтальной зональности по осадкам влияет ряд факторов. Несмотря на сходство составов вод в проколах и котлах осевой части термоаномалии на дне и стенках котлов осадки резко отличаются по составу от гейзеритов проколов максимально прогретой части термоаномалии. Кремнезем остается ведущим компонентом (53%), но осадки существенно обогащены окислами алюминия (до 17%), железа (до 6%), кальция, магния и щелочных металлов. Содержание окислов титана в них повышено по сравнению с гейзеритами, соответственно понижено отношение SiO₂:TiO₂. Содержание окислов кальция, магния и щелочных металлов в илах по сравнению с таковыми в породах занижено, наоборот содержание марганца и фосфора завышено. В илах в различных соотношениях присутствует сульфатная, сульфидная и элементарная сера. Минеральный состав сложный: каолинит, опал, алунит, гипс, барит, сера, пирит, марказит и др. Водные вытяжки из таких илов весьма существенно отличаются от свободных хлоридно-натриевых вод, они имеют значительно повышенную сульфатность.

Сульфатность иловых растворов определяется влиянием биогенного окисления серосодержащих компонентов илов. Указания на интенсивность процессов биогенного окисления серосодержащих компонентов в породах термальных полей Камчатки имеются в работах М. В. Иванова и др. (1969). Микробиологические анализы показывают, что в образцах с температурой 45° и менее обнаруживаются значительные количества тионовых бактерий. *Thioxidane* энергично окисляют элементарную серу в серную кислоту, а *Thefeuroxidane* окисляют сульфиды, серу и закисное железо. Соответственно илы и гидротермальные глины стенок грифонов с хлоридно-натриевой водой, имеющей реакцию, близкую к нейтральной, - кислые и ультракислые (табл. 59).

Основная хлоридно-натриевая вода коренной струи на выходе имеет реакцию, близкую к нейтральной. В такой воде алюминий не может быть в растворе, что подтверждается химическим анализом воды. В составе илов водоемов с восходящей хлоридно-натриевой водой определяется до 20% Al₂O₃. Кремнисто-глинистые илы в грифонах с хлоридно-натриевой водой образовались не столько в результате хемогенной садки, сколько за счет разложения пород стенок грифонов. Нейтральная хлоридно-натриевая вода (потерявшая уголекислоту и сероводород) на поверхности слабо активна, непосредственно на ее выходах в участках максимального прогрева породы не претерпевают существенных химических изменений. Интенсивное разложение пород стенок грифонов происходит на некотором расстоянии от восходящей высоко нагретой струи, где температура снижена. Иловые растворы в этих условиях становятся существенно сульфатными, кислыми и интенсивно разлагают породы. В грифонах с нейтральной хлоридно-натриевой водой в результате реакций окисленный иловый раствор - порода происходит загрязнение

глубинных хлоридно-натриевых вод сульфат-ионом, породообразующими и микрокомпонентами, а хемогенных осадков - твердыми продуктами разложения пород.

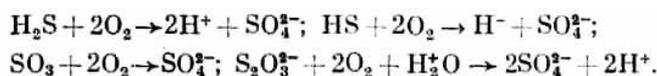
Таблица 59

Состав смешанных вод и иловых растворов (в мг/л)

Катионы	Точка 1		Точка 5		Озеро Серное			Озеро Банное	Озеро Оранжевое	Грифон Цепочка	Ручей Миши	
	Вода	Иловый раствор	Вода	Иловый раствор	Вода	Конденсат	Иловый раствор, h=0	Иловый раствор, h=1,5 м	Вода	Вода	Вода	Вода
H ⁺	0,0	—	0,87	1,15	3,16	—	0,89	0,04	—	—	1,2	0,03
NH ₄ ⁺	12,2	32,9	14,4	3,0	65,6	104,0	10,5	7,5	20,0	1,0	10,0	0,2
Na ⁺	178,8	29,5	260,9	17,4	333,3	—	45,7	35,6	—	25,0	100,0	18,9
K ⁺	22,3	3,3	17,4	2,0	36,3	—	5,5	4,2	103,2	7,8	14,6	5,4
Ca ²⁺	31,3	5,9	27,5	4,8	72,8	—	7,2	2,0	32,0	20,0	25,1	28,0
Mg ²⁺	4,75	2,2	9,6	1,8	5,8	—	6,9	—	4,8	6,9	8,6	—
Fe ²⁺	—	Следы	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	—	0,4	0,5	2,8	—	Следы	—	—	—	—	—
Al ³⁺	—	—	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	249,4	73,8	335,1	30,7	519,8	104	70,69	49,44	160,0	69,7	162,2	52,5
Cl ⁻	177,5	24,8	339,4	14,2	404,0	—	30,1	30,14	—	9,6	126,6	19,2
SO ₄ ²⁻	129,0	88,4	292,0	86,5	766,0	170,0	153,2	58,2	336,0	146,5	312,0	82,3
HCO ₃ ⁻	195,2	24,4	—	—	—	141,5	—	—	36,6	18,3	—	—
С у м м а	501,7	137,6	624,4	100,7	1170	311,5	183,3	88,3	372,0	174	438,6	101,5
H ₂ SiO ₃	163,8	—	289,9	—	108,4	—	—	—	—	—	261,0	84,5
H ₃ BO ₃	40,0	—	111,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Минерализация	954,9	211,4	1358,3	131,4	1798,2	415,5	254,0	137,8	532,6	246,1	861,8	238,0
pH лабор	7,08	6,54	3,06	2,94	2,51	7,57	3,05	4,38	5,4	6,5	2,91	4,55
pH полевог	6,8	5,6	6,3	5,4	5,6	6,5	6,3	6,6	—	—	6,6	—
Na/Cl, мг · экв · %	1,5	1,8	1,4	1,9	1,3	8	2,3	1,8	—	4,0	1,2	1,5
K/Cl	0,11	0,11	0,05	0,12	0,08	—	0,16	0,13	—	0,74	0,1	0,26
Ca/Cl	0,31	0,41	0,14	0,60	0,31	—	0,42	0,11	—	3,7	0,35	2,59
Mg/Cl	0,078	0,25	0,08	0,37	0,04	—	0,08	0,01	—	2,1	0,2	—
Na/K	13,6	16,0	26	15,2	15,6	—	14,2	14,1	—	5,4	11,8	5,8
Ca/Mg	4,0	1,8	1,7	1,6	7,6	—	5,1	10	—	1,7	1,7	—
H ₂ SiO ₃ /M	0,17	—	0,14	—	0,06	—	—	—	—	—	0,3	0,3
NaCl, мг · экв · %	46	24	60	18	42	—	—	—	—	7	36	24

Окисление первичных, близких к нейтральным, хлоридно-натриевых вод и соответственно повышение их агрессивных свойств могло происходить в благоприятных условиях за счет самоокисления воды. В хлоридно-натриевых водах присутствуют соединения серы, в основном сульфат-ион. В единичных пробах наравне с сульфатом были определены сульфит, гидросульфат и тиосульфат.

Неустойчивые компоненты (и pH) определялись в поле. При последующих лабораторных определениях было отмечено понижение pH большинства проб с 6 до 3. Изменение во всех пробах сопровождалось исчезновением сернистых соединений (H₂S, HS⁻, S₂O₃²⁻, S₂²⁻). Очевидно, произошло окисление сернистых соединений:



Образующаяся в процессе окисления серная кислота диссоциирует, понижая pH. Сернистые соединения определялись в виде H₂S. Можно по этим данным высчитать pH, которое получается при полном его окислении по формуле:

$$\text{pH} = \log \left[\frac{\text{H}_2\text{S}}{2} \right].$$

Результаты расчета прямых определений pH приведены в табл. 60.

Таблица 60

Расчет прямых определений pH (Центральное поле)

Проба	Точка 3	Точка 4	Точка III	Точка IV	Точка V
pH лабораторный	3,58	4,29	3,05	3,24	3,71
pH рассчитанный	4,63	3,92	3,75	3,42	3,66
pH полевой	6,3	6,3	5,9	6,6	6,6
H ₂ S, мг · экв/л	0,02	0,12	0,18	0,38	0,22

Воды с pH - 3 активно разлагают породы стенок и дна грифонов, котлов и определяют загрязнение кремнистых осадков окислами других металлов. Илы котлов промежуточной и внешней зон со смешанной водой по химическому и минеральному составу не резко отличаются от илов в котлах с типичной хлоридно-натриевой водой. Это определяется сходством условий их формирования в окислительной среде менее прогретых участков. Илы в промежуточной и внешней зонах в силу увеличения в формировании вод роли конденсата гидротермального пара обогащены самородной серой.

В случае присутствия в воде и иловом растворе гидрокарбонат-иона отношение Ca:Mg сдвигается в сторону увеличения роли кальция в осадках (Ca:Mg в воде - 4, в иловом растворе - 2,7, в осадке - 15) и появления в них кальцита.

Для определения возможностей осаждения кальцита были проведены пересчеты анализов вод. Такие же расчеты по равновесию карбонатов проведены Г. Гаррисом («Минеральные равновесия», 1962 г.).

Использовались следующие два уравнения:

$$\frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} = K_{HCO_3^-} = 10^{-10,22} [Ca^{+2}][CO_3^{2-}] = K_{CaCO_3} = 10^{-8,51}.$$

40° C, 1 атм 40° C, 1 атм

Уравнения в выражениях молярности и коэффициентов активности:

$$\frac{\alpha_{H^+} m_{CO_3^{2-}}}{m_{HCO_3^-}} = \frac{10^{-10,22} \gamma_{HCO_3^-}}{\gamma_{CO_3^{2-}}} m_{Ca^{2+}} m_{CO_3^{2-}} = \frac{10^{-8,51}}{\gamma_{Ca^{2+}} \gamma_{CO_3^{2-}}}.$$

Для расчёта составлена табл. 61. Было высчитано необходимое содержание кальция для выпадения кальцита из этих вод (m'Ca). Содержание Ca²⁺ должно быть выше, чем в анализируемых пробах.

Таблица 61
Расчет содержания в водах Ca, необходимого для осаждения кальцита

α_{H^+}	$m_{Ca^{2+}}$	$m_{HCO_3^-}$	$\gamma_{Ca^{2+}}$	$\gamma_{HCO_3^-}$	$\gamma_{CO_3^{2-}}$	$m'Ca$	M
$10^{-5,4}$	$10^{-3,1}$	$10^{-3,22}$	$10^{-0,17}$	$10^{-0,045}$	$10^{-0,18}$	0,56	0,0115
$10^{-6,5}$	$10^{-3,30}$	$10^{-3,85}$	$10^{-3,13}$	$10^{-0,033}$	$10^{-0,13}$	0,12	0,0056

Выпадение кальцита происходит из вод другого состава. Состав иловых растворов в донных осадках имеет отличный от свободных вод состав; образование кальцита происходило в их среде.

Горизонтальная зональность по иловым растворам подчиняется горизонтальной зональности по осадкам из вод. На их состав оказывает влияние температурный фактор, поскольку прогретость определяет степень биогенного окисления. Иловые растворы изучались по водным вытяжкам.

В гейзеритах осевой части Центрального термального поля иловые растворы по составу приближаются к свободно изливающейся хлоридно-натриевой воде. Прогретость до 100° площадки отрицает возможность биогенного окисления серы и сульфидов в гейзеритах и соответственно резкого повышения кислотности и сульфатности иловых растворов. К периферии термоаномалии состав иловых растворов становится существенно сульфатным и более сульфатным, чем свободная вода в точке его отбора.

Горизонтальная зональность по гидротермально-измененным породам выступает отчетливо. В осевой части термоаномалии с выходами перегретой хлоридно-натриевой воды вблизи поверхности проявляется аргиллизация и цеолитизация. Промежуточная зона развития вод смешанного состава характеризуется гидротермальными глинами опал-каолинитового и опал-лимонитового состава. Периферия термоаномалии (особенно Северное и Западное термальные поля) характеризуется развитием преимущественно опаловых, опал-алунитовых и опал-каолинитовых фаций. Метасоматическая зональность подчиняется тепловой и гидрохимической. Там, где зеркало термальных вод приближено к поверхности, приближены и фации аргиллизации и цеолитизации. Там, где зеркало термальных вод погружено, развиваются фации сернокислотного выщелачивания: опаловые, опал-алунитовые и опал-каолинитовые. Промежуточная зона термоаномалии как менее прогретая отличается площадным развитием гидротермальных глин.

Металлогеническая горизонтальная зональность проявляется отчетливо и контролируется выходами глубинных хлоридно-натриевых металлоносных гидротерм и глубинной хлор-натриевой компонентой в других химических типах термальных вод. В Осевой части Центрального термального поля в области зоны разлома воды осадки из вод и гидротермально-измененные породы максимально обогащены As, Sb, Hg, Pb, Ag, Au, Cs, Rb, Li, Be, Ge, В. К периферии термоаномалии металлоносность всех фрагментов современного гидротермального процесса претерпевает постепенное и существенное ослабление (табл. 62). В кислых сульфатных термах появляются компоненты, выщелоченные из пород.

Таблица 62

Распределение металлов по зонам термоаномалии (средние величины, в вес. %)

Место взятия пробы	Количество порций	Металлы																					
		Ni, н.·10 ⁻³	Co, н.·10 ⁻³	Cr, н.·10 ⁻³	V, н.·10 ⁻³	Pb, н.·10 ⁻³	Mn, н.·10 ⁻³	Ca, н.·10 ⁻³	Zn, н.·10 ⁻³	Al, н.	Sb, н.·10 ⁻³	Li, н.·10 ⁻³	Ti, н.	Ba, н.·10 ⁻³	Zr, н.·10 ⁻³	Ce, н.·10 ⁻³	Ga, н.·10 ⁻³	Sc, н.·10 ⁻³	Sr, н.·10 ⁻³	Ba, н.·10 ⁻³	Bi, н.·10 ⁻³	Sb, н.·10 ⁻³	Ag, н.·10 ⁻³
Осевая часть Центрального термального поля																							
Вода	13	—	—	—	11*	417*	0,014*	0,0012**	63*	2000*	300*	—	—	0,6*	—	0,001*	0,0001**	—	—	—	300*	—	0,0015*
Гидротермальная глина	19	0,8	1,6	0,5	13	0,2	0,15	2,5	2	0,126	—	—	0,02	1	11	0,008	1	—	—	15	18	2,3	3
Осадок из воды	10	1	1,45	0,3	5,5	0,14	0,35	3	0,7	0,265	—	—	0,08	0,18	—	4,1	0,6	2,4	0,2	65	30	8	0,2
Рудный горизонт	27	1	2	0,4	100	0,3	—	3,5	450	3,0	13	1,4	0,38	0,04	150	—	—	4,8	0,6	18	30	0,8	—
Серые бугры																							
Вода	9	—	—	—	4*	2*	—	0,0006**	4,0*	500*	20*	—	—	0,12*	—	—	0,0001	—	—	—	150*	—	—
Гидротермальная глина	3	—	0,33	—	2	—	—	5,7	67	0,005	—	—	0,50	—	6	—	0,33	0,33	26	26	—	—	—
Осадок из воды	8	0,5	1	120	7	—	0,075	6,2	6,2	0,027	—	—	0,35	27	11,1	—	7,2	2	10,2	3,7	—	—	—
Рудные отложения	11	1,3	1,8	0,45	4,2	0,1	0,81	10,8	10,1	0,35	1	0,27	0,43	—	95	—	1,5	0,45	1,8	187	0,83	—	—
Северный бор Центрального термального поля																							
Вода	6	—	—	—	6*	2*	—	0,0030**	150*	15*	40*	—	—	—	—	0,0002**	—	—	—	—	120*	—	—
Гидротермальная глина	15	0,61	0,35	0,03	8,3	0,6	0,42	1,7	3,4	0,0052	—	—	1,9	0,90	—	—	—	—	—	—	0,7	1,6	2,8
Осадок из воды	8	0,61	0,8	1	9,1	0,13	0,09	2,9	3	0,007	—	—	0,6	0,58	—	90	—	5	2,5	3,5	4	1,1	0,9
Промежуточная зона термоаномалии																							
Вода	16	—	—	—	0,5*	6*	—	0,0015**	18*	80*	20*	—	—	—	—	0,0005**	0,0003	—	—	—	80*	—	—
Гидротермальная глина	4	0,75	0,5	0,75	8	0,15	0,18	1,6	25	—	—	—	0,57	18	3	—	0,25	—	9	—	0,15	0,8	0,8
Осадок из воды	13	2,7	1	1	5,6	0,07	0,03	6	10	0,012	—	—	0,2	0,48	6	20	—	8	1	13	—	0,2	0,4
Краевая зона (Северное термальное поле)																							
Вода	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гидротермальная глина	3	—	0,33	—	25*	17*	—	0,0007**	88*	—	—	—	—	—	—	—	0,0001	—	—	—	60	—	—
Осадок из воды	9	0,53	0,75	110	8,3	0,33	0,078	4,1	6,6	0,024	—	—	0,5	—	6	—	0,33	0,33	—	26	—	—	—

* Содержания в мг/л. ** вес. %.

Глава четвертая

Общие вопросы формирования структуры, генезиса магм и гидротерм

I. ГЕНЕЗИС МАГМЫ И ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ УЗОНСКО-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ

Основной чертой вулканизма рассматриваемого района является его контрастный характер - параллельное развитие центров базальтового и кислого вулканизма на всех этапах геологической истории четвертичного времени при практическом отсутствии андезитов. Фиксируется достаточно четкая связь изменения химизма базальтов в последовательные этапы кислого вулканизма и явные следы унаследованности черт базальтов в кислых лавах. Последнее выражается в составе цветных минералов и плагиоклазов кислых лав. Родственность обеих групп пород выражена в приуроченности их к единой вариационной линии для базальт-андезитовых серий Камчатки. Такая связь, установленная для всех районов проявления кислого вулканизма Камчатки, наряду с другими характерными чертами его продуктов: присутствию минералов индикаторов высоких давлений (пироп, муассанит на вулкане Хангар), единству петрохимических особенностей вне зависимости от состава и строения пород фундамента и др. - свидетельствует о подкоровом происхождении кислых магм. Косвенным признаком может служить приуроченность вулканотектонической Узон-Гейзерной структуры к глубинному (до 290 км) сейсмоактивному разлому.

Учитывая ряд особенностей состава кислых вулканических пород, в частности, характерную ассоциацию гиперстена и плагиоклаза, а также специфику геологических позиций центров кислого вулканизма, в настоящее время наиболее приемлемой представляется гипотеза о происхождении кислых магм за счет диффузионного разделения базальтоидного расплава в процессе ультраметаморфизма верхней мантии и роста корней горных систем (Эрлих Мелекесцев, 1971). Эта гипотеза хорошо объясняет также связь катастрофических вспышек кислого вулканизма с эпохами интенсивного роста смежных горных систем.

Поступающие из мантии кислые расплавы образуют в пределах коры крупные интрузии, служащие периферическими очагами, питающими центры кислого вулканизма. Отмечается отсутствие в кислых вулканических породах рассматриваемого района кварца и калиевого полевого шпата, отсутствие среди кислых вулканических пород Узонско-Гейзерной депрессии четко выраженных порфириновых серий, породы которых обнаруживают ряд специфических петрохимических особенностей, и др. Гипотеза о происхождении кислых магм в процессе ультраметаморфизма верхней мантии хорошо объясняет и специфику состава термальных вод вулканических районов. Мы имеем дело с мигрировавшими к поверхности отработанными при метаморфизме продуктами дегазации мантии.

Отмечается локализация Узонско-Гейзерной депрессии в пределах грабен-синклинали, расположенной в блоке коры, нависшем над сейсмофокальной зоной в области развития землетрясений с глубиной очага 100 км и более. Распределение отдельных центров вулканизма в этой области контролируется глубинными разломами, связанными с неравномерностью движений по сейсмофокальной зоне. Разломы северо-восточного (45°) и северо-западного простираний контролируют распределение крупных очагов кислой магмы, фиксирующихся изометрическими в плане отрицательными аномалиями силы тяжести. Центры тяжести таких аномалий располагаются на глубине 15-25 км, т. е., как правило, в пределах базальтового слоя коры. Это свидетельствует о невозможности генерации кислых магм за счет расплавления комплексов пород гранитного слоя. Вскрытие этих очагов и локализация конкретных вулканотектонических структур контролируется движениями по широтным разломам. Глубина заложения такого разлома в районе Узонско-Гейзерной депрессии составляет 100-250 км. Эти данные говорят также о мантийном источнике кислых магм. Отмечается смещение в плане Узонской и Гейзерной кальдер по зоне разломов широтного простирания. Величина такого смещения 3-5 км. Наблюдались следы сдвиговых подвижек по широтным разломам, выраженным на поверхности. Эти факты, а также ориентировка удлинения осей кальдер и основных трещинных зон, их положение относительно основной зоны широтных нарушений позволяют высказать гипотезу о том, что основной широтный разлом представляет собой глубинный сдвиг. Движения по нему в слабой степени отражаются в прямых горизонтальных смещениях поверхностных структур, но создают в коре сдвиговые напряжения, которые приводят к формированию системы разрывных нарушений, закономерно ориентированной относительно основного разлома.

Динамическая модель такой системы должна учитывать существование двух различных этапов развития. На первом этапе на одинаково ориентированных трещинах северо-западного простирания к югу и северу от широтных зон располагаются вулканические центры различного состава (базальтовые вулканы к северу и вулканические аппараты, поставляющие кислую магму, к югу от широтной системы разломов). Это свидетельствует о различных условиях в различных крыльях разлома - прямом поступлении подкоровых базальтоидных магм по трещинам оперения вдоль его северного крыла и вскрытии периферического очага кислой магмы трещинами оперения южного крыла. Резкое изменение обстановки на обоих крыльях разлома связано с эпохой кальдерообразующих выбросов кислой пирокластики.

Закономерная ориентировка главных полей развития игнимбритов свидетельствует о направленном характере выбросов, причем часть центров извержения располагается в северной части депрессии на месте базальтовых вулканов докальдерного этапа. Отмечается образование вулканотектонической депрессии и развитие центров посткальдерного кислого вулканизма по обе стороны от широтной зоны разломов. Ориентировка осей удлинения обеих частей депрессии следует направлению трещин отрыва, оперяющих широтную зону (СЗ 310°). Можно высказать предположение о латеральной миграции очага кислой магмы в связи с горизонтальными движениями по широтной зоне разломов в эпоху кальдерообразующих выбросов кислой пироклаستيку.

Направленный характер выбросов в этом случае прямо связывается с подвижками в очаге. При таких подвижках, устанавливается прямая связь, трещин оперения в северном и южном крыльях зоны широтных разломов и происходит латеральная миграция очага. В пользу гипотезы о такой миграции говорят также различия в характере посткальдерного вулканизма Гейзерной и Узонской кальдер. В зоне основного очага главной формой посткальдерной вулканической активности является формирование экструзивных куполов. Эти купола вместе с озерно-пирокластическими отложениями до краев заполняют Гейзерную кальдеру: уровень абсолютных отметок их вершин соответствует уровню плато, образованного отложениями докальдерного комплекса в этом районе.

Таким образом, происходит полная компенсация пространства кальдеры комплексом посткальдерных образований. В кальдере Узон на посткальдерном этапе преобладает взрывная деятельность. Полость кальдеры не компенсирована. Параллельно с кислым вулканизмом посткальдерного этапа здесь образуется базальтовый маар оз. Дальнего; другими словами, можно говорить о поступлении на посткальдерном этапе развития Узонской депрессии магм из двух разных очагов. Динамическая модель формирования Узонско-Гейзерной структуры и развитие вулканизма и гидротермального процесса показаны на рис. 98, 99.

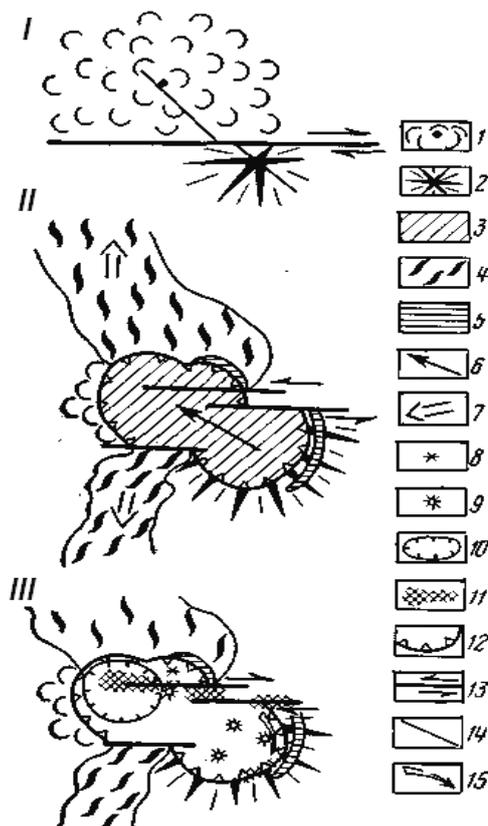


Рис. 98. Развитие вулканизма в связи с глубинными сдвигами

I - докальдерный этап вулканической активности; II - этап кальдерообразования; III - этап посткальдерного вулканизма; 1 - базальтовый щитообразный вулкан Q₁; 2 - центр кислого вулканизма докальдерного этапа; 3 - поле локализации центров эрупции кальдерообразующих выбросов кислой пироклаستيку, приведших к формированию игнимбритов; 4 - поля развития игнимбритов; 5 - дуговые системы трещин, заполненные кислой магмой; 6 - направление латерального смещения очага кислой магмы; 7 - направление течения игнимбритов; 8 - маар оз. Дальнего; 9 - кислые экструзивные купола; 10 - воронка взрыва; 11 - поля развития гидротермальной активности; 12 - разлом, ограничивающий вулканотектоническую депрессию; 13 - зоны глубинных сдвигов с указанием направления относительного перемещения крыльев; 14 - трещины оперения сдвигов; 15 - направление оттока термальных вод от основного глубинного сдвига по дренирующей системе трещин

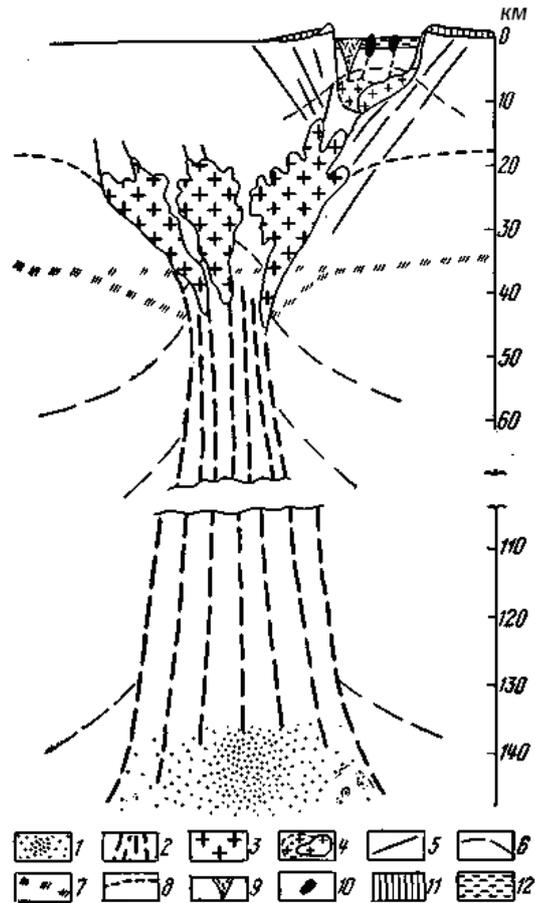


Рис. 99. Кислый вулканизм и развитие вулканотектонических структур

1 - зона генерации магмы в верхней мантии; 2 - подводящая зона, насыщенная магматическим веществом; 3 - интрузии нижнего яруса в коре, создающие крупную отрицательную аномалию; 4 - интрузии верхнего яруса под Узонско-Гейзерной структурой (пунктиром показано латеральное смещение очага); 5 - разломы; 6 - условное положение изотерм; 7 - поверхность Мохоровичича; 8 - поверхность Конрада; 9 - воронка взрыва; 10 - экструзивные купола; 11 - покровы игнимбритов; 12 - пирокластические и озерные отложения, выполняющие вулканотектоническую депрессию

Овальная форма депрессии обычна для большей части кальдер и вулканотектонических депрессий. Четко выраженное проседание по разлому обрамления депрессии, наличие систем концентрических дуговых и линейных радиальных разломов, отсутствие взрывных отложений, связанных с образованием депрессии, наложенный характер этой структуры свидетельствует о том, что это не взрывное образование, а результат общего обрушения. В этом отношении мы в несколько измененном виде возвращаемся к точке зрения об образовании кальдеры Узон, высказанной Б. И. Пийпом (1961). Связь образования депрессии с массовыми выбросами кислой пирокластике (Зубин и др., 1971) свидетельствует не об опустошении очага, а о прорыве его к поверхности и в нашем случае, по-видимому, локализации на новом уровне. Это подтверждается приведенными данными в пользу гипотезы латеральной миграции очага кислой магмы в эпоху кальдерообразования. Системы трещин и разломов, образующихся в связи с просадкой депрессии, полностью аналогичны системе трещин, образуемых при куполообразовании (Wisser, 1960). Указаний на существование купольной структуры в верхних горизонтах коры в Узонско-Гейзерной депрессии нет.

Неравномерный подъем изотерм температурного фронта приводит к образованию несогласных со структурой метаморфических куполов в нижних частях коры. Подъем сопровождается образованием характерной трещинной зоны над куполами и насыщению ее поднимающейся магмой. Быстрый подъем магм приводит к вскрытию кровли поднимающейся колонны, массивному выбросу пирокластике и последующей просадке района извержения. Остаточные порции расплава, насыщающего трещинную зону под куполом, продолжают устойчиво существовать в коре в виде интрузий - периферических магматических очагов. Таков предлагаемый механизм формирования покровов кислой пирокластике, кальдер и последующей фазы посткальдерного вулканизма. Образование трещин в связи с куполообразованием и представление не о едином очаге, а о серии интрузий, насыщающих трещинную зону, устраняет проблему пространства, необходимого для локализации интрузий в коре и просадки кровли. Представление же о

метаморфических куполах, подъеме изоград метаморфизма, секущем структуру вмещающих толщ, хорошо объясняет, почему купола в районе вулканотектонических депрессий наблюдаются в редких случаях.

Формирование гидротермальной системы приурочено к посткальдерному этапу вулканической активности. Гидротермы локализируются вдоль основной широтной зоны разломов. Основные их выходы на поверхность связаны с трещинами оперения этой зоны. Крупные кольцевые разломы (в частности разломы обрамления на участке, соответствующем Долине Гейзеров) дренируют основной разлом. Это приводит к миграции гидротерм. Выходы терм располагаются не только в пределах вулканотектонической депрессии, но и на участке широтного разлома, секущего докальдерные образования к востоку от нее. Современная газо-гидротермальная деятельность здесь проявлена слабо, но мощные зоны гидротермально-измененных пород, развитые в этом районе, свидетельствуют о большой интенсивности процесса в недавнем прошлом. Таким образом, локализация ныне активных терм, преимущественно в опущенном блоке депрессии, связана с благоприятными условиями для аккумуляции их в этой структуре.

II. ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Формирование современного гидротермального месторождения в вулканотектонической депрессии кальдеры Узон на Камчатке подтверждает более ранние представления (Набоко, 1971), что существует особый тип гидротермальных процессов, сопряженных во времени и пространстве с вулканизмом, который не определяется конкретными вулканами. Главной чертой Узонского района является одновременное развитие центров базальтового и дацит-липаритового вулканизма. Вулканисты кальдеры Узон и прилегающих районов представляют выражение единой контрастной серии вулканических пород. Петрохимическая родственность базальтового дацит-липаритового вулканизма, присутствие минералов-индикаторов высоких давлений, независимость состава лав контрастной серии вулканических пород от строения пород фундамента позволяют говорить о подкоровом происхождении как основных, так и кислых магм. Не менее характерным является приуроченность формирования и действия гидротермальной системы к посткальдерному этапу кислого игнимбритового и экструзивного вулканизма, обусловивших и образование самой вулканотектонической депрессии. Разгрузка гидротермальных рудообразующих растворов осуществляется по глубинной, близкой к вертикальной, долгоживущей, секущей фундамент зоне разлома и оперяющим трещинным зонам, дренирующим основной разлом. Последний служил проводником на поверхность кислого вулканизма, предшествующего восходящему потоку гидротермальных растворов. То есть гидротермальные процессы унаследовали структурный план проявлений кислого вулканизма.

Таким образом, особенности вулканизма и гидротермальных процессов в кальдере Узон показывают, что мощная гидротермальная деятельность, развивающаяся в областях активного вулканизма, как и сам силикатный вулканизм, вызывается глубинными процессами и не контролируется конкретными вулканами. Как и магма, гидротермальные растворы следуют из глубин земли к поверхности по разломам, секущим фундамент. Энергетические и геохимические показатели дают право предполагать генетическое единство процессов в верхней мантии, порождающих в четвертичный период серию базальт-дацит-липарит и восходящий рудоносный хлоридно-натриевый флюид.

Мы предлагаем называть термальные минерализованные воды областей активного вулканизма - вулканическими в соответствии с вулканическими газами, имея в виду, что как тем, так и другим свойственно загрязнение атмосферными агентами и продуктами реакций с породами, через которые осуществляется их фильтрация. В едином классе вулканических вод мы выделяем две группы:

- 1) магматические, представляющие собой естественные конденсаты вулканических газов из приповерхностных и поверхностных магматических масс, поднятых из глубины процессами извержения; развиты они на fumarольных полях действующих вулканов;
- 2) магматогенные гидротермальные растворы крупных термоаномалий и их дифференциаты, возникающие в областях разгрузки глубинных гидротерм; приурочены они к определенным геологическим структурам, глубинным разломам и не связаны с конкретными активными вулканами.

Разделение современных гидротерм на две основные группы оправдано принципиально различными условиями отделения летучих из силикатных расплавов и соответственно различий в их составах. В условиях отделения летучих из силикатных расплавов субвулканических и вулканических тел, г. е. в приповерхностных условиях, в парах воды низкой плотности летят галоидные кислоты и при их конденсации и превращении в магматические воды становится неизбежным появление в них галоидных и серных кислот, т. е. образование кислых соляных и серных растворов. Под воздействием реальных магматических кислых растворов на вмещающие породы осуществляется усложнение породообразующими и рудными компонентами минерального состава магматических вод.

Вторая группа магматогенных вод формируется под влиянием летучих, отделяющихся из силикатных расплавов на больших глубинах. В парах высокой плотности, согласно многочисленным экспериментам, хорошо растворимы хлориды щелочных металлов, кремнезем и рудные. Поэтому под влиянием такого флюида в конкретной гидрогеологической обстановке формируются перегретые хлоридно-

натриевые растворы, богатые щелочными металлами, в том числе калием, литием, рубидием, а также кремнеземом, бором и рудными компонентами с реакцией, близкой к нейтральной. То есть магматические породы изначально кислые, магматогенные изначально близкие к нейтральным. Обращает на себя внимание сходство таких гидротермальных растворов областей активного вулканизма мира по всем физико-химическим показателям. В силу перегретости магматогенных хлоридно-натриевых вод в области их разгрузки, возникают разнообразные химические типы термальных вод - дифференциаты исходных хлоридных - натриевых гидротермальных растворов.

В вулканотектонической депрессии Узон проявляются типичные магматогенные воды. Г. Ф. Пилипенко на термоаномалии Узон открыты аналоги фактически всех известных в вулканических районах Камчатки термальных вод, которым приписывалось самое различное происхождение (кроме солянокислых магматических). Типичность сочетания различных химических типов термальных вод, первичность перегретых хлоридных натриевых и вторичность других химических типов вод, как и для Узона, ранее показана для Паужетки Камбального хребта К. П. Флоренским и В. В. Аверьевым, для гидротермальной системы массива вулкана Менделеева - Горячий пляж С. С. Сидоровым. Если магматические воды первично кислые, то кислотность поверхностных дифференциатов магматогенных вод вторична и определяется окислением серосодержащих компонентов воды, гидротермального пара и осадков атмосферным кислородом и биогенным путем.

Основным вопросом происхождения минерало- и рудообразующих растворов активного вулканизма является определение условий происхождения, локализации и метаморфизма перегретых хлоридно-натриевых вод.

Последние годы знаменуются все большим признанием того, что перегретые хлоридные натриевые воды наиболее полно отражают состав глубинных гидротерм областей активного вулканизма.

Кальдера Узон выступает как классическая область, где глубинная природа хлоридно-натриевых вод проявлена особенно отчетливо. Выходы их по геологическим данным фиксируют на поверхности глубинную, секущую фундамент, близкую к вертикальной долговивущую зону разлома, ставшую проводником для возникающих на глубине гидротермальных растворов. Несмотря на большую обводненность кальдеры Узон, коренная глубинная струя претерпевает незначительную контоминацию и на выходе ее на поверхность проявляются типичные для областей активного вулканизма хлоридно-натриевые воды. Наиболее чистая глубинная термальная вода на выходе имеет температуру, соответствующую точке кипения на данном гипсометрическом уровне, рН около 7, минерализацию около 3 г/л, хлоридно-натриевая компонента в ней превышает 90 мг-экв.%. Основные генетические коэффициенты, такие, как отношение натрия к хлору, калий к хлору, натрия к калию, кремнезем к общей минерализации, приближаются к постоянным. Наиболее подвержено колебаниям отношение кальция к магнию, что, вероятно, обусловлено различной интенсивностью аргиллизации, идущей под влиянием этих растворов. В спонтанных газах хлоридно-натриевых вод на фоне преобладающего углекислого газа определяются азот, водород, метан. Присутствие азота еще больше сближает их по газовому составу с типичными хлоридно-натриевыми водами областей активного вулканизма. Хлоридно-натриевые термы кальдеры Узон по сравнению с таковыми других месторождений Камчатки и Курил резко обогащены металлами, особенно мышьяком, сурьмой, ртутью, свинцом, цинком, серебром. Они, как и все хлоридно-натриевые воды областей активного вулканизма, содержат повышенные содержания бора, лития, цезия и рубидия с отношением последних 100 : 10 : 10. В хлоридных-натриевых водах Узона кроме хлор-натриевой компоненты присутствуют соединения серы, в основном сульфат-ион и сероводород. В единичных пробах определяются сульфит, гидросульфит и тиосульфат.

Характерным компонентом хлоридно-натриевых вод является аммоний, содержание которого варьирует в этом типе вод от 15 до 40 мг/л. В искусственных конденсатах пара и в конденсатных водах он часто является единственным катионом: конденсат пара хлоридно-натриевых вод почти чистый аммонийно-сульфатный. Высокое содержание аммония характерно для термальных вод и особенно конденсатов гидротермального пара и для других месторождений Камчатки, в том числе Камбального хребта - Паужетки, Бурлящего и др. В водах Сальфер-Банк в Калифорнии содержание аммония достигает 460 частей на 1 млн. Среди гидротермальных минералов на этом месторождении определен баддингтонит-аммонийный полевой шпат. Аммоний начал в послед нее время определяться в водных вытяжках из включений древних гидротермальных минералов. В. А. Кляхин и А. А. Левицкий (1968) указывают на повышенные концентрации аммония в минералообразующих растворах некоторых типов месторождений. В силу достаточно высокой прочности аммонийных комплексов меди, ртути, серебра и др. их рассматривают как одну и возможных форм переноса металлов в гидротермальных условиях.

Вторичные воды имеют сложный состав и окружают зону восходящих хлоридных натриевых растворов. Для них характерна общая минерализация менее 1 г/л, температура значительно ниже точки кипения, рН менее 6, невыдержанность основных генетических коэффициентов. Основным фактором, определяющим их химический состав, является разбавление глубинных хлоридно-натриевых вод вадозными водами до выхода их на поверхность или непосредственно на поверхности. Это видно на графике смещения, построением для кальдеры Узон Г. Ф. Пилипенко. Разбавление глубинных, хлоридно-натриевых вод сказывается в убывании минерализации, температуры и снижения концентрации ряда компонентов. В

усложнении состава смешанных вод определяющее значение приобретает снижение температуры. В водоемах с охлажденной водой особенно активно развиваются процессы биогенного окисления серосодержащих компонентов вод, пород и илов. Появление при этом сульфат-иона и похисление раствора способствует разложению пород стенок водоемов и загрязнение воды породообразующими и микрокомпонентами. Соответственно в воде меняются генетические коэффициенты, свойственные исходным хлоридно-натриевым водам. Отношение натрия к хлору становится более 1, т. е. сдвигается в сторону превышения натрия над хлором и определяется поступлением натрия из породы в раствор при ее разложении. Отношение натрия к калию значительно варьирует, что, вероятно, обусловлено избирательным переходом натрия из пород в раствор по сравнению с калием и сорбцией калия илами. Отношение кальция к магнию в такого типа водах меняется незначительно: из термальных вод образование магниевого монтмориллонита не характерно.

Обращает на себя внимание высокое содержание в этом типе вод кремнезема. Абсолютные концентрации его приближаются к хлоридно-натриевым водам (до 400 мг/л), в смешанных водах общая минерализация в 3-6 раз меньше, соответственно отношение кремнезема к общей минерализации в смешанных водах пониженной минерализации становится на порядок выше, чем в хлоридно-натриевых водах. Имеет место вторичное обогащение смешанных вод кремнеземом, который освобождается из пород стенок грифонов при разложении их кислыми сульфатными иловыми растворами, развивающимися в илах при окислении серосодержащих компонентов осадков. Для природных термальных вод высокое содержание кремнезема характерно как для щелочных хлоридно-натриевых перегретых, так и для кислых и особенно ультракислых сульфатных и сульфатно-хлоридных. Это находится в соответствии экспериментальными данными. Последними показано, что высокое содержание кремнезема может быть как в щелочных, так и в кислых средах, но форма вхождения кремнезема в них различная: в щелочных средах присутствуют силикатные ионы, в кислых недиссоциированная кремнекислота, ее поликислоты и соли. При воздействии кислых растворов на силикаты и алюмосиликаты при их разрушении кремнезем высвобождается в виде аморфного вещества, имеющего растворимость в десятки раз более высокую, чем кварц (Балицкий, 1971).

Разнообразие химических типов вод в областях разгрузки перегретых хлоридно-натриевых вод по представлениям ряда вулканологов (В. В. Аверьев, И. Набоко, Г. Ф. Пилипенко, С. С. Сидоров, К. П. Флоренский и др.), сформулированных для кальдеры Узон Г. Ф. Пилипенко, вызывается вскипанием, дегазацией, частичной конденсацией и их дальнейшим метаморфизмом в зоне кипения при разбавлении инфильтрационными водами и взаимодействии с вмещающими термы породами. Таким образом, особенности дифференциации глубинных растворов в области их разгрузки определяются многочисленными факторами, в том числе гидрогеологическими, эндогенными и экзогенными.

К эндогенным факторам, активно влияющим на состав дифференциатов, относятся высокая температура, нагретость и газовая специализация глубинных хлоридно-натриевых вод. Температура глубинных гидротерм в условиях открытости трещин и хорошей проницаемости вмещающих термы горных пород определяет интенсивность и глубинность дегазации восходящих гидротерм. Следствием этого является различная степень концентрирования растворов при потере растворителя (воды), ошелачивания их при отделении CO_2 и охлаждения при парообразовании. Все вместе вызывает избирательный переход минеральных компонентов вод в нерастворимый комплекс и соответственно некоторое изменение состава вод и генетических коэффициентов в них. С. И. Набоко в своих работах (1970 г.) показала для других гидротермальных систем Камчатки и Курил обогащение образующихся метасоматитов в зоне парообразования кремнеземом и калием. В кальдере Узон обогащение вмещающих терм пород в зоне парообразования кремнеземом и калием за счет перехода их из раствора в породы выступает не менее отчетливо. В связи с этим на общем фоне постоянства генетических коэффициентов в хлоридно-натриевых водах Узона отношения натрия к калию, кремнезема к общей минерализации варьируют.

К эндогенно-экзогенным факторам относятся те, которые определяются особенностями, как самых глубинных вод, так и внешними условиями. Они вызывают концентрирование растворов за счет испарения воды в поверхностных водоемах. Степень испарения зависит не только от температуры поступающего из глубины раствора и его состава, но и размеров водоемов - их глубины и поверхности испарения, а также от климатических условий - температуры воздуха, количества атмосферных осадков и др.

Экзогенное влияние сказывается в прямом разбавлении перегретых глубинных хлоридно-натриевых вод холодными поверхностными ультрапресными водами, снижении их температуры за счет прямого охлаждения, а также окислении компонентов вод и осадков из них кислородом воздуха и биогенным путем. Степень окисленности термальных вод определяет интенсивность реакций раствор-порода и соответственно усложнение состава первичных растворов.

Влияние эндогенных и экзогенных факторов приводит к нарушению химического равновесия в растворах и из них выпадают минеральные осадки, формирующие донные илы. В последних возникают иловые растворы, отличного состава от свободных термальных вод. Между иловыми и свободными растворами происходит катионный обмен и прямое смешивание. Особенно заметно загрязнение хлоридно-натриевых вод сульфат-ионом. Последний возникает в серосодержащих донных осадках при биогенном окислении серы, чему благоприятствует охлажденность вод и осадков.

Все разнообразие термальных вод в области разгрузки глубинных магматогенных вод определяют три компонента: первичные глубинные рудоносные хлоридно-натриевые воды, аммонийно-гидрокарбонатный и аммонийно-сульфатный конденсат гидротермального пара и инфильтрационные воды. Усложнение состава вод контролируется окислением и реакциями раствор-порода.

Данные изотопного состава компонентов современных гидротерм могут быть использованы для понимания природы перегретых хлоридно-натриевых вод и ее дифференциатов. Первые исследования по Узону относятся к данным по изотопному составу серы и углерода. Предполагается, что средний изотопный состав серы Земли равен таковому серы метеоритов и должен приближаться к нулевому значению. Таким изотопным составом должна характеризоваться ювенильная сера. Существенное отклонение изотопного состава серы от нулевого значения рядом авторов (А. П. Виноградов, Гриненко и др.) объясняется изотопным фракционированием серы при перераспределении ее изотопов между окисленными и восстановленными формами. Для современной вулканической серы кальдеры Узон (Образцы отобраны С. И. Набоко, определение изотопного состава проведено В. И. Виноградовым) свойственны колебания изотопного состава от нулевого значения с определенной тенденцией утяжеления сульфатной серы и облегчения сульфидной серы, что имеет значение для гидротермального процесса. Изотопный состав сульфидной серы наиболее близко приближается к нулевому значению. Сера сероводорода из всех химических типов вод Узона имеет изотопный состав $-1,6; +1,8; +3$. Близкий предел отклонения от нулевого значения имеет самородная сера, осаждающаяся из газов $(+1,3; -3,3)$. Значительно облегченной является сера современных сульфидов, образовавшихся из термальных вод и паровых струй непосредственно на самой поверхности: пирита $-6,1; -5,2; -4,6; -4,4; -2,8; -2,4$, аурипигмента $-1,2$, реальгара $+1,1$. Пирит на глубине имеет изотопный состав $+1,1$. Изотопный состав сульфидной серы не резко отклоняется от нулевого значения, т. е. близок к метеоритной сере. Такой состав серы согласуется с представлениями об ее ювенильном подкоровом происхождении. Сера сульфат-иона в различных химических типах термальных вод Узона также незначительно отклоняется от нулевого значения в сторону, как облегчения, так и утяжеления $(-3,3; -0,5; +1,3; +3,3; +3,6)$. Сера гипса и выцветов сульфатов, образовавшихся на поверхности термальных площадок, имеет близкий изотопный состав $(+1,1; +1,1; -2,5)$. Такой изотопный состав сульфатной серы определяется окислением сульфидной серы. Окисление сероводорода до сульфатной серы не сопровождается изотопным фракционированием. В перегретой хлоридно-натриевой воде, максимально неизменной в области глубинного разлома Осевой части Центрального термального поля, где сульфат-ион составляет не более 10 мг-экв-% (до 300 мг/л) сера максимально утяжелена, изотопный состав $+22,4$. Примесь сульфата поверхностного происхождения в составе этих вод минимальная. Утяжеленная сера свойственна глубинному сульфату, В. И. Виноградов утяжеленную серу сульфата вулканических гидротерм объясняет участием в составе термальных вод сульфата морского происхождения. Обращает на себя внимание сходство изотопного состава сульфатной серы для большей части месторождений перегретых хлоридно-натриевых вод областей активного вулканизма. В реальных вулканических газах из конкретных лав и продуктах их реакций действующих вулканов (Безымянного, Шевелуча и Ключевского): по данным В. И. Виноградова и др. (1971), наблюдается аналогичное обогащение серы вулканического сернистого газа тяжелым изотопом по отношению к среднему изотопному составу серы Земли. И для реальных вулканических газов утяжеленные серы В. И. Виноградов объясняет вовлечением в вулканический процесс коровой серы. При высоких температурах между различными формами серы устанавливаются изотопное равновесие, при этом двуокись серы обогащается тяжелым изотопом по сравнению с таковой сероводорода и элементарной серы. При взаимодействии высокотемпературных газов с подземными и метеорными водами происходит выборочное поглощение SO_2 с образованием сульфата-иона с утяжеленной серой

Изотопный состав углерода термоаномалии кальдеры Узон, как и серы указывает на глубинное происхождение хлоридно-натриевых вод. Углерод битумов, пропитывающих гравелиты в осевой части Центрального термального поля, через которые осуществляется фильтрация хлоридных натриевых вод на глубине 1 м, имеет изотопный состав $-0,6$, на глубине 4,3 м $-1,6$. Сходны изотопный состав $(-0,7)$ имеет углерод спонтанного углекислого газа (Меняйлов, 1973). Углерод узонской термоаномалии ближе всего к углероду карбонатов $(-0,68)$, алмаза $(-0,53)$, эндогенного графита $(-0,65)$, т. е. изотопный состав серы и углерода Узонских гидротерм в некоторой степени говорит в пользу их эндогенного происхождения.

Можно предполагать, что глубинный водный флюид имел преимущественно хлоридный натриевый состав и был обогащен калием, литием, цезием, рубидием, кремнеземом, бором, серой, углеродом, мышьяком, сурьмой, ртутью, свинцом, цинком, золотом, серебром, германием. Отчетливо выступает прямая корреляция металлов, радона, углеводородов с хлоридно-натриевыми перегретыми водами глубинной зоны разлома и хлор-натриевой компонентой других типов вод.

Повышенная металлоносность Узонских гидротерм обусловлена особенностями разгрузки хлоридно-натриевых. Характер современных гидротермальных процессов в областях активного вулканизма позволяет говорить о том, что основным фактором, определяющим место гидротермальных рудных месторождений в классификационном ряду вулканогенных месторождений является глубина формирования месторождения (Набоко, 1970). Возникает вопрос о трудности выделения в отдельную группу вулканогенных гидротермальных месторождений, противопоставляя их плутоногенным гидротермальным месторождениям. При утверждении представления, что генератором рудообразующего хлоридно-натриевого флюида являются глубинные магматические процессы, стираются грани между плутоногенными и

вулканогенными гидротермальными месторождениями. Плутоногенным гидротермальным месторождениям малых глубин свойственны те же условия формирования, что и вулканогенным - резкий спад температуры и давления при стремительном возрастающем кислородном потенциале (Смирнов, 1969).

Отмечая затруднительность проведения границы между плутоногенным и вулканогенными гидротермальными месторождениями, нельзя не признать, что существуют два типа гидротермальных рудных месторождений, которые на наш взгляд, могут быть отнесены к собственно магматическим (связанным с интрузиями) и магматогенным, связанным с восходящим потоком эндогенного флюида-продукта дегазации мантии. Активность последних в метаморфизме пород, минерало- и рудообразовании определяется эндогенными и экзогенными процессами. Гидротермальные растворы кальдеры Узон относятся к магматогенным.

Одновременное возникновение разнообразных химических типов гидротерм в области разгрузки глубинных перегретых хлоридно-натриевых определяет в приповерхностных и поверхностных условиях одновременное возникновение различных по составу рудоносных и безрудных метасоматических фаций, жильных минеральных ассоциаций и хемогенных осадков. В приповерхностных условиях физико-химическим экраном, определяющим их локализацию, служит зеркало грунтовых вод; выше его формируются фации сернокислотного выщелачивания. Это определяется возникновением выше зеркала термальных вод кислых концентрированных сульфатных поровых растворов за счет конденсации и окисления гидротермального пара, отделившегося из погруженных хлоридно-натриевых вод. Ниже зеркала термальных вод под воздействием перегретых, близких к нейтральным хлоридно-натриевых растворов формируются фации аргиллизированных, цеолитизированных-пропилитизированных пород. Соответственно фации сернокислотного выщелачивания на Узонском месторождении приурочены к возвышенным участкам и крутым склонам там, где уровень термальных вод погружен и проявлена мощная зона аэрации. Они наращивают зону аргиллитизации и цеолитизации. Первичная кислая шляпа на современных гидротермальных месторождениях сходна с вторичной кислой шляпой на древних рудных месторождениях. Мощность первичной кислой шляпы определяется глубиной зеркала термальных вод и расчлененностью рельефа. Фации аргиллитизированных, цеолитизированных-пропилитизированных пород развиваются непосредственно с поверхности, распространяясь на глубину там, где зеркало термальных вод приближено к поверхности.

На уровне зеркала термальных вод непосредственно над глубинной зоной разлома формируется верхний рудный горизонт ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации. В миниатюре повторяется типичная для гидротермальных ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений зональность рудоотложения: мышьяковая (скородит аурипигмент реальгар) подстилается сурьмяной (антимонит) и колчеданной, полиметаллической. Летучесть серы, мышьяка, сурьмы, ртути должна определять некоторый отрыв ртутно-сурьмяно-мышьякового концентрирования от полиметаллического на глубине. Современным классическим рудопроявлением со сменой ртутно-сурьмяно-мышьяковой сульфидной минерализации на полиметаллическую на глубине является геотермальное поле Таупо вулканической зоны в Новой Зеландии (Browne, 1971). Там около выходов термальных вод отлагаются ртутно-сурьмяно-мышьяковые сульфиды, а на глубине 120—150 м, где температура воды достигает 120-298°, скважинами вскрыто полиметаллическое оруденение с развитием сфалерита, галенита, калькопирита в ассоциации с калиевым полевым шпатом, альбитом, калиевой слюдой, хлоритом, кальцитом, эпидотом и др. На Узоне наравне с ртутно-сурьмяно-мышьяковыми сульфидными обнаруживаются (кроме пирита) рассеянные сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, висмутин, серебро, медь и др. Можно ожидать, что в недрах Узона в области глубинного разлома с восходящим потоком хлоридных натриевых перегретых вод развита более интенсивная полиметаллическая рудная минерализация с максимальным обогащением в зоне глубинного пластового и трещинного вскипания растворов. Глубинное пластовое и трещинное вскипание и дегазация гидротерм контролируют второй геохимический экран рудоотложения, который определяется ощелачиванием растворов за счет потери углекислоты, охлаждением и концентрированием их за счет парообразования.

В результате современного гидротермального процесса в кальдере Узон формируются полезные ископаемые. Они не имеют промышленного значения, но комбинация их интересна, поскольку она дает представление о комплексе полезных ископаемых, приуроченных к определенным геологическим структурам и типу вулканизма.

НЕОБХОДИМОЕ ДОБАВЛЕНИЕ

Геологическое описание Кронцокого разреза игнимбритов

Прежде, чем подводить итоги необходимо добавить важный элемент фактуры. Понимание механизма образования кальдер требует детального рассмотрения данных об игнимбритах. Отсутствие в Узонской монографии описаний разрезов игнимбритов объясняется отсутствием обнажений в пределах игнимбритовых полей Узона. Хорошие обнажения игнимбритов располагаются вдоль побережья Кронцокого залива. Они связаны с соседней кольцевой структурой Большого Семячика. Учитывая важность понимания специфики игнимбритовых извержений и теснейшей взаимосвязи их с кольцевыми вулканотектоническими структурами (кальдерами), необходимо дополнить характеристикой этого разреза описание приводимых в узонской монографии первичных данных.

Он был впервые описан В.И. Влодавцем (1958), а позднее Б. И. Пийпом (1961). Приводимое ниже описание является переложением данных, приводимых в последнем по времени и наиболее детальном их описании, В. С. Шеймовича (1979). Стил оригинального текста редактирован, но в нем полностью сохранены геологические и петрографические описания. В то же время из оригинального текста исключены таблицы химических составов и кристаллооптических свойств, а также дискуссии с заведомо устаревшими точками зрения, к примеру, о лавовой природе игнимбритов. Всех интересующихся исходными данными отсылаем к оригиналу.

Игнимбриты Семячинского вулканического района изучались в обнажениях абразионного уступа Кроноцкого залива от поселка Жупаново на юге до устья р. Шумной - на севере (рис. 101).

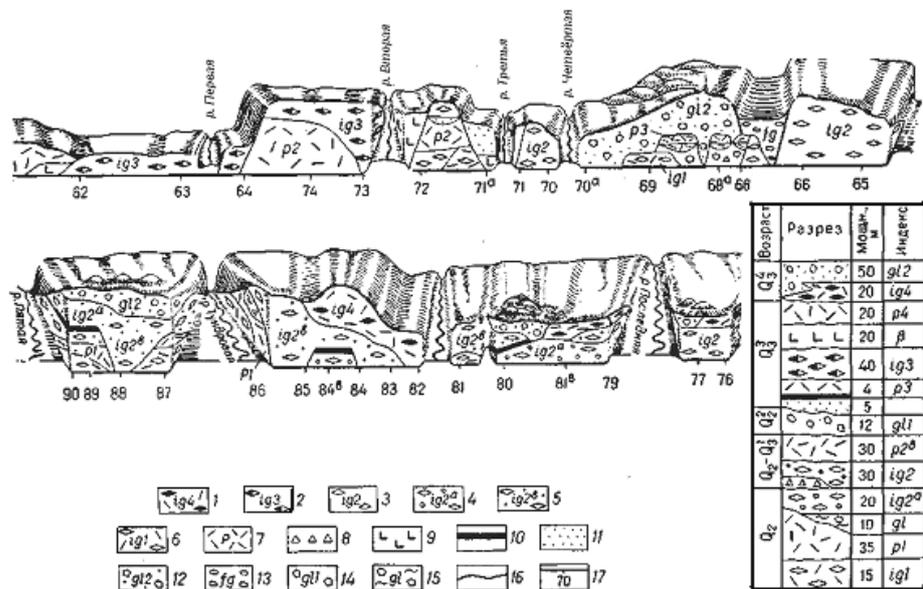


Рис. 101. Схема геологического строения и сводная колонка игнимбритовой толщи, обнажающейся в абразионном уступе Кроноцкого залива между пос. Жупаново и устьем р. Шумной (Шеймович и др., 1973)

1-6 - игнимбриты: 1- IV остывшей единицы, 2-III остывшей единицы, 3 - II остывшей единицы (не разделённой), 4 - нижнего горизонта остывшей единицы, 5 - верхнего горизонта II-остывшей единицы, 6 - I остывшей единицы; 7 - не спекшиеся пемзовые отложения; 8 - пемзовые лапилли; 9- базальты; 10 - погребённые почвы; 11 - флювиальные отложения; 12 - флювиогляциальные отложения II фазы позднеплейстоценового оледенения; 13-морена позднеплейстоценового оледенения; 14 - флювиогляциальные отложения I фазы позднеплейстоценового оледенения; 15 - морена среднеплейстоценового оледенения; 16 - геологические границы; 17 - точки наблюдения.

Игнимбритовая толща представляет собой совокупность нескольких остывших единиц. Она сформировалась в результате длительного многоэтапного развития вулканотектонической структуры Большого Семячика. Продукты кислого вулканизма были вынесены далеко за пределы центров извержения и аккумуляровались по периферии этой структуры. Схематизированный разрез игнимбритовой толщи снизу вверх выглядит следующим образом:

	Видимая мощность, м
1. I остывшая единица игнимбритов	до 15
2. Не спекшиеся пемзовые туфы пирокластических потоков	до 35
3. II сложная остывшая единица	до 30
4. Ледниковые и пирокластические отложения	до 7
5. III остывшая единица игнимбритов	до 40
6. Не спекшиеся пемзовые туфы пирокластических потоков	до 20
7. IV остывшая единица игнимбритов	до 20

Выделенные слои игнимбритовой толщи не прослеживаются по простиранию на значительные расстояния; в большинстве случаев на отдельном участке разреза отмечаются один или два его элемента. Строение толщи устанавливается лишь при самых тщательных полевых наблюдениях. Характеризуемые игнимбриты образуют «сложные остывшие единицы» в понимании Р. Л. Смита (1963) .

Игнимбриты I остывшей единицы, подошва которых уходит под урез океана. Они встречаются в виде разрозненных выходов на всем протяжении абразионного уступа. Это светло-серые, почти белые при ярком солнечном освещении породы, с грубой призматической вертикальной отдельностью, с отсутствием макропризнаков флюктуационной текстуры, легкие, пористые, непрочные. Для них характерно незначительное содержание (до 10%) и небольшой размер (до 2 см) ксенолитов, полное отсутствие фьямме. В этих игнимбритах признаки какой-либо зональности, наблюдаемые непосредственно в обнажениях отсутствуют; максимальная видимая мощность их составляет 15 м.

При микроскопическом изучении четко устанавливаются пеплово-пемзовая, в значительной мере искаженная структура и псевдофлюидальная текстура витрокластического компонента, который почти полностью замещен микрофельзитовым агрегатом. Размер обломков пемз достигает 5 мм. По степени спекания игнимбриты относятся к слабо-умеренно-сваренным породам. Сильно сваренные разности отсутствуют или не обнажены. Показатель преломления пеплово-пемзовой массы равен 1,510. витрофельзитовый агрегат представлен полевым шпатом, тридимитом и кристобалитом. По-видимому, образование тонкокристаллического агрегата связано с кристаллизацией газовой фазы, а не только с девитрификацией, так как типичные для девитрификации сферолитовые лучистые структуры отсутствуют, кристаллический агрегат как бы заполняет все поровое пространство: полости пепловых рогулек, поры пемз. Очень характерно наличие более крупных кристаллов в сравнительно крупных порах пемз. Поэтому участки пемз, замещенных авто-пневматолитовыми минералами, часто представляют видимые невооруженным глазом линзовидные агрегаты прозрачных бесцветных полевых шпатов, тридимита и кристобалита. Очень редко в этих агрегатах отмечаются микровыделения биотита и пироксена. Размер таких фьямнеподобных линз достигает нескольких сантиметров. Степень перекристаллизации мезостаза колеблется от частичной, когда сохраняются незамещенными стенки пепловых и пемзовых обломков, до полной, когда стекло превращено в равномерный мелкозернистый агрегат бесцветных минералов, а витрокластическая масса сохраняется в линзовидных фьямнеподобных реликтах. Преобладающим минералом кристаллокластической фракции является плагиоклаз. Кварц отмечается в шлифах очень редко, возможно, в связи с выкрашиванием его при шлифовке.

Отложения пирокластических потоков. На размытой кровле игнимбритов I остывшей единицы залегает пачка белесовато-серых агломератовых неспекшихся туфов пирокластических потоков. Туфы сложены песчано-алевритовым пемзовым материалом и обломками пемзы размером 15 - 20 см. Пемза белая, мелкопористая, с показателем преломления стекла от 1,496 до 1,505. Кроме пемзы, в туфах присутствует около 35% непемзовых обломков-эффузивов и туфов. Эти отложения зафиксированы на участке разреза между реками Пятой и Тундровой, где они достигают мощности 18 м, и в южной части разреза, где их максимальная мощность составляет 35 м. На остальной части побережья они отсутствуют, что, возможно, обусловлено приуроченностью потоков к древним долинам.

Игнимбриты II остывшей единицы ложатся на размытую поверхность подстилающих пемз, либо нижележащих игнимбритов. На подстилающих отложениях эта остывшая единица залегает с явным угловым несогласием. Эти игнимбриты имеют в прибрежной части ясно выраженный наклон под углом 5-7° к океану. Наклон имеет, вероятно, не тектоническое происхождение, а обусловлен наклоном подстилающей эрозивной поверхности и гравитационным изгибанием покрова при обрушении его фронтальной части в океан и проседанием рыхлых подстилающих отложений. Основанием для предположения о ненарушенном залегании II остывшей единицы является отсутствие тектонических дислокаций в подстилающих отложениях. Контакт этих игнимбритов с подстилающими отложениями вскрыт в обнажении северного борта долины р. Тундровой на берегу океана. Здесь они залегают на размытой поверхности неспекшихся отложений пирокластических потоков. В эрозивных карманах в подстилающих отложениях глубиной до 9 м наблюдается неслоистый и несортированный песчано-дресвянистый материал, содержащий оглаженные и оббитые обломки эффузивов, шлаков и игнимбритов размером до 0,5 м. Общий облик материала, наличие экзотических глыб дают основание предполагать, что это могут быть остатки древних ледниковых отложений, вынесенных по долине р. Тундровой. На грубообломочных отложениях наблюдаются черные вулканические пески и шлаки мощностью 0,7 м, верхние 2 см которых слабо гумусированы. Процесс образования почвы был прерван игнимбритообразующим извержением.

Характеризуемые игнимбриты образуют «сложную остывшую единицу» (в понимании Р. Л. Смита, 1963). В большинстве случаев (в устьях рек Шумной, Последней, Тундровой) она представляет собой единое слабо зональное тело и лишь в отдельных местах (например, в устье р. Пятой) можно наблюдать ее раздвоение, выражающееся в появлении среди игнимбритов горизонта неспекшейся тефры мощностью до 3 м. В этом месте оба покрова залегают согласно и имеют одинаковый наклон.

II-я остывшая единица имеет четко зональное строение. Основание ее сложено светло-бурым вулканическим песком мощностью 0,2 м, который выше постепенно переходит в черную весьма плотную породу (слабо спекшийся игнимбрит) с плитчатой отдельностью и землистым изломом. Мощность этой части единицы равна 0,25 м. Вышеупомянутые породы постепенно сменяются умеренно сваренными игнимбритами мощностью м, в нижней части которых наблюдаются линзовидные включения шелковистой пемзы размером 3x0,5 см. Верхняя часть остывшей единицы представлена плотными крепкими темными породами со столбчатой и блоковой отдельностью, с флюидальной текстурой, обусловленной наличием светло-серых полосок длиной до нескольких десятков сантиметров и шириной 2 см. Кровля этих игнимбритов на наблюдавшихся участках размыта, а подошва вскрыта в единичных обнажениях; поэтому в большинстве случаев они могут быть опознаны как эффузивы. Лавоподобный облик этих пород усиливается благодаря небольшому количеству ксенолитов (не более 10%) и наличию весьма крупных кристаллокластов, которые на фоне мной гомогенизированной витрокластической массы создают полную иллюзию порфировой структуры. В. И. Влодавец (1958), наблюдавший эти породы между Седьмой и Восьмой речками, описывает их как андезито-дациты, очень близкие к дацитам. Однако, наличие пирокластических структур витрокластического мезостаза в спекшихся разновидностях этих пород и обнаруженные нами

переходы от плотных сваренных разностей к рыхлым, почти несцементированным, не позволяют отнести эти породы к лавам. По количеству кристаллокластов игнимбриты II остывшей единицы относятся к порфирокластическим.

Пемзово-пепловая структура витрокластической массы легко устанавливается в слабоспекшихся и перекристаллизованных зонах игнимбритового покрова. В шлифах из обнажений, где скрыт нижний контакт II остывшей единицы, наблюдается постепенный переход от слабо искаженной пирокластической витрокластической структуры к полностью сваренному, почти неструктурному флюктуационному прозрачному стеклу. В зоне умеренного сваривания среди смятых пепловых и пемзовых частичек уже наблюдаются гомогенизированные участки, содержание которых в витрокластической компоненте выше по разрезу становится все более значительным. Сваренное гомогенизированное стекло имеет под микроскопом коричневый цвет. Оно разбито трещинами типа трещин усыхания на правильные многоугольники. Показатель преломления его колеблется от 1,500 до 1,505.

Для данных игнимбритов не характерны столь активная перекристаллизация стекла и выделение минералов газовой фазы, которые наблюдаются в нижележащей остывшей единице. Здесь часто отмечается выделение минералов газовой фазы в овальных пустотах и порах в зонах сильного сваривания. Правда, на отдельных участках игнимбритов пемзовые обломки полностью замещены агрегатом минералов из тридимита и полевого шпата. Иногда от стекла остаются редкие реликты, образующие в сечении шлифа своеобразные ячеи, заполненные агрегатом этих минералов. Продукты расстеклования имеют светлую окраску. Реликты стекла образуют фьяммеобразные выделения.

Ледниковые и пирокластические отложения отмечены в бухте Нерпичьей. Здесь на игнимбритах II остывшей единицы фиксируются два горизонта ледниковых отложений, разделенных почвенно-пирокластическим чехлом и пачкой неспекшихся пемзовых агломератовых туфов. Нижний горизонт представлен глыбово-щербистыми отложениями с песчано-дресвянистым заполнителем. Обломки оглажены и оббиты. В небольшом количестве представлены хорошо окатанные валуны диаметром до 0,3 м. Мощность этих отложений равна 12 м. Местами они перекрыты аллювиальными галечниками и песками, выше которых залегает почвенно-пирокластический чехол. Последний перекрыт четырехметровым слоем неспекшихся пемзовых агломератовых туфов, окраска которых снизу вверх меняется от желтой через бурую до черной. Эти туфы содержат значительное количество крупных обломков пемзы размером 0,2-0,3 м. Показатель преломления стекла пемзы колеблется от 1,508 до 1,514. Верхний горизонт ледниковых отложений, в отличие от нижнего, имеет более мелкозернистый заполнитель и содержит меньше крупнообломочного материала, хотя размер отдельных глыб здесь возрастает до 1,5 м. В составе этого горизонта отмечаются и водно-ледниковые фации. Они отличаются лучшей окатанностью и неясной слоистостью галечно-валунного материала. Их мощность достигает 50 м.

Игнимбритам III остывшей единицы свойственна отчетливо выраженная зональность. В основании наблюдается рыхлая неспекшаяся фация игнимбритового покрова бурого цвета мощностью 0,5 м, переходящая постепенно в светло-бурую слабо спекшуюся разность игнимбритов с грубой плитчатой отдельностью. Они также постепенно сменяются красно-бурыми игнимбритами с хорошо выраженной текстурой фьямме. Отдельность в этой зоне призматическая и глыбовая. Отличительной макроскопической особенностью этой остывшей единицы являются многочисленные крупные (до 40 см) фьямме различного состава и наличие больших (до 15 см) ксенолитов базальтов, содержание которых достигает 20%.

В отличие от залегающих в основании разреза игнимбритов, данные породы характеризуются постоянным содержанием кристаллокластов и повышенным количеством ксенолитов.

Витрокластический компонент неоднороден и представлен двумя типами стекла - светлым и бурым. Последнее составляет 10% объема пород III остывшей единицы. В неспекшейся зоне в основании покрова наблюдаются овальные пористые черные лапилли и бомбы диаметром от 1-2 до 15 см. Выше по разрезу они приобретают линзовидную форму, утрачивают пористость. Часто среди этих линз-фьямме, достигающих в длину 40 см, встречаются черные обсидиановые разновидности с показателем преломления стекла 1,525. Иногда в них наблюдаются переходы от пористых волокнистых периферических частей к массивному стеклу в центре линз. Вмещающий витрокластический мезостазис, показатель преломления которого равен 1,510, имеет пеплово-пемзовую структуру. Обломки пемз здесь крупные (до 10 см). В зоне спекания крупные обломки пемзы диагенезируются в меньшей степени, чем мелкая пеплово-пемзовая фракция, и часто образуют светлые фьямме с различной «пемзовой» текстурой.

Кристаллизация в игнимбритах выражается в девитрификации стекла и кристаллизации минералов газовой фазы. Продукты всех видов кристаллизации представлены микроагрегатом минералов из тридимита, кристобалита и полевого шпата. Девитрификация проявляется в замещении стекла микрофельзитовым агрегатом. Минералы газовой фазы кристаллизуются в овальных порах (0,1-0,2 мм) пемз, где образуются более крупные кристаллы, чем при девитрификации. На участках интенсивной перекристаллизации пемзово-пепловый мезостазис и темные фьямме полностью замещаются микрофельзитом. При этом текстура фьямме исчезает (микрофельзит светлый). Темное стекло наблюдается здесь лишь в мелких реликтах. Кристаллокластические минералы имеют тот же состав и представлены в тех же количествах, что и в I и II остывших единицах. В одном из образцов данного покрова наблюдалось единичное зерно роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, рудные - магнетитом.

Игнимбриты III остывшей единицы перекрываются неспекшимися агломератовыми пемзовыми туфами пирокластических потоков, которые, в свою очередь, у подножия вулканов группы Бол. Семячика подстилают морену II фазы позднеплейстоценового оледенения. Туфы обнажаются в южной части характеризуемого разреза, слагая целиком абразионный уступ на участке от лимана Семячик до р. Первой. В отличие от пемзовых агломератовых отложений, залегающих под III остывшей единицей, они характеризуются большей плотностью пемз, желтой окраской. В их разрезе четко различается несколько слоев различного гранулометрического состава, соответствующих разновременным порциям пемзового материала. В них развита вертикальная столбчатая отдельность. Наблюдаются следы фумарольных ходов, около которых туфы окрашены в розовый и красный цвета. Показатель преломления стекла пемз 1,500-1,505.

Игнимбриты IV остывшей единицы. Выходы пород IV остывшей единицы приурочены к северной части разреза, где она со значительным размывом залегает на игнимбритах II остывшей единицы. Мощность покрова не превышает первые метры. Протяженность его вдоль берега около 6 км. Для данной стывшей единицы характерны прямая зависимость ее мощности от рельефа подстилающей поверхности и интенсивная изменчивость физических свойств, как по мощности, так и по простиранию. Эта особенность выражается в появлении сильно сваренных разностей на участках повышенных мощностей покрова. Зоны сильного сваривания в абразионном уступе выделяются черными линзовидными участками протяженностью до 100 м при мощности до 5. Обычно на участках с небольшой мощностью в основании единицы залегает буровато-коричневый пемзово-пепловый несцементированный материал мощностью до 0,5 м. Выше этот материал постепенно уплотняется и обогащается пемзовой дресвой того же цвета (мощность замутненного слоя 0,3 м). С постепенным увеличением плотности эта разность переходит в слабо спекшиеся черные игнимбриты с тонкоплитчатой отдельностью. В них видны сплюсненные обломки черных пемз до 20 см длиной, ориентированные согласно подошве пласта. В устье р. Двойной, где первоначальная мощность игнимбритов достигала нескольких десятков метров, материал сварен более интенсивно. Здесь в основании покрова залегает светло-бурая тонкоплитчатая разность игнимбритов с текстурой фьямме. Местами они имеют веерообразную отдельность. Их мощность 1,5 м. Выше они сменяются черными массивными игнимбритами с призматической отдельностью и гомогенизированной витрокластической массой (мощность 2,5 м). Эти игнимбриты вверх по разрезу переходят в светло-бурые тонкоплитчатые разности, аналогичные породам основания (мощность 2 м). От всех нижележащих игнимбритов они отличаются равномерным минимальным содержанием кристаллокластов и максимальным — витрокластического компонента. Последний представляет собой пеплово-пемзовый материал, переходящий в зонах интенсивного спекания в темно-бурое, почти черное массивное или флюидальное стекло, показатель преломления которого колеблется от 1,505 до 1,516. Автопневматолитовая кристаллизация (девитрификация и кристаллизация газовой фазы) в данных игнимбритах почти не проявилась. Лишь на отдельных участках в пемзовых обломках кристаллизуются минералы газовой фазы.

Автопневматолитовая кристаллизация в игнимбритах Камчатки во время сваривания и остывания отмечается повсеместно. Наблюдается кристаллизация газовой фазы и девитрификация (Smith, 1960). Явления эти взаимосвязаны: девитрификация имела место главным образом там, где кристаллизация минералов газовой фазы максимальна. Кристаллизация находится в тесной зависимости от зональности спекания. В зонах максимального сваривания кристаллизация почти не наблюдается, на участках умеренного сваривания отмечается кристаллизация минералов в порах стекла. В зонах слабо-умеренного спекания в верхней части покрова наиболее интенсивно проявилась кристаллизация газовой фазы. Здесь автопневматолитовые минералы составляют до 30% объема породы. В кровле покрова интенсивное выделение газовой фазы вызывает почти полную девитрификацию стекла, замещение его фельзитом того же состава, что и агрегат минералов газовой фазы. В сложной игнимбритовой толще Кроноцкого залива, образованной в результате нескольких фаз извержения, наиболее измененными автопневматолитовой кристаллизацией оказываются нижние члены. По-видимому, это обусловлено тем, что первые порции игнимбритового расплава являются наиболее насыщенными летучими компонентами.

На этапе формирования игнимбритового покрова отмечены изменения в ксенолитах, претерпевших значительное расплавление. Механическое изменение ксенолита сводится к его расплющиванию в зонах спекания. К изменениям ксенолитов на этом этапе можно отнести выделение в их порах минералов газовой фазы кристаллизации. Состав первичного магматического расплава отражается в самых нижних покровах разрезов игнимбритовых толщ. Они наиболее кислые по составу и содержат минимальное количество ксенолитов. Присутствие многочисленных, частично ассимилированных и вовсе не переработанных ксенолитов, состав которых крайне неравновесен к составу игнимбритового мезостаза, может объясняться быстрым подъемом магматического расплава, а большие объемы извергнутого материала и трещинная тектоника в районе извержения говорят о значительной (сотни квадратных километров) площади поднимающегося к поверхности магматического фронта и мощных усилиях растяжения поверхности. Ксенолиты, их состав, количество, характер переработки отражают конкретные динамические условия игнимбритообразующих извержений. В состав игнимбритов входят кристаллокластический, витрокластический компоненты и ксенолиты.

Петрографические особенности собственно игнимбритов разных частей разреза имеют много общих черт. Кристаллокласты в исследованных игнимбритах представлены плагиоклазом, кварцем, ромбическим и

моноклинным пироксенами, роговой обманкой и биотитом; рудный минерал представлен магнетитом, аксессуарный - апатитом, очень редко цирконом. Калиевых полевых шпатов среди кристаллокластов не отмечено. Однако в игнимбритах разных покровов указанный набор минералов наблюдается не полностью.

Плагиоклаз постоянно присутствующий и преобладающий минерал среди кристаллокластов, образует идиоморфные таблицы. Он всегда зонален и сдвойникован в большинстве случаев по одному закону: (010). Зональность ритмическая, центральные зоны очень слабо отличаются по составу от периферических. В большинстве случаев состав плагиоклаза соответствует андезинам № 35-45. Лишь очень редко отмечаются лабрадоры. Как правило, это корродированные ксенокристаллы - выплавки из эффузивных включений.

Другая разновидность линзовидных выделений является антиподом вышеописанного типа. Она встречается обычно в верхних частях игнимбритовых покровов, т. е. в зонах максимальной кристаллизации автопневматолитовых минералов и представляет собой линзовидные реликты не замененного микрофельзитовым агрегатом стекла среди полностью замещенной витрокластической массы. Размеры таких выделений невелики - до 2-3 см длиной. Фьяммеподобные образования обоих типов встречаются обычно совместно. Первые наблюдаются в нижних частях покрова, где вторичная кристаллизация проявилась относительно слабее, чем в верхних, в которых сохраняются лишь реликты незамещенного стекла.

Кристаллокластические минералы составляют около 10% объема игнимбритов, не отличающихся от нижележащих остывших единиц по составу минералов.

Витрокластический компонент различных покровов слабо отличается по показателю преломления, который колеблется в пределах 1,505-1,516. Кристаллокластический компонент в различных покровах представлен одним и тем же набором минералов, средние содержания которых примерно равны. Исключение составляет лишь кварц, характерный только для игнимбритов I остывшей единицы. Оптические свойства минералов кристаллокластического компонента также близки во всех остывших единицах.

Плагиоклаз большей частью формирует призматические таблицы длиной 1-3 мм, но встречается и в мелких остроугольных обломочках размером 0,1-0,3 мм. Это свежие кристаллы без признаков вторичных изменений с четкими двойниковыми швами. Крупные выделения зональны, мелкие идиоморфные кристаллы, как правило, не зональны. Иногда они несут следы вторичного катаклаза (дробление преобразованной витрокластической массой). Наряду с четкими и прямыми границами встречаются и коррозийные. Состав выделений плагиоклазов соответствует среднему андезину - кислому лабрадору. Вероятно, среди кристаллокластов присутствуют также кристаллы-ксенолиты, захваченные при извержении. Эти плагиоклазы отличаются более основным составом. Состав периферических каемок зональных зерен предполагаемых ксенолитов соответствует лабрадору. Они отличаются резко выраженной зональностью и ксеноморфным габитусом.

Кварц образует крупные, до 3 мм, овальные трещиноватые зерна; для него характерно мгновенное погасание. Пироксены, как правило, образуют мелкие зерна с призматическим сечением. Часто они наблюдаются в сростании с магнетитом. Ромбические пироксены отличаются слабым плеохроизмом и незначительным двупреломлением. $2\nu=53-60^\circ$. Моноклинные пироксены с заметным зеленоватым оттенком, иногда сдвойникованы, оптически положительные; $2\nu=+54$.

Для минералов кристаллокластов весьма характерны моно- и полиминеральные (плагиоклаз-пироксен-магнетитовые) гломеропорфировые сростания. Как правило, структура таких сростков идиоморфнозернистая, размеры 1-3 мм.

Аксессуарные минералы кроноцких игнимбритов представлены апатитом. Ксенолиты в игнимбритах представлены в основном обломками андезито-базальтов и базальтов с интерсертальной структурой и очень редко - обломками игнимбритов. Размеры наблюдаемых ксенолитов невелики, в шлифах не превышают обычно 1-2 мм и лишь иногда достигают 4 мм в длину. Большинство из этих включений переработано при вторичном преобразовании игнимбритов или же в предшествующий извержению этап. Ксенолиты очень редко имеют четкие контакты с преобразованной витрокластической массой и обломочные очертания. Чаще они не имеют резких границ, интенсивно ожелезнены, расплющены и образуют линзовидные включения - фьямме. Отмечается резорбция микролитов плагиоклазов в некоторых ксенолитах. По-видимому, это обломки, частично переработанные игнимбритообразующим расплавом в течение времени, предшествующего извержению.

Приведенные материалы иллюстрируют ритмичность в строении игнимбритовой толщи Кроноцкого залива. Ритмичность выражается в чередовании игнимбритовых покровов и слоев неспекшихся, преимущественно пемзовых, пирокластических отложений разделенных временными перерывами. Анализ взаимоотношений выделенных в данном разрезе остывших единиц показывает, что эти временные перерывы неравнозначны. Пемзовые отложения отделены от подстилающих игнимбритов эрозионными несогласиями. Временные перерывы между образованием пемз и игнимбритов были незначительными, так как на контактах между ними не отмечается следов длительного вулканического покоя: мощных почвенно-пирокластических чехлов, флювиальных осадков. Таковы взаимоотношения между слоями 1 и 2, 5 и 6 Кроноцкого разреза. Иной характер взаимоотношений игнимбритовых остывших единиц с подстилающими образованиями. Как правило, формированию игнимбритов предшествуют более длительные эрозионные

процессы. В глубоких и широких эрозионных карманах в подстилающих вулканитах за время, предшествующее игнимбриитообразованию, успевают отложиться достаточно мощные аллювиальные, флювиогляциальные и ледниковые накопления, образуется почвенно-пирокластический чехол. Таков характер нижнего контакта II остывшей единицы. Ледниковые и флювиальные осадки, отложившиеся до формирования III остывшей единицы, также свидетельствуют о значительном перерыве в интенсивной эксплозивной деятельности, который предшествовал образованию III остывшей единицы.

При рассмотрении строения игнимбриитовой толщи правильнее говорить не о ритмичности в ее накоплении, выражающейся в чередовании отложений пемз и игнимбриитов, а о фазности извержений, обусловивших накопление толщи. Фаза извержения представлена игнимбриитообразующими эксплозиями и извержениями пемзовых пирокластических потоков. Строение поля игнимбриитов показывает, что фаза извержения начинается игнимбриитообразованием и заканчивается извержением пемз. Иногда наблюдаются отклонения от этой схемы, выражающиеся в отложении маломощных пемз и тефры в начале фазы эксплозивной деятельности, после чего формируются покровы игнимбриитов и следующие после них отложения пемзовых пирокластических потоков. В разрезе рассматриваемой толщи можно выделить продукты, по крайней мере, четырех фаз крупных извержений. Первой фазе соответствуют отложения слоев 1 и 2, второй фазе, представленной в разрезе не полностью, отложения слоя 3, третьей - отложения слоев 5 и 6; четвертой фазе, также представленной в разрезе неполностью, отложения слоя 7. Принадлежность продуктов первой фазы к определенному этапу эволюции вулканотектонической структуры Бол. Семьячика не установлена; игнимбрииты второй фазы связаны с формированием кальдеры Бол. Семьячика, продукты третьей и четвертой фаз образованы в результате внутрикальдерного этапа развития структуры (Мелекесцев и др., 1974). Все вулканиты, слагающие игнимбриитовую толщу района Кроноцкого залива, относятся к известково-щелочному ряду и близки вулканическим сериям Лассен-Пик и Йеллоустонского парка. Толща игнимбриитов в целом образует единый ряд пород от липаритов до слюдяных андезитов. Совокупность пород слабо пересыщена щелочами, по сравнению со среднемировыми эффузивами по Дэли, а по содержанию Са в плагиоклазах вполне соответствует им. Содержание щелочей всех вулканитов в целом колеблется от 6 до 7,5%, Na почти всегда преобладает над К. В породах с содержанием SiO₂ более 69% это преобладание выражено слабее, чем в более основных вулканитах.

Среди вулканитов различных фаз имеются петрохимические различия. Различия, обусловленные дифференциацией в ходе одного извержения, наблюдаются и среди вулканитов, одной фазы.

Игнимбрииты первой фазы извержения принадлежат к сильно-тихоокеанскому ряду Ритмана с показателем родства от 1 до 1,4. Содержание SiO₂ в породах не опускается ниже 70% и колеблется от 70 до 75%; содержание щелочей колеблется от 6,0 до 7,30%; СаО от 1,84 до 2,78; MgO не превышает 0,94%. По Дэли, они близки среднемировым гранитам и липаритам, но отличаются резким преобладанием Na над К (*n* от 63 до 68) и слабой недосыщенностью щелочами. Пемзы этой фазы извержения сохраняют основные петрохимические особенности игнимбриитов I остывшей единицы. Однако они более основны и менее щелочны. По количеству кристаллокластов игнимбрииты II остывшей единицы относятся к порфирокластическим.

Для данных игнимбриитов не характерны столь активная перекристаллизация стекла и выделение минералов газовой фазы, которые наблюдаются в нижележащей остывшей единице. Здесь часто отмечается выделение минералов газовой фазы в овальных пустотах и порах в зонах сильного сваривания. Правда, на отдельных участках игнимбриитов пемзовые обломки полностью замещены агрегатом минералов из тридимита и полевого шпата. Иногда от стекла остаются редкие реликты, образующие в сечении шлифа своеобразные ячеи, заполненные агрегатом этих минералов. Продукты расстеклования имеют светлую окраску. Реликты стекла образуют фьяммеобразные выделения.

Существенным диагностическим признаком игнимбриитовых покровов и слоев неспекшихся, преимущественно пемзовых, пирокластических отложений игнимбриитов является наличие линз стекла, так называемых фьямме. В игнимбриитах Камчатки выделяются четыре типа фьямме.

Фьямме первого типа имеют, состав аналогичный составу вмещающей витрокластической массы, образованные за счет смятия пемзовых обломков и лапиллей «первичной лавы», являются наиболее распространенными. Очень хорошо видно преобразование изометричных обломков пористых лав в лепешки стекла в обнажениях Кроноцкого залива (в устье р. Третьей, на мысу Ванькин Нос). Длина таких фьямме колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. В обрывах Кроноцкого залива установлен переход пемзовых лапиллей и бомб в линзы фьямме от подошвы к зонам в центре покрова и от линз опять к лапиллям и бомбам в кровле. Фьямме данного типа почти всегда темнее витрокластической массы. Показатели преломления стекол фьямме мезостаза одинаковы.

Химический состав фьямме первого типа отличается от химического состава игнимбриитов большим содержанием SiO₂, суммой щелочей и меньшим содержанием Fe₂O₃ + FeO, СаО, Al₂O₃ в силу отсутствия в них ксенолитов и меньшего содержания вкрапленников. Во фьямме содержится не более 3% вкрапленников плагиоклаза и пироксенов, тогда как в игнимбриите наблюдается не менее 10% кристаллокластов андезина и моноклинного пироксена и около 5-7% ксенолитов базальтов. В игнимбриитах мыса Ванькин Нос среди ксенолитов, наряду с андезитами и базальтами, отмечаются кварцсодержащие дациты. Здесь содержание SiO₂ во фьямме 63,86-89,0%, а в пепловом мезостазисе с минимальным количеством ксенолитов содержится 64,34% SiO₂. Несмотря на равные содержания окиси кремния, соотношения щелочей, СаО, Fe₂O₃+FeO в

игнимбри́те и фья́мме здесь остаются такими же, как и в игнимбри́тах с резким преобладанием SiO_2 во фья́мме.

Химический состав фья́мме практически отражает состав витрокластического компонента игнимбри́та. Если же в игнимбри́те отсутствуют фья́мме иного типа, то состав фья́мме первого типа, по-видимому, наиболее близок составу магматического игнимбри́тового расплава.

Фья́мме второго типа отмечаются в покровах, слагающих обрывы Кроноцкого залива. Несмотря на то, что они образованы в результате гомогенизации участков, главным образом, витрокластического компонента, показатели преломления стекол фья́мме и мезостазиса не всегда совпадают. В двух разных игнимбри́товых покровах Кроноцкого залива наблюдаются различные соотношения показателей преломления стекол реоигнимбри́тов и пеплового слабо спекшегося мезостазиса. В самом верхнем покрове игнимбри́товой толщи показатели преломления обоих стекол в одних случаях равны 1,515, в других случаях у стекла реоигнимбри́та показатель равен 1,518, а показатель стекла мезостазиса 1,509.

В игнимбри́те нижележащего покрова показатель преломления стекла реоигнимбри́та равен 1,502, а пеплового мезостазиса 1,505. Вероятно, отличия показателей преломления стекла реоигнимбри́тов и слабоспекшегося мезостазиса объясняются составом мельчайших ксенолитов, которые ассимилируются вторичным стеклом в зонах максимального разогревания в покрове.

При сравнении данных химических анализов видно, что реоигнимбри́ты обогащены $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, CaO , что, видимо, можно объяснить явлением гомогенизации в зонах сильного спекания, ассимиляцией в них мельчайших ксенолитов среднего и основного состава. Однако это объяснение не удовлетворяет сравнительно повышенному во фья́мме содержанию щелочей и SiO_2 . Возможно, верхние части игнимбри́тового покрова (зона реоигнимбри́тов) сформированы более кислыми и щелочными пирокластическими потоками, чем нижние, слабоспекшиеся части покрова. Если фья́мме первого типа являются преобразованными лапиллями, то фья́мме второго типа представляют собой продукт термической переработки всей пеплово-пемзовой массы, т. е. являются участками гомогенизации в игнимбри́тах: они встречаются в игнимбри́товых покровах с четко проявившимися зонами сильного спекания и участками реоигнимбри́тов.

Помимо фья́мме, в игнимбри́тах наблюдаются линзовидные фья́ммеподобные выделения, образованные в результате автопневматолитических процессов. Они отмечаются в покровах с интенсивно проявившейся кристаллизацией минералов газовой фазы и девитрификацией стекла. Один из типов таких выделений встречается в виде светло-серых линз и полос, сложенных микро-мелкокристаллическим агрегатом минералов газовой фазы. Размеры этих выделений колеблются от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров в длину при толщине до 1-2 см. Они очень характерны для игнимбри́тов Кроноцкого залива. Состоят эти линзовидные выделения из кристобалита, тридимита и полевых шпатов. Они образуются в удлиненных пустотах в витрокластическом мезостазисе или же представляют собой полностью замещенные и перекристаллизованные смятые обломки пемзы. Пемзовые частицы вообще девитрифицируются в большей степени, чем пепловый материал. Именно такие выделения смятой девитрифицированной пемзы названы Малеевым (1969) в семьячинских игнимбри́тах «фья́мме второго цвета». По составу они отличаются от игнимбри́та резко повышенным содержанием SiO_2 (63,24% в игнимбри́те, 68,44% «фья́мме серого цвета») и щелочей (6,45% в игнимбри́те и 6,44% в сером фья́мме). Подобные выделения имеют явно пневматолитовый генезис, и их не следует объединять с фья́мме.

Фья́мме третьего типа являются линзовидные включения, образованные за счет переработки ксенолитов, главным образом эффузивов. Они встречены в игнимбри́тах со структурами интенсивного спекания. К подобным фья́мме подходит название «фья́мме-ксенолит». Размер этих включений невелик — не более 2 см в длину при толщине до 0,5 см. Граница с вмещающим витрокластическим мезостазисом в случае отсутствия стекла в основной массе ксенолита четкая. Такие фья́мме-ксенолиты, представляющие собой темно-коричневые лепешки афировых микродолеритовых базальтов с флюидальной текстурой, наблюдались нами в обнажении мыса Ванькин Нос. Флюидальность субпараллельна длинной оси фья́мме-ксенолита. Эти лепешки легко извлекаются из породы. Итак, образование фья́мме третьего типа связано с переработкой ксенолитов, происходившей в результате их частичной ассимиляции (переплавления) в очаге, и достаточно высокотемпературными условиями в определенных зонах игнимбри́товых покровов.

Фья́мме четвертого типа представляют собой линзы стекла, резко отличающиеся по физическим и химическим свойствам от вмещающего их витрокластического компонента. Размеры их колеблются от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в длину. Формируются такие фья́мме из лапиллей и бомб вспученного стекла, как и фья́мме первого типа. Они представлены черным (под микроскопом - бурым) прозрачным стеклом более основного состава, чем светлый вмещающий мезостазис. Типичными образцами таких выделений являются черные фья́мме в обрывах Кроноцкого залива в устье р. Второй. Показатель преломления их стекла колеблется в пределах 1,522-1,525, тогда как показатель преломления вмещающего мезостазиса варьирует от 1,505 до 1,515. Соотношения наиболее близки соотношениям химических составов фья́мме второго типа и его слабо спекшегося витрокластического компонента. Образование фья́мме различных типов и фья́ммеподобных выделений нельзя объяснить без привлечения всего фактического материала о строении, составе и процессах в игнимбри́товом покрове.

При исследовании всех компонентов игнимбри́та, изучение фья́мме проливает свет на генезис игнимбри́тообразующего расплава и механизм образования игнимбри́тов. В частности, наблюдения над

формированием фьямме в результате преобразования лапиллей и бомб в игнимбритовых покровах Кроноцкого залива свидетельствуют об их пирокластической природе. Выделение и изучение фьямме первого типа важно в связи с тем, что их состав отражает состав игнимбритового расплава, не загрязненного ксенолитами. Наличие фьямме первого типа в массе пемзовидного стекла игнимбрита говорит о расслоении исходного расплава на две самостоятельные фазы, различающиеся по типу поведения воды входящей в стекло (во фьямме) и отделившейся от расплава (в пемзовидной массе) Фьямме второго типа образованы в результате неравномерного термического режима внутри покрова.

Ксенолиты в игнимбригах представлены двумя типами включений: литоксенолитами и кристаллоксенолитами. Содержание литоксенолитов колеблется во всех игнимбригах Камчатки от 1-2% до 60%, наиболее распространенные содержания 5-7%. Размеры их варьируют от долей миллиметра до десятков сантиметров. Наиболее часто встречаются включения размером до 2 см. Среди них преобладают обломки андезитового и базальтового состава. Породы глубоких уровней земной коры встречаются крайне редко. Состояние и особенности ксенолитов в игнимбритовой покрове являются результатом воздействия на них определенных условий, проявившихся главным образом в этап момента извержения и этап формирования игнимбритового покрова после его отложения. В ходе формирования игнимбритового покрова отмечены изменения в ксенолитах, претерпевших значительное расплавление. Механическое изменение ксенолита сводится к его расплющиванию в зонах спекания. К изменениям ксенолитов на этом этапе можно отнести выделение в их порах минералов газовой фазы кристаллизации. Состав первичного магматического расплава отражается в самых нижних покровах разрезов игнимбритовых толщ. Они наиболее кислые по составу и содержат минимальное количество ксенолитов. Присутствие многочисленных, частично ассимилированных и вовсе не переработанных ксенолитов, состав которых крайне неравновесен к составу игнимбритового мезостазиса, может объясняться быстрым подъемом магматического расплава, а большие объемы извергнутого материала и трещинная тектоника в районе извержения говорят о значительной площади (сотни квадратных километров) поднимающегося к поверхности магматического фронта и мощных усилиях растяжения поверхности. Ксенолиты, их состав, количество, характер переработки отражают конкретные динамические условия игнимбритообразующих извержений.

Мелкие андезитовые ксенолиты (менее 2 мм) с пилотакситовой структурой в зонах умеренного и сильного спекания, особенно в реоигнимбригах, где витрокластический компонент игнимбрита превращен в псевдовитрофир, значительно преобразованы. Присутствие в одних и тех же участках породы ксенолитов андезитов, в разной степени переработанных, позволяет проследить все стадии преобразования обломка лавы от частично переплавления до почти полной его ассимиляции. Ксенолиты, незначительно переработанные, сохраняют угловые очертания. Однако граница их с вмещающим витрокластическим мезостазисом четкая не по всему периметру его сечения в результате того, что в эндоконтакте ксенолита стекло андезита, разогретое в магматическом очаге и при вторичном разогреве в определенных зонах игнимбритового покрова до жидкого состояния, смешивается со стеклом игнимбритового мезостазиса.

Более сильная переработка ксенолита выражается в том, зона переплавления захватывает его глубокие части по поверхности обломка. Такой обломок был разогрет до такого состояния и расплющен внутрипластовым давлением, ксенолит как бы помещен в оболочку темного (более темного, чем стекло игнимбрита) стекла, в котором наблюдаются микролиты и порфиновые выделения, ориентированные вдоль границ линзы. Ориентировка кристаллов во внешней зоне ксенолита может не совпадать с ориентировкой внутри обломка. Такие обломки, собственно, и представляют собой фьямме-ксенолиты. Еще более высокая степень переработки выражается в полном расплавлении стекла ксенолита. В этих случаях обломки не имеют четких границ и представляют собой линзовидные выделения микролитов среди псевдовитрофировой массы. Переработанные мельчайшие (доли миллиметра) ксенолиты такого рода равномерно распределены в игнимбригах; их невозможно выделить из породы, так как они тесно взаимосвязаны с её витрокластическим мезостазисом. При детальном рассмотрении некоторых линз в поле черного смоляного стекла видны участки с интерсертальной и пилотакситовой основной массой, имеющие форму желваков. Длина таких линз достигает 30 см. Они имеют характерные очертания типа конского хвоста. Пийп (1961), рассматривая кроноцкие игнимбриты, упоминает о подобных включениях бурого стекла, в котором видны ясные следы расплавления старого базальтового материала; эти следы он считает признаками контаминации лавами основного состава игнимбритовой магмы.

В ходе первого этапа извержения происходит дробление вмещающих очаг пород, плавление и ассимиляция ксенолитов. Зафиксировано несколько стадий плавления ксенолитов: оплавление, появление каемок неполярizuющего материала, гомогенизация основной массы включений, плавление и выплавление их вкрапленников.

Несмотря на резкие различия химических составов игнимбритов и пород предшествующих фаз вулканизма, устанавливается близость некоторых их свойств, обусловленных, по-видимому, родственностью магм. По-видимому, причины сходства петрохимических особенностей рассматриваемых пород заключаются в сходстве расплавов игнимбритов различных вулканоструктур, а также, вероятно, и геологических условий, при которых образуются игнимбриты. Характерно постоянство содержания щелочей в игнимбритовых покровах, принадлежащих одной игнимбритовой толще, при довольно переменчивом составе других компонентов. Оно остается постоянным в игнимбригах разных фаз

извержения кроноцкой игнимбритовой толщи. Игнимбриты - наиболее щелочные породы среди вулканитов одной фазы извержения, принадлежащих одному магматическому очагу. Вулканиты, образующиеся после игнимбритов, могут быть гораздо кислее игнимбритов. В циклической игнимбритовой толще Кроноцкого залива щелочность понижается в вулканитах одной фазы от 6-7% в игнимбритах до 5% в несспекшихся отложениях пирокластических потоков. При возобновлении игнимбритообразования содержание щелочей поднимается до прежнего уровня. Характерно постоянство содержания щелочей в игнимбритовых покровах, принадлежащих одной игнимбритовой толще, при переменчивом составе других компонентов. Оно остается постоянным в игнимбритах разных фаз извержения кроноцкой игнимбритовой толщи.

Резко повышенная щелочность игнимбритов, а также более высокое содержание летучих, по сравнению с вулканитами ранних и поздних фаз извержений, свидетельствуют о возможности ассимиляции воды, щелочей и летучих из вмещающей среды. Это предположение хорошо согласуется с данными, свидетельствующими, что возникновение кислых расплавов может происходить под воздействием теплового потока, источником которого являлся поднимавшийся к поверхности магматический очаг или колонна андезитобазальтовых стратовулканов (Villari, 1969; Волинец, 1973, Ауганци, Weebel, 1973). Однако совокупность рассмотренных фактов заставляет признать возможность обоих процессов при формировании игнимбритового расплава, который возникает на поздних стадиях эволюции базальтовой магмы при активных процессах ассимиляции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(почти 40 лет спустя)

Теперь, в заключение можно посмотреть, что нам дают все изложенные в работе факты в свете сегодняшних данных и представлений.

Попробуем проследить комплекс проблем, встающий за этим материалом, начиная с заложения вулканических центров, эволюции вулканизма и типов извержений, кончая некоторыми проблемами гидрогеологии и геотермии. Мы, естественно, не рассчитываем, что наши выводы будут приняты как готовые окончательные решения, но хотим представить свою точку зрения.

Структурный контроль вулканотектонических депрессий и структура сейсмофокальной зоны

Линейно-вытянутый вулканический пояс Южной и Центральной Камчатки был аппроксимирован, как отражение глубинного разлома, контролирующего пространственное распределение четвертичного вулканизма (Заварицкий, 1949). Анализ геофизических материалов показал, что пояс этот отвечает флекуре поверхности Мохоровичича (Штейнберг, 1966). Структурное положение конкретных центров кислого вулканизма в пределах этой зоны определяется серией коротких сдвигов широтного простирания. На Южной Камчатке такие сдвиги появляются в смещении границы горст-антиклинальной зоны Берегового хребта и вулканической грабен-синклинали, контролирующей структурное положение пояса четвертичных вулканов (Erlich, Gorshkov, eds., 1979). Граница эта выражена зоной резкого градиента поля силы тяжести. Величина горизонтального смещения по широтным сдвигам достигает нескольких километров. В рельефе зонам этих разломов соответствуют широкие долины, дно которых переходит в заливы океана. Вдоль такого рода широтных разломов с предполагаемой сдвиговой компонентой на фронте грабен-синклинали Южной Камчатки последовательно (с севера на юг) располагаются вулканы Горелый, Мутновский, Ксудач, Асача, кальдера Призрак с вулканом Келля (рис.102), и, наконец, комплекс вулканов района Паужетки и Курильского озера.

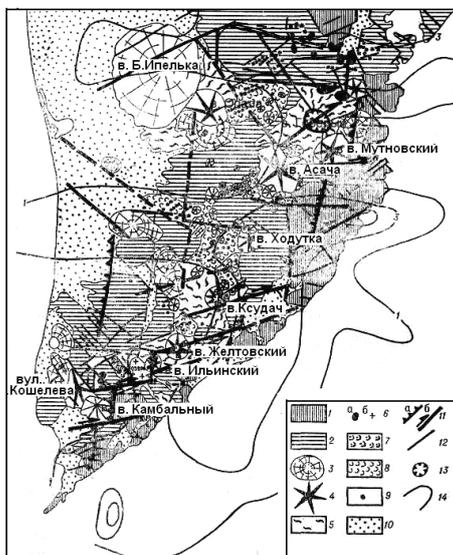


Рис. 102 Схема тектоники Южной Камчатки

1-дислоцированные комплексы дочетвертичных отложений; 2-базальт-андезитовые плато-эффузивы $N^?-Q_1$; 3-базальтовые и базальт-андезитовые щитовые вулканы Q_{1-2} ; 4-сложные андезитовые и базальт-андезитовые стратовулканы $Q_{3,4}$; 5-экструзивные куполы кислых лав; а) крупные массивы, б) отдельные экструзии; 6-поля пемз и ингимбритов $Q_{2,3}$; 7-вязкие потоки кислых лав; 4-поля базальтовых потоков ($Q_{3,4}$); 9 - шлаковые конусы и мелкие базальтовые щитовые вулканы; 10-поля развития рыхлых четвертичных отложений; 11-разломы (по гравиметрическим данным): а) флексуры поверхности М; б) сдвиги с указанием направления смещения; 12-разломы (по геологическим данным); 13-кальдеры и вулканотектонические депрессии; 14-изолинии плотности эпицентров землетрясений с глубиной очага 100 км и более.

Сама широтная ориентировка Паужетской вулканотектонической структуры является отражением связи с рассматриваемыми широтными системами сдвигов.

На рассматриваемом участке грабен-синклинали Восточной Камчатки горст-антиклиналь берегового хребта морфологически не выражена в рельефе. Однако зоны широтных сдвигов достаточно хорошо видны на спутниковом снимке (рис. 103).

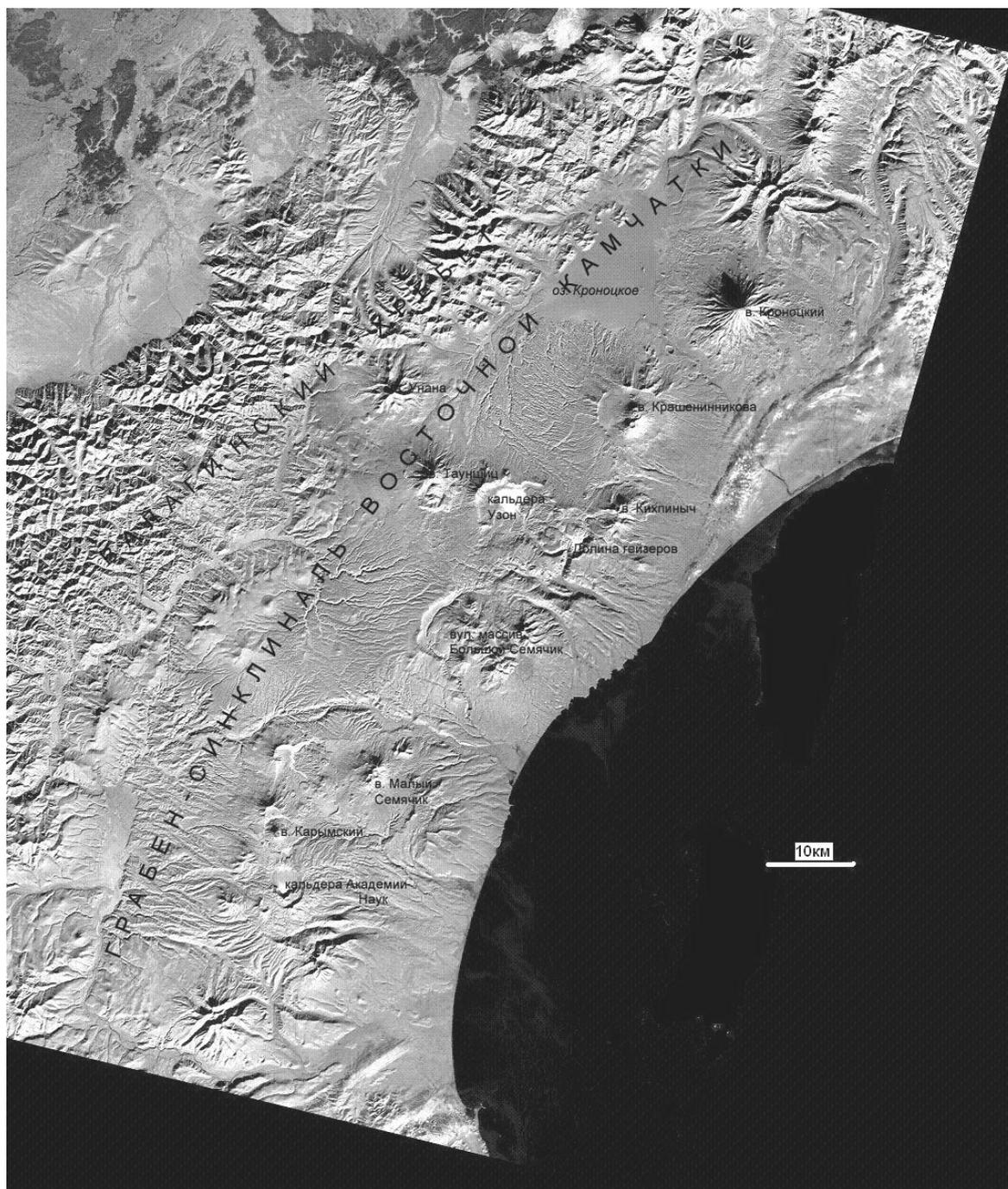


Рис. 103. Сателлитный снимок Узонско-Гейзерного участка Восточной вулканической зоны. Видны системы сдвигов широтного простираения.

Природа сдвиговых дислокаций отчетливо видна на рис. 104, показывающим распределение эпицентров землетрясений с глубиной очага более 100 км. Из него видно, что подавляющее большинство очагов сконцентрировано в пределах относительно узких полос, отвечающих положению секущих сдвигов. Приведенные данные свидетельствуют о том, что тектоническая активность, с которой связаны сдвиговые зоны, имеет место на глубинах более 100 км.

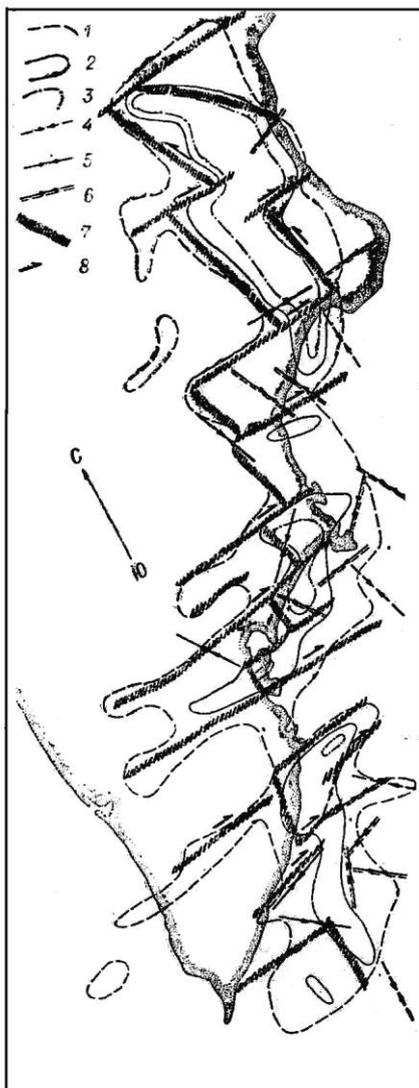


Рис. 104.. Плотность очагов землетрясений Камчатки. Глубина эпицентров - более 100 км. Сводка из Эрлиха Э.Н. (1973)

Изолинии плотности землетрясений для квадратов со стороной 25 км, где отмечено: 1 - одно, 2 - три, 3 - пять и более землетрясений. Векторы сжатия в очагах землетрясений (по данным В. М. Зобина): 4 - с глубиной 60-70 км, 5 - с глубиной 100 и более км, 6 - с глубиной 100 и более км, 7 - предполагаемые разломы по границам блоков с разной степенью сейсмичности; 8 - предполагаемое направление смещения.

Одна из основных особенностей этого района является сосредоточение в нем игнимбритовых полей четвертичного возраста. Эта черта противостоит практическому их (игнимбритов) отсутствию в связи с четвертичными кальдерами в тыловой зоне Срединного хребта Камчатки.

Можно с уверенностью говорить, что кислой пироклаستي (игнимбритов и пемз) в обрамлении кальдеры Уксичан на Срединном хребте нет. Она окружена базальтовыми плато, на которых какие-либо следы кислой пироклаستي отсутствуют вообще. Нет их и в прорезающей кальдеру долине реки Уксичан. Игнимбриты района кальдеры Уксичан и близлежащей кальдеры Носичан по данным аргон-аргонового датирования имеют позднеплиоценовый возраст (3.38 и 4.02 млн. лет, соответственно, по Леонову, Биндеману и Рогозину, 2008)

То же относится и к кальдере Хангар. Вулкан Хангар расположен в депрессии рельефа в метаморфических и интрузивных породах предполагаемого палеозойского возраста. О каких-либо полях игнимбритов в окружении вулкана говорить не приходится. И. В. Мелекесцев на основании дешифрирования аэрофотоснимков предполагает, что игнимбриты, связанные с образованием кальдеры Хангара, слагают террасы ниже по течению рек, текущих с западного склона Срединного хребта. Эта

гипотеза не проверена. Но заметим, что даже если она верна, то количество кислой пирокластики, слагающей остатки террас, крайне невелико и несопоставимо с объемом депрессии, в которой располагается вулкан. В работе Леонова, Биндемана и Рогозина (2008) упоминается образец игнимбрита с кальдеры Хангар, датированный аргон-аргоновым методом. Возраст его 0.398 млн. лет. Образец по И. Биндману (устное сообщение) был предоставлен А. Перепеловым и, по всей видимости, связан не с кальдерой Хангара, а с одной из разрушенных более древних кальдер.

То же относится и к другому крупному центру кислого вулканизма Срединного хребта - вулкану Ичинскому. Весь огромный массив этого вулкана располагается в опущенной зоне к западу от дугового разлома, идущего вдоль реки Быстрая (Хайрюзовая) и обрывающегося, сложенные нижнечетвертичными базальтами, плато Срединного хребта. Общая амплитуда смещения по этому разлому достигает 1000 метров. Если это предположение справедливо, то вулкан Ичинский располагается в огромной вулканотектонической депрессии. Какие-либо значительные поля игнимбритов, связанные с этой структурой, отсутствуют. В. И. Белоусов упоминает о находке подобных игнимбритам пород в русле реки Нюлкандя, расположенной к северу от вулкана Ичинского. На сегодня нет никаких данных ни о природе этих пород, их объемах и характере связи с предполагаемым центром кислого вулканизма в районе Ичинского вулкана. Судя по положению, эта кислая пирокластика возможно выстилает дно предполагаемой депрессии, в которой располагается вулкан Ичинский (Рис. 105).

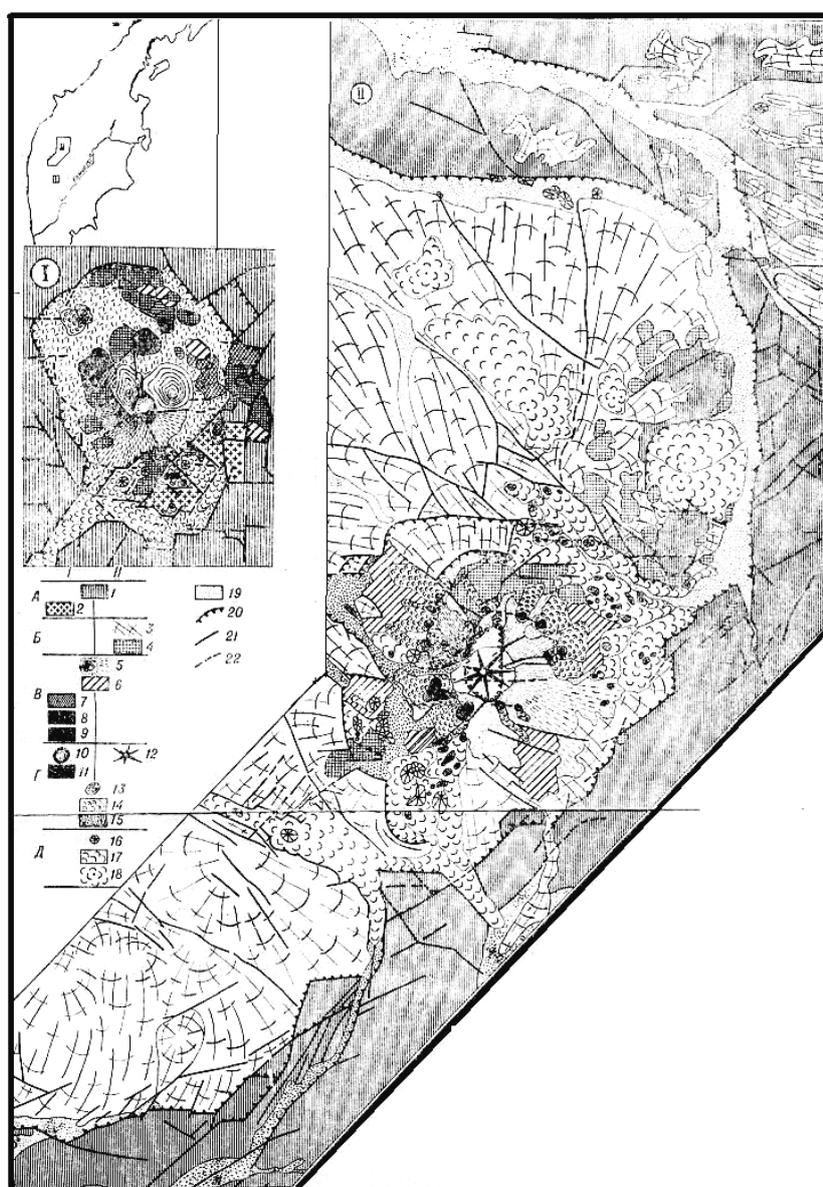


Рис. 105. Геологические карты областей кислого четвертичного вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки (по Э. Н. Эрлиху, 1973).

I-Хангар. II-Ичинский вулкан. А:1-дочетвертичные складчатые комплексы фундамента; 2-миоценовые интрузии гранитоидов. Б. Первый цикл четвертичного вулканизма ($N_2 - Q_{1-2}$): 3- щитовые базальтовые вулканы; 4 - экстрезивные купола (от андезитов до обсидианов по составу). В. Главная стадия кислого вулканизма ($Q_2^3 - Q_3^1$); 5-

стратовулканы (дацитового состава на Хангаре и андезитодацитового на Ичинском вулкане). Экструзивные купола, сложенные: 6-амфиболсодержащими андезитами на Ичинском вулкане и ортопироксенсодержащими андезитами на Хангаре; 7-стекловатые дациты с орто- и клинопироксенами и плагиоклазом № 60-80; 8-амфиболсодержащие андезиты и андезитодациты; 9-обсидианы. Г. Новейшая стадия посткальдерного вулканизма (Q₃²- Q₄): 10-взрывные кратеры; 11-купола биотитовых липаритов; 12-дацитовые стратовулканы; 13-новейшие дацитовые экструзивные купола; 14-потоки вязких кислых лав; 15-потоки и покровы пемзы. Д. Стадия новейшего базальтового вулканизма: 16-мелкие вулканы и шлаковые конусы; 17-лавовые потоки; 18-щитовые вулканы; 19-недиагенезированные четвертичные отложения аллювиальные, гляциальные и флювиогляциальные); 20-разломы по контуру вулканотектонических депрессий; 21-сбросы (наблюдаемые); 22- разломы (предполагаемые).

Отметим, однако, сходство общей эволюции состава магм этих центров – от базальтовых извержений на ранних «предкальдерных» стадиях развития к комплексам кислых вулканических пород «посткальдерного» этапа – вулкан Хангар, вулкан Ичинский, экструзивные купола кислых вулканических пород, заполняющие кальдеру Уксичан. Разница состоит исключительно в отсутствии кислой пирокластике, соответствующей кальдерообразующему извержению.

Так что на сегодня правильно будет предположить, что отсутствие (или несопоставимо малое количество) кислой пирокластике четвертичного возраста в тыловой зоне Срединного хребта сравнительно с передовой зоной Восточной Камчатки отражает зональность в распределении количества летучей фазы в кислых вулканических породах различных вулканических зон. Отсутствие кислой пирокластике может быть результатом пониженной газонасыщенности кислых магм, различия температур, или меньшего объема магм соответствующего состава. Характерно изменение свойств кислой пирокластике, связанной с кальдерообразующими извержениями на вулканах Горелый и Опала (Шеймович, 1974). Оба вулкана расположены в одной и той же грабен-синклинали Южной Камчатки, но вулкан Горелый с обширными полями игнимбритов находится во фронтальной ее зоне, а Опала в тыловой, на 175 километров западнее. Здесь кальдерообразующая кислая пирокластика представлена пемзово-пирокластическими потоками, а типичные игнимбриты отсутствуют.

Упорное желание найти игнимбриты, связанные с четвертичными кальдерами в Срединном хребте, во многом объясняется отсутствием в современных классификациях кальдер морфотипов, в связи с которыми отсутствуют ассоциирующиеся с ними поля игнимбритов. Сегодня можно сказать, что чем-то вроде морфотипа такого рода структур может служить кольцевая структура вулканического центра Мессум в Намибии (Bauer, Trumbull, Vietor, 2003). Он расположен в центре крупного поля плато- базальтов Этендака. В ходе эволюции этого центра образовалась серия магматических тел кислого состава. Легко видеть, что эволюция состава магм в центрах на Срединном хребте весьма близка к той, что описана в центре Мессум. Модель строения такого рода центра по данным большого комплекса геофизических работ приводится на рисунке (рис. 106).

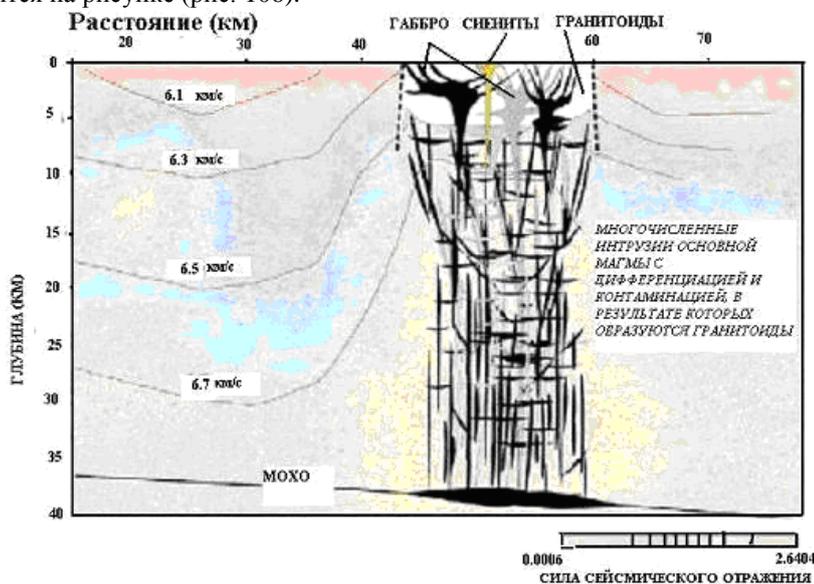


Рис. 106. Структура корневой системы кольцевого комплекса Мессум (Bauer, Trumbull, and Vietor, 2003).

Депрессия рельефа, образовавшаяся в ходе кальдерообразующего извержения, здесь отсутствует. Не было, по всей видимости, и самого такого извержения. Вместо того присутствует центральная коническая система магматических тел.

Как любая модель, построенная на основе геофизических данных, предлагаемая модель статична. Это как бы стоп-кадр, мгновенный снимок, отражающий завершающий этап формирования структуры. Однако высокое гипсометрическое положение в этой структуре кислых дериватов позволяет предполагать, что они сформировались на заключительных этапах формирования кольцевого комплекса, что соответствует

и эволюции состава четвертичных вулканитов на Камчатке. Это допущение сразу делает картину динамичной во времени.

Связь кислого и базальт-андезитового вулканизма

Прежде всего, следует отметить ныне несомненную связь кислых магматических пород с породами базальт-андезитовой серии. Связь эта проявляется, как на стадии кальдерообразующих извержений игнимбритовых масс, так и в процессе выжимания посткальдерных экструзивных куполов. В равной степени она выражается, как в единстве геохимических характеристик пород базальт-андезитовой серии и комплекса, так и в закономерной связи кальдерообразующих извержений кислой пирокластики с заключительными стадиями эволюции базальт-андезитовых комплексов. При этом кальдерные комплексы носят отчетливо наложенный характер по отношению к базальт-андезитовым центрам раннего этапа вулканического цикла. Они лишь в виде редких случаях могут располагаться на вершинах базальт-андезитовых вулканов. В общем случае они секут группы разнородных построек. Непосредственная генетическая связь кислых магм (включая игнимбриты) с базальт-андезитовыми магмами может осуществляться, как в результате процессов дифференциации последних происходящей на самых разных уровнях, так и в ходе прямой выплавки из мантии. Последнее допускается для центров кислого вулканизма Камчатки (Erlich and Gorshkov, eds, 1979) и Японии.

Учет вероятного сквозьмагматического характера гидротермальных растворов делает весьма вероятным происхождение контрастных дацит-базальтовых серий не в процессе фракционной дифференциации, а за счет разгрузки кремнекислоты гидротерм непосредственно в первично-базальтовый расплав.

Величина разгрузки SiO_2 из трансмагматических растворов может быть очень значительна. Об этом свидетельствует величина отложений гейзеритов вокруг гейзеров в Долине Гейзеров (рис. 107).



Рис. 107. Отложения гейзеритов вокруг гейзера Тройной. Фото В. И. Белоусова

Систематический характер отклонений от нормального хода кристаллизации в однотипных для разных центров и районах петрохимических особенностях этого комплекса (Эрлих, 1973), показывает, что главными факторами являются не процессы ассимиляции, а, по-видимому, аккумуляция кристаллической фазы, газовый перенос и фильтр-прессинг. Подтверждает это и близкое содержание редких и радиоактивных элементов в докальдерном базальт-андезитовом комплексе Карымского вулкана, его посткальдерных дацитовых лавах и ксенолитах гранитоидов (Леонова, Удальцова, Иванов, 1960). По-видимому, степень ассимиляции является функцией времени существования очага в коре, а для средне-верхнечетвертичных кальдер время это очень мало. Геофизические данные свидетельствуют, что кровля питающих интрузий под кальдерами зачастую находится на глубине 15 км, т.е. в пределах базальтового слоя. Это говорит о невозможности формирования данных комплексов за счет расплавления гранитного слоя коры.

Экспериментальные данные Линдсли (Lindsley, 1966), Бойда и др. (Boyd et al., 1964) позволили Матсумото (Matsumoto, 1965) построить модель образования кислых магм за счет парциального плавления кварц-эклогитовых комплексов средней мантии при подъеме расплава. Она близка к картине, наблюдаемой при высоких давлениях в системе $\text{Mg}_2\text{SO}_4 - \text{SiO}_2$; при этом отмечается возможность устойчивого существования при определенных P-T условиях фаз стишовит+расплав, коэсит+расплав и энстатит-коэсит.

Такой механизм представляется принципиально возможным, но его геологическое приложение встречает две основных трудности.

1. Подразумевается полная самостоятельность выплавки кислых магм и не учитываются реально наблюдаемые данные образования кислых вулканических пород в теснейшей связи с базальтами, в частности при извержениях базальтовых вулканов.

2. Предлагаемый Т. Матсумото конвекционный механизм подъема предполагает ширину зон, охваченных кислым вулканизмом около 1500 км, что на два порядка больше реально наблюдаемой.

В то же время на реальность отдельных элементов этого процесса указывают включения кварца в базальтах. Следы увеличения их объема могут свидетельствовать о фазовых переходах высокобарных модификаций SiO_2 .

Основным механизмом образования кислых магм, по-видимому, является процесс отделения богатых SiO_2 расплавов и растворов от базальтов. Физико-химическая сторона этого процесса пока не может быть рассмотрена в деталях. Однако на реальность его развития указывают эксперименты О. Таттла и его коллег (Tuttle et al., 1967). Ими исследовалось поведение образца базальта под давлением 10 кбар в присутствии воды под действием температурного градиента без плавления. Через неделю в относительно более холодном конце капсулы скопилось до 25% гранитного вещества (при фракционном отделении кислых расплавов от базальтовой магмы количество их не превышает 5% исходного объема). Наиболее подвижными при этом компонентами в этом процессе в присутствии воды естественно являются щелочи и кремнезем. Фракции, обогащенные SiO_2 , могут отделяться в виде расплава и флюида. О постоянной связи флюидных выделений с кислым вулканизмом свидетельствует ряд данных.

Прежде всего, это тесная ассоциация массы современных гидротермальных источников с районами кислого вулканизма. Количество и масштаб гидротермальной активности здесь совершенно несопоставимы с теми, которые локализуются в областях андезитобазальтового вулканизма. Точных цифр, характеризующих эти различия нет. Однако, можно отметить, что крупнейшие поля гидротерм (Долина Гейзеров, Семьячинская группа источников, Паужетка, Большие Банные ключи, Паратунка на Камчатке, гидротермальные проявления района Вайракея и Вайотапу и гейзеры Ротороа на Сев. Острове Новой Зеландии, гидротермальные поля районов Куджу и Унзен на острове Кюсю, Усу на южном Хоккайдо, гейзеры Йеллоустонского парка) приурочены именно к районам кислого вулканизма. Такая связь более показательна, если учесть, что при извержении центров кислого вулканизма выделяется огромное количество не растворенных в магматическом материале свободных летучих компонентов, главным образом, естественно, паров воды.

Во-вторых, если эрозионный срез в области поднятий достаточно глубок, абсолютный возраст глубоко метаморфизованных толщ, прорывающих их гранитов, и серий кислых вулкаников совпадают. Такого рода совпадения отмечены для метаморфид Срединного массива Камчатки, зоны Риоке в Юго-Западной Японии и зоны Вакатапу на Южном острове Новой Зеландии. Во всех этих случаях метаморфические комплексы сформировались задолго до той или иной фазы кислого вулканизма. Но в период, соответствующий катастрофическим вспышкам вулканической активности, отмечается общее поднятие метаморфических комплексов и повторные фазы калиевого метасоматоза.

Так наиболее древние комплексы Срединного хребта имеют радиологический возраст 178 миллионов лет. В то же время многие образцы имеют абсолютный калий-аргоновый возраст 40-45 миллионов лет, соответствующий возрасту рвущих Срединных массив гранитоидов, комагматичных третичным кислым вулканикам прилегающих вулканических поясов. Метаморфизм пояса Риоке по геологическим данным датируется интервалом между средней пермью и поздним триасом (Minato et al., eds, 1968). Абсолютный же возраст метаморфид по калий-аргоновым датировкам соответствует возрасту рвущих их гранитоидов, комагматичных меловым игнимбрикам и туфам толщи Нохи (Shibata, 1968). Но, пожалуй, наиболее показательны - метаморфиды Южного острова Новой Зеландии. По геологическим данным и калий-аргоновым определениям абсолютного возраста основная фаза метаморфизма датируется здесь до верхнеюрским временем. Калий-аргоновые датировки по биотиту из гнейсов близ Альпийского разлома соответствуют периоду 4-8 млн. лет, т.е. вспышке кислого вулканизма в провинции Хаураки на Северном острове и быстрому поднятию Южных Альп. Отметим, что гнейсы высокой степени метаморфизма из зоны Вакатапу впервые появляются в гальке только в плейстоценовых отложениях, а вдоль Альпийского разлома широко развиты современные термальные источники. Х. Хаттори (Hattori, 1968) заключает, что последние фазы метаморфизма близ Альпийского разлома обусловлены поднятием в интервале 4-8 млн. лет, а вулканическая и термальная активность, связанная с завершающими движениями этой фазы продолжаются и поныне.

Выше говорилось о приуроченности центров кислого вулканизма к фронтальной части вулканических поясов, т.е. они находятся в непосредственной близости от глубинных разломов в пределах зоны сегодняшнего развития процессов высокотермального метаморфизма. Далее следует обратить внимание на то, что описанная обычная ассоциация минералов-вкрапленников в наиболее широко развитых комплексах кислых вулканических пород (кварц-кислый плагиоклаз-гиперстен-авгит, акцессорные минералы - алмадин и фаялит) крайне близка к обычному комплексу минералов чарнокитов. Отмечается соответствие и высоких температур и давлений при образовании обоих комплексов. Аналогия подчеркивается упоминавшимися частыми находками в пемзах включений анортозитового состава -

обычность ассоциации чарнокитов с анортозитами общеизвестна. Ранее А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1964) отмечали аналогию в составе чарнокитов и гранитоидных интрузий северо-востока России. Приведенные данные позволяют развить эту аналогию и сделать вывод о единстве процессов чарнокитизации глубинных зон и кислого вулканизма.

Уже упоминалось, что интенсивность кислого вулканизма теснейшим образом связана с состоянием тектонических систем. В островных дугах, выдвинутых в сторону океана (типа Изу-Бонин) объем кислых вулканитов невелик. Это пемзовые выбросы на базальтовых вулканах. На нормальных островных дугах типа Курил роль кислого вулканизма возрастает, но он, по-прежнему, связан с андезитобазальтовыми вулканами центрального типа и химизм его продуктов соответствует кислым андезитам. В геотектонических системах типа Камчатки наблюдается массовое проявление кислого вулканизма, причем среди его центров преобладают наложенные формы, не наследующие положение базальт-андезитовых вулканов предшествующих этапов, резко преобладают. И, наконец, в районах максимального поднятия и максимального развития континентальной коры (зрелые орогены типа Тайваня, Эрлих, 1973) кислый вулканизм прекращается. Это еще раз подтверждает, что кислый вулканизм возникает в процессе переплавления гранитной коры, а в ходе ее роста за счет глубинных процессов и прекращается, когда кора достигает зрелости, то есть полностью переходит к континентальному типу.

Интересным показателем этого процесса является еще одна закономерность. При общей приуроченности к фронтальным вулканическим зонам центры кислого вулканизма обнаруживают тенденцию к пунктирному расположению - районы кислого вулканизма даже в пределах фронтальных зон чередуются с районами базальт-андезитового вулканизма. На Карымско-Жупановском участке от устья реки Жупановой до устья реки Кроноцкой сосредоточены все крупнейшие центры кислого вулканизма, такие как Жупановская и Карымская вулканотектонические структуры, сложные кальдеры Узон-Гейзерной и Большого Семячика, кальдера Крашенинникова.

В Северо-Восточной Японии, в зоне Назу, выделяются две подзоны – северная и южная, резко различные по масштабу проявлений кислого вулканизма. В южной подзоне крупные кальдеры и, ассоциирующиеся с ними обширные поля кислой пирокластики, отсутствуют. Кислый вулканизм здесь представлен относительно небольшими по масштабам выбросами пемз и кислыми экструзивными куполами. На севере Хонсю и на юге Хоккайдо располагаются такие крупные четвертичные кальдеры как Товада, Тойа, Кутъяро и др. с образованием которых связана мощная вспышка кислого вулканизма.

В Юго-Западной Японии все центры кислого вулканизма сосредоточены на острове Кюсю. Четвертичный вулканизм на Юго-Западном Хонсю и Сикоку, практически, отсутствует - здесь отмечаются лишь цепочки экструзивных куполов, прямо продолжающие зон Унзен-Куджу. В Новой Зеландии Центральный вулканический район делится на два равных по протяженности участка, продолжающих друг друга по простиранию - участок от залива Пленти до озера Таупо (зона Таупо-Роторуа), где сосредоточены все проявления кислого вулканизма, и участок национального парка Тонгариро, в котором находятся андезитовые стратовулканы.

Это явление частично связано со спецификой тектонической обстановки участков фронтальных вулканических зон, которая способствует проявлению в одних случаях кислого, а в других базальт-андезитового вулканизма. Однако надо обратить внимание и на другое обстоятельство. Во всех случаях, когда пояс четвертичных вулканов прямо наследует положение более древних вулканических зон, в которых имела место мощная вспышка кислого вулканизма, проявления четвертичного вулканизма незначительны или отсутствуют вовсе.

На Восточной Камчатке Кроноцко-Гамченский и Авачинско-Жупановский участки четвертичного вулканического пояса наложены на области неогенового вулканизма, развитие которых завершается формированием мощных игнимбритовых покровов, в то время как фундаментом Карымско-Семячинского участка служат мощные осадочные толщи неогена и верхне-неогеновый вулканизм почти исключительно представлен андезитовыми толщами. Наиболее мощная вспышка неогенового кислого вулканизма на Камчатке отмечается в вулканической зоне Срединного хребта. В четвертичное же время в этой зоне кислый вулканизм крайне незначителен. На Южной Камчатке четвертичные центры кислого вулканизма перемещены на запад относительно полосы развития неогеновых кислых вулканических пород. В Японии на юго-западном Хонсю после мощных выбросов игнимбритов и спекшихся туфов мелового времени кислый вулканизм практически не проявлялся ни в неогене, ни в четвертичное время. В Северо-Восточной Японии мощные вспышки неогенового кислого вулканизма и гранитоиды того же возраста отмечаются именно в южной части, где четверичный кислый вулканизм проявляется слабо. Центры кислого вулканизма на севере Хонсю и юге Хоккайдо наложены на андезитовые толщи неогена или серии осадочных пород того же возраста. В Новой Зеландии зона проявления неогенового вулканизма на полуострове Коромандель отмирает после эпохи мощных заключительных выбросов кислой пирокластики, и районы четвертичного кислого вулканизма смещаются по простиранию на юго-восток в пределы современной зоны Таупо-Роторуа.

В районах с восстановленным изостатическим равновесием кислый вулканизм прекращается. Это обуславливает последовательное смещение кислого вулканизма в направлении фронта структур и, как следствие положение основных центров кислого вулканизма во фронтальных зонах геотектонических систем,

Главная вспышка кислого вулканизма в течение одного цикла тектонического развития проявляется в пределах того или другого района однократно, отражая процесс трансформации коры, ее переход к стабильному типу коры континентальных областей.

Особенности извержений игнимбритов.

Важной чертой больших полей игнимбритов, образованных в связи с катастрофическими извержениями, ассоциирующимися с формированием кальдер, является повсеместное отсутствие типичных взрывных отложений. Характерно, что ксенолиты в игнимбриках имеют не более чем псефитовую размерность. Характерные для типичных взрывных отложений несортированные глыбы в них полностью отсутствуют. Количество ксенолитов варьирует от 5 до 60%, а состав ксенолитов преимущественно пемзовый. Можно с уверенностью сказать, что извержения игнимбриков имели место или в условиях открытого доступа магмы к поверхности, или механизм очищения магматического канала связан с той или иной формой «прожигания» его магмой – процесс вполне аналогичный механизму образования диатрем.

При этом роль взрывных процессов в процессе самих извержений игнимбриков общепризнана. Объясняется она различно. С одной стороны говорят о детонационных взрывах, в ходе которых в некоторых участках подводящих каналов образуется вакуум, сопровождающийся эрозией стенок канала, вовлечением в эруптивную колонну большого количества обломочного материала и уплотнением раздробленного расплава с образованием пробок большой плотности. Появление этих пробок на поверхности сопровождается их разуплотнением за счет подсоса окружающего воздуха, энергичным обрушением на склоны постройки и быстрым течением к базису разгрузки. Образование таких участков вакуума за счет детонационных взрывов взрывоспособных газов провоцирует интенсивную спонтанную дегазацию последующих порций расплавов и их откачку в результате эффекта газопарлифта с уровней генерации, которые могут находиться на глубине первых километров и распространяться по латерали, как это происходит в гидротермальных водоносных горизонтах (Rychagov S.N. et al., 2009).

Другим возможным объяснением взрывчатости игнимбриковых магм может быть резкая смена в них окислительной обстановки. Крайне важна и характерна отмечаемая Гребенниковым (2005) смена состава газовой фазы в игнимбриках Якутинской кольцевой структуре Приморья с восстановительной, чисто водородной на ранних этапах, к существенно кислородной непосредственно перед их извержением и в ходе его. Существенно водородный состав газовой фазы в игнимбриках ранних этапов, возможно, связан с процессами дегазации мантии, что соответствует развиваемым на этот счет идеям В. Н. Ларина (2005). Значительные поступления кислорода на поздних этапах, вероятно, отмечают влияние потока глубинных хлоридно-натровых вод.

Закономерная ориентировка игнимбриковых полей Узонского района, образующих две удлиненные полосы, расположенных под острым углом к предполагаемой зоне широтных сдвиговых дислокаций (северное и южное игнимбриковые поля по Леонову, Гриб, 2004) делает вполне вероятным предположение о том, что извержение струй игнимбриковой магмы непосредственно связано с подвижками по сдвиговой зоне. Возможно именно напряжения в очаге, создаваемые за счет сдвигов, дают необходимый импульс энергии, обеспечивающий извержение.

Геологические данные свидетельствуют о значительных временных перерывах, магматическом и тектоническом покое района в период, предшествующий игнимбрикообразованию. Игнимбрики залегают на подстилающих андезитобазальтовых вулканитах с угловым несогласием (Апрелков, 1961), перекрывая уже разрушенные стратовулканы. Логично предположить, что малоглубинный очаг (судя по ксенолитам) не может существовать долгое время без интенсивной взаимосвязи с вмещающей средой. Как мы видим по результатам изучения фьямме и ксенолитов, состав игнимбриков находится в тесной зависимости от степени переработки вмещающих пород. Наличие разнородных стекол фьямме, фьямме-ксенолитов, плагиоклазов-ксенолитов, интенсивная коррозия, плавление чуждых плагиоклазов и тесная зависимость некоторых свойств от состава фундамента (например, наличие плагиогранитных включений в игнимбриках вулкана Хангар) – все это свидетельствует об активных процессах ассимиляции при формировании игнимбрикового расплава.

Ритмичность в строении игнимбриковой толщи Кроноцкого разреза выражается в чередовании разделенных временными перерывами игнимбриковых покровов и слоев не спекшихся, преимущественно пемзовых, пирокластических отложений. Временные перерывы между образованием пемз и игнимбриков были незначительными, так как на контактах между ними не отмечается следов длительного вулканического покоя: мощных почвенно-пирокластических чехлов, флювиальных осадков. Таковы взаимоотношения между слоями 1 и 2, 5 и 6 Кроноцкого разреза. Иной характер имеют взаимоотношения игнимбриковых остывших единиц с подстилающими образованиями. Как правило, формированию игнимбриков предшествуют более длительные эрозионные процессы. В глубоких и широких эрозионных карманах в подстилающих вулканитах за время, предшествующее игнимбрикообразованию, успевают отложиться достаточно мощные аллювиальные, флювиогляциальные и ледниковые накопления, образуется почвенно-пирокластический чехол. Таков характер нижнего контакта II остывшей единицы. Ледниковые и флювиальные осадки, отложившиеся до формирования III остывшей единицы, также свидетельствуют о значительном перерыве в интенсивной эксплозивной деятельности, который предшествовал образованию III остывшей единицы.

Здесь, видимо, надо говорить не о ритмичности в накоплении игнимбритовой толщи, выражающейся в чередовании отложений пемз и игнимбритов, а о фазовом характере извержений, обусловивших накопление толщи. Строение поля игнимбритов показывает, что каждая фаза извержения начинается игнимбритообразованием и заканчивается извержением пемз. Иногда наблюдаются отклонения от этой схемы, выражающиеся в отложении маломощных пемз и тефры в начале фазы эксплозивной деятельности, после чего формируются покровы игнимбритов и следующие после них отложения пемзовых пирокластических потоков. В разрезе рассматриваемой толщи можно выделить продукты, по крайней мере, четырех фаз крупных извержений. Первой фазе соответствуют отложения слоев 1 и 2, второй фазе, представленной в разрезе не полностью, отложения слоя 3, третьей - отложения слоев 5 и 6; четвертой фазе, также представленной в разрезе не полностью, отложения слоя 7. Принадлежность продуктов первой фазы к определенному этапу эволюции вулканотектонической структуры Большого Семьячика не установлена. Игнимбриты второй фазы связаны с формированием кальдеры Большого Семьячика, продукты третьей и четвертой фаз образованы в результате внутри кальдерного этапа развития структуры (Мелекесцев и др., 1974).

Морфологические, литологические и петрографические особенности игнимбритов совпадают с особенностями сваренных туфов пепловых потоков (Росс, Смит, 1963; Smith, 1960).

Несмотря на то, что игнимбриты пересыщены кремнекислотой, кварц далеко не постоянный член кристаллокластического компонента. Он образует довольно крупные, до 5 мм длиной, ксеноморфные трещиноватые корродированные зерна. Погасание слабо волнистое или мгновенное.

Мелкие идиоморфные выделения пироксенов постоянно присутствуют в игнимбритах. Моноклинные пироксены отличаются постоянными оптическими характеристиками во всех покровах $2V = +54^\circ$ ($49-55^\circ$), $c: Ng=42-46^\circ$. Отличительным качеством идиоморфных зерен роговой обманки в игнимбритах является отсутствие опацитовых кайм, типичных для роговых обманок эффузивов и экструзий. Вероятно, отсутствие опацизации объясняется тем, что каждая частица была изолирована от воздуха газовой жидкой оболочкой, обеспечивающей большую подвижность игнимбритообразующего материала. Возможно, это объясняется специфическим составом газовой фазы игнимбритообразующего материала. Г. Тазиев (1972) предполагает значительную роль в его составе углекислоты.

Все эти факты позволяют достаточно уверенно говорить об игнимбритах, как о породах, образовавшихся в результате спекания пирокластического материала, а не во время излияния лавовых потоков, которые дезинтегрируются только в своих краевых частях. Отсутствие сортировки обломков по гранулометрическому составу и распыления вкрапленников является характерной чертой современных, заведомо эксплозивных образований (Малеев, 1969; Мелекесцев и др., 1970; Брайцева и др., 1965).

Механизм извержения эмульсии должен носить особый характер, способствующий сохранению энергии (тепла) в переносимом материале. Близ поверхности взрыв и имевшие место в результате этого пемзопады и пеплопады не приводят к спеканию отложившегося материала. Извержение игнимбритообразующих масс носило качественно иной характер. Судя по неоднородности строения игнимбритовых покровов в вертикальном разрезе, это были импульсные эмиссии. Порции раскаленного материала быстро наслаивались друг на друга, что вело к лучшему сохранению тепла в отложенном материале. Наиболее объективно, по нашему мнению, механизм извержения игнимбитового материала отражает модель взрыво-выдуваний, предложенная Пийпом (1961).

В составе минералов газовой фазы среди продуктов девитрификации наблюдаются, главным образом, трудно различимые тридимит и кристобалит, кислый плагиоклаз, кварц, реже пироксен и биотит. Причиной подобной кристаллизации является способ переноса вещества, при котором не происходит сильного остывания и дегазации. В не спекшихся отложениях пирокластических пемзовых потоков подобная кристаллизация почти не проявилась, за исключением зон вторичных фумарол.

В самых нижних частях покрова пепловые и пемзовые частицы не ориентированы и сохраняют угловатые очертания; выше по разрезу частицы «слипаются» друг с другом и ориентированы субпараллельно. Появляется эвтакситовая текстура, но пеплово-пемзовая структура все еще отчетливо видна. В средних частях покрова происходят новые качественные изменения витрокластической массы. В низах линзовидных сваренных зон покрова в пеплово-пемзовой массе появляются темноокрашенные шарики и линзы с микроперлитовой текстурой, которых выше становится все больше, и вскоре вся порода оказывается состоящей из перлитового стекла, весьма однородного, почти без признаков первичной структуры. Изменения структуры таких стекол выше по разрезу проследить трудно из-за автопневматолитических явлений в верхних частях покрова. Но даже там, где витрокластическая масса наиболее гомогенизирована, можно все-таки различить неоднородность, обусловленную спеканием различных по размеру обломков.

Нередко в игнимбритах отмечаются гломеропорфировые ростки и гомеогенные включения кристаллов. В строении этих выделений принимают участие все минералы кристаллокластического компонента (за исключением кварца). Идиоморфизм кристаллов, вероятно, может быть объяснен переломом твердых частиц в вязкой газовой жидкой среде. Среди игнимбритов по составу кристаллокластов выделяются кварцсодержащие и бескварцевые разновидности. Кварцсодержащие игнимбриты встречаются значительно реже бескварцевых. Они, как правило, содержат роговую обманку и биотит. Составы плагиоклаза в обеих разновидностях одинаковые. Замеры показателей преломления стекол витрокластического мезостаза, не

затронутого пневматолитической кристаллизацией, говорят в целом об однородности мезостаза в разномастных и пространственно разбросанных полях игнимбритов. Согласно различным авторам, колебания показателя преломления стекла соответствуют весьма незначительным изменениям в содержании в них SiO_2 от 68 до 71%. Возможно, что инородность состава стекла в разных игнимбритах так же, как аналогия в составах плагиоклазов, свидетельствует об одинаковых физико-химических условиях формирования расплава игнимбритов.

В основании многих игнимбритовых покровов наблюдается рыхлый несцементированный пеплово-лапиллиево-бомбовый материал. В средних сваренных частях покрова наблюдается смятие лапиллей и бомб, превращение их в обсидианоподобные стекла. К кровле покрова вновь отмечается переход линзовидных выделений в овальные обломки пористых стекол. Спекшиеся лавоподобные породы, обычно с флюидальной текстурой, образуют зоны. В покрове, которые представляют собой линзы длиной 10 - 100 м при мощности 1-15 м. Они не имеют резких ограничений от слабо сцементированной и несцементированной витрокластической вмещающей массы и связаны с нею постепенными переходами, как по мощности, так и по простиранию покрова.

В самых нижних частях покрова пепловые и пемзовые частицы не ориентированы и сохраняют угловатые очертания; выше по разрезу частицы «слипаются» друг с другом и ориентированы субпараллельно. Появляется эвтаксовая текстура, но пеплово-пемзовая структура все еще отчетливо видна. В средних частях покрова происходят новые качественные изменения витрокластической массы. В низах линзовидных сваренных зон покрова в пеплово-пемзовой массе появляются темноокрашенные шарики и линзы с микроперлитовой текстурой, которых выше становится все больше, и вскоре вся порода оказывается состоящей из перлитового стекла, весьма однородного, почти без признаков первичной структуры. Изменения структуры таких стекол выше по разрезу проследить трудно из-за автопневматолитических явлений в верхних частях покрова. Но даже там, где витрокластическая масса наиболее гомогенизирована, можно все-таки различить неоднородность, обусловленную спеканием различных по размерам обломков.

Под влиянием условий первого этапа происходит дробление вмещающих очаг пород, плавление и ассимиляция ксенолитов. Зафиксировано несколько стадий плавления ксенолитов: оплавление, появление каемок не поляризующего материала, гомогенизация основной массы включений, плавление и выплавление их вкрапленников.

Приведенные данные о строении игнимбритового разреза позволяют подойти к вопросу о характере игнимбритовых извержений. Изучение рельефа поверхности плейстоценовых игнимбритовых покровов Камчатки (Мелекесцев и др., 1974), особенностей их залегания, изменения мощностей, а также литологических и петрографических свойств неспекшихся и слабо спекшихся фаций игнимбритов, исследование ксенолитов и фьямме свидетельствуют об образовании игнимбритов в результате извержений пирокластических потоков. Причем единый покров игнимбритов является продуктом спекания отложений не одного, а многих потоков, что устанавливается на основании исследования изменения состава игнимбритов в вертикальном разрезе. В некоторых игнимбритовых покровах, обнажающихся в обрыве Кроноцкого залива, при прослеживании их по простиранию обнаружены прослои неспекшихся пемз.

В обрывах игнимбритовой толщи Кроноцкого залива можно установить основные этапы одной фазы игнимбритового извержения. В начале фаз извержений происходили сравнительно маломощные пемзопады, которые предваряли собственно игнимбритообразующий этап извержения и формирование игнимбритового покрова. После его остывания и частичного разрушения экзогенными агентами фазу извержения завершало отложение не спекшихся туфов пемзовых пирокластических потоков. Петрографически близкие порции магмы при одинаковом механизме их переноса во время извержения образовывали на поверхности спекшиеся и не спекшиеся породы (мы не говорим здесь о зонах в одном покрове). Различия объясняются, вероятно, более низкой температурой изверженного материала не спекшихся пемзовых пирокластических потоков, а также, почти полной его дегазацией к моменту отложения. Следствием этого являются и более низкая температура отложенного материала, и отсутствие следов кристаллизации газовой фазы и девитрификации в не спекшихся пемзовых отложениях. При игнимбритовом извержении дегазация во время переноса происходит не полностью, о чем свидетельствуют многочисленные явления кристаллизации в покровах. Можно предположить, что основные причины, приведшие к образованию в одних случаях спекшихся, а в других не спекшихся отложений, обусловлены составом расплавов и глубиной их генерации. Петрохимические особенности свидетельствуют об относительно большей щелочности игнимбритов. Последнее дает основание предполагать большее содержание воды и летучих в игнимбритообразующей части магматического очага.

Пеплово-пемзовая структура витрокластического мезостаза, интенсивная кристаллизация минералов газовой фазы в порах пемз, каналах пемзовых частиц, девитрификация, частый идиоморфизм кристаллокластов, отсутствие опацитовых каемок у роговых обманок, особенности морфологии: плоские поверхности, большие пространства, занятые покровами, заполнение отрицательных форм рельефа, прямо свидетельствуют о большой подвижности и эмульсионном, преимущественно газовой-жидком характере переносимой игнимбритообразующей массы. Можно согласиться с Перре, который полагает, что газ, обуславливающий большую подвижность этой массы, возникает в основном за счет эмиссии непосредственно из жидких частиц (Энлоус, 1963).

В отложившемся материале игнимбритового покрова значительная доля частиц находилась в жидком или пластичном состоянии. Характер искажения пеплово-пемзовой структуры и образование псевдовитрофиров (реоигнимбригов), наблюдаемые в вертикальном разрезе, достаточно наглядно подтверждают это положение. В некоторых зонах покрова температура материала достигала температуры лавового потока. Об этом свидетельствует кристаллизация пироксенов и других минералов газовой фазы в порах. Экспериментальные данные определяют минимальный температурный интервал для спекания пеплов в 550-600°C (Бойд, 1963). Температура отложенного материала современных пирокластических потоков равна 400-450°C (Ewart, 1965). Вероятно, игнимбритовые пирокластические потоки при отложении были более горячими. Можно также предположить, что интенсивная автопневматолитовая кристаллизация в игнимбригах происходит со значительным выделением тепла, способствующего повышению температуры в отдельных участках покрова. Ряд исследователей привлекают экзотермические реакции при кристаллизации стекла мезостаза для объяснения процессов спекания, как причину повышения температуры материала до температуры спекания (Ewart, 1965, Энлоус, 1963).

Строение игнимбритовой толщи Кроноцкого залива, свидетельствует о том, что во время фазы извержения происходит смена наиболее щелочных и часто наиболее кислых пород (игнимбригов) все менее щелочными и нередко более основными вулканитами (пемзами, экструзиями, основными пирокластами). Подобную эволюцию в составе вулканитов при кальдерообразующих извержениях вулканов Машу и Шикотцу на о. Хоккайдо объясняется нормальной дифференциацией базальтовой магмы (Katsui, 1963). Такую же эволюцию обнаруживает извержение Крейтер Лэйк (Williams, 1941), плинианское извержение Везувия (Ритман, 1964), извержение Геклы в Исландии в 1947-1948 гг., активность Фудзи в 1707 г. Все эти факты показывают, что кислый расплав может явиться продуктом базальтовой магмы даже при сравнительно кратковременной дифференциации. При очень длительном периоде покоя долгоживущего очага кислые дифференциаты могут иметь, по-видимому, гораздо больший объем, и их эксплозия в этом случае займет всю фазу извержения.

Вулканический цикл, в конце которого образуются игнимбриги, отражает естественную эволюцию базальтовой магмы, так как конечные продукты эволюции - игнимбриги - в разных районах полуострова с разнообразным строением до четвертичного фундамента близки по составу к петрографическим особенностям. Кристаллокласты в этих породах имеют состав типичный для андезитов, а петрохимические особенности игнимбригов сближают их с основными вулканитами предшествующей фазы извержения. Игнимбригами сложены поля относительно небольших объемов по сравнению с вулканитами более основного состава, образовавшимися в ранний этап того же цикла. Как показывают данные по бассейну р. Озерной и Курильского озера, среди вулканитов одной структуры и одного позднемiocен-плиоценового цикла голыгинские игнимбриги составляют 5-14%. Подобные соотношения для районов Камчатки, где имело место игнимбригообразование, вполне нормальны. Согласно эксперименту (Геншафт и др., 1965), такие объемы кислых вулканитов могут образовываться за счет дифференциации базальтовых магм. Объемы игнимбриговых полей на Камчатке колеблются от нескольких десятков до нескольких сотен кубических километров. Подобные объемы не идут ни в какое сравнение с объемами игнимбригов, производных, как считают некоторые исследователи, гранитоидной или анатектической магмы: от нескольких тысяч до десятков и сотен тысяч кубических километров по западному побережью Америки, в Индонезии, Охотско-Чукотском поясе СССР (Сперанская, 1967. Устиев, 1961). Четвертичные игнимбриги Камчатки входят в единую андезитовую формацию (Кузнецов, 1964), в то время как игнимбриги больших объемов, вполне возможно, образуют самостоятельную игнимбриговую формацию (Сперанская, 1967; Филатова, Дворянкин, 1974).

Подчеркивание общей принадлежности игнимбригов Камчатки к андезитовой формации было нужно Шеймовичу (1979) только как разграничительный признак, отличающий их от огромных по масштабу проявлений игнимбриговых покровов Охотско-Чукотского пояса и Невады. Само же по себе оно способно лишь затенить важную особенность распределения различных по кислотности пород – ее бимодальность, незначительное количество андезитовых вулканитов и, напротив, обширные поля базальтов и игнимбриговых покровов кислого состава. Такой характер вулканизма характерен для поднятых блоков в системе островных дуг, таких как Камчатка, Япония, Филиппины, Суматра и Северный остров Новой Зеландии. Именно здесь возникают игнимбриговые поля Паужетки-Курильского озера, Узона-Гейзерной, района Тоба на Суматре, и Таупо на Северном острове Н. Зеландии. Приуроченность к поднятым блокам с нашей точки зрения служит подтверждением гипотезы о связи кислого вулканизма с процессами преобразования коры и горообразования. Предлагаемая гипотеза открывает большие возможности для классификации и типизации гидротермальных систем (Bogie et al., 2005).

Вулканизм и трансформация земной коры. Процессы глубинного метаморфизма.

Принятие гипотезы о механизме насыщения магмы кремнекислотой за счет осаждения из трансмагматических растворов избавляет от необходимости связывать объемы кислых магматических пород с объемами пород базальт-андезитовой серии. Таким образом, получают объяснение области самостоятельного распространения обширных игнимбриговых покровов, не ассоциирующихся непосредственно с базальт-андезитовым вулканизмом (типа игнимбригов Тобы на Суматре). В связи с этим отметим важное наблюдение, что кислые вулканиты Охотско-Чукотского пояса характеризуются

ассоциацией минералов типичных для чарнокитов (Маракушев, Яковлева, 1975). Как видно из приведенных описаний та же ассоциация характерна и для кислых вулканитов Восточной Камчатки. Базальты и кислые вулканиты составляют два элемента триады чарнокитового комплекса. Третьим элементом являются метаморфические образования преобразованных низов коры. Это приводит к гипотезе о том, что кислый вулканизм является отражением процесса резкого роста мощности коры и формирования чарнокитового метаморфического комплекса в составе низов ее гранитного слоя (Erlich and Gorshkov, eds., 1979). Гипотеза о преобразовании низов коры созвучна с представлениями об образовании гранитов "in-situ" (Cuo-Neg Chen and R. Grapes, 2007), но предполагает, что имеет место не только выплавление гранитов (крайний случай), но преобразование коры в условиях глубокой гранулитовой фации метаморфизма. Предлагаемая гипотеза не противоречит представлениям о связи вулканизма с потоком летучих, идущим от границы ядро-нижняя мантия (Ларин, 2005). Она просто определяет уровень, на котором проявляется воздействие этого потока (нижние горизонты коры) и его возможный химический характер.

Особенности четвертичного вулканизма Узон-Гейзерного района характерны для геотектонических систем типа Камчатки, резко отличающие их от вулканизма островных дуг нормального типа. Автором было сформулировано понятие об особой тектонической природе поднятых блоков в системе островных дуг, таких как Камчатка, Суматра, Филиппины, Северный остров Новой Зеландии, полуостров Кенаи на южной оконечности Аляски (Эрлих, 1973). Здесь можно отметить резкое изменение в пределах этих геотектонических систем трех важных показателей геологической активности:

1. Диаметров кальдер и вулканотектонических депрессий, отражающих масштабы кислого вулканизма. Если на островных дугах нормального типа средний диаметр кальдер составляет 6 км и в максимуме достигает 12-16 км, то на структурах типа Камчатки средний диаметр равен 12 км, а максимальный диаметр вулканотектонических депрессий достигает 35-40 км (рис. 108). Одновременно меняется содержание SiO_2 в наиболее кислых разновидностях вулканических пород. На нормальных островных дугах оно редко превышает 60-65% в то время как в геотектонических системах типа Камчатки достигает 70-72% ;

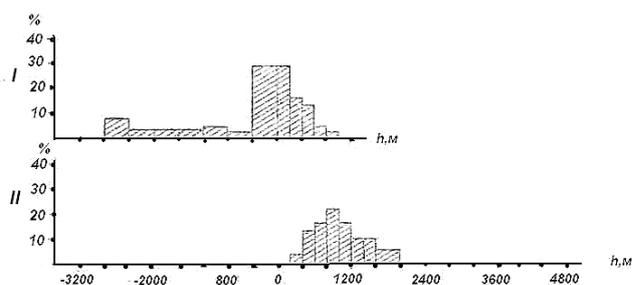


Рисунок 108. Характер распределения максимальных абсолютных отметок гряд эрозионно-тектонического рельефа в различных типах тектонических систем

I – островные дуги нормального типа. II – геотектонические системы типа Камчатки (Эрлих, 1973).

2. Объем одновозрастных базальт-андезитобазальтовых вулканов. Он характеризуется высотой вулканических построек и их диаметром. Разница хорошо видна на рис.109. Отмечается резкая интенсификация процессов базальтового вулканизма - в геотектонических системах типа Камчатки за четвертичное время проходят два цикла базальтового вулканизма. Один в нижнечетвертичное-среднечетвертичное время, второй - в верхнем плейстоцене-голоцене;

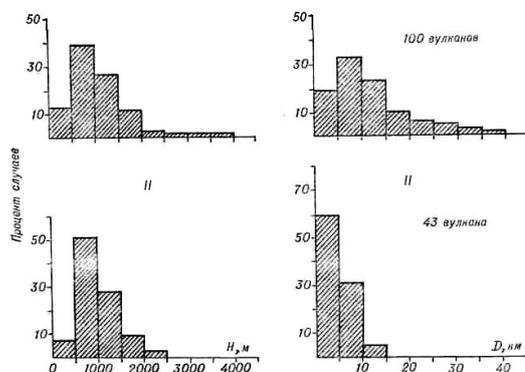


Рисунок 109. Частота встречаемости диаметров

(А) и относительной высоты (В) вулканических сооружений (I-стратовулканы и щитообразные вулканы Камчатки, II - Курил) (Эрлих, 1973).

3.Высотой водоразделов эрозионно-тектонического в пределах горст-антиклинальных поясов. Высота эта в первом приближении может рассматриваться, как отражение интенсивности процессов тектонического поднятия. На островных дугах нормального типа эта высота составляет сотни метров, в пределах геотектонических систем типа Камчатки она составляет 1000-1500 метров.

Приведенные статистические данные легко подтверждаются при качественном рассмотрении изменений характера и объема вулканических продуктов в системе островных дуг. Так кальдера Кракатау располагается в проливе, отделяющем Зондскую островную дугу от поднятого блока Суматры, на стыке Курил с поднятым блоком Хоккайдо расположена гигантская кальдера Кутчаро, а на самом южном окончании полуострова Камчатка расположена крупнейшая Паужетская вулканотектоническая депрессия. Центры кислого вулканизма Северного Острова Новой Зеландии расположены в зоне сочленения с островной дугой Тонга. На стыке южного окончания полуострова Кенаи с Алеутской островной дугой расположен огромный базальтовый щитовой вулкан Вениаминова.

Ускоренный рост и преобразование структуры коры происходят дискретно. В системе островных дуг они сосредотачиваются на отрезках, соответствующих геотектоническим системам типа Камчатки, а в пределах последних ассоциируются с центрами кислого вулканизма, кальдерами и вулканотектоническими депрессиями. Как мы видели, ускоренный рост коры в равной мере ассоциируется с объемами магматических продуктов и скоростью их поступления на поверхность (количество и интенсивность циклов вулканической активности).

При рассмотрении характера распределения газогидротермальной активности в пределах Узон-Гейзерной кальдеры бросается в глаза различие между районом собственно кальдеры Узон. Для него характерны отложения в горячих озерах гидротермальных илов с сопровождающей их рудной минерализацией, выделение газовых пузырей и образование грязевых вулканчиков, и потоки «чистых» водных гидротерм, в связи с которыми происходит массовое осаждение гейзеритов в Долине.

В свете развиваемой гипотезы воды Долины Гейзеров (до катастрофического селя) формируются в результате дренирования гидротермальной системы собственно Узона. Они, по всей видимости, представляют остатки отработанных метаморфизирующих вод, связанных с процессами преобразования гранитного слоя коры. В этом отношении они противоположны остаткам сквозьмагматических растворов, поступающих собственно в кальдеру Узона.

Если предлагаемая гипотеза верна, детальное рассмотрение динамики газогидротермальной активности обоих районов может дать незаменимый материал для характера режима поступления глубинных гидротерм и их перераспределения в приповерхностных условиях.

Формирование вод Долины Гейзеров было детально рассмотрено В. И. Белоусовым (1978), приводимое ниже описание полностью соответствует этому автору. В нижней части долины гейзеры питаются хлоридно-натриевыми водами, глубокой циркуляции - полными аналогами уже разведанного Паужетского месторождения термальных вод на Камчатке и Вайракейского месторождения в Новой Зеландии. Вверх по течению источники имели сульфатно-хлоридный состав, которые постепенно в сторону верховья р. Гейзерной, берущей начало с южных склонов вулкана Кихпиньч, сменялись хлоридно-сульфатными и сульфатными водами поверхностного формирования.

Такие же напорные воды прорываются и на Узоне. Это показывает, что они связаны с водами Долины Гейзеров, так как в Долине Гейзеров пьезометрический уровень этих вод находится выше уровня разгрузки на Узоне. Но тут оказывает влияние вулкан Узон, так как там есть многочисленные проявления кислых гидротерм поверхностного формирования. Только пьезометрический напор хлоридных вод в этой системе будет ниже дневной поверхности, и их разгрузка осуществляется существенно ниже дневной поверхности. Схема формирования гидротерм Долины Гейзеров приводится на рисунке 110.

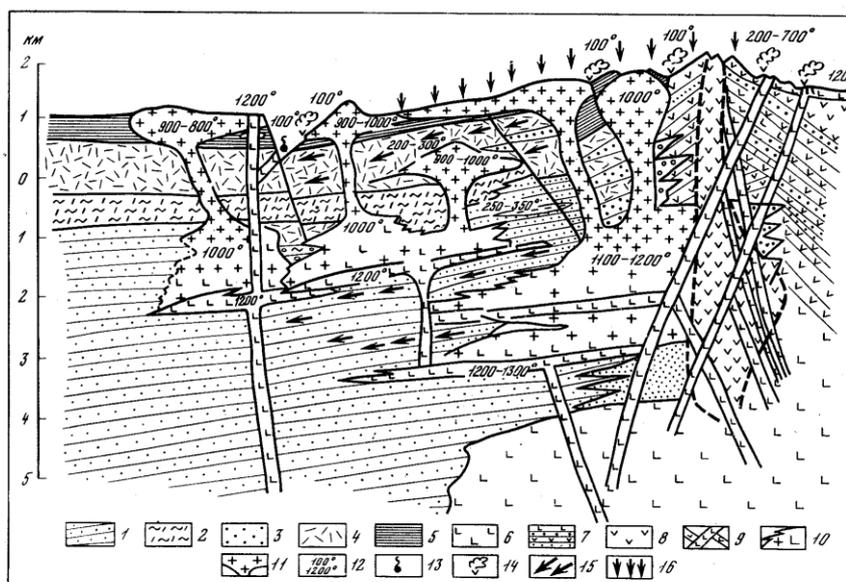


Рис. 110. Схематический геологический разрез высокотемпературной гидротермальной системы и долгоживущего вулканического центра. (В.И. Белоусов, 1978).

1 - тонко- и мелкообломочные фации вулканогенно-осадочных толщ (водоупоры); 2-игнимбриты; 3,4 - средне- и грубообломочные фации вулканогенно-осадочных толщ; 5 - зоны окремненных и сцементированных вулканогенно-осадочных толщ (водоупоры, возникшие в результате воздействия гидротерм с вмещающими породами); 6 - базальты; 7-8 - лавово-пирокластические отложения долгоживущего вулканического центра; 9 - дайки и жилы базальта; 10 - зоны смешения базальтового расплава пластовых интрузий с вторичным расплавом разогретых вмещающих вулканогенно-осадочных толщ; 11 - экзтрузии кислого состава; 12 - значения температур; 13 - восходящие термальные источники; 14 - парогазовые струи; 15 - направление движения гидротерм; 16 - направление фильтрации метеорных вод

Список литературы

- Аверьев В.В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Аверьев В. В., Белоусов В. И. и др. Паужетские горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965.
- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. - В кн.: Современный вулканизм, Т. I, М., «Наука», 1966.
- Аверьев В. В., Вакин Е. А. Термальные поля вулканического массива Большой Семьячик. Бюлл. вулк. станций, № 42, 1966.
- Аверьев В. В., Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Вакин Е.А., Пилипенко Г. Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семьячинского геотермального района на Камчатке. В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М., «Недра», 1965.
- Арсанова Г. И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей. В кн.: Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969.
- Арсанова Г. И. Литий, рубидий и цезий в термальных водах вулканических областей. Диссерт. на соискание ученой степ. канд. геолого-минер. наук. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Варне Г.Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Белоусов В. И., Виноградов В. Н. Долина Гейзеров. В кн.: Путеводитель экскурсий второго вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное книжное издательство, 1964.
- Белоусов В.И. Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978.
- Бескровный Н. С, Набоко С. И., Главатских С.Ф., Ермакова В. И., Лебедев Б. А., Талиев С. Д. О нефтеносности гидротермальных систем, связанных с вулканизмом. «Геология и геофизика», 1971, № 2.
- Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А. О соотношениях кислого и основного вулканизма Узон-Семьячинского района (Камчатка). В кн.: Вулканизм гидротерм и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Борисов О. Г., Власов Г. М. Газы и минеральные воды вулканических районов. В кн.: Вулканические месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968.

- Вакин Е. А. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальные системы Юго-Востока Камчатки. Диссертация на соискание ученой степ. канд. геолога минерал, наук Петропавловск-Камчатский, 1968
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7-
- Виноградов В. И. К вопросу о происхождении вулканической серы. - В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов М., «Наука», 1966.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
- Власов Г. М. О некоторых вопросах рудообразования, возникающих в связи с исследованием областей современного вулканизма. В кн.: Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Власов Г. М. Геологические аспекты проблемы геотермии. В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Власов Г. М. Сера - конечный продукт гидротермального рудообразующего процесса. В кн.: Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Вольфсон Ф. И., Казинский В. И., Лаверов Н. П. и др. Основные торты геологии гидротермальных урановых полей и месторождений. В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
- Волынец О. Н. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав. В кн.: Кислый вулканизм. М., «Наука», 1973.
- Гребенников А. В. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканоструктуры (Приморье) Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 2003
- Гриненко В. А., Иванов М. В., Лейн А. Ю. Экзогенный круговорот серы в районах активного вулканизма (по изотопным данным). В кн.: Вулканизм гидрогермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Ермаков В. А., Егорова И. А., Альпова О. М. Новые данные о составе и возрасте алнейской серии Юго-Восточной Камчатки. Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 2.
- Заварзин Г. А., Васильева Л. В., Трыкова В. В. Об участии микроорганизмов в поствулканических процессах. Изв. АН СССР. Сер. биологическая, 1967, № 4.
- Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Иванов В. В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР. В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., «Наука», 1960.
- Иванов В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм. «Геохимия», 1966, № 5.
- Иванов В. В. Основные типы геотермальных месторождений и их теплоэнергетическое значения. В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. 1., «Наука», 1966.
- Иванов В. В. Гидротермальные извержения и гейзеры областей современного вулканизма (Камчатка, Исландия, Новая Зеландия). В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1967.
- Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., «Наука», 1970.
- Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Колпакова Н. Н. О формах существования сурьмы в сульфидных растворах. В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Котяхов Ф. И. Основы физики нефтяного пласта. М., «Гостехиздат», 1956.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
- Лейн А. Ю., Иванов М. В. Экзогенное разрушение залежей серы вторичных кварцитов. Тр. II конференции по околорудному метасоматозу. Л., «Недра», 1969.
- Леонова Л. Л. Геохимические особенности современного и четвертичного вулканизма Курило-Камчатской зоны. Тр. Межд. геохимич. конгресса. Т. I, 1971.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток. Дальнаука. 189с.
- Мелекесцев И. В. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки и кислого вулканизма на Камчатке. В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967.
- Мелекесцев И. В. Вулканизм как возможная причина оледенений. В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А. Соотношение четвертичных тектонических движений и вулканизма Камчатки. «Геология и геофизика», 1971, № 10.
- Меняйлов И. А. Тяжелые углеводороды и металлы в газах Узонских парогидротерм. В кн.: Современные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С. И. Гейзеры Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 8, 1954.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

- Набоко СИ. Современные фации гидротермально измененных пород. В кн.: Временный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Набоко СИ. Роль наземного вулканизма в процессах рудообразования. «Геология и геофизика», 1970, № 1.
- Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке. Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3.
- Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация в кальдере Узон. В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Набоко С. И. Роль вулканизма в метасоматизме пород и рудообразовании. В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Добровольская М. Г. О современном образовании ртутной минерализации в Курило-Камчатской вулканической области. В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Омельяненко Б. И. Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
- Павлов А. Л. Влияние эволюции кислотности-щелочности рудообразующих систем на поведение их компонентов. В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968.
- Павлов Н. Н., Путилова И. Н., Тихонов Н. С., Черненко Л. Е., Шергин Н. П., Макаров-Землянский Я. Я., Старосельский П. И. Курс химии. М., «Высшая школа», 1959.
- Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. Тр. СОПС АН СССР. Сер. Камчатская, 1937, вып. 2.
- Пийп Б. И. Кроноцкие игнимбриты на Камчатке. Тр. Лаб. вулкан. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Пилипенко Г. Ф. Гидрохимическая дифференциация перегретых вод кальдеры Узон в очаге разгрузки. В кн.: Вулканизм гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Пилипенко Г. Ф. Гидрохимическая аномалия Узонского термального поля на Камчатке. В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М., «Наука», 1966.
- Сергеева Э. И., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Условия образования сульфидов мышьяка в гидротермальных месторождениях. В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Сидоров А. А. Золотосеребряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966.
- Сидоров С. С. Термальные воды Курильских островов. В кн.: Современный вулканизм. Т. 1. М., «Наука», 1966.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Сперанская И. М. Петрографическая классификация игнимбритов. Мат. по геол. и пол. иск. Сев.-Вост. СССР, вып. 18, 1966.
- Сугробов В. М. Влияние опытной эксплуатации Паужетского месторождения на поверхностные термоявления и режим кипящих источников. Бюлл. Вулкан, станц. АН СССР, № 39, М., «Наука», 1965.
- Чирков А. М. О содержании радона-222 в гидротермах Камчатки. Докл. АН СССР, 199, 1971г, № 1.
- Чирков А. М. Радон в газах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли, М., «Наука», 1971г.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Геитнер А. Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки, М., «Наука», 1966.
- Шеймович В. С., Брайцева О. А., Краевая Т. С. Закономерности строения и формирования четвертичных игнимбритовых толщ Камчатки на примере Семьячинского района. В кн.: Кислый вулканизм. М., «Наука», 1972.
- Шеймович В. С. Игнимбриты Камчатки. М., «Недра», 1979. 179 с.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М., «Недра».
- Штейнберг Г. О взрывном образовании кальдер. В кн.: Вулканизм, термы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное книжное изд-во, 1969.
- Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов, М., «Мир», 1965.
- Устинова Т. И. Камчатские гейзеры. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Эллис А. и Уилсон С. Районы распространения горячих источников кислых сульфатно-хлоридных вод. В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
- Эрлих Э. Н. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. «Геотектоника», 1966, № 6.
- Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В. Четвертичный кислый вулканизм Камчатки. Тезисы докл. XV Ген. Ассамблеи МГТС, М, 1971.
- Belousov V. I., Ivanov B. V. Pumice Formations in the Area Uzon Depression. Geisernaia River Valley in Kamchatka. Bull. Volcanolog., Napoli 1967, Tome 30.
- Belousov V. I. Geological Structure of the Hydrothermal Systems of Kamchatka. Bull. Volcanologique, Napoli 1967, Tome 30.
- Banweil E. J., Coper E. R. Physics of the New Zealand thermal area N. Z. Dept. Sci. Ind. Res. Bull., 123, 1957.

- Banwell E.J. Thermal energy from the Earth's crust. *Natural hydrothermal Systems*. N. Z. Geol. Geophys., 6, 1963.
- Bogie I., Lowless J.V., Rychagov S., Belousov V. Magmatic-related hydrothermal systems: classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization // *Geothermal and mineral resources of modern volcanism areas*. Petropavlovsk-Kamchatsky: OTTISK, 2005. P. 51-73.
- Browne P. R. L. Mineralisation in the Broadlands Geothermal Field Taupo Volcanic Zone New Zealand Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 2, 64—75, 1971.
- Dawson G. S. The Nature and Assessment of Heat Flow from Hydrothermal Areas. N. Z. J. Geol. Geophys., v. 2, p. 155, 1964.
- Fenr T. R. The estimation of the total amount of anomalous mass by Gaus's theorem. *V. of Geoph. Res.*, vol. 70, No 8, 1965.
- Gross D. Soils and geology of some hydrothermal eruptions in the Waiotapu district. N. Z. J. Geol. a. Geophys. February, 1963, No. 1.
- Guo-Neng Chen, Grapes R. Granite genesis: in situ melting and crustal evolution. Sun Yat-sen University, Guangzhou, China// Springer, 2007, 277p.
- Katsui Y. Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. IV, y. XI, No 4, Sapporo, 1963.
- Loyd E. F. The hot springs and hydrothermal eruptions of Waiotapu N. Z. J. Geol. and Geophys., February, 1960, 2, No. 1.
- Rychagov S.N., Khubaeva O.R., Padilla E.K., Belousov V.I., Fillipov Y.A. Products of maar-diatremes eruptions and mechanism of their formation in areas of acid volcanism in Kamchatka. IAVCEI-CVS-IAS 3IMC Conference. Malague, Argentina, 2009.
- Taylor S. R. White Y. A. R., Duncan A. R., Ewart A. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesite *Geochim. Cosm. Acta*, v. 33, p. 275-286, 1969 a.
- Taylor S. R., Capp A. C., Graham A. L. Trace element abundance in andesites. *Mineral and Petrol.* 23, 1-26, 1969.
- Taylor S. R. Geochemistry of andesites origin and distribution of the elements, 1968.
- White D. Mercury and Base Metal Deposits with Associated Thermal and Mineral Waters. 1967.
- White. Environment Generation of some Base Metal. *Economic Geology*, vol. 63, No. 4, 1968.
- Wisser E. R., White. Environment Generation of some Base Metal. *Economic Geology*, vol. 63, No. 4, 1968.
- Wisser E. Relation of ore deposition to doming in the North American Cordillera, New York, 1960.
- White. Environment Generation of some Base Metal. *Economic Geology*, vol. 63, No. 4, 1968.
- Wisser E. Relation of ore deposition to doming in the North American Cordillera, New York, 1960. elation of ore deposition to doming in the North American Cordillera, New York, 1960.

Оглавление

Введение к Интернет изданию	2
Предисловие <i>С. И. Набоко, Э. Н. Эрлих</i>	6
Глава первая	
ГЕОЛОГИЯ, ВУЛКАНИЗМ И СТРУКТУРА РАЙОНА УЗОНСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ	
I. Структурная приуроченность Узонско-Гейзерного геотермального района <i>Э. Н. Эрлих</i>	6
II. Геологическое строение Узонско-Гейзерной депрессии. <i>О.А. Брайцева, Г.Е. Богоявленская, Э. Н. Эрлих</i>	9
III. Тектоника Узонско-Гейзерной депрессии <i>Э. Н. Эрлих, О. А. Брайцева, М. И. Зубин</i>	26
IV. Петрология вулканических пород <i>Г. Е. Богоявленская, Э. Н. Эрлих</i>	29
V. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии <i>Л. Л. Леонова</i>	36
VI. Геологическая история и вулканизм Узонско-Гейзерной депрессии сравнение ее со смежными вулканотектоническими депрессиями Восточной Камчатки. <i>Э. Н. Эрлих, О. А. Брайцева, Г. Е. Богоявленская</i>	41
Глава вторая	
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ	
I. Гидрогеологическая обстановка кальдеры Узон. <i>Г. Ф. Пилипенко</i>	47
II. Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон. <i>Г. Ф. Пилипенко</i>	48
III. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. <i>Г. Ф. Пилипенко</i> ..	55
IV. Метод измерения теплоточков через термальные водоемы и тепловая мощность кальдеры Узон. <i>Г. Н. Ковалев, Ю. Б. Слезин</i>	64
Глава третья	
СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД, МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЕ	
I. Распространение фаций гидротермально-измененных пород. <i>С. Ф. Главатских</i> ..	69
II. Металлоносность кальдеры Узон. <i>С. И. Набоко</i>	95
III. Щелочные элементы в гидротермах Узона. <i>Г. И. Арсанова</i>	110
IV. Содержание радона в спонтанных газах Узонских терм. <i>А. М. Чирков</i>	114
V. Углеводороды в кальдере Узон. <i>С. Н. Бескровный, С. И. Набоко, С. Ф. Главатских, Б. А. Лебедев</i>	117
VI. Современные рудные минералы. <i>С. Ф. Главатских</i>	117
VII. Физико-химические условия современного рудоотложения на термальном поле Узона <i>Г. А. Карнов</i>	128
VIII. Горизонтальная металлогеническая и метасоматическая зональность в области разгрузки глубинных гидротермальных растворов. <i>С. И. Набоко, Е. А. Чеглецова</i>	134
Глава четвертая	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ, ГЕНЕЗИСА МАГМ И ГИДРОТЕРМ	
I. Генезис магмы и динамическая модель формирования Узонско-Гейзерной депрессии. <i>Э. Н. Эрлих</i>	144
II. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма. <i>С. И. Набоко</i> ..	147
НЕОБХОДИМОЕ ДОБАВЛЕНИЕ	
Геологическое описание Кроноцкого разреза игнимбритов	151
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
(почти 40 лет спустя)	160
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	
	172