

Саратовский национальный исследовательский государственный университет  
имени Н. Г. Чернышевского

А. Д. Коробов

# ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ В ОБЛАСТЯХ НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА

Саратов  
Издательство Саратовского университета  
2019

УДК 553.22  
ББК 26.31  
К68

**Коробов, А. Д.**

К68 Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма [Электронный ресурс] / А. Д. Коробов. – Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 2019. – 120 с. : ил. – URL: <https://books.sgu.ru/monographs/978-5-292-04562-5>. – Имеется печатный аналог.

ISBN 978-5-292-04562-5 (online)

ISBN 978-5-292-04561-8 (print)

Выяснение роли плутонических и вулканических явлений в развитии гидротермального процесса позволило создать принципиально новую схему взаимозависимости метасоматических зон при формировании единой вертикальной метасоматической колонны. Выявление сходства эволюции гидротермальной деятельности в областях современной и древней тектономагматической активности, типизации гидротермальных систем по определенным параметрам дало возможность построить общую модель протекающего в этих структурах гидротермального литогенеза. Установлена природа гидротермальных растворов в различных подвижных зонах земной коры и её влияние на специфику гидротермального литогенеза и сопряжённого рудообразования. Разработаны принципиально новая модель эпитептермального рудогенеза, а также методика прогноза и поисков месторождений рудного (Rb, Cs, U, полиметаллы) и неметаллического (флюорит, бентониты, цеолиты) сырья.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся изучением гидротермальных процессов.

Табл. 17. Ил. 32. Библиогр. : 370 назв.

**Рецензенты:**

доктор геолого-минералогических наук *С. Н. Рычагов*  
(Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения РАН)  
доктор геолого-минералогических наук *Н. С. Жатнуев*  
(Геологический институт Сибирского отделения РАН)

*Работа издана по тематическому плану 2019 года  
(утвержден Ученым советом Саратовского национального исследовательского  
государственного университета имени Н. Г. Чернышевского,  
протокол № 16 от 18 декабря 2018 года)*

УДК 553.22  
ББК 26.31

ISBN 978-5-292-04562-5 (online)  
ISBN 978-5-292-04561-8 (print)

© Коробов А. Д., 2019  
© Саратовский университет,  
2019

## ВВЕДЕНИЕ

При взаимодействии горячих циркулирующих растворов со вмещающими породами осуществляются гидротермально-метасоматические процессы, которые сопровождаются изменением как самих растворов, так и пород. Изменение вулканогенно-осадочных отложений, вызванное воздействием на них гидротермальных растворов, П. П. Тимофеевым, С. И. Набоко, В. А. Ерощевым-Шаком и их коллегами (1979) названо гидротермальным литогенезом.

Гидротермально-метасоматические процессы и их минеральные продукты широко распространены в земной коре. С ними связаны крупнейшие месторождения неметаллических и рудных полезных ископаемых. Их изучению посвящены многочисленные работы, но, несмотря на всю важность исследований, ответ на главный вопрос о природе метасоматической зональности в областях наземного вулканизма не имеет однозначного толкования.

Существующие классификации метасоматитов основываются на идее кислотно-щелочной эволюции ювенильного потока гидротермальных растворов, предложенной Д. С. Коржинским. Согласно этим представлениям, гидротермальный процесс в областях наземного вулканизма контролируется только плутоническим магматизмом. Вместе с тем известно, что в разных структурах земной коры с широкомасштабной гидротермальной деятельностью магматические процессы многолики и по своей интенсивности проявлены неодинаково. В одних случаях преобладают плутонические явления, в других вулканические, в третьих же – в одинаковой степени как те, так и другие, то есть имеют место вулкано-плутонические процессы. После работ С. В. Обручева, Н. С. Шатского, А. А. Богдасарова, Е. К. Устиева идея о существовании вулканических поясов в качестве самостоятельных структурных элементов подвижных зон стала общепризнанной. Выделяемые ранее как вулканические, тектоно-магматические пояса, вулканогены, вулканические дуги, магматические швы, магматические зоны в последнее время описываются под названием вулкано-плутонических поясов. С ними пространственно совпадают области максимальной концентрации интрузивных массивов. Неоспоримо значение этого типа структур для металлогении в связи с приуроченностью к ним многочисленных разнообразных рудных месторождений. При характеристике геодинамических обстановок важнейшим выражением взаимозависимости тектоники и магматизма служат отношения между вулканическими и плутоническими явлениями. Последние целиком и полностью контролируют гидротермальную активность, но в разных структурах земной коры в недостаточной степени выявлена зависимость специфики метасоматической зональности от этих процессов через состав и температуру гидротерм.

Известно, что гидротермальные системы формируются либо при нагревании вод в региональном тепловом поле в результате их глубокой циркуляции, либо при дополнительном поступлении в водоносные горизонты глубинного тепла, привносимого магмой или высокотемпературным газопаровым флюидом. Кроме трех перечисленных факторов в областях наземного вулканизма значительное количество тепла, идущего на нагревание гидротермальных систем, генерируется за счет экзотермических метасоматических процессов, протекающих в породах, по которым циркулировали растворы, а также за счет тепла изливающихся лавовых потоков и пирокластических толщ. При этом в разных геологических обстановках доминируют те или иные энергетические факторы и соответствующий им набор летучих газообразных веществ, обуславливающих в каждом конкретном случае специфику гидротермального литогенеза. Это определило выбор исследуемых объектов на островодужных вулканических дугах, в дейтероорогенных областях и тафрогенных районах.

По данной проблеме существует ряд вопросов. Во-первых, какие минералого-геохимические закономерности формирования продуктов изменения вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ характерны для выбранных регионов с присущими им режимами гидротермальных систем? Во-вторых, прослеживается ли общая закономерность в гидротермальном литогенезе при сравнении этих трех регионов гидротермальной деятельности? И, наконец, в-третьих, какие полезные ископаемые возникают и как их формирование связано с установленными закономерностями гидротермального литогенеза в некоторых из рассмотренных областей?

Для ответа на эти вопросы в работе решаются три последовательные задачи:

- 1) показать влияние условий образования гидротермальных систем на метасоматическую зональность и минералого-геохимические особенности гидротермалитов в каждом из выбранных регионов;
- 2) провести сравнительный анализ состава и генезиса метасоматитов различных структурных элементов земной коры;
- 3) выявить связь локализации полезных ископаемых с закономерностями гидротермального литогенеза в изученных структурных элементах земной коры.

В основу работы положен фактический материал, собранный в результате многолетних экспедиционных исследований в Тургайском прогибе, Забайкалье, на Камчатке и Курильских островах. Автором составлены

литологические разрезы, колонки и схемы распространения вторичных минералов месторождения бентонитовых глин Южное и Верховое (Кушмурунский грабен Тургайского прогиба), месторождений высококремнистых цеолитов Холинское и Мухор-Тала, бентонитового месторождения Тулдон и проявления Таряты, Эгитинского месторождения флюорита (Западное Забайкалье), Паужетского месторождения горячих вод, Северо- и Центрально-Камбальных паровых струй Паужетской гидротермальной системы (Камчатка), гидротермальной системы Кипящая, вулкана Баранского (о. Итуруп, Курилы).

Всего в работе, помимо литературных данных, использовано оригинальных 839 полных химических анализов пород и минералов, 442 определения объемного веса пород, 796 рентгеновских, 51 электронно-микроскопический, 210 термических (дериватограммы), 8 инфракрасных, 411 определений пористости пород, 1802 спектральных анализа пород, 87 определений редких щелочных элементов, 451 гранулометрический, 412 иммерсионных анализов. Кроме того, изучено 956 прозрачных шлифов эффузивных и пирокластических пород, а также продуктов их гидротермального изменения. Исследовано 230 газожидких включений в гидротермальных минералах.

Все определения проводились в лабораториях НИИ геологии Саратовского государственного университета и Нижне-Волжского НИИ геологии и геофизики (определение физических свойств пород) по общепринятым методикам. Рентгеновский, электронномикроскопический, термический анализ и инфракрасная спектроскопия глинистых минералов проводились в лаборатории дисперсной минералогии межвузовского подразделения (руководитель старший научный сотрудник В. Н. Краснова). Рентгеновский анализ осуществлялся на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3. Электронномикроскопические исследования выполнялись на электронном микроскопе Tesla В-242 Е. Дериватограммы получены на дериватографе Q-1500-Д МОТ. Исследования газожидких включений проводила доктор геолого-минералогических наук О. П. Гончаренко по методике и в камерах, предложенных Н. П. Ермаковым. Определение лития, рубидия и цезия осуществлялось методом пламенной фотометрии (руководитель старший научный сотрудник З. А. Яночкина).

Результаты химических анализов пересчитывались по методике Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968) для выяснения баланса вещества при формировании различных метасоматических зон.

При проведении исследований и написании этой книги автор в разное время неоднократно пользовался советами и консультациями члена-корреспондента РАН П. П. Тимофеева, докторов наук С. И. Набоко, Б. П. Золотарева, В. А. Ерошева-Шака, В. Л. Русинова, Ю. Г. Бутузовой, В. Б. Курносова, И. В. Хворовой, Я. А. Рихтера, Н. Н. Перцева, М. А. Ратеева, А. Д. Наумова, С. Н. Рычагова, Н. С. Жатнуева, Г. А. Московского, О. П. Гончаренко, кандидатов геолого-минералогических наук В. А. Гуцаки и С. Ф. Главатских. Неоценимо участие в обработке аналитических данных научных сотрудников Н. М. Ульзутуева и Л. Е. Исаевой. Автор искренне благодарен всем названным выше коллегам.

# Часть I

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТЯХ НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА

### Глава 1. УСЛОВИЯ ПРОТЕКАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Силикатные расплавы содержат разнообразные летучие компоненты, которые при подъёме магмы к поверхности Земли интенсивно выделяются из неё и могут участвовать в формировании гидротермальных растворов.

Отделение летучих компонентов происходит на разных глубинах, то есть в разных термобарических условиях, отвечающих субвулканическому (интрузивному) и вулканическому (эффузивному) процессам. В первом случае образуются магматогенные, а во втором – собственно магматические (вулканические) или фумарольные гидротермы (Набоко, 1974<sup>1,2</sup>; Иванов, Кононов, 1977). Как те, так и другие принимают участие в формировании гидротермальных систем, поскольку эти системы термодинамически открыты. Поэтому развитие гидротермального процесса в областях наземного вулканизма определяется связью гидротермальной деятельности с интрузивным и (или) эффузивным магматизмом.

Важнейшим выражением взаимозависимости тектоники и магматизма служат отношения между вулканическими и плутоническими процессами. В разных структурах земной коры магматические процессы проявляются неодинаково: в одних случаях доминируют плутонические явления, в других вулканические, в третьих же – в одинаковой степени как те, так и другие, то есть имеют место вулкано-плутонические процессы (Устиев, 1963, 1966). Следствием сказанного является специфичность гидротермальной деятельности в различных тектономагматических обстановках.

Для выяснения основных закономерностей образования гидротермальных метасоматитов и генетически сопряжённых с ними полезных ископаемых в разных структурах земной коры надо прежде всего разобраться в природе гидротермальных систем, то есть механизме их формирования (энергетических факторах в первую очередь) и источниках основных их компонентов (воды и минерального вещества).

В настоящее время общепринятое универсальное определение термина «гидротермальная система» отсутствует. По мнению В. И. Кононова (1983), термин «гидротермальная система» может быть отнесён ко всем гидродинамическим системам, заключённым в рамках отдельных геологических структур, формирующимся либо при нагревании вод в региональном тепловом поле в результате их глубокой циркуляции, либо ещё при дополнительном поступлении в водоносные горизонты глубинного тепла, приносимого магмой или высокотемпературным газопаровым флюидом. В первом случае гидротермы находятся только в жидкой фазе и их температура не превышает 150°C, а на дневной поверхности они обычно ниже точки кипения. Возникновение растворов обусловлено нагреванием метеорных вод в фоновом геотемпературном поле земной коры в процессе глубокого конвекционного цикла. Такие термы широко распространены вне областей действующего вулканизма и локализованы в седиментационных бассейнах или глубоких зонах тектонического дробления, например в гидротермальных системах Байкальской рифтовой зоны, полуострова Челекен, Карловых Вар, Паннонском и Парижском артезианских бассейнах и т. д.

Во втором случае, характеризующем обстановку действующего островодужного вулканизма, возникают парогидротермы. Максимальные температуры, зафиксированные в таких системах, всегда превышают 180°C, достигая иногда 300°C и выше (Кононов, 1983). При аномально высоком тепловом питании в гидротермальных системах будет преобладать пар (White et al., 1971).

Кроме трёх перечисленных факторов (региональные тепловые поля, высокотемпературные газопаровые флюиды, магматические очаги), значительное количество тепла, идущего на нагревание гидротермальных систем, генерируется за счёт геохимических и метасоматических процессов, протекающих в породах, по которым циркулировали растворы (Эллис, 1965, 1970; Тулмин, Кларк, 1970; Зверев, 1972; Ильин, 1977, 1983). В первую

очередь это относится к стекловатым изверженным образованиям, которые наиболее подвержены раскristализации, гидратации, цеолитизации и пр. и широко распространены во многих вулканических областях.

Так, удельный тепловой эффект кристаллизации стёкол, слагающих эффузивные породы, составляет в среднем 46 кал/г. А. Дж. Эллис (1965) подсчитал, что количество тепла, отдаваемое при кристаллизации стекловатых вулканических пород и их последующих реакциях с водой, должно быть около  $3 \cdot 10^{17}$  кал/км<sup>3</sup>. Теплота девитрификации и гидратации стекловатых игнимбритов и пемз района Таупо (Новая Зеландия) достигает 75 кал/г. При этом, по мнению А. Дж. Эллиса (1970), каждый кубический километр вулканической породы должен выделять количество тепла, достаточное для деятельности гидротермальной площади Вайракей в течение 100 лет (около  $3 \cdot 10^{15}$  кал/год). Экзотермичны также и все процессы, сопровождающие цеолитизацию вулканических стёкол, – гидратация и растворение стекла, кристаллизация поровых растворов и пр. Специальные колориметрические исследования, проведённые Н. Петровой и Г. Н. Кировым (1988), показали, что суммарный тепловой выход при цеолитизации стёкол составляет 200–300 Дж на 1 г стекла.

Расчёты А. Дж. Эллиса, Н. Петровой и Г. Н. Кирова свидетельствуют, что количество тепла, выделяющегося при таких изменениях стекловатых пород, сопоставимо с теплом остывающих интрузий и может являться одной из серьёзных причин прогрева гидротермальных систем. Однако в разных тектономагматических обстановках роль энергетического эффекта преобразования пород в тепловом балансе гидротермальных систем неодинакова. Так, в островодужных условиях гидротермальная активность сопряжена в первую очередь с тепловыми потоками большой мощности долгоживущих глубинных магматических очагов, генетически связанных с верхней мантией. Там энергетический эффект геохимических изменений, как правило, является второстепенной причиной прогрева гидротермальных систем. Он поддерживает их деятельность более длительное время и на более высоком уровне, чем это было бы при наличии лишь одного источника эндогенного происхождения – остывающего магматического тела или глубинного теплоносителя (Зверев, 1972). Поэтому современные гидротермальные системы островных вулканических дуг (Курилы, Камчатка и другие) определяются как «гидрогеологические резервуары напорных газодонных растворов и пара, возникшие в областях аномального теплового потока при смешении метеорных вод с высокоэнталпийными флюидами или потоками магматических газов над периферическими магматическими очагами или зонами локального плавления корового субстрата» (Пампура, 1985).

Совершенно иначе обстоят дела в древних консолидированных структурах, вовлечённых в тектономагматическую активизацию, где отсутствуют мощные тепловые потоки, а региональные термоградиенты низки. В таких случаях основной причиной прогрева гидротермальных систем являются экзотермические реакции преобразования стекловатых вулканитов, которые в областях тектономагматической активности встречаются в изобилии, а также теплота пирокластических толщ и изливающихся расплавов. По сравнению с островодужными эти системы отличаются несопоставимо меньшим удельным выносом тепла в очагах разгрузки и формированием низкотемпературных метасоматитов, пользующихся там региональным распространением (Коробов, 1993<sub>1-3</sub>). Сказанное очень созвучно с так называемыми вторичными гидротермальными системами, которые В. Л. Масайтис (1983) выделяет в областях траппового вулканизма. Их возникновение обусловлено вторжением в водонасыщенные толщи базальтовой магмы и изливанием её на обводнённую поверхность палеорельефа. При этом подчёркивается, что важное значение в локализации таких систем имели палеогидрогеологические структуры.

Следовательно, в разных структурах земной коры взаимоотношение между высокотемпературными газопаровыми флюидами и долгоживущими магматическими очагами, с одной стороны, и энергетическим эффектом геохимических и метасоматических процессов, а также теплом изливающихся расплавов и пирокластических толщ – с другой, в тепловом балансе гидротермальных систем будет всё время меняться. В таких случаях не остаётся постоянным и набор летучих газообразных веществ, участвующих в образовании нагретых растворов. Всё это сказывается на изменении природы гидротермальных систем в неодинаковых тектономагматических обстановках, то есть при разном соотношении плутонических и вулканических процессов.

Уже отмечалось, что при генетической связи гидротермальных систем с вулкано-плутонами во времени и пространстве синхронно образуются магматогенные и магматические (вулканические) растворы, участвующие в формировании единой вертикальной метасоматической колонны. Эти растворы, по мнению С. И. Набоко (1974<sub>1-2</sub>), резко отличаются физико-химическими параметрами и, соответственно, минералообразующим и метасоматическим эффектами. Различия в составе, минерализации, температуре, кислотности-щёлочности, окислительно-восстановительных свойствах, металлоносности растворов определяются в первую очередь давлением, при котором летучие компоненты (Cl, F, H, SO<sub>2</sub>, S, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub>O и др.) выделяются из расплава, то есть глубиной локализации магматического очага. Принципиально важно подчеркнуть, что одновременно возникающие в недрах гидротермальных систем и на поверхности горячие растворы не переходят, эволюционируя, одни в другие, но продукты их взаимодействия со вмещающими породами в ряде случаев могут иметь близкий состав (Набоко, 1980).

Чтобы понять механизм одновременного образования гидротермальных растворов (поверхностных и глубинных) с резко различными физико-химическими характеристиками, необходимо подробно рассмотреть особенности отделения летучих компонентов (галоидов, сернистых соединений и уголекислоты) от силикатного расплава при параметрах интрузивного и эффузивного (вулканического) процессов. Это необходимо сделать для того, чтобы вскрыть направленность развития гидротермального процесса при изменении механизма формирования гидротермальных систем в различных тектоно-магматических обстановках.

## Глава 2. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В ИНТРУЗИВНОМ И ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССАХ

Из числа летучих компонентов, определяющих физико-химические свойства растворов и их минерало- и рудообразующую способность, рассмотрим поведение галоидов, сернистых газов и углекислоты.

### 2.1. ГАЛОИДЫ

Металлогенические работы в областях тектономагматической активности (ОТМА) и широкие петрогенетические исследования со всей очевидностью показали (Щеглов, 1980; Бушляков, 1989 и др.), что фтор и хлор связаны с мантийными расплавами. В современных островодужных системах (Курилы, Камчатка и прочие) появление галоидов в составе эманаций наблюдается при дегазации активных магматических очагов, сопряжённых с глубинными подкоровыми зонами, в интрузивном процессе и при перемещении магмы эруптивным актом на поверхность Земли.

#### 2.1.1. ХЛОР

Поведение хлора при дифференциации магм определяется тесной связью этого элемента с катионами повышенной основности – кальцием, магнием и особенно щелочами. Специальные исследования А. Г. Котловой с соавторами (1960), И. Д. Рябчикова, Д. Л. Хамилтона (1971), Л. Н. Когарко (Когарко, Рябчиков, 1978) и других показали, что даже невысокие концентрации хлора в магмах приводят к появлению несмешивающихся концентрированной «хлоридной солевой ионной жидкости» (типа NaCl и KCl) или магматической водной фазы, по К. У. Бернэму (1982), и высокоминерализованного силикатного расплава.

В отличие от фтора, коэффициент распределения хлора между водным флюидом и расплавом очень высок (31:1) (Kilinc, 1972; Рябчиков, 1975), так что равновесная водная паровая фаза будет экстрагировать хлор из магмы и выносить его с газовыми эманациями в количестве до 90% общего содержания в нормальных биотитовых гранитах. Вследствие этих причин геохимия хлора в значительной степени определяется режимом воды в процессах дифференциации магматических серий. В сухих магмах хлор остаётся в расплаве и его поведение определяется петрогенными элементами. В ходе дифференциации водонасыщенных или сухих, но внедряющихся в водообильные геологические структуры магм хлор активно отделяется и мигрирует вместе с магматическим водным флюидом. Это может происходить на глубинах менее 5 км (Когарко, Рябчиков, 1978), то есть в верхних частях земной коры, где обычно и протекают гидротермальные процессы. В пределах же зон магмогенерации верхней мантии и нижней части литосферы хлор весьма редко переходит во флюидную фазу, так как его главные минералы-концентраторы (амфиболы, слюды, апатиты) присутствуют в мантийных нодулях.

Преобладающими соединениями хлора в составе магматической водной фазы при параметрах интрузивного процесса (при температурах жидкой магмы) являются хлориды Na, K, Fe, и H в виде ассоциированных (существенно неионизированных) комплексов (рис. 1). Однако относительные количества этих четырёх хлоридов в магматической водной фазе при данных условиях температуры и давления являются сложными функциями различных равновесий гидролиза, природы равновесной ассоциации фаз и общего состава системы (Бернэм, 1982). Если рассматривать этот вопрос с позиций «флюидной трансмагматической дифференциации» А. А. Маракушева (1988), становится ясно, что при развитии очагов в обстановке высокого флюидного давления хлор и фтор способствуют извлечению из силикатных расплавов натрия и обогащению магм калием, стимулируя эволюцию расплавов в сторону повышения в них величины K/Na. В таких условиях магмы являются концентраторами калия относительно фильтрующихся через них флюидов. Наиболее интенсивно это проявляется на орогенной стадии, сопряжённой с мощным гранитообразованием.

В случае когда флюиды (в том числе Cl) легко мигрируют из магматических очагов, оказывая на них ограниченное воздействие, ведущими соединениями хлора становятся NaCl и KCl и в несколько меньшей степени – FeCl<sub>2</sub> (Когарко, Рябчиков, 1978). Это, в частности, характерно для островодужных районов, в которых андезит-базальтовые и андезит-дацитовые породы отличаются очень невысоким содержанием калия.

Хлориды являются основным анионом многих газовой-жидких включений в рудных минералах и имеют решающее значение в мобилизации хлорофильных, по классификации А. А. Маракушева, металлов (Fe, Zn, Au, Pb, Cu, Co, Ni) флюидной фазой магматических систем вплоть до образования промышленных месторождений (Рябчиков, 1975; Бернэм, 1982). Поэтому важнейшей проблемой рудообразования остаётся вопрос происхождения газовой-жидких (преимущественно хлоридно-натриевого состава) включений в рудных и жильных минералах и соотношения их состава, в частности с хлоридно-натриево-калиевым составом «первичного» флюида.

В субвулканических условиях при температуре ниже температуры силикатного солидуса возникает определённое количество HCl за счёт частичного гидролиза хлоридов щелочей (см. рис. 1). Соляная кислота будет предпочтительнее входить в газовую фазу, а не в водно-солевую жидкость вследствие высокой летучести

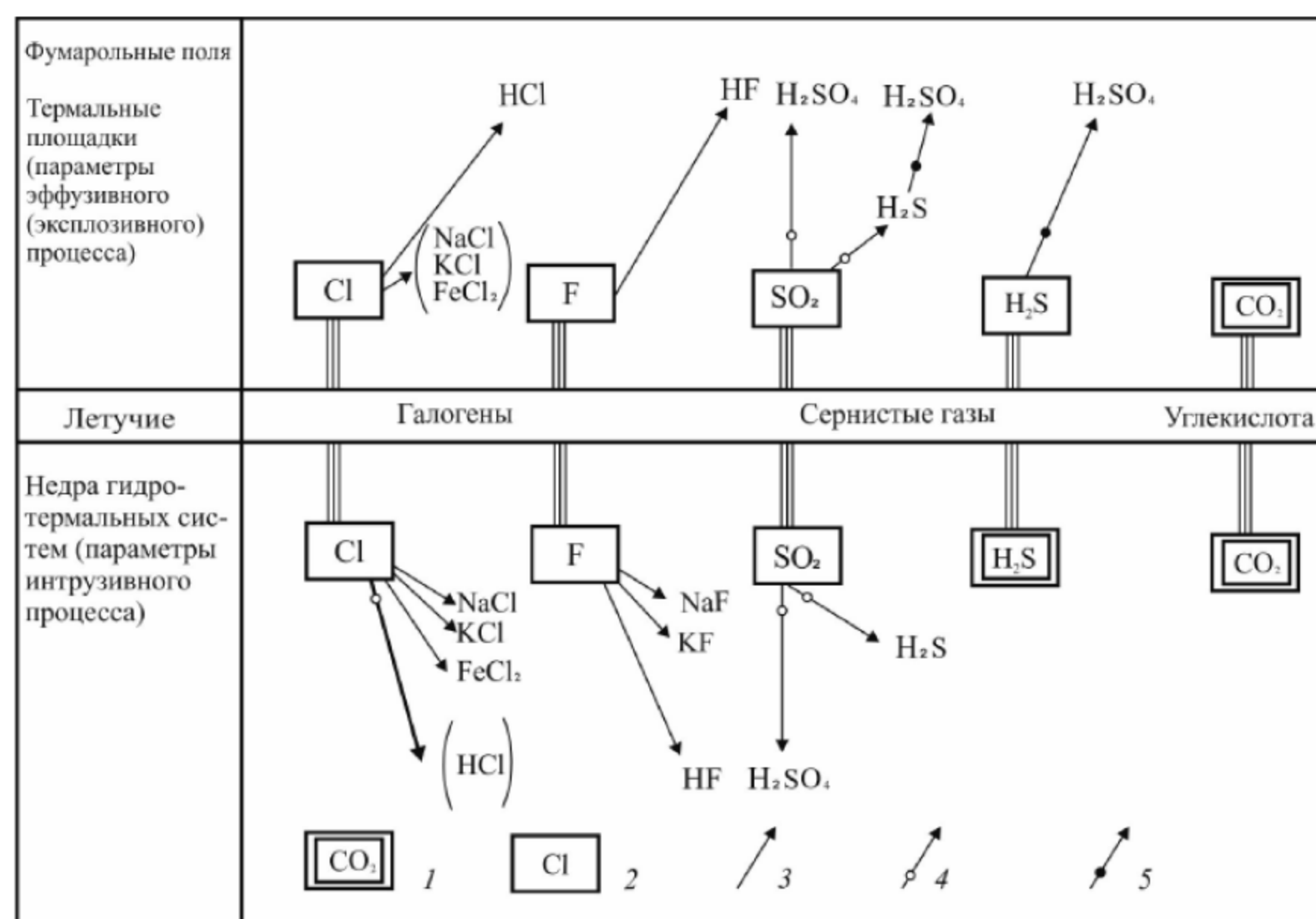


Рис. 1. Принципиальная схема одновременного отделения летучих компонентов от расплава при эффузивно-интрузивном магматизме: 1 – летучие, непосредственно участвующие в гидротермальном процессе; 2 – летучие, образующие соединения (показано стрелками), устойчивость которых контролируется давлением (3), температурой и процессами гидролиза (4), окислительно-восстановительными реакциями (5)

HCl. Газовая фаза, обладая более низкой плотностью и вязкостью по отношению к хлоридной жидкости, должна достигать в первую очередь более холодных участков природной системы. Таким образом, как считает И. Д. Рябчиков, первые порции постмагматических растворов, сформировавшиеся в основном за счёт газовой фазы, должны содержать заметные количества HCl и после конденсации или уплотнения, связанного с охлаждением, станут производить кислотное выщелачивание вмещающих пород. Более поздние растворы будут включать в свой состав большие количества хлоридной жидкости, вследствие чего их кислотность станет ниже, и по достижении зон, подвергшихся кислотному выщелачиванию, действие этих растворов приведёт к фиксации сильных оснований – в первую очередь калия (Рябчиков, 1975). С появлением высококонцентрированных рассолов (хлоридной ионной жидкости), отделяющихся от интрузива, Э. Рёддер (1987) связывает формирование калиевых метасоматитов во вмещающих породах гидротермальных систем.

Сказанное очень созвучно представлениям А. А. Маракушева (1987) о флюидном расщеплении гидротермальных растворов, которое вызвано присутствием в них компонентов с различными физическими свойствами (полярными и неполярными). Выражается это в контрастной кислотно-щелочной дифференциации флюидов. Процесс обусловлен разделением последних на водородную (неполярную) фазу, концентрирующую кислотные компоненты (HCl, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub> и др.), и водную (полярную) фазу с высокой растворимостью в ней щелочных металлов и других веществ, легко подвергающихся электролитической диссоциации. Кислотно-щелочная дифференциация флюидов может проявиться пространственно в результате большей миграционной способности водородной фазы, богатой кислотными компонентами.

В вулканических процессах, характеризующихся низким (близким к атмосферному) давлением и высокой температурой, доминирующей формой переноса хлора становится HCl, а подчинённой – NaCl и KCl, вероятно, FeCl<sub>2</sub> (White, Waring, 1963; Ткаченко и др., 1992) (см. рис. 1). При конденсации высокотемпературных фумарольных газов, отделяющихся от приповерхностной части активной магматической колонны, гидротермы на фумарольных полях обогащаются соляной кислотой и вызывают ультракислотное выщелачивание пород. На участках, где pH растворов, наряду с HCl содержащих свободную H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, несколько повышается, также наблюдается фиксация щелочей (в первую очередь калия) с образованием алуниита (ярозита).

Таким образом, присутствие хлора в высокотемпературных магматических эманациях должно свидетельствовать о наличии свободной соляной кислоты в субвулканических и поверхностных гидротермах, ультракислотном выщелачивании и близко одновременно протекающем с ним процессе фиксации щелочей (преимущественно калия). Давление контролирует форму отделения хлоридов и их гидролиз, что в значительной степени определяет кислотность формирующихся горячих растворов.

### 2.1.2. ФТОР

В процессах частичного плавления мантийного субстрата фтор, благодаря значительной растворимости в силикатных расплавах, заметно более высокой, чем воды (Wylle, Tuttle, 1961), будет переходить в расплав (но не в водный флюид) и выноситься в растворённом состоянии в магмах в верхние структурные этажи земной коры. Таким образом, процессы выноса фтора из мантии теснейшим образом связаны с подъёмом



первичных базальтовых магм, генерированных в ходе частичного плавления мантийного субстрата. Вследствие весьма высокой растворимости фтора в силикатных расплавах и его способности фиксироваться в твёрдых фазах (флогопитах, амфиболах, апатитах) появление фтористых погонов в пределах мантии и глубинных зон земной коры, как хлористых, маловероятно (Когарко, Кригман, 1981).

Поведение фтора в ходе эволюции базальтовых магм определяется процессами кристаллизационной дифференциации. Фтор, с одной стороны, обладая очень низкими величинами коэффициентов распределения для главных породообразующих минералов базальтов (оливинов, пироксенов, полевых шпатов, магнетитов), заметно накапливается в конечных продуктах дифференциации как толеитовых, так и щёлочно-базальтовых серий (Когарко, Рябчиков, 1978). С другой стороны, фтор в силикатных расплавах связан преимущественно с катионами повышенной основности (Na, K, Ca, Mg), а также Al, что обуславливает большую способность основных щелочных расплавов к его растворению и удержанию, чем кислых. Именно поэтому при переходе к системам с более кислыми силикатами значительно увеличивается выход фтора в паровую фазу (Когарко, Кригман, 1981).

На основе полученных экспериментальных и расчётных данных установлено (Рябчиков, 1975), что на позднемагматической и постмагматической стадиях эволюции расплава в водный флюид переходит менее 1% всей массы заключённого в нём фтора (для нормальных биотитовых гранитов). Для сравнения напомним, что для хлора, мобилизуемого в газовую фазу в этих же условиях, эта величина составляет ~90%. В отличие от хлора, для которого при параметрах интрузивного процесса хлориды щелочей являются резко преобладающей формой в водном флюиде, молярное отношение фторидов щелочей (Na, KF) к HF при тех же параметрах близко к единице (см. рис. 1). Вместе с тем высокий потенциал фтористых соединений достигается лишь в интрузивных системах с интенсивным фракционированием породообразующих минералов на магматической стадии. Именно в этих условиях, по мнению И. Д. Рябчикова, следует ожидать перехода в водный флюид значительного количества некоторых элементов литофильного семейства (в том числе редких щелочей), главную роль в экстрагировании и переносе которых гидротермами играют не хлориды, а фтористые соединения (Барсуков, 1957; Барсуков, Курильчикова, 1966; Барсуков, Волосов, 1967; Беус, Диков, 1967 и др.). Этому процессу способствует и то обстоятельство, что концентрации таких элементов, как Sn, Be, W, в поздних продуктах фракционной кристаллизации резко возрастают (Рябчиков, 1975).

Таким образом, при параметрах интрузивного процесса происходит минимальное отделение фтора, вместе с тем существенно влияющее на рудоносность формирующихся высокотемпературных магматогенных растворов.

Несмотря на преимущественную связь фтора с дифференциацией магматических расплавов, в процессах вулканизма (в зонах резкого снятия давления) наблюдается образование водного флюида, содержащего заметные количества F, однако не превышающие обычно первых процентов в сумме всех магматических газов. Исследования в областях действующего вулканизма (Набоко, 1974<sup>1,2</sup>, 1980) и расчётные данные (Когарко, Рябчиков, 1961) показывают, что фтор отделяется от силикатного расплава в приповерхностных и поверхностных условиях главным образом в виде HF (см. рис. 1). Образование иных достаточно подвижных соединений фтора здесь затруднено. В частности, фугитивность SiF<sub>4</sub> в магматическом газе ничтожна. Вынос рудных элементов (Zn, Pb, Sn и т. д.) в виде простых фторидов в таких обстановках также маловероятен вследствие очень низких упругостей пара этих соединений и их сильной гидролизуемости (Когарко, Кригман, 1981). При конденсации высокотемпературных фумарольных газов в образующихся растворах присутствует плавиковая кислота.

Основная же масса фтора, выделяющаяся в вулканических областях, связана, по мнению Л. Н. Когарко и Л. Д. Кригмана, с гидролитическим разложением фторсодержащих минералов, частично раскристаллизованных на глубине пород под действием циркулирующих гидротермальных растворов.

Таким образом, давление определяет форму отделения галоидов и их гидролиз, что в значительной мере контролирует кислотность – щёлочность гидротерм. В недрах геотермальных систем от остывающего магматического очага отделяются хлориды щелочей и железа, в резко подчинённом количестве – фториды щелочей; за счёт их частичного гидролиза образуются HCl и HF. На фумарольных полях конденсируются HCl и HF и возникают термы, богатые этими кислотами. В подчинённом положении находятся хлориды натрия, калия и, вероятно, железа. С переходом интрузивного этапа в постмагматический (гидротермальный) растворы обогащаются фтором и его соединениями. С наличием в высокотемпературных эманациях хлора (его соединений) сопряжены процессы кислотного (ультракислотного) выщелачивания и фиксации щелочей, в первую очередь калия.

## 2.2. СЕРНИСТЫЕ ГАЗЫ

В вулканических газах современных островодужных районов очень велика роль серы. Многочисленными работами И. А. Меняйлова, С. И. Набоко, К. Краускопфа, Г. Холланда, Г. Л. Барнса, Г. К. Чаманского, Ч. Мейера, Д. Хемли, Л. Н. Овчинникова, Ю. М. Столярова и др. убедительно показано, что в высокотемпературных эманациях, в паре и жидких растворах при вулканизме и интрузивном магматизме, а также при всех известных условиях гидротермального рудообразования среди соединений серы преобладают SO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S.

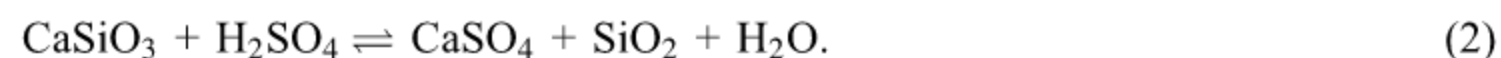
Взаимоотношение компонентов газовой фазы весьма чувствительно регулируется окислительно-восстановительными реакциями, определяемыми главным образом температурной эволюцией расплава или гидротермального раствора. Наиболее чутко на это реагируют H<sub>2</sub>S и SO<sub>2</sub>, находящиеся между собой в динамическом равновесии. При высоких температурах всегда будет преобладать SO<sub>2</sub>. Всякое же повышение температуры приводит к увеличению концентрации SO<sub>2</sub> за счёт уменьшения содержания H<sub>2</sub>S, и наоборот. Важно подчеркнуть, что существование SO<sub>2</sub> (сульфатной серы вообще) в магматическом расплаве, а также высокотемпера-

турных поверхностных и глубинных эманациях без какой-либо связи с зонами близповерхностного окисления не только возможно, но и, по сути дела, неизбежно (Овчинников, 1976).

Х. Д. Холланд (1970) полагает, что отделившийся от магматического расплава  $\text{SO}_2$  при понижении температуры до  $500\text{--}600^\circ\text{C}$  начинает реагировать с перегретой водой по реакции



Серная кислота взаимодействует со вмещающими породами, вызывая их интенсивное выщелачивание с образованием, в частности, сульфатов и освобождением кремнезёма:



При понижении температуры гидротермальных растворов, вызванном общим охлаждением системы или удалением от магматического очага, происходит уменьшение концентрации  $\text{SO}_2$  за счёт  $\text{H}_2\text{S}$  и как результат – смена сульфатов сульфидами и затухание сернокислотного выщелачивания.

Как уже отмечалось, в приповерхностных и поверхностных условиях от активной магматической колонны островодужных вулканов отделяются летучие компоненты, богатые  $\text{SO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , которые образуют сольфатары. Сольфатары представляют собой частный случай проявления фумарольной деятельности, когда в газовой фазе значительна доля сернистых газов. В фумаролах содержание  $\text{SO}_2$  может достигать 40% и более (Набоко, 1963, Мацуо, 1965). Замечено, что чем выше температура фумаролы, тем больше отношение  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ . В газах лавовых озёр и высокотемпературных фумаролах преобладает  $\text{SO}_2$ , а по мере уменьшения температуры появляется  $\text{H}_2\text{S}$ . С. И. Набоко (1963) считает, что в момент собственно магматической близповерхностной инъекции выделяющиеся по трещинам кровли газы существенно сернистые,  $\text{SO}_2$  в них играет значительную роль.

Способность  $\text{SO}_2$  к гидролизу (см. реакцию (1)) приводит в поверхностных условиях к тому, что в растворах создаются повышенные концентрации  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , а в газовой фазе –  $\text{H}_2\text{S}$ . Однако и сероводород в зоне аэрации превращается в серную кислоту под действием атмосферного кислорода и биогенного окисления. Это имеет принципиальное значение, ибо контролирует содержание серной кислоты в нагретых водах. В высокотемпературных сольфатарах количество  $\text{H}_2\text{SO}_4$  должно быть самым высоким, так как складывается из продуктов гидролиза  $\text{SO}_2$  и окисленного  $\text{H}_2\text{S}$ . В более низкотемпературных сольфатарах, где уже отсутствует  $\text{SO}_2$ , концентрация серной кислоты может быть значительно меньше, поскольку определяется только содержанием сероводорода и окислительно-восстановительным потенциалом среды. Это коренным образом отличается от субвулканических обстановок минералообразования, где биогенный фактор и Eh практически не влияют на количественное отношение  $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$ , а всё зависит лишь от температуры (см. рис. 1). Следовательно, на высокотемпературных сольфатарных полях и в недрах геотермальных систем в приконтактных зонах остывающих интрузий в составе растворов должна участвовать свободная серная кислота. С понижением температуры  $\text{H}_2\text{SO}_4$  в субвулканических условиях исчезает, а на термальных площадках её концентрация сокращается.

Таким образом, формы, в которых происходит отделение сернистых газов от магматического расплава при интрузивном и вулканическом (эффузивном) процессах, принципиально не отличаются. Количественное взаимоотношение  $\text{SO}_2$  –  $\text{H}_2\text{S}$  определяется температурой. В зоне аэрации (на сольфатарных полях и термальных площадках) отношение  $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$  контролируется температурой и окислительно-восстановительным потенциалом, а в недрах гидротермальных систем – преимущественно температурой.

### 2.3. УГЛЕКИСЛЫЙ ГАЗ

Исследования магматических эманаций, проведённые в областях наземного вулканизма с различными геодинамическими обстановками, свидетельствуют о повсеместном резком преобладании в них  $\text{CO}_2$ . Образование  $\text{CO}_2$  происходит на глубинах 35–40 км при температурах около  $1200\text{--}1250^\circ\text{C}$ , которые соответствуют условиям зарождения базальтовой магмы (Грачёв, 1977). Изучение флюидных включений в минералах базальтов показывает, что уже на глубинах порядка 40 км от внедряющегося магматического расплава происходит отделение летучих компонентов, в значительной степени обогащённых углекислотой. При этом вода и другие газы играют подчинённую роль (Рёддер, 1987; Бакуменко, 1970; Бердников, Приходько, 1981). Аналогичная картина наблюдается и при поверхностной дегазации активной магматической колонны (Меняйлов, 1977). Таким образом, в отличие от галоидов и сернистых газов, на характер отделения  $\text{CO}_2$  от силикатного расплава существенного влияния не оказывает ни температура, ни давление (см. рис. 1). Поэтому в тех тектономагматических обстановках, где преобладающим фактором гидротермальных процессов становится углекислота, горячие растворы в недрах и на самой поверхности гидротермальных систем практически не будут отличаться по своим физико-химическим параметрам. Это обстоятельство приводит к отсутствию в гидротермалитах вертикальной метасоматической зональности.

Анализ поведения галоидов, сернистых газов и углекислоты показывает, что с уменьшением температуры, а также с течением времени в фумаролах наблюдается закономерное изменение набора летучих компонентов, которое носит универсальный характер и не зависит от состава расплава. Сначала исчезают галоиды, потом сернистые газы (при этом резко возрастает активность  $\text{CO}_2$ ) и, наконец, углекислота (Меняйлов, 1977; Набоко, 1980). Это определяет изменение характера перерождения пород, взаимодействующих с гидротермами, и проявляется в смене продуктов сульфатно-галоидного выщелачивания сначала продуктами сульфатного,

а в дальнейшем гидрокарбонатного выщелачивания (Казицын, 1972; Набоко, 1974<sup>1,2</sup>). Учитывая, что в условиях островных вулканических дуг господствуют вулкано-плутонические явления (Устиев, 1963, 1966; Власов, 1965), можно говорить, что набор теряемых силикатным расплавом летучих компонентов в интрузивном и вулканическом (поствулканическом) процессах аналогичен и протекает синхронно в одной и той же последовательности (рис. 2).

Из приведённых в первой и второй главах рассуждений становится ясно, что в различных структурах земной коры магматические процессы и сопутствующая гидротермальная деятельность проявляются по-разному. При этом можно получить последовательный ряд обстановок, характеризующих постепенную смену глубинных факторов процессами поверхностного магнепроявления, с которыми (как в том, так и в другом случае) связано образование гидротермальных систем. Это определило спектр исследуемых объектов на Курильских островах и Камчатке (островные вулканические дуги), в Забайкалье (дейтероорогенные области) и Тургайском прогибе (тафрогенные районы), где изучались гидротермальные метасоматиты, сопряжённые с проявлением наземного вулканизма.

Переходим к решению первой задачи, суть которой состоит в следующем: показать влияние условий образования гидротермальных систем на метасоматическую зональность и минералого-геохимические особенности гидротермалитов в каждом из выбранных регионов.

## Глава 3. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ОБЛАСТЯХ НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА

### 3.1. ОСТРОВНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ

Курило-Камчатский регион считается эталоном островных дуг, знаменующих начало становления континентальной коры. Максимальная дегазация мантии происходит при вулканических извержениях в условиях островных дуг (Поляк и др., 1984). При этом наблюдаются самый широкий набор магматических эманаций, участвующих в гидротермальном процессе (Cl, F, H, SO<sub>2</sub>, S, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub>O и др.), и наиболее высокие температуры минералообразования: 400–500°C в глубинных зонах системы и 200–250°C на фумарольных полях.

В островодужных районах гидротермальные минералообразующие процессы развиваются в двух обстановках (Набоко, 1980): 1) на вулканах, находящихся на гидротермальной стадии активности, и 2) в зонах разгрузки гидротермальных систем. Все эти процессы протекают синхронно во времени и пространстве, генетически связаны единым магматическим (вулкано-плутоническим, в понимании Е. К. Устиева) источником питания растворов. В таких случаях кристаллизация силикатных расплавов и потеря летучих компонентов в интрузивах происходит синхронно с вулканическим и поствулканическим процессом. Для вулкано-плутонов весьма характерны интрузивные игнимбриты и автомагматические (интрузивные) брекчии, появление которых сопровождается мощным гидротермальным изменением как вмещающих пород, так и самих интрузивов.

Непосредственная связь гидротермальных систем с вулкано-плутоническими комплексами определяет максимальное влияние глубинных факторов на развитие гидротермального процесса, что подтверждается изотопными исследованиями. Так, образующийся на контакте активных интрузивных тел со вмещающими

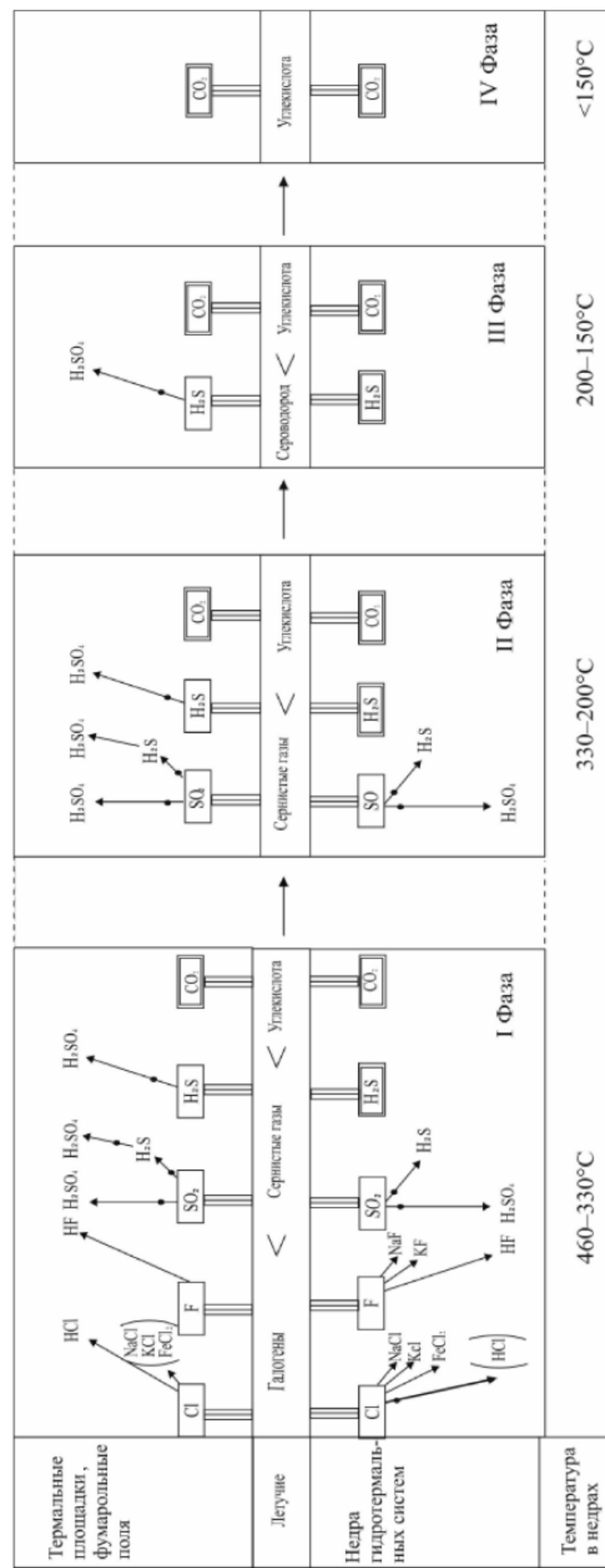


Рис. 2. Изменение состава летучих компонентов гидротермальных систем в процессе охлаждения (высокотемпературная); I фаза – галоидно-сернисто-углекислая (высокотемпературная); II фаза – сернисто-углекислая (низкотемпературная). Условные обозначения приводятся на рис. 1

породами высокотемпературный сульфатно-хлоридный (иногда почти чисто хлоридный (Арсанова, 1974)) раствор, содержит наибольшее количество ювенильных компонентов. По мере удаления от такого контакта в гидротермальном растворе быстро возрастает доля метеорной составляющей (Ellis, 1963; Sakai, Matsubaya, 1977; Русинов, 1989). Аналогичная тенденция наблюдается на фумарольных полях, контролирующих термо-выводящие структуры эруптивных центров. Там наиболее «глубинными» являются конденсаты высокотемпературных газов (HCl, SO<sub>2</sub> и др.), имеющие также хлоридный и (или) сульфатный состав (Ветштейн и др., 1971; Басков и др., 1973).

### 3.1.1. ВУЛКАНЫ, НАХОДЯЩИЕСЯ НА ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СТАДИИ АКТИВНОСТИ

Типичным их примером является вулкан Баранского, расположенный на острове Итуруп (Курильская гряда).

#### 3.1.1.1. Гидротермальная система вулкана Баранского

**3.1.1.1.1. Краткая геолого-тектоническая характеристика района.** Гидротермальная система находится на юго-западном склоне вулкана Баранского. Она расположена в средне-позднеплейстоценовой кальдере Кипящей, отчего и получила одноимённое название. Размеры кальдеры 13×15 км. Вероятно, она входит в состав более крупной (24×26 км) и более древней палеокальдеры. Кальдера Кипящая наложена на вулкано-сводовое поднятие хребта Грозного, вытянутого в северо-восточном направлении. Главные выходы высоконагретых гидротерм связаны с конусом вулкана Баранского, морфологически отделённым от соседних вулканов депрессиями р. Серной (с юго-запада), р. Курилки (с севера) и руч. Дугового (с северо-востока и востока) (Знаменский, Никитина, 1985).

По данным С. Н. Рычагова (1993), И. Ф. Делеменя и В. И. Пчёлкина, в разрезе гидротермальной системы Кипящая различаются четыре типа отложений (рис. 3). Самые древние из них представлены псефито-псаммитовыми и агломератовыми андезитовыми туфами, а также лавами андезито-базальтов и андезитов. Эти породы, слагающие фундамент кальдеры Кипящей, объединены в парусную свиту.

Обломки туфов представлены андезито-базальтами и андезитами разной степени раскристаллизации, обрывками стекла, пемз, кислых туфов, кристаллами плагиоклазов, реже темноцветных минералов. Обломки слабо окатаны. Цемент сложен тем же по составу мелкообломочным материалом и пепловыми частицами. В кислых разностях туфов преобладают стекло, кристаллокласты плагиоклазов и кварца. Породы плотные, цемент массивный.

Двупироксеновые андезитовые и андезито-базальтовые лавы представляют собой плотные порфиновые образования с гиалопилитовой основной массой и миндалекаменной текстурой. Вкрапленники представлены плагиоклазами, моноклинными и ромбическими пироксенами. В разрезе отмечаются также единичные мало-мощные (до 15 м) тела риолитовых туфов, сложенные спёкшимися обломками пемз и вулканическим стеклом. Бурением вскрыта верхняя часть свиты – более 600 м.

На породах парусной свиты без видимого углового несогласия лежат туфопесчаники, туфогалечники, туфоконгломераты, алевролиты, песчаники, пемзовые туфы и лавы андезитов лебединской свиты (N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>lb). Преобладают туфогенно-осадочные породы. Разрез толщи начинается и венчается туфоконгломератами с прослоями туфогалечников. Центральная часть толщи сложена однородными туфопесчаниками до туфоалевролитов. Для последних характерно обилие обугленных растительных остатков. В туфоконгломератах и туфогалечниках преобладают обломки андезитов и андезито-базальтов, а также туфов и других нижележащих пород. Цемент пород состоит в основном из мелкообломочного и пелитового материала, глинизированного. Грубообломочные отложения непрочны, туфопесчаники и туфоалевролиты более плотные, массивные. Лавы андезитов по петрографическим характеристикам аналогичны таковым парусной свиты. В целом же ближе к поверхности происходит подкисление эффузивов. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы толщи в значительной степени гидротермально изменены.

Мощность толщи достигает 400 м. Отложения, видимо, формировались в относительно изолированных неглубоких бассейнах (озёрах или морском заливе) на фоне интенсивной эксплозивной деятельности древнего вулкана (правулкана Баранского).

Средне-верхнечетвертичные лавы, туфы и туфобрекчии от андезито-базальтового до андезито-дацитового состава формировались, вероятно, в субэвральном условиях при воздымании хребта Грозного. Обломочные породы представлены в основном: литовитрокластическими туфами псефо-псаммитовой размерности, слабо сцементированными; пемзовыми псефо-псаммитовыми или грубообломочными туфами, пористыми, рыхлыми; игнимбритоподобными массивными туфами. Лавы андезитового (андезито-дацитового) состава порфировые и сериально-порфировые, пористые. Основная масса в незначительной степени замещена слоистыми силикатами. Общая мощность толщи не менее 100–150 м.

Современные отложения включают плотные лавы андезитового и андезито-дацитового состава, а также рыхлые грубообломочные образования мощностью до 30 м в локальных депрессиях. Г. С. Горшков (1967) считает, что вершинная экструзия и исходящий от неё небольшой лавовый поток образовались в позднем голоцене. Последнее эксплозивное извержение Баранского происходило, по сообщениям местных жителей, в 1951 году. В литературе достоверные данные об этом извержении отсутствуют.

Близповерхностные и малоглубинные магматические тела представлены дайками и силлами андезито-базальтового и базальтового состава (мощностью 0,5–17,0 м), экструзиями андезито-дацитового состава, мало-мощными (1–5 м) линзами диоритов-микродиоритов. Группы интрузивных тел (по 3–6 даек или силлов в каждой) приурочены к литологическим границам. На глубинах 700–1500 м предполагается наличие кровли круп-

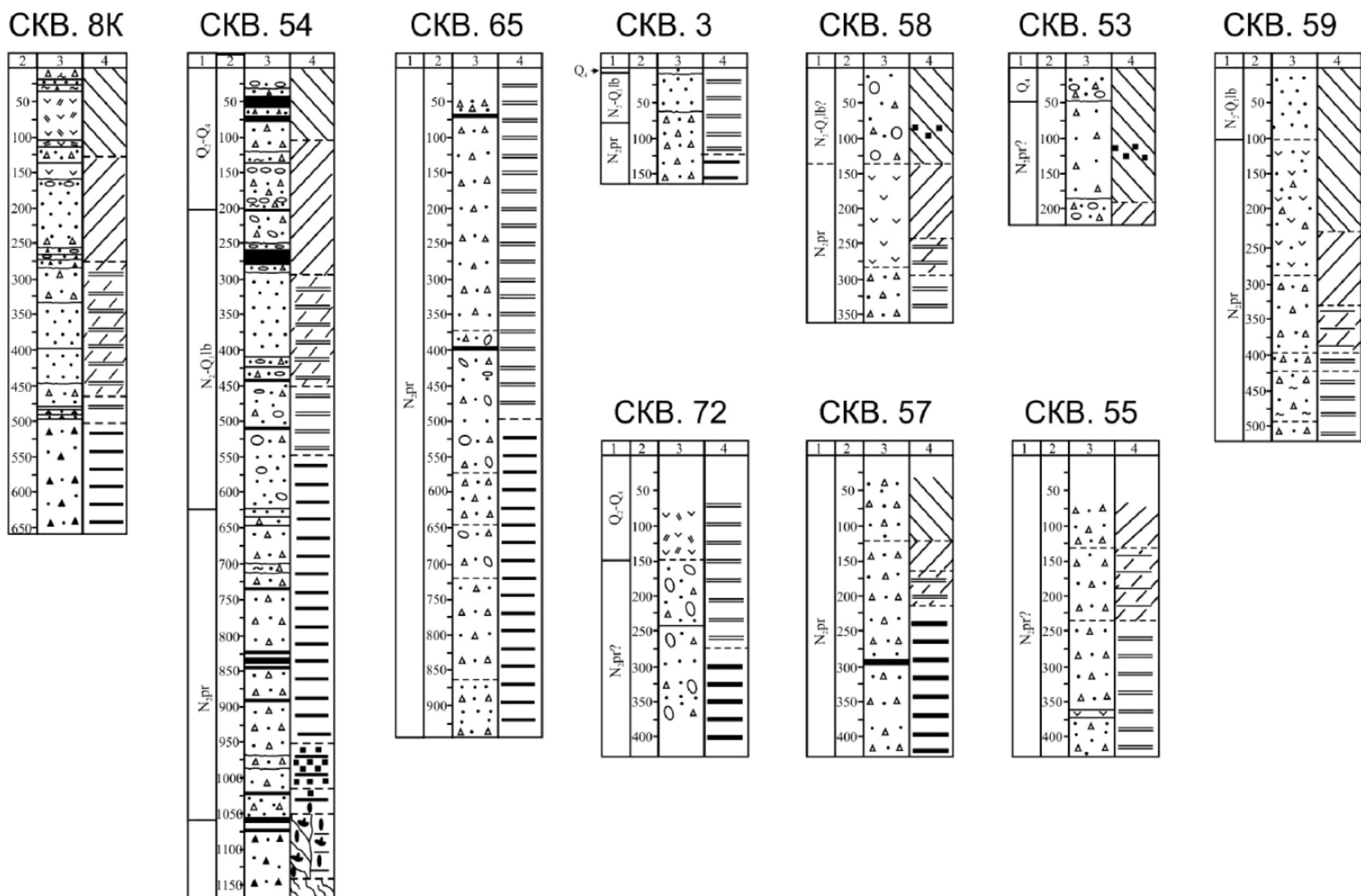


Рис. 3. Геологические разрезы скважин гидротермальной системы Кипящая (о. Итуруп). Составил С. Н. Рычагов с уточнениями А. Д. Коробова

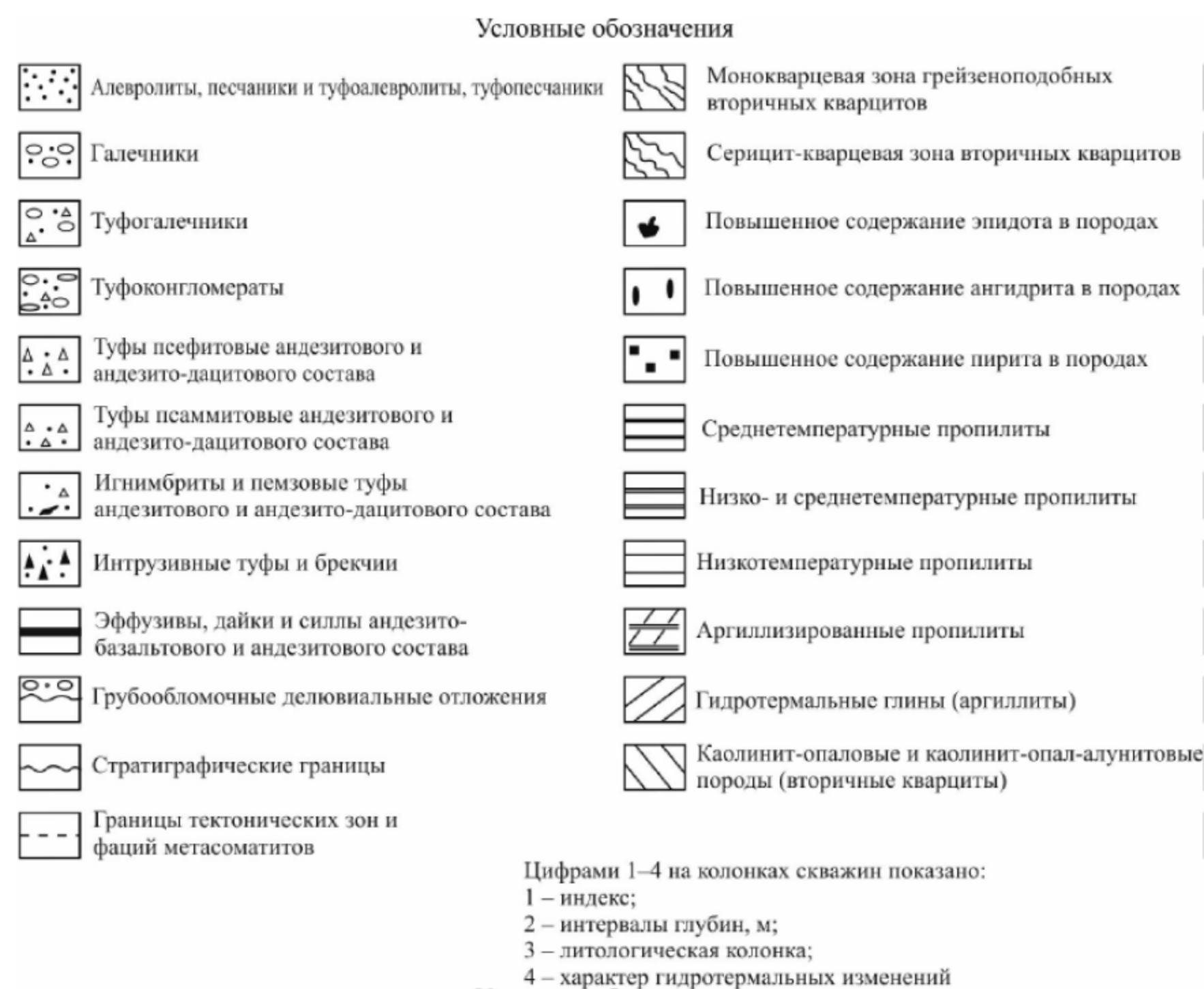


Рис. 3 (окончание)

ного диоритового тела. На близость кровли тела указывают своеобразные породы – т. н. интрузивные туфы (интрузивные или автомагматические брекчии), которые обычно слагают экзоконтактовые зоны мощностью до 500–800 м габбро-диоритовых, диоритовых и гранодиоритовых тел (Рычагов, 1984). Особенностью туфов является их образование в непосредственной близости от субинтрузивных (интрузивных) тел за счёт вещества последних. Породы характеризуются выдержанным андезитовым составом обломков и цемента, единичными ксенолитами вмещающих и нижележащих пород, высокой степенью раскристаллизованности цемента (до микродиоритов), отсутствием в цементе стекла, что отличает их от типичных вулканокластических пород.

Обломки часто оплавлены и сварены, отчего границы их нечёткие. За счёт спекания наблюдается постепенный переход обломков в цемент. Размер фрагментов диоритов отвечает псефитовой размерности. Породы массивные, плотные. Верхняя граница экзоконтактовой зоны предполагаемого субинтрузивного тела, расположенная на глубине 1000–1060 м в разрезе скважины 54, насыщена дайками или силлами андезито-базальтового состава. В структуре гидротермальных систем экзоконтактовые зоны субинтрузивных (интрузивных) тел имеют термо- и рудоконтролирующее значение (Рычагов, 1989, 1993; Высокотемпературные..., 1991). Закономерное сочетание в разрезе комагматических серий эффузивного и интрузивного происхождения свидетельствует о развитии на месторождении вулкано-плутонических формаций (Устиев, 1963, 1966; Власов, 1965).

**3.1.1.1.2. Продукты гидротермального изменения пород.** Туфогенный материал кальдеры Кипящая является вместилищем грунтовых вод, которые прогреваются аномально высоким тепловым потоком, связанным с неглубоко залегающим ( $\geq 2$  км) крупным диоритовым телом. Выходы на поверхность перегретых гидротерм осуществляются по разломам. Фумарольные поля, не обнаруживая непосредственной связи с интрузивными контактами, локализуются в термовыводящих структурах вулкана (зонах разломов) и в ареалах эффузивных магматических тел. Они приурочены к наиболее прогретым участкам и фиксируют восходящий газо-гидротермальный поток (Знаменский, Никитина, 1985; Знаменский, 1991; Рычагов, 1993). Эти обстоятельства приводят к тому, что в кальдере Кипящая наблюдается самый широкий набор летучих компонентов, участвующих в гидротермальной деятельности (галоиды, сернистые газы, углекислота и др.), а минералообразующие процессы протекают при наиболее высоких температурах, которые в глубинных зонах месторождения достигают 460°C, а на фумарольных полях – 250°C (табл. 1; Коробов, 1992<sub>1,2</sub>; Гончаренко, 1993). Гидротермальная система находится на прогрессивной стадии развития.

Значительная роль глубинных факторов определяет характерные черты вертикальной зональности и минералого-геохимические особенности метасоматитов. В гидротермальной системе Кипящая формируются высокотемпературные (460–380°C) грейзеноподобные вторичные кварциты, включающие монокварцевую и мусковит-кварцевую (серицит-кварцевую) фации (рис. 3, 4). Они приурочены к интрузивным (автоматасоматическим) брекчиям и игнимбритам, которые слагают экзоконтактовые зоны габбро-диоритовых, диоритовых и гранодиоритовых тел (Рычагов, 1993). Указанные метасоматиты ассоциируют с (высоко-)среднетемпературными (380–290°C) эпидот-хлорит-мусковитовыми (серицитовыми) пропилитами. На фумарольных полях, фиксиру-

Формации	Фации	Минеральные ассоциации	
Серые опалиты (вторичные кварциты)	Моноопаловая	$\left. \begin{array}{l} \text{опал} \\ \text{кристобалит} \\ \text{кварц} \\ \text{тридимит} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \pm \text{алунит} \\ \pm \text{язрозит} \\ \pm \text{сера} \end{array} \right.$	
	Алунит-опаловая (язрозит-опаловая)	$\left. \begin{array}{l} \text{опал} \\ \text{кристобалит} \\ \text{кварц} \\ \text{тридимит} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \text{алунит} \\ \text{язрозит} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \pm \text{сера} \\ \pm \text{барит} \\ \pm \text{каолинит} \end{array} \right.$	
	Каолинит-опаловая	$\left. \begin{array}{l} \text{опал} \\ \text{кристобалит} \\ \text{кварц} \\ \text{тридимит} \end{array} \right\} \text{каолинит} \left\{ \begin{array}{l} \pm \text{алунит} \\ \pm \text{лимонит} \\ \pm \text{пирит} \\ \pm \text{марказит} \end{array} \right.$	
	Опал-каолинитовая (развита слабо)		
Гидротермальные аргиллиты	Каолинитовая (развита слабо)	$\left. \begin{array}{l} \text{каолинит} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \pm \text{минералы кремнезема} \\ \pm \text{морденит} \\ \pm \text{клиноптилолит} \\ \pm \text{карбонат} \\ \pm \text{сульфиды железа} \\ \pm \text{иллит-смектиты} \\ \pm \text{хлорит-смектит} \end{array} \right.$	
	Смектитовая		
Гидротермальные пропилиты	Аргиллитизированные пропилиты	$\left. \begin{array}{l} \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \\ \text{смектит диоктаэдрический} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \text{пирит} \\ \text{алунит} \\ \text{анальцит} \\ \text{пренит} \\ \text{кварц} \\ \text{пирит} \\ \text{адуляр} \\ \beta\text{-леонгардит} \\ \text{алунит} \\ \text{пирит} \\ \text{карбонат} \\ \text{кварц} \\ \text{адуляр} \\ \beta\text{-леонгардит} \\ \text{ангидрит-вт} \\ \text{кварц} \\ \text{карбонат} \\ \text{пирит} \\ \text{адуляр} \\ \beta\text{-леонгардит} \end{array} \right.$	
	Цеолитовая Трансильванская	$\left. \begin{array}{l} \text{цеолитовые пропилиты (развиты слабо)} \\ \text{цеолитовые пропилиты (развиты слабо)} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \text{кварц} \\ \text{иллит} \\ \text{диоктаэдрический} \\ \text{триоктаэдрический} \\ \text{кварц} \\ \text{иллит} \\ \text{диоктаэдрический} \\ \text{триоктаэдрический} \\ \text{кварц} \\ \text{иллит} \\ \text{диоктаэдрический} \\ \text{триоктаэдрический} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \text{пирит} \\ \text{алунит} \\ \text{анальцит} \\ \text{пренит} \\ \text{кварц} \\ \text{пирит} \\ \text{кварц} \\ \text{иллит} \\ \text{диоктаэдрический} \\ \text{триоктаэдрический} \\ \text{кварц} \\ \text{иллит} \\ \text{диоктаэдрический} \\ \text{триоктаэдрический} \\ \text{кварц} \\ \text{иллит} \\ \text{диоктаэдрический} \\ \text{триоктаэдрический} \end{array} \right.$	
Пропилиты и вторичные кварциты	Эпидот-хлорит-мусковитовая	$\left\{ \begin{array}{l} \text{эпидот} \\ \text{альбит} \\ \text{пирит} \\ \text{лейкоксен} \\ \text{карбонат} \\ \text{флюорит} \\ \text{ангидрит-вт} \\ \text{язрозит} \\ \text{барит} \end{array} \right.$	
	Мусковит (серицит)-кварцевая		$\left\{ \begin{array}{l} \text{кварц (опал)} \\ \text{мусковит (серицит)} \end{array} \right.$
	Монокварцевая		$\left\{ \begin{array}{l} \text{кварц (опал)} \\ \pm \text{эпидот} \\ \pm \text{пирит} \\ \pm \text{флюорит} \\ \pm \text{ангидрит} \\ \pm \text{мусковит} \end{array} \right.$

Рис. 4. Общая вертикальная метасоматическая зональность гидротермальной системы Кипячая. Примечание. Ангидриты: ВТ – высокотемпературный (320–290°C), НТ – низкотемпературный (160°C); в квадратные скобки заключены реликтовые минералы

Усредненные температуры образования минералов из измененных пород Кипящего гидротермального месторождения (по материалам О. П. Гончаренко (Коробов и др., 1993))

Формации	Фации		Минералы и минеральные ассоциации	Минерал-термометр	Интервал температур, °С
Аргиллизиты	Гидротермальные глины		Кристобалит-кальцит Кальцит-сметтит Ангидрит	Кальцит Кальцит Ангидрит-НТ	80–100 130–160 160
	Аргиллизированные пропилиты		Адуляр-кварц Ангидрит	Адуляр Ангидрит-НТ	179–205 174–182
Пропилиты	Низкотемпературные	Трансильванская	Ангидрит Кварц-хлорит-кальцит	Ангидрит-СТ Кальцит	220 200–255
		Цеолитовая	Пренит-кальцит	Пренит	198–215
			Вайрацит-кальцит	Вайрацит Кальцит	225–250 215–250
	Среднетемпературные	Эпидот-хлорит-мусковитовая	Вайрацит Ломонгит-кварц	Вайрацит Кварц	230–255 240–260
			Хлорит-кварц Альбит	Кварц Альбит	280–320 280–300
			Эпидот-ангидрит Эпидот кальцит Эпидот кварц Эпидот-(циоизит)	Ангидрит-ВТ Кальцит Кварц Циоизит	295–315 280–320 280–340 340–360
Грейзено-подобные вторичные кварциты	Монокварцевая		Гроссуляр-кварц Гранат-кварц Кварц	Кварц Кварц Кварц	380–395 400–420 440–460

Примечание. Ангидрит-НТ – ангидрит низкотемпературный, ангидрит-ВТ – ангидрит высокотемпературный, ангидрит-СТ – ангидрит среднетемпературный.

ющих термовыводящие структуры вулкана, одновременно с приконтактовыми вторичными кварцитами развивается высокотемпературная (250–200°C) формация серных опалитов (сульфатных вторичных кварцитов), объединяющая моноопаловую и алуни-опаловую (ярозит-опаловую) фации, ассоциирующие с каолинит-опаловыми (каолинит-кварцевыми) породами (200–150°C). Высокие температуры и участие свободных HCl и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> в гидротермальном процессе обуславливают очень слабое развитие на месторождении низкотемпературных (290–200°C) пропилитов в глубинных зонах и опал-каолинитовых, а также каолинитовых метасоматитов на фумарольных полях. Формация гидротермальных аргиллизитов представлена аргиллизированными пропилитами (200–150°C) и гидротермальными смектитовыми глинами (150–100°C). Химический состав пород даётся в табл. 2.

Забегая вперёд, здесь необходимо сразу же оговориться, что при сопоставлении гидротермалитов из различных структурных зон земной коры меняются их формационно-фациальные взаимоотношения. Поэтому, чтобы корректнее осуществить такое сопоставление и привести всё к «общему знаменателю», автор преднамеренно вкладывает в понятие «формация» не генетический, а петрографический смысл.

Взаимоотношение между отдельными типами гидротермалитов очень сложное, в частности между пропилитами и вторичными кварцитами. В пропилитах нередко настолько сильно проявлено окварцевание, что они превращаются в существенно кварцевые образования. С другой стороны, среди вторичных кварцитов часто встречаются блоки пород, которые уже нельзя отнести к настоящим вторичным кварцитам – в них больше признаков пропилитизированных пород. Столь же сложное взаимоотношение наблюдается между каолинит-опаловыми и моноопаловыми породами на фумарольных полях месторождения Кипящее.

Как правило, каждая из зон в неодинаковой степени телескопирована низкотемпературными, а иногда и более высокотемпературными минеральными ассоциациями. Если такое наложение проявилось достаточно интенсивно и первичный состав метасоматитов значительно изменился, выделение зон проводилось по реликтовым парагенезисам. В первую очередь это относится к трансильванским, в меньшей степени – к цеолитовым пропилитам.

Остановимся подробнее на рассмотрении общей вертикальной метасоматической зональности гидротермальной системы Кипящая.

**3.1.1.2.1. Вторичные кварциты.** Развитие вулкано-плутонических формаций предопределило синхронное появление на месторождении двух типов вторичных кварцитов – грейзеноподобных, приуроченных к приконтактовым зонам интрузивов, и сульфатных (серных опалитов), сформированных на фумарольных полях.

**3.1.1.2.1.1. Грейзеноподобные вторичные кварциты** гидротермальной системы Кипящая залегают среди пропилитизированных пород субвулканической фации и приурочены к экзоконтактам крупного диоритового интрузивного тела, локализация которого, по данным Т. К. Злобина, В. С. Знаменского (1991), предполагается на глубинах 700–1500 м. Вторичные кварциты подразделяются на две зоны (фации) – серицит-кварцевую (мусковит-кварцевую) или серицитовых кварцитов, по Д. С. Коржинскому, и монокварцевую. Внешне это прочные белые, желтовато-белые и серые породы обычно неоднородного состава из-за неодинакового перерождения различных ингредиентов исходных пород.

**3.1.1.2.1.1.1. Серицит-кварцевая зона.** Главными минералами серицитовых кварцитов являются кварц и находящийся в подчинённом положении серицит (мусковит); оба слагают основную массу пород. Второсте-



Химический состав пород Старозаводского поля в центральной части гидротермальной системы Кипящая, вес.%

№ п/п	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	S	S <sup>-2</sup>	ППП	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	1	94,17	1,17	0,03	0,80	0,07	Нет	0,30	0,34	0,04	0,10	1,87	0,61	Нет	0,24	0,89	Нет	Н. опр.	Н. опр	100,63
2	2	89,76	1,02	1,94	0,61	0,08	Нет	0,28	0,36	0,16	0,19	1,92	1,75	Нет	0,35	1,93	0,04	Н. опр.	Н. опр	100,35
3	3	85,35	1,03	3,85	0,62	0,09	Нет	0,29	0,38	0,27	0,28	1,97	2,88	Нет	0,46	2,97	0,09	Н. опр.	Н. опр	100,53
4	4	51,78	0,52	17,57	0,19	0,09	Сл.	0,30	0,71	1,29	1,94	0,21	7,64	0,97	0,71	16,30	0,28	Н. опр.	Н. опр	100,50
5	5	52,17	0,49	17,15	0,34	0,06	Сл.	0,31	0,60	1,08	2,28	0,45	7,88	0,93	0,53	15,75	0,25	Н. опр.	Н. опр	100,27
6	6	44,97	0,46	31,05	5,52	0,42	Нет	0,30	0,42	Сл.	Сл.	1,65	11,18	0,47	Н. опр	0,54	2,86	Н. опр.	Нет	99,84
7	7	34,74	0,07	38,37	4,95	0,49	0,01	0,81	0,42	Сл.	Сл.	1,90	15,18	0,33	Н. опр	0,27	1,14	Н. опр.	0,98	99,66
8	8	44,42	0,85	23,48	8,82	0,92	0,04	4,47	4,09	1,19	Сл.	2,93	6,95	0,38	Н. опр	0,32	0,52	Н. опр.	Нет	99,38
9	9	47,48	0,72	23,69	5,68	0,28	0,05	4,06	1,84	0,40	Сл.	6,41	7,59	0,33	Н. опр	Н. опр	0,17	Н. опр.	0,94	99,64
10	10	57,22	0,92	16,48	3,41	5,05	0,15	3,05	7,01	3,15	0,93	0,22	1,36	0,38	Нет	Нет	0,45	Н. опр.	Нет	99,78
11	11	51,24	0,78	19,83	7,84	1,68	0,12	2,21	8,12	3,78	2,10	1,52	1,22	Нет	Нет	Нет	Н. опр	Н. опр.	Нет	100,44
12	54-2	75,70	0,93	4,53	11,58	0,37	0,04	Н. опр	Н. опр	1,20	0,04	1,51	4,01	0,22	Нет	Нет	Нет	Нет	Н. опр	100,13
13	54-6	59,86	0,66	19,47	3,70	1,41	0,12	0,70	1,68	2,82	1,48	2,10	5,37	0,09	0,07	Нет	Нет	Нет	Н. опр	99,53
14	54-12	65,90	0,56	14,56	4,35	0,89	0,12	0,75	3,40	3,50	1,75	1,78	1,86	0,08	Нет	Нет	Нет	Нет	Н. опр	99,50
15	54-15	56,68	0,74	17,08	5,52	3,02	0,23	2,02	4,00	2,86	0,93	2,46	2,61	0,10	0,24	Нет	S <sub>общ.</sub> = 2,17		Н. опр	100,66
16	54-18	63,96	0,79	15,83	4,26	0,98	0,05	0,08	2,85	2,70	1,34	3,38	2,86	0,08	0,34	Нет	Нет	Нет	Н. опр	99,50
17	54-29	61,50	0,78	14,89	3,47	3,34	0,22	0,48	6,22	3,80	1,48	0,63	1,44	0,11	1,20	Нет	Нет	Нет	Н. опр	99,56
18	54-33	48,98	0,76	15,89	2,71	5,67	0,18	3,54	5,90	2,10	0,76	2,92	5,49	0,06	3,80	0,22	S <sub>общ.</sub> = 1,05		Н. опр	100,03
19	54-41	52,92	0,69	15,14	2,53	5,50	0,17	4,02	6,10	1,70	0,30	3,39	2,55	0,06	3,30	1,55	Нет	Нет	Н. опр	99,92
20	54-48	62,98	0,62	13,57	3,64	3,97	0,30	3,36	2,16	1,48	3,68	0,05	3,07	0,06	0,07	0,10	0,56	0,66	Н.оп	100,33
21	54-54	48,60	0,75	17,45	4,69	4,98	0,15	3,62	7,22	1,90	0,25	0,82	6,17	0,05	0,23	2,68	Нет	Нет	Н. опр	99,56
22	54-79	54,98	0,62	16,17	2,22	6,03	0,16	3,49	7,92	2,07	0,27	0,20	3,16	0,10	Нет	1,30	Нет	Нет	1,54	100,23
23	54-81	63,20	0,72	6,88	1,02	1,41	0,07	3,05	14,02	0,27	1,34	0,10	1,60	0,10	5,72	0,14	0,16	0,09	Н. опр	99,89
24	54-56	64,04	0,61	13,91	2,18	3,80	0,16	1,68	4,08	2,60	2,57	0,32	3,02	0,08	0,84	Нет	Нет	0,25	Н. опр	100,14
25	54-87	49,15	0,69	16,59	2,31	5,39	0,15	3,46	8,08	1,80	1,10	0,66	4,83	0,10	2,86	2,74	Нет	Нет	Н. опр	99,91
26	54-59	55,06	0,70	17,06	3,26	6,53	0,23	4,68	7,52	2,45	0,36	0,29	2,11	0,08	0,35	Нет	Нет	Нет	Н. опр	100,68
27	54-65	48,86	0,80	19,17	2,13	8,10	0,28	3,55	7,76	0,24	0,12	0,20	7,12	0,12	0,44	0,65	0,19	0,56	Н. опр	100,29
28	54-93	44,02	1,01	23,44	3,50	9,58	0,40	5,38	2,06	0,38	2,30	0,60	6,80	0,06	0,80	Нет	Нет	Нет	Н. опр	100,33
29	54-66	40,24	0,71	15,26	3,86	5,09	0,23	5,20	14,58	1,85	0,25	0,26	3,70	0,05	7,40	Нет	Нет	1,78	Н. опр	100,46
30	54-68	46,88	0,80	19,90	3,32	7,05	0,23	3,96	10,06	1,18	0,25	0,37	3,45	0,06	2,03	Нет	Нет	0,38	Н. опр	99,92
31	54-70	41,90	0,69	15,35	3,68	5,40	0,34	3,10	11,72	1,74	0,27	0,42	5,02	0,11	3,08	5,35	0,19	1,67	Н. опр	100,03
32	54-73	45,58	0,46	11,16	5,77	1,41	0,03	Н. опр	11,80	0,27	2,22	1,26	2,63	0,09	0,44	14,35	0,35	2,04	Н. опр	99,86
33	54-75	52,82	0,55	14,38	5,29	1,72	0,11	1,77	9,66	0,90	0,84	0,26	4,04	0,10	0,22	4,62	0,22	2,81	Н. опр	100,31
34	53-3	64,80	0,53	14,72	3,73	1,03	0,02	0,64	2,80	0,85	2,55	3,72	3,74	Нет	Нет	0,62	Нет	0,89	Н. опр	100,64

Примечание. Старозаводское поле: 1 – опалит; 2, 3 – опалит с примесью алунита; 4, 5 – алунит-опалитовая порода; 6, 7 – существенно каолинитовая порода с пиритом; 8, 9 – существенно смектитовая порода; 10, 11 – андезит свежий; центральная часть гидротермальной системы Кипящая (аналитики В. В. Дунина-Барковская, Л. А. Карташова, Г. Ф. Князева, Г. В. Летц, Г. П. Новосельская, Институт вулканологии ДВО РАН); 12 – туф псефитовый кислый; 13 – лава андезитовая; 14 – игнимбрит дацитовый; 15 – туф пемзовый; 16 – туфогалечник пестроцветный; 17 – силл андезита; 18 – туфопесчаник; 19 – туфоконгломерат; 20 – туфоконгломерат из зоны вскипания; 21 – дайка андезито-базальта; 22 – лава андезитовая; 23 – туф андезито-дацитовый; 24 – игнимбрит; 25 – андезито-базальтовый туф; 26 – дайка андезита; 27 – туф псефитовый; 28 – туф псефитовый из зоны окварцевания и рудообразования; 29 – туф псефитовый значительно аргиллизированный; 30 – дайка базальта; 31–33 – туф; 34 – туф аргиллизированный.

пенные минералы представлены ангидритом, пиритом; в качестве примеси присутствуют лейкоксен, флюорит, ярозит, барит, эпидот.

Слюда мусковитовой серии (серицит) структурного типа IM определяется на дифрактограммах природных образцов по межплоскостным расстояниям с  $d = 10,21-10,12; 4,97; 3,65; 3,34; 3,08 \text{ \AA}$ . Насыщенные глицерином препараты характеризуются межплоскостным расстоянием с  $d = 9,82 \text{ \AA}$ .

Ангидрит подтверждён рентгеноструктурным анализом ( $d = 3,87; 3,51-3,49; 3,11; 2,87-2,85; 2,79; 2,33; 2,21-2,18; 2,08 \text{ \AA}$ ).

Изучение шлифов показало, что на самой начальной стадии изменения пород (андезитовых и андезитобазальтовых туфов, туфо-кластов) в их цементе появляются мелкие агрегаты буровато-зелёного хлорита-шамозита ( $N_g = 1,635; N_p = 1,630; N_g - N_p = 0,005$ ) и вторичного кварца. С развитием окварцевания и слюдизации серицит замещает плагиоклазы и отдельные участки цементирующей массы. Кварц совместно с серицитом метасоматически замещает породу, а также выделяется в виде прожилков хорошо раскристаллизованного и относительно крупного (0,1–0,15 мм) кварца.

Отмеченная тенденция перерождения пород в дальнейшем приводит к формированию типичных серицитовых кварцитов. Основная масса таких пород нацело замещена тонкокристаллическим агрегатом кварца и серицита. Имеются прожилки этих же минералов. Серицит встречается главным образом в виде агрегатных псевдоморфоз, замещающих первичные минералы, а также в виде рассеянных скоплений. Со слюдой почти всегда ассоциирует тонкодисперсный вторичный кварц. Последний наблюдается в виде агрегатных скоплений, жилок и в смеси с серицитом, замещающим первичные минералы. Помимо видимого кварца, различного макроскопически и в шлифах, в заметном количестве присутствует ещё кварц, скрытый в серицитовом войлоке псевдоморфоз. Замещение кварцем приводит к сохранению реликтовых контуров плагиоклазов и темноцветных минералов, а также появлению сетки мелких, нередко рудоносных (пирит) жилок кварца. По реликтовым структурам угадывается обломочный характер родоначальных пород.

Пирит, содержание которого часто составляет 86–90% тяжёлой фракции 0,25–0,01 мм, образует неравномерную вкраплённость в гидротермалитах. Ангидрит, почти постоянно ассоциирующий со вторичным кварцем, развивается по многочисленным разноориентированным прожилкам мощностью до 2,0 см или выполняет (инкрустирует) каверны и пустоты. Его количество заметно возрастает, по сравнению со вмещающими пропилитами, и в отдельных случаях может достигать 20% площади шлифа. Температура образования ангидрита в серицитовых кварцитах, по данным термобарических исследований (Гончаренко, 1993), варьирует в пределах 320–290°C.

В слюдиисто-кварцевом агрегате встречаются таблитчатые кристаллы ярозита, иногда составляющие до 22–28% тяжёлой фракции 0,25–0,01 мм, мелкие зёрна флюорита ( $N = 1,433$ ), а также таблитчатые и призматические кристаллики барита.

Серицитовые кварциты обнаруживают постепенные или достаточно резкие переходы как к среднетемпературным пропилитам, так и к монокварцитам.

**3.1.1.2.1.2. Монокварцевая зона.** Монокварциты вскрываются буровыми скважинами на самых глубоких отметках (см. рис. 3) предположительно в экзоконтактовой зоне диоритового интрузива. Помимо материалов Т. К. Злобина и В. С. Знаменского (1991), на это указывают находки «контактового» минерала гроссуляра ( $N = 1,737$ ), ассоциирующего со вторичным кварцем, температуры образования которых, по термобарическим данным, составляют 460–380°C (Гончаренко, 1993). Главным минералом гидротермалитов является кварц, но иногда обнаруживается опал-рентгеноаморфное вещество с максимумом галло при  $22^\circ 2\theta$  ( $d/n = 4,04 \text{ \AA}$ ). В монокварцитах иногда встречаются кристаллы флюорита, ангидрита, барита, граната, мусковита.

Петрографические наблюдения свидетельствуют, что при переходе серицитовых кварцитов в интенсивно окварцованные породы и монокварциты зёрна вторичного кварца увеличиваются в размере вследствие собирательной перекристаллизации. То же самое происходит и с серицитом на фоне уменьшения его общего содержания в породе. Одновременно затухает чёткость слюдистых псевдоморфоз. Исследования в шлифах позволяют уверенно предполагать, что связано это с резорбцией мусковита кварцем или опалом. Вместе с тем в отдельных случаях наблюдается обратная картина: более поздние (и, вероятно, более низкотемпературные) кварц-серицитовые прожилки рассекают отдельные участки монокварцитов. В зонах дробления монокварциты значительно выщелачиваются с образованием крупных каверн. Всё это приводит к тому, что в монокварцитах практически не сохраняется структура и текстура материнских пород.

**3.1.1.2.1.2. Сольфатарные вторичные кварциты (серные опалиты)** встречаются в большинстве fumarольных полей, приуроченных к склоновым и привершинным частям вулкана Баранского. Fumarольные поля, не обнаруживая непосредственной связи с интрузивными контактами, локализуются в термовыводящих структурах вулканов (зонах разломов) и в ареалах эффузивных магматических тел. Они приурочены к наиболее прогретым участкам и фиксируют восходящий газо-гидротермальный поток. Такие поля известны в пределах горстов Кипящей речки и Старозаводского поля, где сформировались и продолжают развиваться значительные скопления серных опалитов. Сопряжено это, по мнению С. Н. Рычагова, И. Ф. Делемена и В. И. Пчёлкина, с максимальным для данной системы выносом тепла на дневную поверхность и интенсивным протеканием fumarольных процессов, что, в свою очередь, обусловлено близповерхностным (глубина 500–700 м) залеганием кровли крупного интрузивного тела. Эти обстоятельства привели к образованию серных опалитов с мощной (160–220 м) и хорошо развитой вертикальной метасоматической зональностью в районе Старозаводского термального поля.

В одном из естественных обнажений Старозаводского ручья (рис. 5) одноимённого термального поля и на расположенных неподалёку fumarольных полях автором исследовался разрез серных опалитов. Среди

них различаются следующие зоны: каолинит-опаловая (доминирует), алунит-опаловая и собственно опаловая (моноопаловая).

**3.1.1.1.2.1.1. Каолинит-опаловая зона.** Каолинит-опаловые породы обнажаются у самого уреза воды Старозаводского ручья. Они имеют пятнистую (фиолетовую, охристую до кремовой) окраску в верхних частях зоны и серую – в низах толщи. Прекрасно сохраняется структура и текстура родоначальных андезитовых туфов. Метасоматиты значительно прогреты (с трудом удерживаются на ладонях), непрочны и легко разламываются руками. Породы в основном сложены минералами кремнезёма ( $\alpha$ -кristобалитом (опал-кristобалитом), редко тридимитом) и каолинитом, в меньшем количестве присутствуют сульфиды железа (пирит, марказит) и гидроокислы железа. В верхних частях зоны появляется алунит.

Низкотемпературный  $\alpha$ -кristобалит устанавливается по межплоскостным расстояниям с  $d = 4,04; 3,82; 3,14; 2,85; 2,49; 2,12; 1,933; 1,875; 1,693; 1,616; 1,536 \text{ \AA}$ , а тридимит – по межплоскостным расстояниям с  $d = 4,30-4,28; 3,81; 2,96; 2,38; 2,28; 1,693 \text{ \AA}$ . Кроме того, тридимит определяется в иммерсионных препаратах по показателю преломления  $N = 1,470-1,471$ .

Каолинит идентифицируется на дифрактограммах по рефлексам с  $d = 7,10-7,14 \text{ \AA}$  и  $3,57 \text{ \AA}$ , а также на термограммах по эндо- и экзотермическим остаткам в интервалах  $500-600^\circ\text{C}$  и  $900-1000^\circ\text{C}$  соответственно.

Пирит диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 3,13; 2,70; 2,42; 2,21; 1,914; 1,630 \text{ \AA}$ , а марказит – по наличию рефлексов с  $d = 3,43; 2,69; 2,41; 2,32; 1,913; 1,759; 1,688; 1,594 \text{ \AA}$ .

Алунит устанавливается на дифрактограммах по межплоскостным расстояниям с  $d = 4,94-4,91; 3,52-3,49; 3,25; 2,98-2,96; 2,32; 1,901; 1,743 \text{ \AA}$ , а также в иммерсионных препаратах по показателю преломления  $N = 1,592-1,571$ .

Петрографические наблюдения показали, что в первую очередь изменению подвергается цементирующая масса туфов, которая замещается тонкокristаллическим агрегатом низкотемпературного  $\alpha$ -кristобалита (опал-кristобалита) и каолинита, практически не реагирующим на поляризованный свет.

Плагиоклазы на начальной стадии изменения слабо пелитизируются и по трещинкам спайности испытывают незначительное замещение минералами кремнезёма и каолинитом. Такое же слабо выраженное изменение претерпевают и обломки пород.

На участках полного изменения андезитовые туфы превращены в каолинит-опаловую породу. Все ингредиенты туфов замещены мелко- и криптозернистым агрегатом кристобалит-опала, с которым ассоциирует каолинит. Кроме того, перечисленные вторичные минералы развиваются по многочисленным прожилкам и трещинкам, густой сетью пронизывающим основную массу вулканитов. За счёт железа феррических минералов частично формируются пирит и марказит. Пирит обычно образует неравномерную вкрапленность. Поры и пустоты нередко выполнены криптозернистым кристобалит-опал-каолинитовым агрегатом, слабо реагирующим на поляризованный свет. В породе появляются редкие таблитчатые кристаллы алунита, приуроченные к теневым структурам лейст плагиоклазов и цементирующей массе туфов. Наблюдается постепенный переход к каолинит-опаловым с алунитом гидротермалитам, которые чётко проявлены в разрезе и заслуживают самостоятельного рассмотрения.

Каолинит-опаловые с алунитом породы обладают пятнистой фиолетовой окраской в низах зоны и кремовой – в верхней её части. Метасоматиты менее прочны, чем подстилающие каолинит-опаловые образования. Они сложены минералами кремнезёма ( $\alpha$ -кristобалит, реже тридимит, кварц), в меньшем количестве присутствуют каолинит, алунит, барит, ярозит. Иногда в гидротермалитах встречаются обломки зонально изменённых глыб эффузивных пород (андезитов), заключённые в прогретом глиноподобном материале, в котором в ряде случаев содержание алунита достигает 40%, в основном же в этой подзоне оно не превышает 10%.

Ярозит диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 3,11; 3,06; 2,87 \text{ \AA}$  и оптическим характеристикам ( $N = 1,720-1,730$ ). Барит определяется в иммерсионных препаратах ( $N_g = 1,649; N_p = 1,637; N_g - N_p = 0,012$ ).

Исследование шлифов свидетельствует, что с нарастанием интенсивности перерождения каолинит постепенно уступает место алуниту на фоне слабо меняющегося количества минералов кремнезёма. На участках наиболее глубокого перерождения цементирующая масса туфов, обломки пород и плагиоклазы полностью замещены мелкозернистым кристобалитом (опал-кristобалитом), ассоциирующим с каолинитом и алунитом (ярозитом). Алунит образует рассеянные таблитчатые тонкокristаллические агрегаты, а также начинает вы-

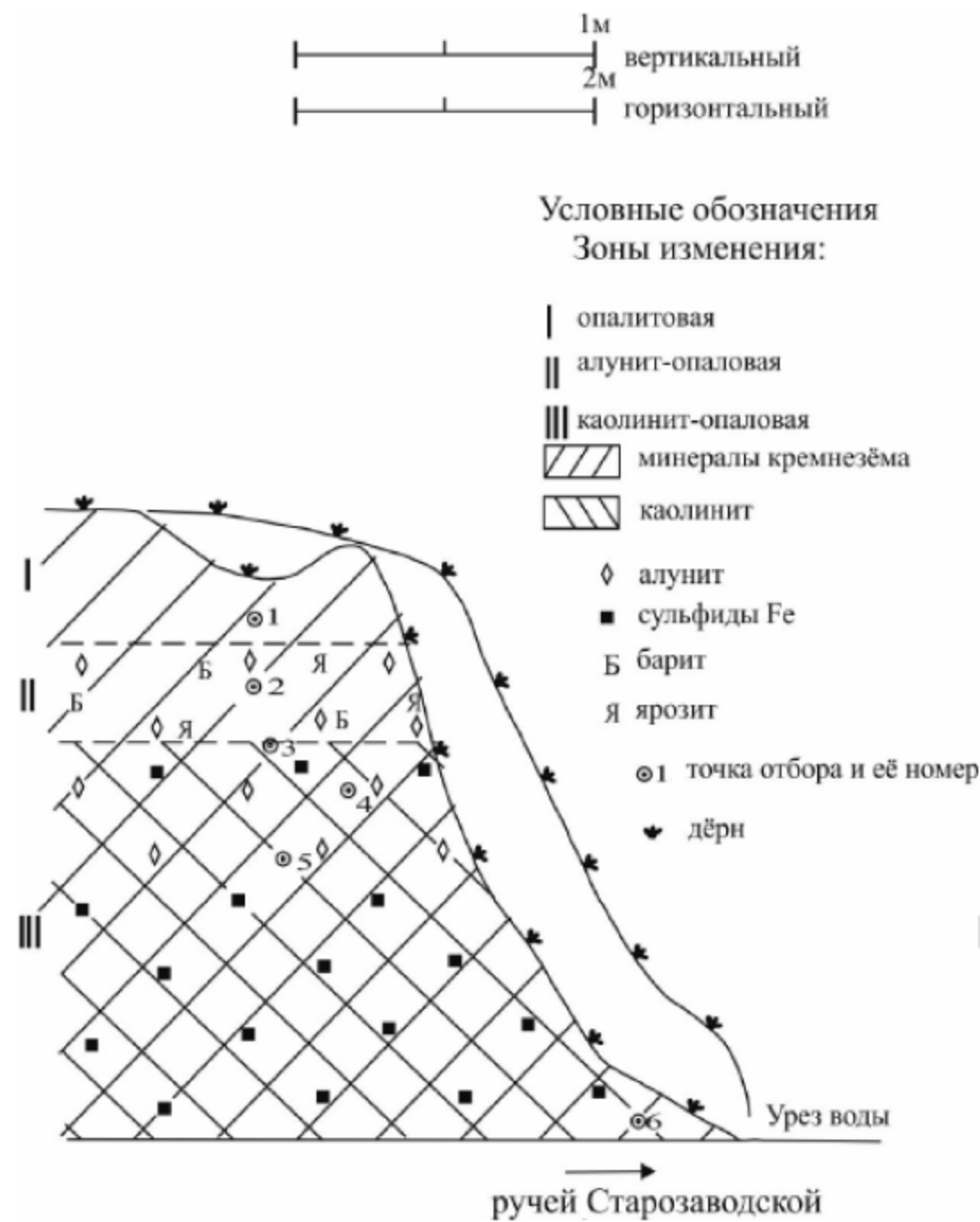


Рис. 5. Зональность серных опалитов Старозаводского термального поля

полнять полости и пустоты. Ярозит в иммерсионных препаратах наблюдается в виде буроватых неправильной кубической (псевдокубической) формы зёрен, слабо реагирующих на поляризованный свет. Барит образует бесцветные изометричные таблитчатые зёрна часто зонального строения, переполненные мелкими включениями.

Появление в каолинит-опаловых породах алуниита отражает смену сульфидного минералообразования сульфатным, что хорошо видно на примере одного из обнажений Старозаводского ручья в районе одноимённого термального поля. Там в нижней части каолинит-опаловых пород у самого уреза воды (см. рис. 5, обр. 6) тяжёлая фракция (ТФ) 0,25–0,01 мм гидротермалитов представлена марказитом. В центральных частях зоны (обр. 5) марказит полностью отсутствует, уступая место пириту, который почти целиком слагает ТФ. В верхней части зоны (обр. 4) количество пирита сокращается до 33,1% ТФ и ему на смену приходит лимонит (57%). На границе каолинит-опаловой и каолинит-опаловой с алуниитом зон (обр. 3) сульфиды железа (пирит) исчезают совсем, а ТФ 0,25–0,01 мм сложена почти исключительно лимонитом. В каолинит-опаловой с алуниитом породах (обр. 2) появляются барит и ярозит, составляющие соответственно 45,3 и 40,8% ТФ. Лимонит в этой зоне составляет всего лишь десятые доли процента ТФ 0,25–0,01 мм.

**3.1.1.1.2.1.2.2. Алуниит-опаловая зона.** На склонах вулкана Баранского в районе Старозаводского поля на fumarольных полях отмечаются выходы алуниит-опаловых пород. Последние представляют собой обелённые (светло-кремовые) непрочные образования, состоящие преимущественно из минералов кремнезёма (( $\alpha$ -кristобалита (опал-кristобалита), кварца, тридимита) в количестве 50–80% и алуниита 20–40%. В качестве примеси присутствуют самородная сера и ярозит. Эти метасоматиты в соответствии с классификацией Н. И. Наконника (1968), Г. М. Власова (1964) и С. И. Набоко (1963, 1980) следует называть алуниитовыми кварцитами. Структурный рисунок пород обусловлен сочетанием двух элементов – алуниитовых миндалинов (пор) и кварц-алуниитовой основной массы. Последняя состоит из мелких прозрачных прочно сросшихся микроагрегатов кварца и равномерно распределённых более крупных зёрен алуниита, имеющих пластинчатый габитус. Алуниит нередко содержит многочисленные включения мелких кристалликов кварца. С другой стороны, на участках, где интенсивно проявлена опализация, происходит резорбция алуниита минералами кремнезёма. Иногда алуниит наблюдается в обломках кварцитов, слагающих породу.

Если алуниит локализован в пустотах, то образует разноориентированные микродрозовые агрегаты размером в сотые доли миллиметра. Кристаллы приобретают зональное строение и, находясь в тесном срастании с кварцем, слагают оторочки пустот. Самородная сера присутствует в виде мелкой рассеянной вкрапленности. Ярозит в форме мелких изометричных зёрен хаотично распределён в породе.

**3.1.1.1.2.1.2.3. Моноопаловая зона.** В районе Старозаводского поля на склонах вулкана Баранского по соседству с алуниит-опаловыми породами встречены локальные выходы моноопалитов (монокварцитов), приуроченные к fumarольным полям. Гидротермалиты представляют собой очень непрочные рыхлые (пылеватые) образования, слабо сохраняющие структурно-текстурный рисунок исходных пород. Они окрашены в мягкие светло-кремовые (иногда почти до белого) тона. Метасоматиты сложены минералами кремнезёма:  $\alpha$ -кristобалитом (опал-кristобалитом), реже тридимитом, кварцем. В качестве незначительной примеси находятся алуниит, ярозит, сера.

Изучение моноопалитов в шлифах свидетельствует о том, что все ингредиенты андезитовых туфов выщелочены и замещены крипто- и мелкосернистым кристобалитом, опал-кristобалитовым агрегатом и кварцем. Нередко минералы кремнезёма образуют колломорфные структуры. Часто возникают пустоты выщелачивания. Поры и каверны инкрустированы или выполнены опал-кristобалитом и кварцем. На отдельных участках встречаются единичные кристаллы алуниита. При внимательном рассмотрении шлифов создаётся впечатление, что часть из них резорбирована минералами кремнезёма, отчего зёрна алуниита теряют строгость очертаний. На этом обстоятельстве необходимо акцентировать особое внимание, поскольку в субвулканических аналогах (грейзеноподобных монокварцитах), как отмечалось, в схожей ситуации наблюдается резорбция кварцем и опалом другого содержащего щёлочи минерала – серицита (мусковита).

**3.1.1.1.2.2. Пропилиты.** Из продуктов гидротермального изменения пропилиты на месторождении пользуются максимальным развитием. При этом среднетемпературные их разновидности наиболее распространены, а низкотемпературные встречаются редко.

**3.1.1.1.2.2.1. Среднетемпературные пропилиты** в той или иной степени вскрыты практически всеми скважинами, пробуренными в районе геотермальной системы Кипящая (см. рис. 3). Главными минералами гидротермалитов являются эпидот, альбит, хлорит, слюда (серицит, мусковит), кварц, пирит. К второстепенным относятся карбонаты, ангидрит, лейкоксен; в виде примеси присутствуют ярозит и барит. Эти метасоматиты в соответствии с классификацией Д. С. Коржинского (1953, 1961) следует называть эпидот-хлорит-мусковитовыми или эпидот-хлорит-серицитовыми пропилитами.

Хлорит относится к триоктаэдрическому магнезиально-железистому типу и диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 14,12; 7,08; 4,72; 3,54 \text{ \AA}$  и др. После прокаливания при  $600^\circ\text{C}$  в течение 1 часа межплоскостное расстояние сокращается до  $14,03\text{--}13,60 \text{ \AA}$ .

Серицит определяется на дифрактограммах по межплоскостным расстояниям с  $d = 10,19\text{--}10,13; 4,96; 3,63; 3,35; 3,09 \text{ \AA}$ . После насыщения минерала глицерином межплоскостное расстояние составляет  $9,82 \text{ \AA}$ .

Петрографические наблюдения свидетельствуют, что проницаемые породы в первую очередь испытывают вторичное изменение. В зоне слабо выраженной пропилитизации цементирующая масса туфов андезито-базальтового, андезитового и более кислого состава частично замещается хлоритом, кварцем и серицитом. В ней также появляются отдельные кристаллы эпидота, пирита и карбоната.

На участках, где процессы пропилитизации проявились более активно, базис туфов может быть значительно хлоритизирован, хлоритизирован и серицитизирован либо окварцован, серицитизирован и хлоритизирован. Плагиоклазы и литоклазы в неодинаковой степени хлоритизируются и слюдизируются. При замещении

плаггиоклазов возникает характерная ассоциация эпидота с альбитом, а также хлоритом и кальцитом. Темноцветные минералы полностью хлоритизируются или замещаются мозаичным кварцем. Обломки базальтов, андезитов и пород другого состава претерпевают такое же перерождение, что и базис. Встречаются многочисленные прожилки, сложенные хлоритом и кварцем, хлоритом, эпидотом и кварцем. Реликты альбитизированных, эпидотизированных и карбонатизированных плаггиоклазов нацело замещаются серицитом. В таких случаях наблюдается несколько генераций слюды, что подтверждается одновременными кварц-серицитовыми прожилками, рассекающими различные ингредиенты пропилитизированных пород.

Наиболее изменённые туфы представляют собой эпидозиты или эпидот-кварцевые с хлоритом и слюдой (серицитом) метасоматиты, в которых практически не сохраняется структура и текстура родоначальных пород. Основная масса туфов, обломочный материал и вкрапленники плаггиоклазов бывают полностью замещены эпидотом и кварцем. Эпидот пространственно приурочен к темноцветным минералам (моноклинным пироксенам), а кроме того, слагает самостоятельные прожилки. Нередко мелкие жеоды целиком выполнены зелёными игольчатыми кристаллами эпидота. Как правило, в кавернах и пустотах он ассоциирует с кварцем.

В пропилитах постоянно присутствует пирит. Он образует вкрапленность, неравномерно распределённую по породе. Содержание пирита часто варьирует от 67–75% до 86–90% тяжёлой фракции 0,25–0,01 мм. Ангидрит ( $d = 3,87; 3,51; 3,11; 2,86; 2,79; 2,33; 2,20 \text{ \AA}$ ) нередко ассоциирует с эпидотом и кварцем. В таких случаях все три минерала метасоматически замещают различные ингредиенты первичных пород, а также слагают многочисленные прожилки. Наблюдения в шлифах показали, что эпидот развивается чуть раньше ангидрита, который совместно с кварцем заполняет в полостях остаточное пространство. Термобарические исследования (см. табл. 1) говорят о том, что ангидрит образуется в этих породах при 315–295°C.

В среднетемпературных пропилитах спорадически встречаются кристаллы ярозита ( $N = 1,720-1,730$ ) и зёрна барита ( $N_g = 1,648; N_p = 1,636; N_g - N_p = 0,012$ ).

Надо особо подчеркнуть, что в пропилитах, по сравнению с грейзеноподобными вторичными кварцитами, возрастает количество сульфидов (пирита) и сокращается содержание сульфатов (ангидрита, ярозита, барита). Это, как уже отмечалось, обусловлено уменьшением концентрации  $\text{SO}_2$  за счёт  $\text{H}_2\text{S}$  в связи с охлаждением растворов по мере удаления от магматического очага. Наличие сульфатов и слюд в среднетемпературных пропилитах, являющихся наиболее распространённым типом пород геотермальной системы Кипящая, свидетельствует о большой роли  $\text{SO}_2$  и соединений хлора в гидротермальном процессе вулкана Баранского.

**3.1.1.2.2.2. Низкотемпературные пропилиты (290–200°C)** представлены двумя фациями – цеолитовой и трансильванской. Метасоматиты развиваются от самой поверхности (тепловая аномалия скв. ЗК в устье Кипящей речки) до глубины 400–500 м. Нередко они телескопируют более высокотемпературные пропилиты, а сами, в свою очередь, бывают в значительной степени переработаны процессами аргиллизации. Поэтому низкотемпературные пропилиты носят фрагментарный характер и на отдельных участках выделяются условно.

Трансильванские пропилиты характеризуются развитием хлорита, гидрослюды, карбоната, кварца и пирита. По основной массе туфов образуется хлорит нескольких генераций: ранний (более железистый) с яркой травяно-зелёной интерференционной окраской и поздний с голубовато(сине)-серой интерференционной окраской. В хлоритовом (хлорит-гидрослюдистом) базисе часто присутствует кальцит в виде прожилков или неравномерно распределённых кристаллов и дисперсных агрегатов. Многие темноцветные минералы зонально замещены хлоритом, в разной степени карбонатизированы, иногда окварцованы, а плаггиоклазы – зонально гидрослюдизированы и карбонатизированы. В цементирующей массе туфов окварцевание развито в форме заполнения пор и пустот.

На участках, где наиболее интенсивно проявлена трансильванская пропилитизация, пироксены и амфиболы полностью карбонатизированы или замещены хлоритом, а плаггиоклазы – кальцитом и гидрослюдой. Базис туфов в таких случаях нацело хлоритизирован, гидрослюдизирован, окварцован и карбонатизирован. К участкам окварцевания приурочен пирит. Везикулы причудливых очертаний превращены в каналы перемещения гидротермальных растворов и выполнены хлоритом, гидрослюдой, дисперсным карбонатом, поздним смектитом. В одном случае встречен прожилковый ангидрит с температурой образования, по термобарическим данным, 220°C.

Слоистые силикаты установлены с помощью рентгеноструктурного анализа.

Цеолитовые пропилиты характеризуются развитием вайракита, ломонтита, реже анальцима, а также хлорита, гидрослюды и пренита, замещающих различные ингредиенты пород.

Вайрацит устанавливается в иммерсионных препаратах ( $N_g = 1,502; N_p = 1,497$ ) и диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 6,84; 5,57; 4,85; 3,41; 3,39; 2,910; 2,678; 2,490; 2,214; 1,725 \text{ \AA}$ . Он образует гранобластово-микроройкилитовый агрегат, обладает низким двупреломлением. Вайрацит замещает плаггиоклазы и развивается по основной массе туфов.

Ломонтиту ( $d = 9,45-9,41; 6,83; 5,06; 4,73; 4,51; 4,16-4,13; 3,51; 3,36; 3,26; 3,19 \text{ \AA}; N = 1,505-1,519$ ) свойственны тончайшие выделения в цементе туфов. Нередко они разрастаются и перекристаллизовываются в столбчатые агрегаты с прекрасно выраженной спайностью. Особенно это характерно для каверн и пустот, в которых ломонтит нарастает на вайрацит.

Анальцим ( $d = 6,88; 5,59-5,54; 4,82; 3,65; 3,41; 2,91 \text{ \AA}$ ) развивается в пустотах, где образует тонкодисперсные агрегаты с хлоритом. Хлорит, ассоциирующий с гидрослюдой, иногда доминирует, и в базисе присутствует гидрослюдисто-хлорит-цеолитовый (цеолит-гидрослюдисто-хлоритовый) микроагрегат, в котором невозможно отличить хлорит предшествующих среднетемпературных пропилитов от того, что сингенетичен ломонтиту и вайракиту. Последние в редких случаях образуют прожилки, которые деформируют более ранние скопления хлорита в основной массе туфов.

В цеолитизированном и хлоритизированном базисе достаточно часто встречаются кристаллы пренита ( $Np = 1,629$ ;  $Ng = 1,657$ ). В некоторых случаях ломонит и вайрацит развиваются совместно с пренитом, иногда он доминирует. Пренит образует короткоаблитчатые агрегаты и розетки. Редко вайрацит и ломонит в прожилках ассоциируют с пренитом. Пренит часто замещает плагиоклазы.

Гидрослюда не только развиваются по основной массе туфов, но замещают плагиоклазы и обломки пород. В низкотемпературных пропилитах встречается собственно гидрослюда, содержащая до 15% набухающих пакетов ( $A : B \approx 85 : 15$ ), и гидрослюда деградированная ( $A : B \approx 75 : 25$ ), что соответствует классификации слюдяных минералов (Омельяненко и др., 1982). Собственно гидрослюда устанавливается рентгеноструктурным анализом в необработанных образцах по межплоскостным расстояниям с  $d = 10,35 \text{ \AA}$ ;  $d_{(060)} = 1,502$ , а также в образцах, насыщенных глицерином и прокаленных при  $600^\circ\text{C}$ , по межплоскостным расстояниям соответственно с  $d = 9,46 \text{ \AA}$  и  $d = 10,03 \text{ \AA}$ . Деградированная гидрослюда диагностируется в образцах, насыщенных глицерином ( $d = 9,78 \text{ \AA}$ ) и прокаленных при  $600^\circ\text{C}$  ( $d = 9,98 \text{ \AA}$ ).

Приведённые материалы позволяют заключить, что слюдяные минералы в последовательно сменяющихся друг друга серицитовых кварцитах, средне- и низкотемпературных пропилитах образуют генетический ряд минералов с нарастающим содержанием разбухающих (сметитовых) межслоёв: мусковит  $\rightarrow$  серицит (мелкочешуйчатый негидратированный мусковит без разбухающих межслоёв)  $\rightarrow$  слабо гидратированный серицит ( $A : B \approx 95 : 5$ )  $\rightarrow$  гидрослюда ( $A : B \approx 85 : 15$ )  $\rightarrow$  деградированная гидрослюда ( $A : B \approx 75 : 25$ ). Этот ряд выделен В. А. Дрицем и Б. Б. Звягиным (Омельяненко и др., 1982), а отражённая в нём тенденция распределения поли типов слюд определяется снижением температурных условий их формирования (Самсонова, Русинова, 1987; Омельяненко и др., 1988). Следовательно, по В. А. Дрицу и Б. Б. Звягину, дальнейшее охлаждение растворов должно привести к возникновению смешанослойных иллит-сметитовых образований с постоянно увеличивающейся концентрацией разбухающих пакетов.

**3.1.1.1.2.3. Гидротермальные аргиллизиты.** Под гидротермальными аргиллизитами следует понимать формацию гидротермально изменённых горных пород, возникающую при низких ( $< 200^\circ\text{C}$ ) температурах в зоне действия вулканов, гиабиссальных и приповерхностных интрузий и характеризующуюся следующими главными минералами: сметитами диоктаэдрическим (монтмориллонит, бейделлит, нонтролит) и триоктаэдрическим (сапонит), каолинитом, смешанослойными иллит-сметитовыми, хлорит-сметитовыми (в том числе корренситами), каолинит-сметитовыми образованиями и цеолитами – высококремнистыми (клиноптилолит, морденит), а также богатыми алюминием (шабазит, томсонит, стильбит и др.).

Из гидротермальных аргиллизитов на месторождении различаются аргиллизированные пропилиты и гидротермальные глины. Среди последних наиболее распространены сметитовые глины и слабо развиты глины каолинитовые.

**3.1.1.1.2.3.1. Аргиллизированные пропилиты.** При удалении вверх по разрезу от интрузивного тела, а также в зонах брекчирования и сопряжённых участках повышенной проницаемости пропилиты аргиллизированы (сметитизируются). Под сметитизацией автор, вслед за М. А. Ратеевым и его коллегами (1972), понимает не только образование минералов группы монтмориллонита, но и увеличение монтмориллонитовых пакетов в смешанослойных структурах хлорит-сметитового и иллит-сметитового типов. Поэтому пропилиты, содержащие такие смешанослойные структуры, мы будем в дальнейшем именовать аргиллизированными. Наряду с указанными слоистыми силикатами в аргиллизированных пропилитах развиваются пирит, адуляр,  $\beta$ -леонгардит, карбонаты, кварц, ангидрит, гипс (редко).

На месторождении одновременно формируются две ветви смешанослойных образований: одна сопряжена с трансформацией хлорита и содержит общий триоктаэдрический слой, а другая – с трансформацией слюды (серицита) и протекает в рамках диоктаэдрического структурного мотива. В геотермальной системе возникают и синтетические (выпавшие из растворов) смешанослойные минералы, однако отличить их от метаморфных аналогов не представляется возможным.

Перерождение хлорита приводит к развитию его деградированных разновидностей, приобретающих до 10% монтмориллонитовых слоёв, а также смешанослойных хлорит-сметитов с концентрацией монтмориллонитовых пакетов  $\leq 35\%$  и  $40\%$ . Первые из смешанослойных образований идентифицируются в образцах, насыщенных глицерином и прокалённых при  $600^\circ\text{C}$  в течение 1 часа, по межплоскостным расстояниям соответственно с  $d = 32,24$ ;  $15,40 \text{ \AA}$  и  $d = 12,70 \text{ \AA}$ . Их аналоги с  $40\%$  сметитовых пакетов имеют следующие межплоскостные расстояния: насыщенные глицерином –  $d = 32,72$ ;  $15,95$ – $15,78$ ;  $8,04$ – $7,94$ ;  $4,67$ ;  $3,54 \text{ \AA}$ ; прокалённые при  $600^\circ\text{C}$  –  $d = 23,01$ ;  $22,66$ ;  $12,18$ – $11,79 \text{ \AA}$ . Минералы образуют последовательный генетический ряд с увеличивающимся количеством сметитовых пакетов: хлорит  $\rightarrow$  смешанослойный минерал с А (хлоритовые пакеты) : В (сметитовые пакеты)  $\approx 90 : 10 \rightarrow A : B \approx 65 : 35 \rightarrow A : B \approx 60 : 40 \rightarrow \dots$

Важно подчеркнуть, что в исследованных зонах Кипящей геотермальной системы в аргиллизированных пропилитах нет корренситов и сапонита (триоктаэдрического сметита), а диоктаэдрический сметит – конечный продукт аргиллизации, – как правило, ассоциирует с хлоритом и лишь в единичных случаях с хлорит-сметитом. Это говорит о сокращённом числе промежуточных фаз устанавливаемого генетического ряда и дискретном (ступенчатом) характере преобразования хлорита в сметит.

В отличие от этого трансформация гидрослюда в монтмориллонит сопровождается непрерывной серией смешанослойных иллит-сметитов с постоянно увеличивающейся концентрацией монтмориллонитовых слоёв. При этом формируется следующий диоктаэдрический генетический ряд: гидрослюда ( $A : B \approx 85 : 15$ )  $\rightarrow$  деградированная гидрослюда ( $A : B \approx 75 : 25$ )  $\rightarrow$  иллит-сметит ( $A : B \approx 65 : 35$ )  $\rightarrow A : B \approx 60 : 40 \rightarrow A : B \approx 30 : 70 \rightarrow A : B \approx 20 : 80 \rightarrow A : B \approx 15 : 85 \rightarrow$  сметит диоктаэдрический чистой линии. Этот ряд соответствует завершающей части генетического ряда слюдяных минералов с нарастающим содержанием разбухающих

межслоёв, выделенного В. А. Дрицем и Б. Б. Звягиным (Омельяненко и др., 1982). Он, как уже отмечалось, отражает смену высокотемпературных гидротермальных преобразований низкотемпературными.

Диоктаэдрическое иллит-сметитовое смешанослойное образование аргиллизированных пропицитов с 30–35% сметитовых пакетов в решётке устанавливается на рентгенограммах по межплоскостным расстояниям с  $d = 32,24; 12,11–11,00$  Å. В насыщенных глицерином образцах межплоскостные расстояния увеличиваются, достигая  $d = 33,98; 31,55; 14,26–13,81; 9,41–9,31$  Å. После прокаливании в течение 1 часа при  $600^\circ\text{C}$  межплоскостные расстояния сокращаются до  $d = 9,89$  Å,  $d_{(060)} = 1,502$  Å.

Иллит-сметитовые неупорядоченные смешанослойные минералы, содержащие в своей решётке 70–80% разбухающих слоёв, диагностируются рентгеноструктурным анализом насыщенных глицерином и прокалённых при  $600^\circ\text{C}$  образцов по межплоскостным расстояниям, равным, соответственно,  $d = 17,67–17,46; 8,99–8,88$  Å и  $d = 9,72–9,68$  Å,  $d_{(060)} = 1,502$  Å.

Диоктаэдрический сметит с 15% слюдяных пакетов в решётке идентифицируется в образцах, насыщенных глицерином, по межплоскостным расстояниям с  $d = 17,82; 9,08$  Å,  $d_{(060)} = 1,502$  Å.

Низкотемпературный ломонтит ( $\beta$ -леонгардит) характеризуется межплоскостными расстояниями с  $d = 9,48; 6,83; 6,20–6,95; 5,04; 4,73; 4,50; 4,15; 3,67; 3,51; 3,40; 3,27$  Å и др. и устанавливается по рентгенометрическому критерию В. И. Гугушвили (1980). Этим критерием является, в частности, интенсивность пика  $3,50$  Å ( $3,51$  Å), которая для ломонтита равна 7 условным единицам, а для  $\beta$ -леонгардита – 4.

В аргиллизированных пропицитах постоянно присутствует адуляр ( $N_g = 1,528; N_p = 1,522; N_g - N_p = 0,006$ ) двух типов – прожилковый и метасоматического замещения. Первый выполняет самостоятельные жеоды и прожилки или совместно с кварцем, ангидритом, карбонатом и хлорит-сметитом залечивает трещины и пустоты в более высокотемпературных гидротермалитах. Метасоматический адуляр, ассоциируя с кварцем, образует крипнокристаллический агрегат, замещающий различные ингредиенты низко- и среднетемпературных пропицитов, а также грейзеноподобных вторичных кварцитов. В частности, наблюдается замещение альбита более поздним адуляром. Чрезвычайно любопытным является то, что, независимо от глубины и характера изменения вмещающих пород, температура образования наложенного адуляра варьирует в узких пределах ( $205–178^\circ\text{C}$ ), составляя для метасоматического минерала  $205–180^\circ\text{C}$ , а для прожилкового –  $190–178^\circ\text{C}$  (Гончаренко, 1993). Если учесть, что аргиллизация, проявляющаяся в замещении хлорита на хлорит-сметиты, а гидрослюды на слюда-сметиты, происходит при температурах ниже  $200^\circ\text{C}$  (Ратеев и др., 1972, 1973; Гугушвили, 1980; Омельяненко и др., 1988), адуляр необходимо рассматривать в качестве минерала – индикатора нарождающегося процесса гидротермальной аргиллизации регрессивного этапа.

В аргиллизированных пропицитах развивается прожилковый ангидрит, температура образования которого  $182–174^\circ\text{C}$ . Ангидрит здесь низкотемпературный, и его содержание невелико по сравнению с высокотемпературным ангидритом из грейзеноподобных вторичных кварцитов и ассоциирующих с ними пропицитов (см. табл. 1).

На отдельных участках ангидрит сменяется гипсом, ассоциирующим с кварцем. Эти минералы образуют в керне белую мучнистую массу и слагают небольшие по мощности (не более 2 м) зоны. До 90,5% тяжёлой фракции  $0,25–0,01$  мм кварцево-гипсовой массы приходится на пирит. Кроме того, в таких зонах присутствуют смешанослойные иллит-сметитовые образования.

Формирование аргиллизитов в зонах брекчирования и сопряжённых участках повышенной проницаемости связано с наложением (телескопированием) сметитизации на пропицитизацию. В результате высокотемпературные минералы (эпидот, альбит и др.) в миндалинах, жеодах, прожилках и порах обнаруживают сонахождение с низкотемпературными (иллит-сметитами,  $\beta$ -леонгардитом, хлорит-сметитами, адуляром, ангидритом и др.). Это говорит о регрессии гидротермального процесса.

Таким образом, смешанослойные силикаты, выстроенные в генетические ряды с нарастающей концентрацией сметитовых пакетов, отражают переход пропицитов в гидротермальные глины (аргиллиты). Появление адуляра в пропицитах свидетельствует о начавшейся в них гидротермальной аргиллизации. Присутствие хлорит-сметитовых и (или) иллит-сметитовых смешанослойных образований является отличительной чертой аргиллизированных пропицитов.

**3.1.1.2.3.2. Гидротермальные глины (аргиллиты).** Гидротермальные глины имеют пёструю, реже монотонную бурую или серую окраску и прекрасно сохраняют структуру и текстуру исходных пород. Они залегают на самой поверхности Земли и достигают иногда мощности в первые десятки метров. Ведущим слоистым силикатом этой зоны является диоктаэдрический сметит, в качестве примеси присутствуют смешанослойные хлорит-сметиты, иллит-сметиты, хлорит, каолинит, а из неглинистых образований – высококремнистые цеолиты (морденит, клиноптилолит), минералы кремнезёма ( $\alpha$ -кристобалит, тридимит, опал, халцедон, редко кварц), пирит, карбонаты, окислы и гидроокислы железа.

Диоктаэдрический сметит устанавливается рентгеноструктурным анализом.

Сметит замещает все ингредиенты андезитовых и андезито-дацитовых (реже встречаемых риодацитовых) туфов. Просмотр шлифов свидетельствует, что в первую очередь сметитизируется связующая масса пород. Крупные вкрапленники плагиоклаза и пироксена сохраняются лучше. Плагиоклазы с широкими полисинтетическими двойниками бывают выщелочены по трещинкам по всему объёму зёрен. Пироксены замещаются идингситом и карбонатом (кальцитом).

В полностью глинизированных разностях исходная порода угадывается по тeneвым структурам. Порфиробласты плагиоклазов и фрагменты пород целиком замещаются монтмориллонитом, а с периферии бывают оконтурены стяжениями гидроокислов и окислов железа. По основной массе развиты прожилки кварца, ассоциирующего с кальцитом. Наряду с прожилковым в туфах развит дисперсный кальцит, неравномерно

распределённый в цементе. В глинистой массе постоянно присутствует в неодинаковых количествах низкотемпературный  $\alpha$ -кristобалит, подтверждённый рентгеноструктурным анализом.

В смектитизированных обломках риодацитовых туфов встречаются высококремнистые цеолиты. Они представлены клиноптилолитом и морденитом, образующими мелкие со слабым двупреломлением кристаллы, собранные в пластинчатые или зернистые агрегаты. Клиноптилолит диагностируется на дифрактограммах по наличию рефлексов с  $d = 8,92; 3,95\text{--}3,90; 2,975; 2,727 \text{ \AA}$ , а также по оптическим свойствам ( $N = 1,503$ ). Морденит устанавливается рентгеноструктурным анализом по межплоскостным расстояниям с  $d = 8,22; 6,45; 5,73; 4,48; 3,87; 3,34; 2,86; 1,798 \text{ \AA}$  и в иммерсионных препаратах ( $N = 1,490$ ). Развитие цеолитов фиксируется в интерстициях агрегатов монтмориллонита, что хорошо видно в скрещенных николях.

В верхних частях зоны гидротермальных глин появляется каолинит. Он приурочен к наиболее пронизываемым участкам породы, образует тонкочешуйчатые агрегаты, подтверждён рентгеноструктурным анализом. Глинистые минералы поровых пустот нередко ассоциируют с опалом (опал-кristобалитовым агрегатом) и халцедоном, иногда тридимитом. Здесь наблюдаются слабо развитые каолиновая и переходная к формации серных опалитов опал-каолиновая метасоматические зоны (см. рис. 4).

**3.1.1.1.3. Специфика минералообразующих процессов гидротермальной системы Кипящая.** Уже отмечалось, что характерной чертой рассматриваемого месторождения является его связь с вулканоплутоническими формациями в понимании Е. К. Устиева, то есть с ассоциациями, в которых кристаллизация интрузивов происходила и происходит на малой глубине синхронно с вулканическим процессом. При этом в островодужных обстановках наблюдается высокая активность галоидов (в первую очередь Cl) и сернистых соединений (преимущественно  $\text{SO}_2$ ) – наиболее «глубинных» ингредиентов магматических эманаций (Ветштейн и др., 1971; Sakai, Matsubaya, 1977). Это определило синхронное развитие в недрах месторождения и на fumarольных полях вторичных кварцитов, а также образование сульфатов и аккумуляцию щелочей.

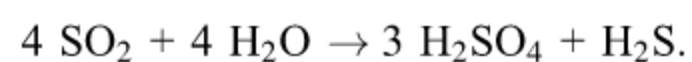
На первое обстоятельство необходимо обратить особое внимание, ибо вокруг термина «вторичный кварцит» и обозначаемых им пород в отечественной геологической литературе долгое время велась бурная дискуссия. Существует несколько точек зрения относительно происхождения этих пород. Д. С. Коржинский (1960) подчёркивал приуроченность вторичных кварцитов к контактам гранитоидных интрузивов, генетическую связь процесса окварцевания с интрузивным магматизмом и относительно большую глубину образования вторичных кварцитов. Н. И. Наковник (1964), напротив, доказывал генетическую связь вторичных кварцитов с вулканизмом, приуроченность их к жерловым фациям и приповерхностные условия формирования. Г. М. Власов и М. М. Василевский (1964), отражая третью точку зрения, выделяли среди вторичных кварцитов два семейства – сернокислотное и галогенно-кислотное. Первое соответствует вулканогенным (сульфатарным), а второе – интрузивным (глубинным) вторичным кварцитам. Разногласия в понимании термина и генезиса этих метасоматитов сохраняются и в настоящее время. Нередко это ведёт к смешению трактовок и непониманию сути околорудных метасоматитов.

Установлено, что давление определяет форму отделения галоидов и их гидролиз, контролируемых в значительной мере кислотность – щёлочность растворов. В недрах гидротермальной системы при параметрах интрузивного процесса от остывающего магматического очага отделяется щёлочнометалльный хлоридный флюид, состоящий из хлоридов щелочей и железа, в резко подчинённом количестве фторидов щелочей. Он даёт начало высокотемпературным хлоридно-натриево-калиевым водам с отношением  $\text{Na/K} = 1$ . За счёт частичного гидролиза щелочей образуются (в небольшом объёме) HCl и HF, вызывающие приконтактовое выщелачивание. На fumarольные поля в это же самое время поступают HCl и HF с формированием ультракислых терм, а также (в весьма ограниченном количестве) хлориды щелочей и железа (White, Waring, 1963; Арсанова, 1974; Рябчиков, 1975; Набоко, 1980; Ткаченко и др., 1992).

Формы, в которых происходит отделение сернистых газов от магматического расплава при интрузивном и вулканическом (эффузивном) процессах, принципиально не отличаются. В зоне аэрации (на сульфатарных полях и термальных площадках) отношение  $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{S}$  контролируется температурой, окислительно-восстановительным потенциалом и биогенной активностью микроорганизмов, а в глубинных зонах гидротермальных систем – преимущественно температурой (Набоко, 1963; Холланд, 1970; Овчинников, 1976).

Наличие «приконтактовых» и сульфатарных монокварцитов, ограничивающих единую вертикальную метасоматическую колонну гидротермальной системы (см. рис. 4), свидетельствует об ультракислотном выщелачивании пород, вызванном присутствием свободных HCl и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  как в глубинных зонах гидротермальной системы, так и на fumarольных полях.

Высокая активность  $\text{SO}_2$  в магматогенных растворах месторождения Кипящее обеспечивает формирование сульфатов – ангидрита, барита, ярозита. Значительная часть серы поступает в гидротермальную систему в окисленном состоянии ( $\text{SO}_2$ ) и в дальнейшем эволюционирует с образованием сульфатного и сульфидного радикалов по схеме (в обобщённой форме):



Это приводит к формированию и отложению сначала (при высокой температуре) сульфатов, а затем, при более низкой, – основной массы сульфидов. Ангидрит образуется в широком интервале температур ( $320\text{--}160^\circ\text{C}$ ) и в зависимости от того, в какой зоне развивается, может создавать парагенетические ассоциации с типоморфными минералами пропилитов или аргиллизированных пропилитов, в том числе с серицитом, гидрослюдами и иллит-смектитовыми смешанослойными минералами (см. рис. 4, табл. 1).

Одной из важнейших особенностей ангидрита является то, что при повышении температуры его растворимость уменьшается. Поэтому осаждение ангидрита из охлаждающихся вод возможно лишь в одном случае – если ион  $\text{SO}_4^{2-}$  непрерывно генерируется в растворе по мере его остывания. По мнению Ю. М. Столярова



(1980), это необходимое условие достигается в случае изначального присутствия  $\text{SO}_2$  в охлаждающихся термах, то есть при участии высокотемпературных магматических эманаций в формировании растворов.

При понижении температуры (удалении от интрузивного тела), с одной стороны, происходит уменьшение концентрации  $\text{SO}_2$  за счёт  $\text{H}_2\text{S}$ , а с другой – возрастает растворимость ангидрита. Эти обстоятельства приводят к смене ангидрита (и сульфатов вообще) сульфидами. На месторождении Кипящее ангидрит снизу вверх по разрезу постепенно исчезает, тогда как сульфиды остаются «сквозными» минералами. В скважине 54 ангидрит в пропилитах постоянно присутствует в интервале 1200,0–675,0 м, спорадически на глубинах 675,0–412,0 м и совсем пропадает выше 412,0 м. В скважине 8К ангидрит эпизодически отмечается с глубины 300,0 м.

Особый интерес вызывают находки ангидрита в зонах брекчирования пропилитов с наиболее высоким температурным градиентом. В скважине 54 на глубине 785,0–925,0 м ниже уровня моря наблюдается, по данным термобарических исследований, перепад температур с 460–360°C до 190°C. Там в высоко-среднетемпературных пропилитах (глуб. 1060,0–1200,0 м) обнаружен жильный ангидрит, образовавшийся при 190°C. В среднетемпературных пропилитах на глубине 778,0 м отмечаются ангидрит-кальцитовые прожилки, в которых ангидрит слагает зальбанды. По термобарическим данным, отложение ангидрита и кальцита происходило соответственно при 220°C и 105°C, что свидетельствует о формировании минералов из последовательно охлаждающихся растворов. Следствием охлаждения терм явилось появление на этих участках смешанослойных иллит-смектитовых и хлорит-смектитовых минералов, а также адуляра, свидетельствующих о проявлении гидротермальной аргиллизации регрессивного этапа. Напомним, что трансформация хлорита в хлорит-смектит начинается при температурах ниже 200°C (Ратеев и др., 1972; Гугушвили, 1980), в интервале 210–120°C возникают иллит-смектиты (Омельяненко и др., 1988), а адуляр образуется при 205–178°C (Гончаренко, 1993).

В схожих условиях формируется ангидрит и сопутствующие минералы в изменённых базальтах на геотермальном поле Рейкьянес (Исландия). В пределах этого поля широко распространены хлорит-смектитовые, в меньшей степени иллит-смектитовые смешанослойные образования и вторичный калиевый полевой шпат. Развитие ангидрита также отмечается на участках с наиболее высоким температурным градиентом. Указанные особенности минералообразования Дж. Томассон, Х. Кристманнсдохтир (Tomasson, Kristmannsdochtir, 1972) и А. Р. Гептнер с соавторами (1987) объясняют вторжением холодных морских вод в гидротермальную систему в связи с тектоническими подвижками.

В геотермальной системе Кипящая охлаждение растворов и телескопирование высокотемпературных продуктов изменения низкотемпературными также может быть вызвано влиянием морской воды. Расстояние от месторождения до побережья Тихого океана не превышает 7 км, что, по мнению В. С. Знаменского (1991), делает реальным такое предположение.

Участие щёлочнометалльного хлоридного флюида или хлоридной ионной жидкости, по И. Д. Рябчикову, в образовании магматических вод приводит к тому, что они практически нацело становятся хлоридно-натриево-калиевыми по солевому составу с необычно высоким отношением  $\text{K}/\text{Na}$ , достигающим 1 (Арсанова, 1974; Набоко, 1980). В этой связи чрезвычайно важно подчеркнуть, что более высокая энергия гидратации натрия по сравнению с калием (Попов, 1967; Eberl, Hower, 1977) обуславливает участие именно калия в формировании слюд (гидрослюд). Установлено, что для всех гидротермальных слюдистых минералов характерно резкое преобладание калия в межслоевых промежутках, а наиболее высокотемпературные слюды формируются при процессах грейзенизации (Омельяненко и др., 1989), в том числе и при образовании грейзеноподобных вторичных кварцитов. Индифферентность натрия в этом процессе приводит к резкому обогащению перегретых вод  $\text{Na}$  относительно  $\text{K}$ . Следовательно, только «сбросив» калиевую нагрузку при слюдизации (высокотемпературном процессе), щёлочнометалльный хлоридный флюид сможет формировать те перегретые растворы, с разбавлением которых образуются близнейтральные хлоридно-натриевые гидротермы, имеющие региональное распространение в областях современного островодужного вулканизма. Сказанное ставит под сомнение идею существования в островных вулканических дугах перегретого хлоридно-натриевого магматического флюида, отделяющегося от силикатного расплава (Арсанова, 1974) и с новых позиций объясняет механизм потери избыточной минерализации при образовании хлоридно-натриевых растворов.

Повышенное содержание хлора в составе магматических эманаций месторождения Кипящее обуславливает высокую активность калия в гидротермальном преобразовании пород при параметрах интрузивного процесса. Именно поэтому слюдизация не ограничивается участками интенсивного окварцевания, а носит широкое распространение и охватывает большие объёмы пропилитизирующихся пород. При снижении температуры в направлении дневной поверхности или удалении от приконтактной зоны происходит закономерная смена слюдистых минералов от мусковита и серицита (кварц-серицитовые (грейзеноподобные) вторичные кварциты, (высоко-) среднетемпературные пропилиты) гидрослюдами (низкотемпературные пропилиты) и иллит-смектитами (аргиллизированные пропилиты) вплоть до формирования смектитов чистой линии (гидротермальные глины). Сложная обстановка минералообразования на месторождении не всегда позволяет однозначно сказать, какие смешанослойные минералы возникают при регрессивном охлаждении (ретроградной аргиллизации), а какие являются отражением существующего термоградиента геотермальной системы.

Если в серицитовых кварцитах щёлочи (преимущественно калий) содержатся только в слюдах, то в алунитовых опалитах  $\text{K}$  и  $\text{Na}$  концентрируются лишь в алуните и ярозите. Термодинамические расчёты и исследования по синтезу алунита и ярозита выявили единый механизм формирования всех разновидностей указанных минералов (Кашкай, 1972). Минералы данного типа, кристаллизующиеся на основе  $\text{Al}$ , составляют подгруппу алунита, а на основе  $\text{Fe}^{+3}$  – подгруппу ярозита. По мнению С. И. Набоко (1963) и В. А. Ерощева-Шака (1992), для алунитов Курило-Камчатской вулканической области в целом характерна обогащённость калием. В. С. Знаменский (1982) отмечает значительные вариации содержания  $\text{Na}$  и  $\text{K}$  в алунитах Курильских островов.

Много общего у слюд и алуниита (ярозита) в условиях локализации и во взаимоотношении с окружающими минералами. Как те, так и другие являются более поздними (наложенными) образованиями по отношению к минералам кремнезёма. В серных опалитах это подтверждается не только петрографическими наблюдениями (алуниит концентрируется в пустотах, кавернах, содержит включения мелкозернистого кварца, образует прожилки и зоны замещения), но и сопоставлением характера интраструктурного распределения изотопов кислорода в алуниитах и гидротермальном кварце (опале) геотермальных месторождений Курильских островов (Устинов и др., 1988).

Формирование метасоматических зон определяется путями циркуляции растворов: на fumarольных полях – часто просачиванием вниз, положим растеканием внутри туфовых толщ или по её поверхности. Именно поэтому процесс алуниитообразования не ограничивается только участками интенсивной опализации, но охватывает гидротермалиты из других, в том числе расположенных гипсометрически ниже зон. По данной причине алуниит накладывается на аргиллизированные и пропилизированные породы, образует вкраплённость и жилообразные выполнения, секущие опал-галлузитовые метасоматиты и неизменённые андезиты, а также метасоматически замещает каолинит (Знаменский, Носик, 1981; Вдовец, 1982; Устинов и др., 1988; Коробов, 1992<sup>1,3</sup>).

Наблюдения в шлифах показывают, что на границе моноопалитов и алуниитовых опалитов, как и при переходе монокварцитов в серицитовые кварциты, с одной стороны, происходит перекристаллизация алуниита и слюда, а с другой – их резорбция кремнезёмом в силу метастабильной обстановки минералообразования.

Аналогичную картину можно видеть и на древних месторождениях вторичных кварцитов. Так, в алуниит-опаловой зоне Беганьского месторождения (Закарпатье) в отдельных случаях наблюдается коррозия алуниита опалом. При переходе в интенсивно опализованные породы масштабы этого явления возрастают и количество алуниита сокращается, в частности за счёт полного замещения опалом. О некогда существовавшем минерале приходится догадываться лишь по теневым структурам. При этом мелкозернистые агрегаты алуниита перекристаллизуются и укрупняются, а затем нацело замещаются опалом (Вдовец, 1982). Н. И. Наковник (1968) на Коунрадском медно-молибдено-андалузитовом месторождении в Казахстане отмечает, что смена серицитовых кварцитов монокварцитами сопровождается утратой чёткости контуров слюдистых псевдоморфоз. Последние, «расплываясь» и одновременно увеличиваясь в размере, нередко превращаются в бесформенные пятнистые скопления из редких серицитовых чешуек.

Для образования алуниита и ярозита растворы должны одновременно иметь повышенные содержания  $\text{SO}_4^{2-}$ -иона, щелочей, Al, Si и Fe. Такая обстановка на fumarольных полях создаётся в местах активной циркуляции кислых сульфатно-хлоридных горячих растворов. Известно, что сходные максимумы растворимости Si, Al и  $\text{Fe}^{+3}$  наблюдаются в ультракислых термальных водах (Набоко, 1959; Серёжников, 1988). Поэтому на участках, где pH растворов, содержащих перечисленные компоненты, несколько повышается, наблюдается образование алуниита и (или) ярозита (Зеленов, 1972).

Вопрос об источнике щелочей для алуниита и ярозита серных опалитов остаётся достаточно дискуссионным. Однако недавние находки хлоридов калия и натрия в высокотемпературных (800–900°C) возгонах вулкана Кудрявого (о. Итуруп), где они составляют до 75% всей массы возгонов (Ткаченко и др., 1992), свидетельствуют, что одной из форм переноса хлора на fumarольных полях являются NaCl и KCl. Кроме того, сильвиниты (природные смеси галита и сильвина) и собственно галит являются одними из наиболее распространённых минералов возгонов эруптивного и постэруптивного периодов на лавовых полях Большого трещинного Толбачинского извержения (Вергасова и др., 1984). Сомнительность мобилизации щелочей из вмещающих ультракислотно выщелоченных пород доказывается более поздним наложенным характером алуниита по отношению к минералам кремнезёма (Устинов и др., 1988; Знаменский и др., 1994). Возможность поступления Na и K из силикатного расплава подтверждается крупными скоплениями алуниита, ассоциирующего с кварцем, опалом, тридимитом, в ареалах интрузивных и эффузивных магматических тел на серных месторождениях Курильских островов (Знаменский, Носик, 1981; Знаменский, 1982). Неодинаковые формы отделения хлора от расплавов (см. рис. 1) объясняют разномасштабность развития в недрах и на fumarольных полях минералов – концентраторов калия и минералов кремнезёма. В субвулканических условиях наибольшее распространение получают мусковит, серицит и гидрослюда в составе вторичных кварцитов, а на fumarольных (сульфатарных) полях – кварц, опал, кристобалит.

Из концепции И. Д. Рябчикова (1975), А. А. Маракушева (1987) и Э. Рёддера (1987) следует, что слюдистые минералы являются более поздними (наложенными) или близко-одновременными по отношению к вторичному кварцу. Для образования мусковита (серицита) растворы должны одновременно иметь повышенные концентрации глинозёма, кремнезёма и щелочей. Такая обстановка в недрах геотермальных систем создаётся сульфатно-хлоридными высокоминерализованными и высокотемпературными растворами (Иванов, Кононов, 1977; Серёжников, 1988). Процесс протекает на фоне интенсивного кислотного выщелачивания, вызывающего значительное окварцевание пород вплоть до формирования монокварцитов. Фиксация калия и формирование слюдистых минералов начинаются на некотором удалении от приконтактной зоны (в более холодной части гидротермальной системы), где сосредоточены монокварциты. В существующих там метастабильных условиях наблюдается резорбция, а иногда и полное замещение слюд кварцем. При дальнейшем продвижении от интрузивного контакта обстановка стабилизируется и возникают кварц-мусковитовые (кварц-серицитовые) породы.

Присутствие соединений хлора в магматических эманациях вулкана Баранского определённым образом сказывается на развитии регрессивной аргиллизации. Связанное с этим обстоятельством высокое содержание калия в перегретых растворах обеспечивает своеобразный буферный эффект, благодаря которому стремительно наступающая аргиллизация сопровождается возникновением в соответствующих температурных интервалах непрерывной серии иллит-сметтитов с постоянно увеличивающимся содержанием монтмориллонитовых слоёв.

Появление диоктаэдрических смектитов во вмещающих пропилитах говорит прежде всего о низких температурах минералообразования, при которых иллит-смектиты существовать уже не могут.

Исходя из геологической обстановки можно уверенно говорить, что диоктаэдрический смектит в недрах гидротермальной системы вулкана Баранского является минералом-эфемером, за исключением, вероятно, крайних периферийных зон. Он будет быстро трансформироваться в гидрослюду (через промежуточные иллит-смектиты), серицит или мусковит, как только этап охлаждения в силу каких бы то ни было причин закончится, и параметры минералообразования опять станут соответствовать низко-, средне- или высокотемпературной пропилитизации. Диоктаэдрические смектиты, в отличие от сапонитов, легко слюдизируются (Дриц, Коссовская, 1990). Этому в условиях месторождения Кипящее в огромной степени способствует щёлочнометалльный галоидный флюид. Следовательно, смектитизация слюд и слюдизация смектитов здесь носят легкообратимый характер и могли (могут в будущем) многократно повторяться.

Как уже отмечалось, характерной особенностью гидротермальной системы вулкана Баранского является отсутствие среди аргиллизитов корренситов, а также сапонита – конечного члена триоктаэдрического генетического ряда хлорит – смектит. Вместо него развивается смектит диоктаэдрический. В соответствии с теоретическими представлениями В. А. Дрица, А. Г. Коссовской (1990) и В. Л. Русинова, сокращённость этого генетического ряда говорит о быстротечности и интенсивности процесса аргиллизации и является следствием кинетики реакций замещения хлорита смектитом. В итоге в аргиллизитах месторождения возникает ассоциация хлорита с диоктаэдрическим смектитом или иллит-смектитами.

Широкомасштабная регрессивная аргиллизация в островных системах – явление частое. Она может создавать ошибочное представление (Sudo, 1954; Mukaijama, 1959; Борисова, 1971; и др.) об отсутствии пропилитизации в гидротермально изменённых породах типа вторичных кварцитов (серных опалитов) и развитии вместо неё зон смектитизации, в том числе сапонитизации. Однако это характерно для угасших гидротермальных систем, которые заканчивали своё существование в процессе медленного остывания (Коробов, 1991<sub>2</sub>).

Таким образом, для гидротермальных систем, непосредственно связанных с островодужными вулcano-плутоническими комплексами и находящихся на регрессивном этапе развития, характерна высокотемпературная галоидно-сернисто-углекислая стадия гидротермального процесса. При этом под действием одних и тех же летучих компонентов (галоидов и сернистых газов) в субвулканических условиях и на fumarольных полях одновременно образуются монокварцевая и моноопаловая зоны, с которыми ассоциируют два типа гидротермалитов – соответственно мусковит (серицит)-кварцевый и алуни-опаловый (ярозит-опаловый), – связанных своим происхождением с фиксацией щелочей. Следовательно, эти фации, как и наиболее распространённые на подобных месторождениях эпидот-хлорит-мусковитовые (недра) и каолинит-опаловые (фумарольные поля) породы, объединённые попарно, необходимо рассматривать как взаимозависимые, или корреляционные (см. рис. 4).

Регрессивные тенденции в развитии гидротермальной системы, вызванные охлаждением циркулирующих в её недрах вод, проявляются в процессах смектитизации – появлении смешанослойных иллит-смектитовых, в меньшей степени хлорит-смектитовых минералов и диоктаэдрического смектита чистой линии.

Особенности гидротермального минералообразования, протекающего в обстановке дальнейшего снижения температуры и закономерно меняющегося состава летучих компонентов, можно проанализировать на примере Паужетского месторождения горячих вод.

### 3.1.2. ЗОНЫ РАЗГРУЗКИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Характерной особенностью зон является пространственная разобщённость выхода термальных растворов на поверхность от области их нагрева. Типичным примером таковых является Паужетское месторождение горячих вод (Южная Камчатка).

#### 3.1.2.1. Паужетская гидротермальная система

**3.1.2.1.1. Краткая геолого-тектоническая характеристика района.** Паужетская гидротермальная система локализована в одноимённой кольцевой вулcano-тектонической структуре (депрессии), которая расположена на юге Камчатского полуострова, является крупнейшим долгоживущим центром эндогенной активности, продолжающим своё развитие в настоящее время. Депрессия, развитая на площади 600 км<sup>2</sup>, представляет собой изометричную котловину, заполненную вулканогенно-осадочными отложениями неоген-четвертичного возраста мощностью до 600 м.

Паужетская площадь входит в состав большой зоны термальных проявлений, тянущейся вдоль осевой зоны Камбального хребта и продолжающейся на его северо-западном склоне. Вся эта зона представляет собой единую гидротермальную систему, в которой гидротермы проявляются либо в виде струй пара, либо в виде пароводяных источников. Паужетское месторождение локализовано на северо-западной окраине термальной зоны Камбального хребта и удалено от него (места генерации глубинных растворов) более чем на 10 км (Белоусов, 1978).

В геологическом строении месторождения участвуют (рис. 6) отложения анавайской ( $P_3 - N_1^{1-2}an$ ) и алнейской ( $N_1^3 - N_2^1al$ ) серий, голыгинского горизонта ( $N_2gol$ ), паужетской свиты ( $N_2^3 - Qrau$ ), разделённой на три подсвиты ( $rau_1, rau_2, rau_3$ ), а также андезит-дациты и базальты средне-верхнечетвертичного возраста ( $Q_{II-III}$ ) и современные рыхлые четвертичные образования ( $Q_{IV}$ ). Петрографическая характеристика пород Паужетского месторождения достаточно подробно рассматривается в работах В. В. Аверьева, В. И. Белоусова (1965, 1978), Н. Е. Литасова и его коллег (1974). Поэтому мы не станем касаться этого вопроса.

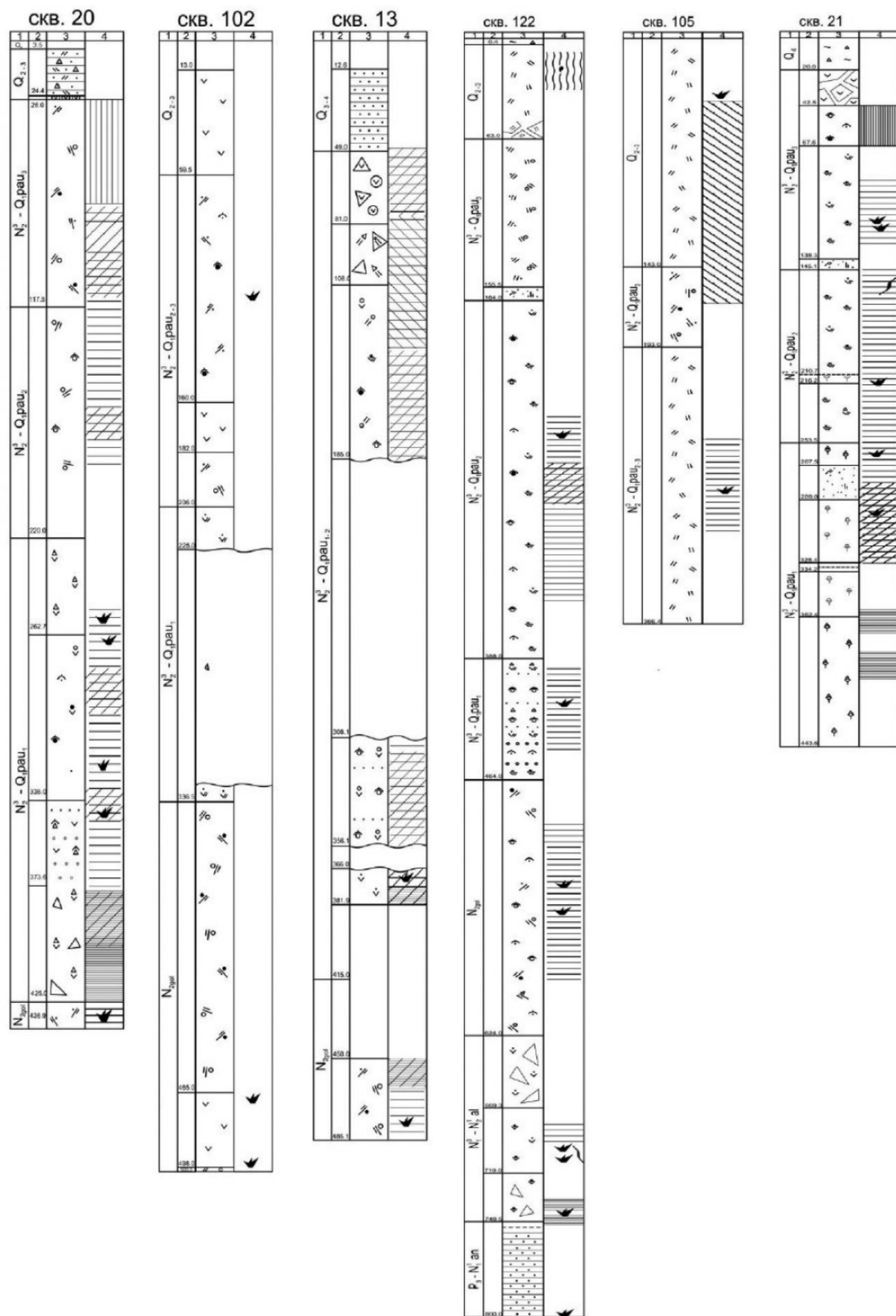


Рис. 6. Геологические разрезы скважин Паужетского месторождения горячих вод

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Исходные породы		Породы постмагматического изменения	
	РИОЛИТ		ТУФ БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА АГЛОМЕРАТОВЫЙ
	ДАЦИТ		ТУФЫ И ТУФОБРЕКЧИИ АНДЕЗИТО - БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА
	РИОЛИТО - ДАЦИТ		ТУФОБРЕКЧИИ И ТУФОКОНГЛОМЕРАТЫ АНДЕЗИТО - БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА
	АНДЕЗИТ		ТУФОБРЕКЧИИ И ТУФОКОНГЛОМЕРАТЫ АНДЕЗИТО - БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА
	АНДЕЗИТО - ДАЦИТ		ТУФЫ И ТУФИТЫ АНДЕЗИТОВОГО СОСТАВА ПСАММИТОВЫЕ
	АНДЕЗИТО - БАЗАЛЬТ		ТУФИТЫ МЕЛКООБЛОМОЧНЫЕ (ПСАММИТОВЫЕ)
	БАЗАЛЬТ, ДОЛЕРИТ		ТУФИТЫ ПСЕФИТОВЫЕ
	ПЕПЛОВЫЙ И ПЕМЗОВЫЙ ТУФ ДАЦИТОВОГО СОСТАВА		ТУФИТЫ РАЗНООБЛОМОЧНЫЕ
	ТУФ РИОЛИТОВОГО СОСТАВА МЕЛКООБЛОМОЧНЫЙ		ВУЛКАНОМИКТОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ ДАЦИТОВОГО СОСТАВА
	ТУФ ДАЦИТОВОГО СОСТАВА ПСЕФИТОВЫЙ		ВУЛКАНОМИКТОВЫЕ ГРАВЕЛИТЫ
	ТУФ РИОДАЦИТОВОГО СОСТАВА ПСАММИТОВЫЙ		ВУЛКАНОМИКТОВЫЕ МЕЛКОГАЛЕЧНЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ
	ТУФ АНДЕЗИТО - ДАЦИТОВОГО СОСТАВА ПСЕФИТОВЫЙ И ПСАММИТОВЫЙ		ВАЛУННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СМЕШАННОГО СОСТАВА
	ТУФ АНДЕЗИТОВОГО СОСТАВА АГЛОМЕРАТОВЫЙ		ДЕЗИНТЕГРИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ
	ТУФ АНДЕЗИТО - БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА АГЛОМЕРАТОВЫЙ		
			ЦЕОЛИТОВЫЕ ПРОПИЛИТЫ: А) ИНТЕНСИВНО ЦЕОЛИТИЗИРОВАННЫЕ; Б) СЛАБО ЦЕОЛИТИЗИРОВАННЫЕ
			ТРАНСИЛЬВАНСКИЕ ПРОПИЛИТЫ
			АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПРОПИЛИТЫ
			ФЕЛЬДШПАТИЗИРОВАННЫЕ ПРОПИЛИТЫ
			ОКВАРЦОВАННЫЕ ПРОПИЛИТЫ
			ВЫСОКОКРЕМНИСТЫЕ ЦЕОЛИТЫ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ АРГИЛЛИТЫ
			ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ АРГИЛЛИТЫ
			ЭПИДОТ
			ГРАНАТ
			ЯРОЗИТ
			β-ЛЕОНГАРДИТ
			ЦИФРАМИ 1–4 (ПО ГОРИЗОНТАЛИ) НА КОЛОНКАХ СКВАЖИН ПОКАЗАНО: 1 – возраст, 2 – интервал глубин, 3 – литологическая колонка, 4 – вторичные изменения

Рис. 6. (окончание)

В геолого-структурном отношении Паужетское месторождение находится у северо-западного подножия антиклинальной структуры Камбального хребта. Северо-западное крыло её сложено туфами преимущественно дацитового состава общей мощностью до 450 м, перекрытыми в отдельных местах кислыми лавами экструзивных куполов. Характерной особенностью северо-западного крыла является двухчленное строение туфовой толщи (паужетская свита). В нижней её части залегают псефитовые туфы, вверху – плотные алевролиты. Алевролитовый чехол мощностью до 100 м, тянущийся от осевой зоны хребта до долины р. Паужетка, играет, по мнению В. И. Белоусова, очень важную роль, предохраняя термальные воды, циркулирующие в псефитовых туфах, от разбавления холодными поверхностными водами. Ниже толщи псефитовых туфов разрез сложен андезитовыми туфобрекчиями, спёкшимися туфами и игнимбритами, которые подстилаются олигоцен-миоценовыми вулканомиктовыми песчаниками.

Породы паужетской свиты распространены и на высоких гипсометрических уровнях в районе Северо-Камбальных и Центрально-Камбальных паровых струй. Грунтовые воды на водоразделах и склонах Камбального хребта образуют единый водоносный горизонт. Нисходящая инфильтрация этих вод в более глубокие горизонты туфогенных пород, перекрытых алевропелитовыми туфами паужетской свиты, приводит к формированию напорных растворов. Разогретые в настоящее время до температур 137–200°C напорные воды представляют собой гидротермальный раствор, вступающий во взаимодействие со вмещающими породами.

**3.1.2.1.2. Продукты гидротермального изменения пород.** Пространственная разобщённость областей генерации и разгрузки термальных вод свидетельствует об ослабленном влиянии глубинных факторов (магматического очага и отделяющихся высокотемпературных эманаций) на протекающие в зонах разгрузки гидротермально-метасоматические процессы. Сказанное подтверждается специальными исследованиями (Серёжников, 1989; Сугробов и др., 1985; Кирюхин, Сугробов, 1987), показавшими тесную генетическую связь между изотопным составом горячих и метеорных вод Паужетки и иных аналогичных месторождений с наведённым термальным полем. Существенную роль в их тепловом балансе играют региональные термоградиенты.

Перечисленные обстоятельства обуславливают ограниченный набор летучих компонентов, участвовавших в гидротермальной деятельности ( $H_2S$ ,  $(SO_2)$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$ ), и более низкие температуры минералообразования. На пра-Паужетке (Паужетском месторождении конца плейстоцена – начала голоцена (Кирюхин, Сугробов, 1987)) в глубинных зонах системы они редко превышали 300°C, а на термальных площадках достигали 150°C (Коробов и др., 1993). В настоящее время температуры на месторождении, соответственно, равны < 200°C и < 100°C. Это определяет специфику вертикальной зональности и минералого-геохимические особенности метасоматитов в каждом конкретном случае.

Так, на пра-Паужетке в глубинных зонах системы (рис. 7) эмбрионально развивались среднетемпературные пропилиты (от 330 до 300–280°C), а доминировали низкотемпературные (290–200°C) цеолитовые и, в меньшей степени, трансильванские пропилиты. На термальных площадках одновременно с пропилитами формировались каолинит-опаловые (спорадически встречаемые) и опал-каолинитовые (часто наблюдаемые) породы (150–100°C) формации серных опалитов. Промежуточное положение в разрезе между пропилитами и серными опалитами занимает формация гидротермальных аргиллизитов. Она представлена (снизу вверх по разрезу): аргиллизированными пропилитами (200–150°C) → высококремнистыми цеолитами (170–110°C) → гидротермальными глинами (150–80°C), сложенными смектитами, сменяющимися на самой поверхности каолинитом.

Отсутствие типичных вторичных кварцитов («приконтактовых» и сольфатарных) свидетельствует о том, что галоиды не участвовали в гидротермальной деятельности, а роль SO<sub>2</sub> была ограничена.

Формация	Фашии	Минеральные ассоциации					
Серные опалиты	каолинит-опаловая (кварцевая) (развита эмбрионально)	опал кварц	каолинит { ± алунит ± ярозит + гидроокислы железа ± сульфиды железа				
	опал (кварц)-каолинитовая	каолинит опал кварц	{ ± гидроокислы железа ± сульфиды железа				
Гидротермальные аргиллизиты	гидротермальных глин (аргиллитов)	каолинитовая	каолинит { + кварц (кристобалит) + сульфиды железа + гидроокислы железа				
		сметитовая	сметит диоктаэдрический { + сульфиды железа + кварц (кристобалит)				
	цеолитовая	клиноптилолит (гейландит) морденит	{ + смектиты ± иллит-сметиты ± хлорит-сметиты ± кварц (кристобалит)				
	аргиллизированных пропилитов	сметит триоктаэдрический ↓ хлорит-сметиты ↓ хлорит триоктаэдрический	{ [эпидот + «аномальный» альбит + пирит + лейкоксен] + адуляр + β-леонгардит + кварц	сметит триоктаэдрический ↓ хлорит-сметиты ↓ хлорит триоктаэдрический	{ [ломонит + вайрацит + анальцим ВТ + гренит] + адуляр + β-леонгардит + кварц	сметит триоктаэдрический ↓ хлорит-сметиты ↓ хлорит триоктаэдрический	сметит диоктаэдрический ↓ иллит-сметиты ↓ иллит диоктаэдрический
Пропилиты	низкотемпературные	хлорит триоктаэдрический	{ ломонит + вайрацит + анальцим ВТ + гренит	хлорит триоктаэдрический + иллит диоктаэдрический	{ карбонат + кварц + пирит + сфен		
	среднетемпературные (развиты эмбрионально)	хлорит триоктаэдрический ↓ хлорит-альбитовые пропилиты	{ эпидот + «аномальный» альбит + пирит + лейкоксен	—	—		

Рис. 7. Вертикальная метасоматическая зональность пра-Паужетской гидротермальной системы. Примечание. В квадратные скобки заключены реликтовые минералы; анальцим-ВТ – анальцим высокотемпературный (260°C)

Современное минералообразование на месторождении отражает регрессивную направленность процесса, которая, по Д. С. Коржинскому (1953), особенно характерна для гидротермальной деятельности и проявляется в наложении низкотемпературных минеральных ассоциаций на более высокотемпературные. В настоящее время на Паужетском месторождении прекратилось формирование пропилитов на глубине и вторичных кварцитов на поверхности (рис. 8). В недрах системы широкое развитие приобретают аргиллизированные пропилиты (200–150°C), синхронно с которыми на термальных площадках формируются каолинитовые и каолинит-сметитовые гидротермальные глины. Промежуточное положение в разрезе занимает зона высококремнистых цеолитов (клиноптилолит, гейландит, морденит) и диоктаэдрического смектита (150–80°C).

Формация	Фашии	Минеральные ассоциации							
Гидротермальные аргиллизиты	гидротермальных глин (аргиллитов)	каолинит A:B ± 20:80 A:B ± 70:30 ↓ сметтит диоктаэдрический	+ кварц (кристобалит) + сульфиды железа + гидрокислы железа						
		сметтит диоктаэдрический	+ сульфиды железа + кварц (кристобалит)						
	цеолитовая	клиноптилолит (гейландит) морденит	+ смектиты ± иллит-сметтиты ± хлорит-сметтиты ± кварц (кристобалит)						
	аргиллизированных пропилитов	<table border="0"> <tr> <td>сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический</td> <td>{ эпидот + «аномальный» альбит + пирит + лейкоксен + адуляр + β-леонгардит + кварц + пирит</td> <td>сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический</td> <td>{ ломонтит + вайрацит + анальци + пренит + адуляр + β-леонгардит + кварц + карбонат</td> </tr> </table>	сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический	{ эпидот + «аномальный» альбит + пирит + лейкоксен + адуляр + β-леонгардит + кварц + пирит	сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический	{ ломонтит + вайрацит + анальци + пренит + адуляр + β-леонгардит + кварц + карбонат	<table border="0"> <tr> <td>сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический</td> <td>сметтит диоктаэдрический A:B ± 60:40 A:B ± 70:30 ↓ иллит диоктаэдрический</td> <td>{ карбонат + кварц + пирит + сфен + адуляр + β-леонгардит + кварц + пирит + карбонат</td> </tr> </table>	сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический	сметтит диоктаэдрический A:B ± 60:40 A:B ± 70:30 ↓ иллит диоктаэдрический
сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический	{ эпидот + «аномальный» альбит + пирит + лейкоксен + адуляр + β-леонгардит + кварц + пирит	сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический	{ ломонтит + вайрацит + анальци + пренит + адуляр + β-леонгардит + кварц + карбонат						
сметтит триоктаэдрический A:B ± 50:50 A:B ± 60:40 A:B ± 80:20 ↓ хлорит триоктаэдрический	сметтит диоктаэдрический A:B ± 60:40 A:B ± 70:30 ↓ иллит диоктаэдрический	{ карбонат + кварц + пирит + сфен + адуляр + β-леонгардит + кварц + пирит + карбонат							
хлорит-альбитовые пропилиты	цеолитовые пропилиты	трансильванские пропилиты							

Рис. 8. Вертикальная метасоматическая зональность Паужетской гидротермальной системы (современная обстановка). Примечание. В квадратные скобки заключены реликтовые минералы

Подробнее рассмотрим палеогидротермальную (пра-Паужетка) и современную обстановку минералообразования Паужетской гидротермальной системы.

#### 3.1.2.1.2.1. Пра-Паужетка. Обстановка минералообразования

**3.1.2.1.2.1.1. Пропилиты.** В позднем плейстоцене – раннем голоцене пропилиты на месторождении пользовались широчайшим развитием. Однако разные их типы имели различное распространение.

**3.1.2.1.2.1.1.1. Среднетемпературные пропилиты.** Среднетемпературная пропилитизация имеет весьма ограниченное развитие на Паужетском месторождении и приурочена к наиболее проницаемым участкам среднепаужетской подсвиты. Очень редко она наблюдается в плотных туфах и туфобрекчиях нижнепаужетской подсвиты, алнейской серии и голыгинского горизонта.

Главными минералами среднетемпературных пропилитов являются эпидот, хлорит, пирит, реже встречаются кварц, карбонаты, лейкоксен и альбит. Изменения затрагивают прежде всего цементирующую массу туфов, кроме того, вторичные новообразования локализуются во всевозможных порах, кавернах и трещинах. Фрагменты пород и обломки минералов в туфах в меньшей степени подвержены перерождению.

Термобарические исследования показали (табл. 3), что хлорит-альбитовые пропилиты формируются при более высоких температурах (330–280°C), чем цеолитовые и трансильванские пропилиты (280–200°C). Общеизвестно, что постмагматические, в том числе гидротермальные процессы носят резко выраженную регрессивную направленность и характеризуются наложением низкотемпературных процессов и минеральных ассоциаций на более высокотемпературные (Коржинский, 1953). Именно поэтому цеолитовая и трансильванская пропилитизация постоянно накладывалась в пределах Паужетского месторождения на породы, испытавшие предварительную хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию и содержащие эпидот, гранат, а также пирит, альбит и лейкоксен. В результате ломонтит, пренит и редко встречающийся вайрацит образуют пространственное сонахождение (парастерезис, по Лебедеву, Гороховой, (1968)) с эпидотом, гранатом, альбитом, а также более ранними хлоритом, кварцем, пиритом и др.

Для эпидота характерны мелкие разрозненные зёрна с плеохроизмом от почти бесцветных до зеленовато-жёлтых тонов, которые локализованы в хлоритизированном цементе туфов, но иногда они приурочены к участкам раннего окварцевания базиса. В редких случаях эпидот формирует целые агрегации кристаллов, вокруг которых образуются друзы более позднего ломонтита. Значительно реже гидротермальный эпидот развивается по плагиоклазам. Иногда в шлифах можно отчётливо видеть, как эпидот, находящийся в виде включений в пластинчатом ломонтите, замещается им. В туфах встречаются отдельные микрожеоды, инкрустированные кварцем и эпидотом и выполненные ломонтитом, реже вайрацитом. Нередко гидротермальный эпидот слагает гнёзда, в которых ассоциирует с кварцем и кальцитом. Последние заполняют пространство между идиоморфными кристаллами эпидота. К участкам окварцевания приурочен пирит.

Альбит замещает краевые зоны плагиоклазов. Минерал диагностируется в иммерсионных препаратах ( $N_g = 1,537$ ;  $N_p = 1,527$ ;  $N_g - N_p = 0,010$ ) и с трудом устанавливается в шлифах. Любопытно отметить, что альбитизированные плагиоклазы лишены эпидота, а эпидот развивается по плагиоклазам, часто не затронутым

Усредненные температуры образования минералов из измененных пород Паужетского месторождения горячих вод и района р. Выченкия (по материалам О. П. Гончаренко (Коробов и др., 1993))

Формации	Фации		Минералы и минеральные ассоциации	Минерал-индикатор	Интервал температур °С
Аргиллизиты	Высококремнистые цеолиты и гидротермальные глины		Клиноптилолит-кальцит Морденит-кальцит Кальцит	Кальцит Кальцит Кальцит	110–80 135–90 170–50
	Аргиллизированные пропилиты		β-леонгардит-кальцит Кварц-адуляр	Кальцит Кварц адуляр	180–170 195–175
Пропилиты	Низкотемпературные	Цеолитовая	Кварц-вайрацит Кварц-ломонтит	Кварц Кварц	230–190 275–190
		Трансильванская	Хлорит (хлорит-сменктит)-кальцит Хлорит (хлорит-сметит)-кварц	Кальцит Кварц	230–170 245–170
	Среднетемпературные	Хлорит-альбитовая	Кварц-хлорит-кальцит Кварц-эпидот	Кварц кальцит Кварц	330–200 310–280
			Кварц-альбит-кальцит Кальцит-эпидот Актинолит-кварц	Кварц Кальцит Кварц	310–290 320–290 330–220

альбитизацией. Сказанное является характерной особенностью ограниченно развитых здесь среднетемпературных пропилитов. Дабы понять отсутствие парагенезиса эпидота и альбита, напомним, что температура образования эпидота как минерала – индикатора среднетемпературных пропилитов равна 320–280°С (см. табл. 3, рис. 9). Это соответствует данным статистического анализа экспериментальных работ (Кеппежинская, Хлестов, 1971), показавшим, что гидротермальный синтез минералов группы эпидота осуществляется при температурах ≥300°С, то есть выше нижней границы хлорит-альбитовой (среднетемпературной) пропилитизации.

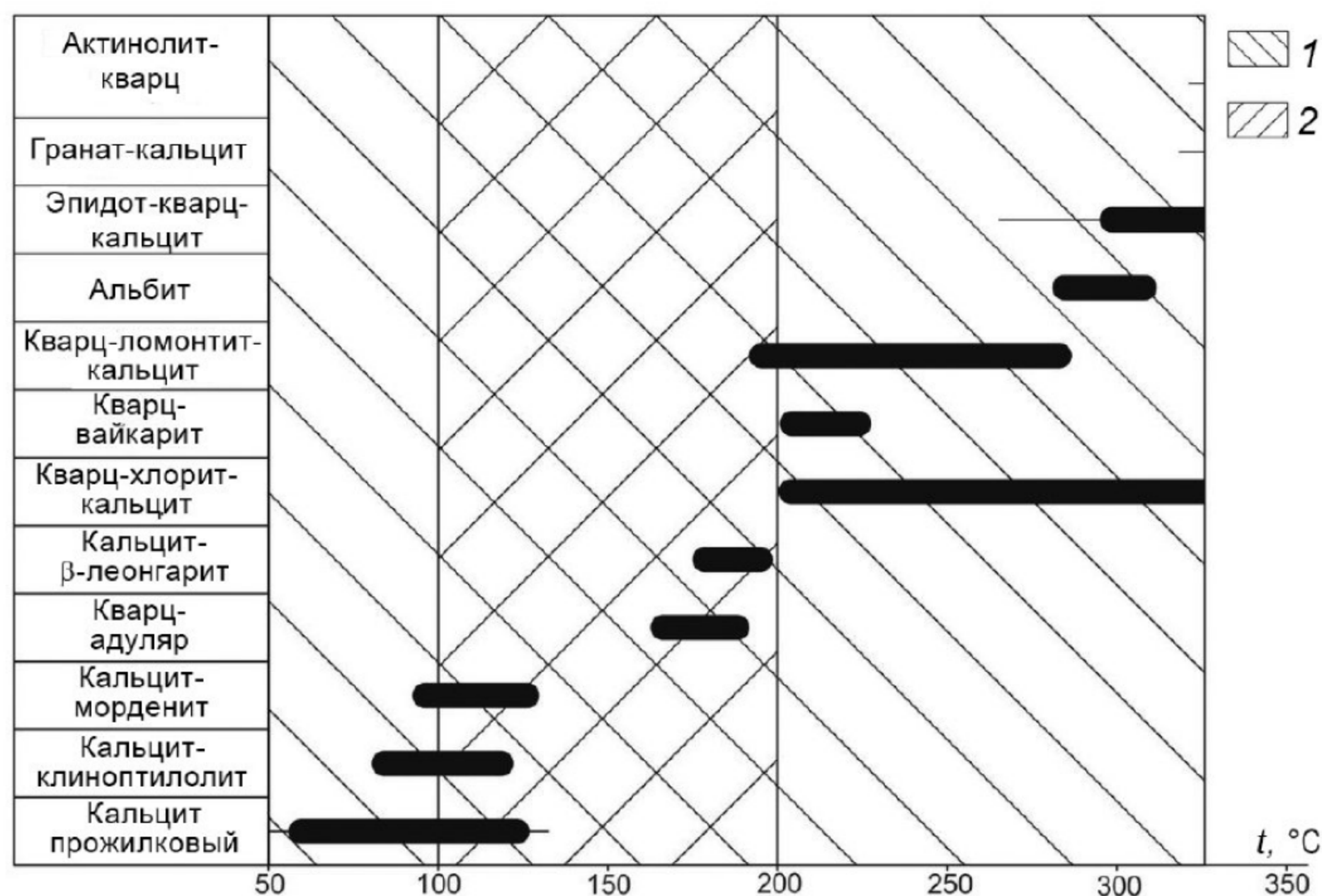


Рис. 9. Температура образования минеральных ассоциаций Паужетской гидротермальной системы и района р. Выченкия, по О. П. Гончаренко (Коробов и др., 1993): 1 – интервал температур, установленный методами гомогенизации и декрепитации газожидких включений; 2 – интервал температур, непосредственно замеренных в скважинах

Как известно, при температуре ниже 300°С в приповерхностных условиях образуются низкотемпературные цеолитовые и трансильванские пропилиты (300–200°С). Граница смены хлорит-альбитовой на цеолитовую пропилитизацию определяется температурой фазового перехода альбит → анальцит, которая, по экспериментальным данным Д. С. Кумбса и его соавторов (Coombes et al., 1959), приходится на 300–280°С. Сказанное хорошо согласуется с выявленной нами (см. табл. 3) температурой образования альбита (310–280°С) и анальцита (260°С), с одной стороны, и типичных минералов цеолитовой фации – с другой: ломонтита (275–190°С), вайрацита (230–190°С). Из этого, в частности, следует, что на Паужетке возникновение альбита происходи-



ло в крайне нестабильной обстановке его фазового перехода в анальцим. Это обстоятельство определяет «аномальность» паужетского альбита, на которую впервые обратил внимание В. Л. Русинов. Она заключается в низкой степени упорядоченности структуры минерала, отсутствии в шлифах трещинок спайности у несдвоенных кристаллов и отрицательном угле оптических осей (Русинов, 1968). Диагностика такого минерала, как правило, затруднена. Отмеченная специфика условий минералообразования привела и к тому, что парагенезис альбита с эпидотом, который считается характерным для продуктов среднетемпературной пропилитизации или метаморфизма фации зелёных сланцев, на месторождении не встречен. Стало быть, среднетемпературная пропилитизация Паужетской геотермальной системы не только имела фрагментарное распространение, но и носила эмбриональный характер.

3.1.2.1.2.1.2. *Низкотемпературные пропилиты.* Как уже отмечалось, в конце плейстоцена – начале голоцена в глубинных зонах месторождения доминировали низкотемпературные цеолитовые пропилиты, меньшее развитие приобрели трансильванские пропилиты.

3.1.2.1.2.1.2.1. *Цеолитовые пропилиты.* Полевые исследования и наблюдения в шлифах показали, что проницаемость пород определяет характер и направленность постмагматического преобразования вулканитов Паужетской геотермальной системы. Так, цеолитовые пропилиты наиболее широко развиты в самых проницаемых и обводнённых туфах среднепаужетской подсвиты, которая считается верхним водоносным горизонтом месторождения.

Ведущими минералами цеолитовых пропилитов являются ломонтит и триоктаэдрический хлорит, в меньшем количестве присутствуют пирит, пренит и вайрацит, иногда встречается анальцим. Изменения затрагивают в первую очередь цементирующую массу туфов. В дальнейшем в процесс вовлекаются обломки пород и кристаллокласты плагиоклазов и, наконец, породы нацело замещаются новообразованиями. Химический состав метасоматитов приводится в табл. 4.

В зоне начального изменения в цементе туфов наблюдаются участки, сложенные тонкокристаллическим агрегатом цеолита. Иногда около обломков плагиоклаза и роговой обманки в базисе формируются узкие зоны, сложенные микродрузами ломонтита, редко вайракита и почти изотропным светло-зелёным хлоритом. Изредка совместно с ломонтитом развивается пренит.

В зоне промежуточного изменения базис туфов почти полностью замещён ломонтитом, в единичных случаях вайрацитом, причём литологические особенности пород в ряде случаев определяют интенсивность такого перерождения. Цеолиты тесно ассоциируют с хлоритом, который иногда доминирует, поэтому в цементе, как правило, присутствует хлорит-цеолитовый (цеолит-хлоритовый) микроагрегат. При этом практически невозможно отличить реликты предшествующей хлоритизации, соответствующей среднетемпературной пропилитизации (если она имела место в данной части разреза) от той, которая сопутствовала пропилитизации цеолитовой.

Ломонтит слагает микроагрегаты и образует гнёзда с призматически-пластинчатыми кристаллами с ярко выраженной спайностью. Гнёзда собраны в зоны, на контакте которых с литокластами развивается кайма зелёного хлорита. В цеолитизированном и хлоритизированном базисе часто развиваются кристаллы

Таблица 4

Химический состав изменённых пород Паужетской гидротермальной системы, вес. %

№ п/п	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
1	1	43,26	0,29	27,97	2,57	0,29	0,01	0,56	0,55	0,64	0,97	0,65	0,25	8,75	0,36	11,41	1,22	99,75
2	2	48,22	0,48	24,10	2,93	0,24	Нет	0,51	0,31	0,54	1,14	0,70	0,28	9,42	0,26	9,52	1,06	99,71
3	2-172-2	40,12	1,32	24,28	15,63	0,70	0,04	0,43	0,82	0,11	0,14	0,61	0,40	0,72	Нет	9,95	4,21	99,48
4	2-171-2	44,82	1,20	21,30	6,27	1,75	0,13	1,86	3,29	0,52	0,64	0,34	1,55	3,03	Нет	7,59	7,31	101,60
5	К-20-4	61,96	0,42	13,88	2,62	0,28	0,03	3,43	0,82	2,79	1,33	0,22	0,05	Н.опр.	0,10	7,84	3,88	99,65
6	К-13-1	59,06	0,67	17,20	3,54	0,98	0,09	5,86	1,44	2,74	1,33	0,22	0,36	Н.опр.	Нет	3,48	3,14	100,11
7	102-7	57,16	0,67	16,05	7,63	1,75	0,09	5,88	2,62	3,19	1,64	0,25	Нет	Н.опр.	0,43	1,48	1,72	100,56
8	К-20-8	72,26	0,30	11,66	0,82	1,75	0,07	2,43	0,51	4,62	1,93	0,11	0,14	Н.опр.	Нет	2,59	0,45	99,64
9	122-8	67,64	0,58	14,62	2,20	1,68	0,07	2,57	1,02	4,16	4,50	0,10	0,01	Н.опр.	0,14	0,57	0,13	99,99
10	К-13-6	82,60	0,33	8,88	0,67	1,12	0,04	0,84	0,61	0,40	4,46	0,02	0,04	Н.опр.	Нет	Нет	0,30	100,31
11	К-21-7	59,60	0,70	15,51	2,82	2,59	0,10	5,43	2,06	2,37	2,26	0,27	0,12	Н.опр.	0,10	4,77	0,93	99,63
12	130-16	57,82	0,61	17,24	1,15	3,50	0,09	6,00	2,06	2,28	2,84	0,25	0,10	Н.опр.	0,48	4,27	0,69	99,38
13	К-20-35	52,48	0,79	14,35	2,20	3,71	0,22	6,86	3,60	2,49	1,20	0,36	1,34	Н.опр.	5,43	3,88	0,74	99,65
14	К-21-14	56,30	0,58	13,79	2,06	5,47	0,16	5,43	2,01	3,50	2,77	0,40	0,02	Н.опр.	3,71	3,66	0,76	100,62
15	К-13-10	60,68	0,61	15,29	2,43	2,94	0,09	4,72	1,85	2,68	1,93	0,22	0,05	Н.опр.	Нет	5,03	0,90	99,42
16	К-13-11	60,78	0,82	14,75	3,45	2,45	0,13	4,72	2,36	3,61	2,14	0,34	0,10	Н.опр.	0,55	3,06	0,99	100,25
17	К-13-7	79,02	0,42	9,03	1,11	1,05	0,07	0,72	0,62	0,77	5,40	0,13	0,15	Н.опр.	0,18	0,81	0,21	99,69
18	К-13-5	62,12	0,67	15,53	3,10	1,68	0,09	5,29	0,93	1,27	3,90	0,27	0,68	Н.опр.	Нет	4,24	1,00	100,77
19	К-21-12	39,52	1,07	19,31	6,57	5,61	0,19	6,76	7,51	1,95	0,63	0,45	0,02	Н.опр.	3,05	5,97	0,59	99,20
20	К-21-8	63,24	0,77	14,22	3,13	2,45	0,12	3,43	2,36	3,06	3,49	0,31	0,56	Н.опр.	0,10	2,73	0,64	100,61
21	132-10	62,80	0,58	14,06	2,45	2,52	0,13	5,15	1,64	3,10	1,49	0,18	0,03	Нет	1,06	4,02	0,92	100,13
22	132-11	48,94	1,04	18,77	6,85	1,96	0,20	9,13	1,85	3,24	1,45	0,45	0,01	Нет	0,92	4,03	0,99	99,83

Примечание. 1, 2 – серный опалиты (опал-каолинитовая (1) и каолинит-опаловая (2) с алунитом породы); 3 – глина каолинитовая; 4 – глина смектитовая; 5 – клиноптилолитовый цеолитолит; 6 – гейландитовый цеолитолит; 7 – клиноптилолит – морденитовый цеолитолит; 8 – изменённые туфы с обилием высокотемпературного анальцима; β-леонгардит(9); 10 – фельдшпатизированный цеолитовый пропилит; 11, 12, 15 – цеолитовый пропилит; 13, 14 – трансильванский пропилит; 16–22 – аргиллизированные пропилиты.

пренита. Обломки плагиоклазов частично замещены ломонтином и вайрацитом. Темноцветные минералы (роговая обманка и клинопироксен) сохраняются свежими, но ромбические пироксены, как правило, замещаются хлоритом и пренитом. Фрагменты пород в туфах интенсивно цеолитизированы.

В зоне конечного изменения базис туфов и другие ингредиенты пород нацело замещены агрегатом ломонтита и хлорита. В цементе вулканитов сначала появляются тончайшие выделения этих минералов. В дальнейшем цеолит перекристаллизовывается и разрастается с образованием друз, сложенных крупнозернистым агрегатом ломонтита. Последний образует пластинчатые призматические кристаллы с совершенной спайностью в двух направлениях. Появление гранобластовых агрегатов ломонтита в цементе происходит на контакте с обломками пород, вокруг отдельных минералов или более ранних выделений гидротермального эпидота и кальцита. С ломонтином базиса ассоциирует пренит, образующий короткоаблитчатые агрегаты и розетки.

В цементирующей массе по периферии микродроз крупнокристаллического ломонтита и внутри них присутствует хлорит, а пирит, количество которого в этой зоне резко возрастает, окаймляет отдельные их микродрозы. Описанная пойкилобластическая цеолитизация является характернейшей чертой данной зоны. В результате этого процесса возникает ломонит нескольких генераций.

Обломки кварца остаются свежими. Зёрна плагиоклазов большей частью почти полностью цеолитизированы. Сохраняются лишь их альбитизированные фрагменты. Темноцветные минералы в зоне конечной цеолитовой пропилитизации значительно изменены. Поэтому в шлифах они диагностируются лишь по незначительным реликтам или псевдоморфозам.

Обломки пород в туфах также интенсивно изменены. В литокластах, как и в базисе туфов, скрытокристаллические агрегаты цеолитов перекристаллизовываются с образованием гранобластовых микродроз крупнопластинчатого ломонтита. Хлорит развивается синхронно как с микроагрегатным, так и с крупнокристаллическим цеолитом. Отдельные мелкие фрагменты пород в одних случаях полностью замещены хлоритом, в других – цеолитом с образованием гранобластовой структуры. Такие обломки сами, как правило, находятся среди призматического ломонтита. В отдельных случаях отмечаются тонкие прожилки цеолита, ассоциирующего со скрытокристаллическим хлоритом, которые секут ломонтитовые гранобласты.

Карбонаты в зоне конечной цеолитовой пропилитизации достаточно редки.

Ломонит диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 9,47; 6,84-6,81; 6,21-5,93; 5,04; 4,73; 4,50; 4,16-4,13; 3,67; 3,51; 3,41; 3,36; 3,20-3,14; 3,04; 2,88-2,80; 2,63; 2,52; 2,44; 2,36; 2,22; 2,18; 2,15; 2,09 \text{ \AA}$ . Он подтверждён в иммерсионных препаратах ( $N_g = 1,524-1,526; N_p = 1,513$ ) лёгкой фракции 0,25–0,01 мм, где является одним из наиболее распространённых минералов, и электронно-микроскопическими исследованиями.

Вайрацит устанавливается в иммерсионных препаратах ( $N_g = 1,501; N_p = 1,496$ ), где наблюдается в виде таблитчатых и неправильных зёрен ромбического и квадратного сечения, нередко с двойниками и зародышевой «решёткой распада».

Из хлоритов различаются магнезиально-железистые и существенно железистые разновидности. Триоктаэдрический магнезиально-железистый хлорит диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 14,63-14,12; 13,81-13,60; 7,17-7,02; 4,73-4,69; 3,56-3,53; 2,85-2,83; 2,55; 1,534 \text{ \AA}$ . После насыщения глицерином межплоскостные расстояния следующие:  $d = 14,26-14,12; 13,94; 7,14-7,06; 4,72; 3,55 \text{ \AA}$ . После прокаливании при  $600^\circ\text{C}$  в течение 1 часа межплоскостное расстояние сокращается до  $13,94-13,60 \text{ \AA}$ . Триоктаэдрический железистый хлорит имеет сильные отражения второго и четвёртого порядка и слабые – первого и третьего порядка. В иммерсионных препаратах хлорит встречается в виде зелёных округлых неправильных агрегатов радиально-лучистого, волокнистого и чешуйчатого строения с  $N = 1,603-1,607$ .

Пренит устанавливается в иммерсионных жидкостях:  $N_p = 1,628-1,630; N_g = 1,656-1,658$ .

Анальцит встречается редко. Он развивается по диспергированному стеклу кислых витрокластических туфов и инкрустирует каверны. Анальцит диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 5,56; 4,84; 3,66; 3,43; 2,92; 2,69; 2,51; 2,43; 1,898; 1,738; 1,590 \text{ \AA}$  и подтверждён исследованиями на электронном микроскопе. Существует зависимость величины параметра элементарной ячейки анальцита от температуры его образования (Ахвледиани, 1982). По рентгенометрическим данным установлено, что анальцит образовался при  $\approx 260^\circ\text{C}$  (Коробов и др., 1993) и относится, исходя из теоретических соображений А. Г. Хундадзе и его коллег (1970), к высокотемпературной разновидности минерала.

**3.1.2.1.2.1.2.2. Трансильванские пропилиты.** На Паужетском месторождении трансильванской пропилитизации подвержены преимущественно туфы и туфобрекчии андезитового, реже андезито-базальтового состава нижнепаужетской подсвиты. Иногда такие изменения затрагивают туфы алнейской серии, гольгинского горизонта и вулканиты нижне-, среднепаужетской (нерасчленённой) подсвиты (см. рис. 6). Пропилиты трансильванского типа соответствуют зоне пропилитизации, которую выделяют на месторождении В. В. Аверьев, С. И. Набоко, Б. И. Пийп (1961), С. И. Набоко, Г. А. Карпов, А. П. Розникова (1965).

Ведущими минералами трансильванских пропилитов являются карбонаты (кальцит), хлорит, пирит, сфен, а также гидрослюда. Редко встречается ангидрит. Химический состав пород даётся в табл. 4.

В толще трансильванских пропилитов наиболее свежими оказываются плотные, слабо проницаемые вулканиты. Но даже они несут следы гидротермального изменения. В частности, базис андезито-базальта с гиалопилитовой основной массой хлоритизирован. Более проницаемые породы нижнепаужетской подсвиты уже значительно изменены. Цементирующая масса туфов и мезостазис трещиноватых эффузивов в разной степени замещены иллитом (гидрослюдой) и хлоритом, а кроме того, окварцованы и карбонатизированы. Слоистые силикаты равномерно распределены в базисе. Хлорит бывает бесцветным, иногда очень слабо реагирует на поляризованный свет. В хлоритовом базисе нередко обильно развит карбонат (кальцит) в виде мелких кристаллов (бласт), составляющих 10–15% площади шлифа. Окварцевание в цементирующей массе туфов развито в виде заполнения пор и пустот, а также в форме гнездовидных зон. При этом кварц образует

халцедоновидные радиально-лучистые сноповидные сростки. Нередко мелкий (алевритовый) материал базиса замещён тонкозернистым агрегатом иллита, кварца и карбоната (кальцита). Везикулы и миндалины сложены хлоритом и кварцем, хлоритом, карбонатом и кварцем (иногда халцедоновидным), а также кальцитом и ангидритом (редко). С этими минералами образуют парастерезис сфен и пирит.

Плаггиоклазы, как правило, с различной интенсивностью гидрослюдизированы и карбонатизированы (кальцит), в меньшей степени хлоритизированы, в редких случаях окварцованы. Темноцветные минералы преимущественно карбонатизированы и хлоритизированы, реже окварцованы. Отдельные литокласты в разной степени замещены иллитом, некоторые обломки окварцованы.

Характерной особенностью трансильванских пропицитов является обильное развитие пирита, сфена, а также магнетита и гематита. Два последних минерала иногда замещают пирит, но бывают и первичными.

В зонах, где трансильванская пропицитизация проявлена наиболее активно, базис туфов полностью гидрослюдизирован, хлоритизирован, окварцован и карбонатизирован. В нём наблюдается несколько генераций гидрослюды. Плаггиоклазы нацело замещены гидрослюдой и кальцитом. Темноцветные минералы полностью карбонатизированы. Наряду с кальцитом по ним часто развиваются хлорит и мозаичный кварц. Обломки андезита и пород иного состава испытывают глубокое перерождение, аналогичное тому, что претерпел базис. В породах возрастает количество пирита, достигающее  $\approx 5-7\%$  площади шлифа. Много в пропицитах сфена, меньше магнетита. Пирит тесно ассоциирует с зонами окварцевания.

Хлориты трансильванских пропицитов, как правило, свежие или несколько выщелоченные. Среди хлоритов различаются магнезиально-железистые и железистые разновидности, что подтверждено рентгеноструктурными исследованиями.

Диоктаэдрический иллит, в решётке которого содержится до 15% разбухающих (сметитовых) пакетов, диагностируется в природных образцах по межплоскостным расстояниям с  $d = 10,33 \text{ \AA}$ ;  $d_{(060)} = 1,502 \text{ \AA}$ , а также в образцах, насыщенных глицерином и прокалённых при  $600^\circ\text{C}$ , по межплоскостным расстояниям, соответственно, с  $d = 9,65 \text{ \AA}$  и  $d = 10,05 \text{ \AA}$ .

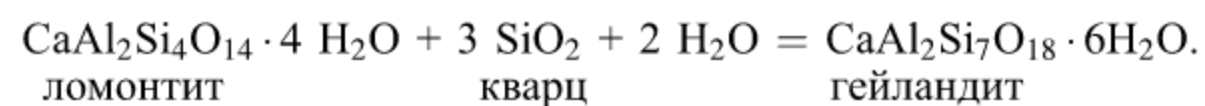
Ангидрит диагностируется в иммерсионных препаратах ( $Np = 1,5700$ ;  $Ng = 1,6138$ ;  $Ng - Np = 0,0438$ ), где образует бесцветные пластинчатые, зернистые и таблитчатые агрегаты.

**3.1.2.1.2. Гидротермальные аргиллизиты.** На отдельных участках месторождения сменяющие друг друга по разрезу зоны пропицитов (низкотемпературных цеолитовых) и гидротермальных аргиллизитов (высококремнистых цеолитов) бывают приурочены к одним и тем же исходным породам – псефито-псаммитовым дацитовым витротуфам верхнепаужетской (или нерасчленённой верхне-среднепаужетской) подсветы (см. рис. 6). Переход одних гидротермалитов в другие сопряжён с изменением состава как цеолитов, так и ассоциирующих с ними слоистых силикатов. Среди последних появляются триоктаэдрические смешанослойные образования хлорит-сметитового типа с нарастающей концентрацией сметитовых слоёв.

Так, в скважине К-20 на глубине 84,6 м основная масса пепловых туфов выполнена высокотемпературным ( $260^\circ\text{C}$ ) анальцимом, хлорит-сметитовым смешанослойным образованием с 30% разбухающих пакетов, кварцем, а также примесью полевых шпатов и ломонтита. Рыхлый тёмно-зелёный материал каверн из этих пород сложен высокотемпературным анальцимом с примесью хлорит-сметитового смешанослойного образования с 50% разбухающих пакетов, ломонтита, кварца и полевых шпатов. Восемью метрами выше (глуб. 76,5 м) слоистые силикаты суточной фракции изменённой породы уже почти целиком представлены хлорит-сметитовым смешанослойным образованием с 30% разбухающих пакетов, а также незначительной примесью слюды. Тремя с половиной метрами выше (глуб. 73,0 м) серовато-зеленоватый рыхлый материал каверн витрокластических туфов имеет уже совершенно иной состав. Он представлен клиноптилолитом, переходным ди-, триоктаэдрическим сметитом ( $d_{(060)} = 1,511 \text{ \AA}$ ), морденитом и кварцем (мало). На глубине 60,0 м тонкая фракция метасоматитов состоит из диоктаэдрического сметита и клиноптилолита – типичной ассоциацией гидротермальных аргиллизитов (Коробов и др., 1993).

Таким образом, рассматриваемый переход одних гидротермалитов в другие сопровождается сменой ломонтита через высокотемпературный анальцим на морденит, клиноптилолит и гейландит (гейландитовую субфацию, по Д. С. Кумбсу), а триоктаэдрический хлорит – через триоктаэдрические хлорит-сметиты (в том числе корренситы) и промежуточный ди-триоктаэдрический сметит на сметит диоктаэдрический. Надо особо подчеркнуть, что в скв. К-20 на глубине 84,6 м нам удалось подсесть границу перехода клиноптилолита в ломонтит через анальцим. Такой же характер перехода гейландитовой субфации в ломонтитовую через анальцим, замещаемый альбитом, описывает Д. С. Кумбс в Тарингатурском разрезе Новой Зеландии (Добрецов, 1972).

Э. Э. Сендеров (1973, 1985), Э. Э. Сендеров и Н. И. Хитаров (1970) выявили, что в области низких температур ( $160-100^\circ\text{C}$ ) ломонтит метасоматически замещается гейландитом (близким по структуре клиноптилолиту) по реакции:



Кроме того, при неизменном составе растворов охлаждение их ниже  $150-100^\circ\text{C}$  приводит к смене (замещению) ломонтита и вайракита глинистыми минералами, в первую очередь сметитами. При этом построение слоистой структуры монтмориллонита происходит в основном за счёт кремниево-алюминиевых ресурсов каркаса цеолитов (Котов и др., 1978) и носит гидротермально-метасоматический характер. Сказанное не противоречит нашим данным (см. табл. 3, рис. 9) по температуре образования морденита ( $135-90^\circ\text{C}$ ), клиноптилолита ( $110-80^\circ\text{C}$ ) и ассоциирующего с ними сметита, которые слагают зону высококремнистых цеолитов Паужетского месторождения, а также подтверждено экспериментальными работами Г. А. Карпова (1976).

Следовательно, ломонтит (ведущий минерал цеолитовых пропилитов) в низкотемпературных условиях переходит, с одной стороны, в гейландит (клиноптилолит), а с другой – в смектит. Слоистые силикаты в этой обстановке также имеют тенденцию трансформироваться в смектит. Поэтому указанные минералы образуют типичную ассоциацию гидротермальных аргиллизитов. Это находится в соответствии с общеизвестным фактом, что диоктаэдрический смектит – самый высококремнистый среди глинистых минералов постоянно ассоциирует с морденитом и клиноптилолитом (гейландитом) – наиболее высококремнистыми минералами среди цеолитов.

Изложенный материал свидетельствует, что переход пропилитов в гидротермальные аргиллизиты происходит последовательно через зону их аргиллизированных аналогов с закономерным изменением состава как каркасных, так и слоистых силикатов.

**3.1.2.1.2.1.1. Зона высококремнистых цеолитов и смектитов.** Как неоднократно отмечалось, зона высококремнистых цеолитов и смектитов на Паужетском месторождении приурочена к верхнепаужетской вулканогенной толще (см. рис. 6). Впервые эту зону выделили С. И. Набоко и её коллеги (1965).

Ведущим минералом зоны является клиноптилолит, в меньшей степени распространён морденит, достаточно редок гейландит. В некоторых случаях отмечается много пирита. Из слоистых силикатов присутствует диоктаэдрический смектит. Изменению подвергся исключительно стекловатый кислый (дацитовый, риодацитовый) ингредиент туфов. Обломки кристаллов и пород остаются индифферентными к процессу перерождения. Химический состав метасоматитов даётся в табл. 4.

В верхней части толщи витротуфы практически нацело замещены клиноптилолитом и морденитом, которые генетически ассоциируют со смектитами. Последние начинают доминировать в самых верхних частях зоны, где наблюдается постепенный переход к гидротермальным глинам (аргиллитам) (см. рис. 6).

Цеолитизированные цемент туфов, витрокласты и стекловатый базис обломков при скрещенных николях в шлифах выглядят почти изотропными. Обусловлено это тем, что они метаморфно замещены тончайшим зернисто-призматическим агрегатом высококремнистых цеолитов, очень слабо реагирующих на поляризованный свет. Здесь же рассеяны скрытокристаллические агрегаты светло-зелёного смектита с интерференционной окраской первого порядка. На отдельных участках развиты цеолитовые тяжи и глобулы, по периферии окаймлённые смектитом. Последний имеет желтовато-зелёный цвет светлых тонов и слабо реагирует на поляризованный свет. Однако в некоторых случаях у смектитов меняется двупреломление и они начинают напоминать гидрослюду.

Отдельные пустоты и поры туфов выполнены микродрузами шестовато-призматического цеолита, в центре которых локализованы сростки зелёного смектита. В крупных риодацитовых и дацитовых витрокластах, имеющих флюидальную текстуру, наблюдается более интенсивное развитие монтмориллонита, приуроченного к контакту обломков с цементом базиса и к направлениям флюидальности, то есть к наиболее проницаемым участкам породы. В туфах иногда встречаются прожилки, сложенные морденитом.

Осколки плагиоклазов (ряда андезин – лабрадор), роговых обманок, клинопироксенов и кварца, а также литокласты андезитов на участках интенсивного перерождения витротуфов нередко отличаются исключительной свежестью. Это принципиально отличается от нижележащей зоны цеолитовых пропилитов.

Клиноптилолит идентифицируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 9,08; 8,99-8,90; 7,93; 7,86; 6,79; 6,61; 5,94; 5,23; 5,11-5,00; 4,67-4,63; 4,35; 3,97-3,94; 3,79-3,76; 3,42; 3,18; 3,13; 2,98-2,96; 2,80; 2,78; 2,74 \text{ \AA}$  и др. Его структура сохраняется после прокаливании при температуре  $600^\circ\text{C}$  в течение нескольких часов.

Морденит (птилолит) устанавливается по межплоскостным расстояниям с  $d = 13,81-13,60; 9,08; 8,99; 6,61-6,58; 6,40; 6,11; 5,81-5,78; 4,53-4,52; 3,99-3,96; 3,48; 3,47; 3,24-3,22; 2,90 \text{ \AA}$  и др.

Гейландит диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 8,99-8,97; 7,93; 6,68; 5,23; 5,11; 4,67; 3,98-3,96; 3,43; 3,19; 2,98-2,97 \text{ \AA}$  и др. При прокаливании при  $600^\circ\text{C}$  в течение одного часа структура минерала разрушается полностью.

Диоктаэдрический смектит идентифицируется на дифрактограммах по межплоскостным расстояниям с  $d = 13,68 \text{ \AA}$  и др., которые увеличиваются после насыщения глицерином до  $17,67; 8,90 \text{ \AA}$ , а при прокаливании до  $600^\circ\text{C}$  сокращаются до  $9,89 \text{ \AA}$ .

Наличие перечисленных минералов подтверждается электронно-микроскопическими исследованиями.

**3.1.2.1.2.1.2.2. Гидротермальные глины (аргиллиты).** Гидротермальные глины, среди которых различаются подзоны смектитов и залегающего гипсометрически выше каолинита, развиваются у самой поверхности земли и распространяются на небольшую глубину. Они приурочены к современным термальным площадкам, а также обнаруживаются на многочисленных холодных полях, являющихся свидетельством прежней, существовавшей в недалёком геологическом прошлом гидротермальной активности системы. Глины изучались как на Паужетском месторождении в зоне разгрузки гидротерм, так и в пределах термальных полей осевой части Камбального хребта.

На глубине залегают голубые, серые или белые глины, которые к поверхности сначала приобретают пятнистость, потом становятся бурыми, а затем красными. Аргиллиты прекрасно сохраняют структурный рисунок родоначальных пород.

Просмотр шлифов показал, что в первую очередь глинизируются цементирующая масса туфов, витрокласты и стекловатый базис обломков. Осколки плагиоклазов (ряда андезин – лабрадор), роговых обманок, клинопироксенов, а также литокласты андезитов в значительной степени или нацело аргиллизированы в зоне конечного изменения. В полностью глинизированных разностях исходная порода угадывается в шлифах по тёмным структурам. Различные ингредиенты пород целиком замещаются монтмориллонитом (в подзоне смектитизации) и каолинитом (в подзоне каолинизации) и нередко находятся «в рубаше» окислов и гидроокислов железа, обуславливающих их пёструю окраску.

Бурая и голубая (синяя) глина сложена главным образом диоктаэдрическим смектитом. Из неглинистых минералов присутствует много пирита и незначительное количество кварца и высококремнистых цеолитов.

Слоистые силикаты идентифицированы рентгеноструктурным и термическим анализом.

В красных глинах, залегающих на самой поверхности земли, доминирует каолинит. Кроме слоистых силикатов в аргиллитах определено повышенное содержание окислов и гидроокислов железа (гематит, гидротит, гётит), а также пирита. Пирит в виде кристалликов кубического облика рассеян в глине и образует тонкие прожилки и жеоды.

Каолинит диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 7,22-7,17; 3,54 \text{ \AA}$ . После насыщения глицерином и обработки соляной кислотой межплоскостные расстояния составляют соответственно  $7,22-7,17 \text{ \AA}$  и  $7,17 \text{ \AA}$ .

**3.1.2.1.2.1.3. Серные опалиты.** На остывших к настоящему времени термальных полях на самой поверхности земли встречаются серные опалиты, среди которых различаются опал-каолинитовые и каолинит-опаловые разности с небольшой примесью алунита и ярозита. Последние очень редки.

Главными минералами пород являются каолинит и опал, в меньшем количестве присутствуют окислы и гидроокислы железа, а также пирит. Метасоматиты пестроцветны, часто окрашены в красный цвет и хорошо сохраняют текстуру и структуру исходных пород. Петрографические наблюдения показали полное замещение туфов тонкочешуйчатым каолинитом и волокнистым опалом. Опал представляет собой рентгеноаморфное вещество с максимумом галло при  $22^\circ 2\theta$  ( $d/n = 4,04 \text{ \AA}$ ). Иногда опал преобладает над каолинитом и самостоятельно по трещинкам и порам замещает различные ингредиенты пород. С глубиной содержание опала убывает и наблюдается постепенный переход к собственно каолинитовым метасоматитам.

В серных опалитах С. И. Набоко и её коллеги (1965) отмечают парагенезис опала с алунитом, которые развиваются в центральных частях зёрен плагиоклаза и цементе туфов. Алунит образует характерные ромбические выделения часто зонального строения. Ярозит ( $d = 5,11; 3,10; 2,54; 1,822; 1,504 \text{ \AA}$  и др.), также ассоциирующий с опалом и гидроокислами железа, в виде мелких изометричных зёрен хаотично распределяется в связующей массе туфов. Гётит (гидротит) устанавливается по межплоскостным расстояниям с  $d = 4,18; 2,68; 2,51; 2,43; 2,18; 1,556 \text{ \AA}$  и др., а гематит – по  $d = 2,71; 2,52; 2,21; 1,833 \text{ \AA}$ . Присутствие алунита и ярозита определяет наличие сульфатной серы и щелочных металлов в опал-каолинитовых породах (Набоко и др., 1965; Коробов и др., 1993).

Надо ещё раз подчеркнуть, что серные опалиты встречены нами на холодных термальных полях. Метасоматиты являются порождением палеогидротермальных условий минералообразования. Дело в том, что Паужетка относится к числу месторождений с наведёнными термальными потоками, у которых выходы горячих вод удалены от области их нагрева (Аверьев, 1961; Белоусов, Сугробов, 1976; Набоко, 1970; Пилипенко, 1974). Движение термальных растворов происходит в горизонтальном направлении с юго-востока на запад к зоне разгрузки и, естественно, не оставалось постоянным в обстановке повышенной сейсмичности. Это и обусловило блуждающий во времени характер паровых струй (термальных полей), генетически связанных через разломы и опережающую трещиноватость с водоносными горизонтами гидротермальной системы.

**3.1.2.1.2.2. Современная обстановка минералообразования.** В настоящее время в недрах Паужетского месторождения гидротермально-метасоматические (гидротермальные) процессы протекают при температурах  $< 200^\circ\text{C}$ . Многочисленные наблюдения геологов, вулканологов, а также расчётные и экспериментальные данные свидетельствуют, что при этих температурах происходит замещение хлорита на хлорит-смектиты, а слюды и иллитов – на слюда-смектиты, т. е., согласно теоретическим представлениям М. А. Ратеева, начинается процесс гидротермальной аргиллизации. Это подтверждается и нашими термобарическими и минералогическими исследованиями (см. табл. 3, рис. 9). При этом продукты аргиллизации накладываются на средне- и низкотемпературные пропилиты. Поэтому вертикальная метасоматическая зональность Паужетской системы, соответствующая современной стадии гидротермальной активности, имеет следующий вид (снизу вверх): аргиллизированные пропилиты  $\rightarrow$  высококремнистые цеолиты  $\rightarrow$  гидротермальные глины, сложенные смектитами и каолинитом (см. рис. 8).

Рассмотрим подробнее процесс минералообразования, протекающий на месторождении сегодня.

**3.1.2.1.2.2.1. Аргиллизированные пропилиты.** Касательно палеогидротермальной обстановки было показано, что с понижением температуры (при движении из недр геотермальной системы к поверхности) смена пропилитов гидротермальными аргиллизитами осуществляется через переходную зону аргиллизированных пропилитов. При этом наблюдается закономерное изменение состава как каркасных, так и слоистых силикатов. Иное положение дел обнаруживается при телескопировании высокотемпературных метасоматитов низкотемпературными на этапе регрессивной аргиллизации, в результате чего в средне- и низкотемпературных пропилитах, находящихся в том числе и в самых глубоких частях месторождения, появляются смешанослойные хлорит-смектитовые и редко наблюдаемые иллит-смектитовые образования. Наряду с последними в аргиллизированных пропилитах развивается адуляр,  $\beta$ -леонгардит, кварц, карбонаты. Они приурочены к наиболее проницаемым участкам месторождения и накладываются на различные типы пропилитов (см. рис. 6). Химический состав аргиллизированных пропилитов даётся в табл. 4.

Рассмотрим фельдшпатизацию (адуляризацию) цеолитовых пропилитов, приуроченную к пепловым алевро-пелитовым туфам (см. рис. 6). Развитие процесса заставило С. И. Набоко (1962, 1963), С. И. Набоко, Г. А. Карпова и А. П. Розникову (1965) выделить на Паужетке самостоятельную зону цеолитизации и фельдшпатизации, а также зону окварцевания и адуляризации.

Образование адуляра, по данным термобарических исследований, проведённых О. П. Гончаренко (Коробов и др., 1993), происходит при  $195-175^\circ\text{C}$ , то есть, как и в случае гидротермальной системы Кипящая,

на границе низкотемпературной пропилитизации и гидротермальной аргиллизации. Начинается процесс с фрагментарной адуляризации осколков и кристаллов – вкрапленников плагиоклаза, сохранившихся от предшествующей пропилитовой цеолитизации. Основная же масса этих минералов в значительной степени остаётся замещена ломонтином. Пепловый материал базиса цеолитизирован, но в дальнейшем частично перекристаллизовывается в тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат.

По мере развития фельдшпатизации в породах возрастает количество адуляра, с которым ассоциирует вторичный кварц. В шлифах видны единичные реликты ломонтига, резорбированные адуляр-кварцевым агрегатом. Процесс одинаково интенсивно протекает как в цементирующей массе туфа, так и по отдельным кристалло- и литокластам.

В наиболее фельдшпатизированных, но прежде цеолитизированных туфах пепловый материал нацело замещается адуляр-кварцевым микроагрегатом с отдельными чешуйками зелёного значительно выщелоченного хлорита или хлорит-сметита. Плагиоклазы интенсивно (иногда полностью) замещены адуляром, изредка тонкочешуйчатым иллитом или иллит-сметитом. Участки окварцевания сложены агрегатами халцедоновидного и мозаичного кварца, к которым приурочены мелкие с ромбовидным сечением кристаллы адуляра. Интересно отметить, что в скв. 13 по мере нарастания интенсивности фельдшпатизации закономерно увеличивается  $K_2O/Na_2O$  отношение (табл. 5), отражающее возрастающую роль адуляра в метасоматитах. Для сравнения скажем, что в зонах максимальной фельдшпатизации калий-натровое отношение достигает 11,2, тогда как во вмещающих пропилитизированных туфах этой скважины оно равно 0,7–3,1.

Таблица 5

Содержание щелочей в породах скважины К-13

№ п/п	Номер обр.	Глубина, м	$K_2O$	$Na_2O$	$K_2O/Na_2O$
1	К-13-8	118,0	5,42	2,30	2,4
2	К-13-7	105,7	5,40	0,77	7,0
3	К-13-6	85,0	4,46	0,40	11,2
4	К-13-5	80,0	3,90	1,27	3,1
5	К-13-9	185,0	2,26	3,37	0,7

Примечание. 1–3 – фельдшпатизированные пропилиты (1 – слабо, 2 – средне, 3 – интенсивно); 4–5 – вмещающие цеолитовые пропилиты.

Наряду с адуляром в начавшемся процессе аргиллизации принимает участие  $\beta$ -леонгардит, который образуется, по данным термобарических исследований (Коробов и др., 1993), при 180–170°C. Сказанное согласуется с материалами В. И. Гугушвили и его коллег (1976) по Аджаро-Триалетии, из которых явствует, что температурная граница перехода между собственно ломонтином и  $\beta$ -леонгардитом находится около 220°C.

Этот минерал впервые обнаружен на месторождении.  $\beta$ -леонгардит (низкотемпературная разновидность ломонтига) развивается в пустотах, трещинах и порах на разных глубинах, где часто образует длиннопризматические прекрасно индивидуализированные кристаллы. В этом состоит главное отличие  $\beta$ -леонгардита от ломонтига, который, как правило, замещает породу, формируя цеолитовый метасоматит.

Рентгеноструктурные исследования, подтверждённые петрографическими наблюдениями, показали, что в наиболее проницаемых частях зоны пропилитов (цементирующий базис туфов, каверны, миндалины, трещины пород), независимо от их состава и возраста, локализуется низкотемпературный  $\beta$ -леонгардит (см. рис. 6), то есть он является сквозным минералом, характеризующим определённую обстановку минералообразования. Поскольку  $\beta$ -леонгардит относится к числу очень надёжных минеральных термометров (Гугушвили, 1980), его, как и адуляр, можно рассматривать в качестве индикатора начавшегося процесса гидротермальной аргиллизации регрессивного этапа.

Уже отмечалось, появление в пропилитах смешанослойных образований свидетельствует о развитии процесса аргиллизации (сметитизации). На Паужетском месторождении, как и в геотермальной системе Кипящая, одновременно формируются две ветви смешанослойных образований. Одна связана с трансформацией хлорита и содержит общий триоктаэдрический слой, а другая, значительно уступающая по распространению первой, – с трансформацией иллита и протекает в рамках диоктаэдрического структурного мотива. Обнаруженные на Паужетке смешанослойные минералы позволили автору впервые прийти к выводу, что это месторождение в настоящее время находится на стадии гидротермальной аргиллизации (Коробов, 1992).

Триоктаэдрический хлорит, в решётке которого содержится до 20% разбухающих (сметитовых) пакетов, диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 33,21; 32,24; 31,55-31,11; 15,61; 14,73-14,39; 7,86-7,12; 4,71; 3,56; 2,85 \text{ \AA}$ . После прокаливании при 600°C в течение одного часа межплоскостные расстояния сокращаются до  $13,81-13,27 \text{ \AA}$ .

Триоктаэдрическое хлорит-сметитовое смешанослойное образование, в решётке которого содержится 20–40% разбухающих пакетов, устанавливается по межплоскостным расстояниям с  $d = 29,45; 14,35; 13,81; 7,12 \text{ \AA}$ . После насыщения глицерином межплоскостные расстояния возрастают до  $d = 33,21; 32,96-32,01; 31,55; 16,07; 15,95-15,13; 14,88; 8,07-8,00; 7,93-7,22 \text{ \AA}$  и др. После прокаливании при 600°C в течение одного часа  $d = 13,39-13,00; 11,95-11,72 \text{ \AA}$ .

Корренситы и корренситоподобные минералы идентифицируются по межплоскостным расстояниям с  $d = 29,85; 14,58; 7,22 \text{ \AA}$ . В обработанных глицерином пробах  $d = 32,24-32,01; 16,07; 15,78; 8,12-8,00; 7,93; 5,40-5,34; 4,66-4,59; 3,58-3,56 \text{ \AA}$ . В прокалённых при 600°C образцах  $d = 23,88; 12,63-12,04; 8,71 \text{ \AA}$ .

Собственно триоктаэдрический смектит (сапонит), также впервые описанный на месторождении, диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 15,13; 14,89-14,39 \text{ \AA}$  и др. После насыщения глицерином

$d = 17,89-17,67; 8,99-8,90 \text{ \AA}$ , после прокаливания при  $600^\circ\text{C}$   $d = 9,55 \text{ \AA}$ ;  $d_{(060)} = 1,534-1,520 \text{ \AA}$ . Этот минерал растворяется в соляной кислоте.

Комплексное петрографическое изучение вулканитов и продуктов их гидротермального изменения, а также рентгеноструктурный, термовесовой, электронномикроскопический анализ и ИК-спектроскопия природных образцов и тонких фракций метасоматитов позволяют автору (Коробов и др., 1993) выстроить смешанослойные образования от свежих, частично выщелоченных и деградированных хлоритов в последовательный генетический ряд с постепенным увеличением количества смектитовых пакетов вплоть до триоктаэдрического смектита чистой линии: хлорит  $\rightarrow A : B \approx 80 : 20 \rightarrow A : B \approx 60 : 40 \rightarrow A : B \approx 50 : 50 \rightarrow \dots \rightarrow$  смектит. Примечательно, что в проанализированных фракциях, сложенных смешанослойными образованиями, отсутствует хлорит.

Смешанослойные образования можно рассматривать как промежуточную самостоятельную фазу, формирующуюся синтетически из термальных растворов. Подтверждением сказанного служат многочисленные прожилки в пропилитизированных туфах, сложенные хлорит-смектитами и (или) иллит-смектитами.

Любопытно отметить, что аргиллизация пропилитов, вызывающая перерождение хлорита в триоктаэдрические хлорит-смектиты, сопровождается увеличением коэффициента окисленности ( $K_0 = \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) пород, который в пределах одновозрастной и литологически однородной толщи растёт пропорционально количеству разбухающих пакетов смешанослойных новообразований (табл. 6), то есть пропорционально интенсивности смектитизации хлорита. Установленная закономерность прекрасно подтверждается экспериментальными работами (Ross, Kodama, 1976), показавшими, что окисление железа играет важную роль в перерождении хлорита в закономерно чередующийся хлорит-вермикулит. Приведённые данные позволяют утверждать, что формирование пропилитов Паужетского месторождения происходило в значительно более восстановительных условиях, нежели наложенные процессы аргиллизации. Связано это с резким уменьшением роли  $\text{H}_2\text{S}$  в гидротермальном процессе при переходе пропилитизации к гидротермальной аргиллизации. Напомним, что в последнем случае особенно велика роль углекислого газа и поверхностных вод, богатых атмосферным кислородом. К аналогичному выводу приводят эксперименты Г. А. Карпова (1976) на Паужетском и Больше-Банном месторождениях, показавшие, что смектитизация протекает в окислительных условиях.

Таблица 6

Коэффициенты окисленности и глинистые минералы тонких фракций (менее 0,005 и 0,001 мм) гидротермалитов Паужетского геотермального поля

Номер образца	Глубина отбора, м	Глинистые минералы	Вес, %		$K_0$
			$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	
К-6-27	403,0	ХЛРТ	1,52	2,59	0,35
К-6-26	392,5	ХЛРТ-СМКТ 30–35% Р. П. + ХЛРТ	2,70	1,96	0,56
К-6-29	413,5	ХЛРТ-СМКТ 40–45% Р. П.	3,73	2,94	0,54
К-6-1	58,0	ХЛРТ-СМКТ 30% Р. П. + ХЛРТ	1,61	1,33	0,52
К-6-3	105,0	ХЛРТ-СМКТ 45% Р. П. + (ХЛРТ)	3,52	2,24	0,59
К-13-10	311,5	ХЛРТ	2,43	2,94	0,43
К-13-11	325,0	ХЛРТ-СМКТ 30% Р. П. + ХЛРТ	3,45	2,45	0,56
К-13-7	105,0	ХЛРТ значит. выщелочен.	1,11	1,05	0,49
К-13-5	80,0	ХЛРТ-СМКТ 30% Р. П. + ХЛРТ	3,10	1,68	0,63
К-21-7	264,0	ХЛРТ	2,82	2,59	0,50
К-21-12	391,5	ХЛРТ-СМКТ 30% Р. П. + ХЛРТ + ИЛЛИТ-СМКТ	6,57	5,61	0,52
К-21-8	298,0	ХЛРТ-СМКТ 40% Р. П.	3,13	2,45	0,53
132-10	202,0	ХЛРТ + ХЛРТ-СМКТ 30–40% Р. П.	2,45	2,52	0,47
132-11	238,5	Корренсит	6,85	1,96	0,76

Примечание. Р. П. – разбухающие (смектитовые) пакеты; ХЛРТ – хлорит; СМКТ – смектит.

Обращает на себя внимание «пятнистый» характер взаимоотношения пропилитов и их смектитизированных аналогов (см. рис. 6). В свете изложенного чередование пород, сложенных хлоритом (неизменённые пропилиты) и хлорит-смектитом (аргиллизированные пропилиты), надо рассматривать как следствие кинетики реакций замещения, зависящей, в частности, от проницаемости вулканитов, по которым циркулировали растворы с иной, отличной от условий пропилитизации обстановкой минералообразования. В силу того что активный раствор в процессе метасоматоза не всегда и не везде успевает прийти к равновесию с минералами предшествующих стадий изменения, возникает, в частности, мозаичный характер перехода одной зоны в другую.

С одной стороны, установлено (Сендеров, 1973, 1985; Сендеров, Хитаров, 1970), что метасоматическое замещение ломонтита, вайракита, анальцима смектитами и гейландитом (клиноптилолитом) происходит лишь при  $160-100^\circ\text{C}$ . С другой – доказано (Виар, Сабатье, 1969; Ратеев и др., 1972), что в регрессивную стадию гидротермального процесса в интервале температур  $200-150^\circ\text{C}$  наблюдается переход магнезиально-железистого хлорита в триоктаэдрический смектит через промежуточные смешанослойные фазы. Следовательно, цеолиты пропилитов при охлаждении растворов до  $200-150^\circ\text{C}$  сохраняются неизменёнными, что обуславливает широкое сонахождение триоктаэдрических смешанослойных минералов (в том числе корренситов) и ломонтита (вайракита, анальцима) в аргиллизированных пропилитах. Это заставляет с большой осторожностью относиться, в частности, к заявлению ряда исследователей (Kizaki, 1971; Mehegan et al., 1982 и др.) о том, что

в продуктах гидротермального изменения наземных базальтов характерным является парагенезис корренсита и ломонтита. В свете изложенного, вероятно, можно говорить лишь об их пространственном сонахождении.

Иллит и диоктаэдрические иллит-сметитовые смешанослойные образования, приуроченные исключительно к толще трансильванских пропицитов, на Паужетском месторождении установлены впервые (Коробов и др., 1993). Указанные минералы формируют последовательный ряд от иллита (несколько монтмориллонитизированного) до диоктаэдрического сметита с незначительным содержанием реликтовых слюдистых пакетов.

Диоктаэдрический иллит, в решётке которого содержится до 15% разбухающих пакетов, диагностируется по следующим межплоскостным расстояниям: в образцах, насыщенных глицерином,  $d = 9,65 \text{ \AA}$ , прокалённых при  $600^\circ\text{C}$  в течение одного часа,  $d = 10,05 \text{ \AA}$ ;  $d_{(060)} = 1,502 \text{ \AA}$ .

Диоктаэдрическое ( $d_{(060)} = 1,502 \text{ \AA}$ ) неупорядоченное иллит-сметитовое смешанослойное образование, содержащее до 30% разбухающих пакетов, устанавливается по межплоскостным расстояниям с  $d = 11,42\text{--}11,14$ ;  $10,78\text{--}10,40 \text{ \AA}$ . После насыщения глицерином межплоскостные расстояния увеличиваются до  $d = 20,00$ ;  $17,53$ ;  $12,04$ ;  $9,76\text{--}9,35 \text{ \AA}$ . После прокаливании при  $600^\circ\text{C}$   $d = 10,21\text{--}10,00 \text{ \AA}$ .

Диоктаэдрическое упорядоченное иллит-сметитовое смешанослойное образование (иллит-калиевый ректорит), в структуру которого входит до 40% разбухающих пакетов, идентифицируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 29,85$ ;  $25,33$ ;  $24,54$ ;  $12,52$ ;  $11,42\text{--}11,05 \text{ \AA}$ . В образцах, насыщенных глицерином,  $d = 30,89\text{--}30,46$ ;  $29,45\text{--}29,06$ ;  $13,60$ ;  $9,47\text{--}9,31 \text{ \AA}$ . После прокаливании при  $600^\circ\text{C}$  и обработки 10% соляной кислотой межплоскостные расстояния равны соответственно  $d = 10,21\text{--}10,12$ ;  $9,94 \text{ \AA}$  и  $d = 27,27$ ;  $12,74 \text{ \AA}$ .

Диоктаэдрический сметит, содержащий небольшое количество реликтовых слюдистых пакетов, диагностируется в образцах, насыщенных глицерином, по межплоскостным расстояниям с  $d = 17,82$ ;  $9,25$ ;  $8,99 \text{ \AA}$ .

В аргиллизированных трансильванских пропицитах серия промежуточных фаз, объединённая общим структурным элементом, отражает следующий генетический ряд глинообразования: иллит  $\rightarrow$  А:В  $\approx 70:30 \rightarrow$  А:В  $\approx 60:40 \rightarrow \dots \rightarrow$  сметит. Особо следует подчеркнуть, что количество промежуточных фаз в этой цепи значительно меньше, чем в геотермальной системе Кипящая, а также по сравнению с хлорит-сметитами Паужетки.

**3.1.2.1.2.2.2. Высококремнистые цеолиты и сметиты.** Зона высококремнистых цеолитов подробно описывалась при рассмотрении палеогидротермальной обстановки месторождения, поэтому останавливаться на этом вопросе не будем. Скажем лишь, что в современных условиях низких температур ( $< 200^\circ\text{C}$ ), вероятно, происходит наращивание зоны высококремнистых цеолитов за счёт залегающих ниже цеолитовых пропицитов. Это соответствует теоретическим представлениям Э. Э. Сендерова, Н. И. Хитарова (Сендеров, 1973, 1985; Сендеров, Хитаров, 1970), а также Н. В. Котова с соавторами (1978), показавших, что при температурах  $< 160^\circ\text{C}$  ломонтит (вайрацит) метасоматически замещается гейландитом и диоктаэдрическим сметитом.

**3.1.2.1.2.2.3. Гидротермальные глины (аргиллиты).** Современные гидротермальные глины формируются на парящих полях. К числу последних относятся Северо-Камбальные и Центрально-Камбальные площадки, представляющие собой прогретые участки поверхности, которые испещрены многочисленными мелкими выходами паро-газовых струй. Внешне гидротермальные глины мало чем отличаются от тех, что развиты на холодных (остывших) термальных полях. Несколько иначе обстоит дело с их вещественным составом.

Основным слоистым силикатом современных глин является диоктаэдрический сметит, в виде незначительной примеси отмечаются смешанослойные образования (хлорит-сметиты, каолинит-сметиты) и каолинит. Последний более всего развит на самой поверхности земли, где образует самостоятельную метасоматическую зону мощностью 2–3 см. Из неглинистых минералов много пирита, окислов и гидроокислов железа, мало высококремнистых цеолитов (в сметитовых глинах). Химический состав глин даётся в табл. 4.

Любопытно отметить, что в современных глинах наряду с триоктаэдрическими появляются и диоктаэдрические ( $d_{(060)} = 1,495 \text{ \AA}$ ) смешанослойные хлорит-сметитовые образования, в структуре которых находится до 50–60% набухающих слоёв. Минералы диагностируются по межплоскостному расстоянию с  $d = 14,73 \text{ \AA}$ , которое после насыщения глицерином увеличивается до  $16,55 \text{ \AA}$ , а после прокаливании при  $600^\circ\text{C}$  сокращается до  $11,95 \text{ \AA}$ .

Определённый интерес вызывает взаимосвязь вещественного состава гидротермальных аргиллизитов и коэффициентов их окисленности. Из табл. 7 следует, что при переходе от зоны высококремнистых цеолитов к гидротермальным глинам, в которых нарастает содержание каолинита, коэффициент окисленности закономерно увеличивается. Следовательно, смена хлоридно-углекислого метасоматоза сернокислотным выщелачиванием протекает в возрастающей окислительной обстановке. Появление серной кислоты в Паужетских паровых струях происходит в результате окисления сероводорода под влиянием атмосферного кислорода и микробиологической деятельности (Ероцев-Шак, 1992; Карпов, 1991). Эта кислота обуславливает появление конденсатных сульфатных растворов.

Наблюдения В. А. Ероцева-Шака (1992) на современных паровых струях Камбального хребта и Восточно-Паужетского поля показывают, что каолинит может развиваться непосредственно по сметитам в результате их разрушения кислыми сульфатными термами. Связано это с просачиванием конденсатных растворов вниз по разрезу, где локализуются сметиты, и по поверхности с накоплением в понижениях рельефа. Продуктами этого процесса являются не только каолинит, но и смешанослойные сметит-каолинитовые (каолинит-сметитовые) образования. Установлено, что в слабокислых-близнеитральных обстановках формируются смешанослойные сметит-каолинитовые минералы, содержащие до 70% сметитовых слоёв. В наиболее кислых условиях появляются смешанослойные образования с 10% реликтовых монтмориллонитовых и 90% новообразованных каолинитовых слоёв (Ероцев-Шак, 1992).



Коэффициенты окисленности продуктов гидротермальной аргиллизации Паужетского месторождения и термальных полей Камбального хребта

№ п/п	Номер обр.	Минеральные ассоциации	Вес, %		K <sub>0</sub>
			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	
1	2-172-2	Каолинит	15,63	0,70	0,95
2	2-172-3	Каолинит + смектит диоктаэдрический (примесь)	8,55	0,42	0,95
3	2-172-1	Смектит диоктаэдрический (50%) + каолинит (50%)	8,90	0,98	0,89
4	2-170-2	Смектит диоктаэдрический + каолинит (примесь)	9,32	1,12	0,83
5	2-171-2	Смектит диоктаэдрический	6,27	1,75	0,77
6	102-16 <sup>a</sup>	Смектит триоктаэдрический	6,77	2,10	0,75
7	К-21-1	Смектит диоктаэдрический	3,15	1,26	0,69
8	К-20-2	Смектит диоктаэдрический (50%) + клиноптилолит (50%)	3,18	1,82	0,61

Примечание. 1–5 – гидротермальные глины с термальных полей Камбального хребта; 6–8 – гидротермальные глины и аргиллизит Паужетского месторождения.

На Центрально-Камбальной площадке в метасоматитах, состоящих в равных количествах из каолинита и диоктаэдрического смектита, нами также зафиксировано неупорядоченное смешанослойное каолинит-смектитовое образование с 20–30% смектитовых пакетов в решётке. Минерал диагностируется на дифрактограммах образца, насыщенного глицерином, по межплоскостным расстояниям с  $d = 8,24 \text{ \AA}$ . Это позволяет объединить целую гамму промежуточных фаз, обнаруженных на Северо- и Центрально-Камбальных термальных площадках, в соответствующий генетический ряд: смектит → А (смектитовые пакеты) : В (каолинитовые пакеты)  $\approx 80:20 \rightarrow A:B \approx 70:30 \rightarrow \dots \rightarrow A:B \approx 20:80 \rightarrow A:B \approx 10:90 \rightarrow$  каолинит. На единство процесса минералообразования указывают структурные особенности данного ряда, которые, по В. А. Ерошеву-Шаку (1992), заключаются в том, что каолинит развивается по матрице диоктаэдрического смектита. Сказанное подтверждается нашими исследованиями (Коробов и др., 1993), показавшими, в частности, что формирующийся каолинит относится, по Б. Б. Звягину, к III группе с триклинной элементарной ячейкой, несовершенной структурой и нестрогим периодом С. На электронно-микроскопических фотографиях отчётливо видна плохая морфологическая выраженность кристаллов несовершенного каолинита, часто напоминающих в агрегатах скопление смектита.

Здесь необходимо напомнить, что в недрах Паужетской системы идёт синхронное формирование хлорит-смектитовых и иллит-смектитовых смешанослойных образований, что отражает общее состояние системы, вступившей в стадию гидротермальной аргиллизации – смектитизации. Ещё раз напомню, что под смектитизацией автор, вслед за М. А. Ратеевым и его соавторами (1972), понимает не только образование минералов группы монтмориллонита, но и увеличение монтмориллонитовых пакетов в смешанослойных структурах хлорит-смектитового, иллит-смектитового и каолинит-смектитового типов.

**3.1.2.1.3. Специфика минералообразующих процессов Паужетской гидротермальной системы.** Уже отмечалось, что Паужетское месторождение приурочено к зоне разгрузки гидротерм, в которой влияние магматического очага очень ослаблено. Это определяло невысокие температуры растворов и процессов преобразования вмещающих пород. Действительно, термобарические исследования показали, что в недрах месторождения весьма ограниченно существовали среднетемпературные пропилиты (330–280°C) и широко была развита низкотемпературная (280–200°C) пропилитизация, которая в настоящее время сменилась гидротермальной аргиллизацией (200–100°C). Напомним, что условия минералообразования в недрах геотермальной системы Кипящая соответствуют (высоко-)среднетемпературным пропилитам, с которыми ассоциируют вторичные кварциты. Следовательно, эволюцию минералообразующей обстановки Паужетского месторождения можно рассматривать в сопоставлении с геотермальной системой Кипящая как последовательно регрессивное развитие гидротермального процесса.

Невысокие температуры и очень скромная роль соединений хлора и SO<sub>2</sub> в минералообразующем процессе проявляются, в частности, в отсутствии на пра-Паужетке вторичных кварцитов – грейзеноподобных в недрах и серных опалитов (как и самих фумарол) на поверхности. Эмбрионально развитые среднетемпературные пропилиты и серные опалиты (каолинит-опаловые породы с примесью алуниита и ярозита) являются крайними членами общей вертикальной метасоматической зональности, которая сформировалась в самую активную фазу гидротермальной истории Паужетки, видимо, в конце плейстоцена – начале голоцена. Набор летучих компонентов, принимавших участие в палеогидротермальном процессе, отображён на рис. 2 и отвечает завершению II фазы их эволюционного ряда. С тех пор месторождение испытывает (вероятно, с неоднократными отклонениями) регрессивную направленность своего развития.

Вторичные кварциты, как известно, обязаны своим происхождением взаимодействию ультракислых богатых HCl и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> растворов на вмещающие породы. Во второй главе настоящей работы говорилось, что в высокотемпературных фумаролах (сульфатарах) количество H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> должно быть самым высоким, так как складывается из продуктов гидролиза SO<sub>2</sub> и окисленного H<sub>2</sub>S. В более низкотемпературных сульфатарах, где отсутствует SO<sub>2</sub>, концентрация серной кислоты становится значительно меньше, поскольку определяется только содержанием сероводорода, окислительно-восстановительным потенциалом среды и микробиологической деятельностью. Прекрасным подтверждением этого служит сопоставление коэффициентов окисленности из различных продуктов сульфатарного выщелачивания районов современного, недавнего и древнего вулканизма.

Из табл. 8 видно, что гидротермалиты имеют близкие значения  $K_0$ , как правило, превышающие  $K_0 = 0,80$ . Следовательно, окислительно-восстановительная обстановка минералообразования у них была очень схожа. Вместе с тем состав пород весьма разнороден – от плотных монакварцитов и алунитовых кварцитов до каолинистых глин. При этом нередко продукты ультракислотного выщелачивания характеризуются меньшими значениями  $K_0$ , чем менее изменённые разности. В частности, каолинит-опаловая порода Паужетского месторождения и каолинистая глина Центрально-Камбальной парящей площадки имеют более высокие коэффициенты окисленности (соответственно 0,96 и 0,95), чем серный алунитовый кварцит и монакварцит месторождения на р. Половинной, Камчатка ( $K_0 = 0,91$ ). Следовательно, различия в составе продуктов сернокислотного выщелачивания, имеющих близкие значения  $K_0$ , следует относить на счёт неодинаковых концентраций  $H_2SO_4$  в газогидротермах, а также присутствия  $HCl$ .

Таблица 8

Коэффициенты окисленности продуктов сернокислотного выщелачивания

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
$Fe_2O_3$	3,12	6,08	3,37	4,94	10,73	2,45	6,73	1,31	1,60	0,62	13,13	2,86	1,20	6,06	15,63	4,02
$FeO$	0,69	0,63	0,66	0,23	0,67	0,23	0,64	0,24	0,40	0,04	0,55	0,28	0,14	0,48	0,70	0,31
$K_0 = \frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}$	0,80	0,90	0,82	0,95	0,94	0,91	0,91	0,83	0,78	0,94	0,96	0,91	0,87	0,92	0,95	0,92

Примечание. 1–5 – вторичные кварциты Юго-Восточной Камчатки (Масуренков, 1969): 1 – обр. 1355а, 2 – обр. 1355б, 3 – обр. 1674з, 4 – обр. 168110, 5 – обр. 100/63; 6 – обр.10 – плотный монакварцит, месторождение на р. Половинной (Камчатка) (Еркин, 1969), 7 – обр. 1813/14 – серный алунитовый кварцит, там же (Еркин, 1969); 8 – обр. 27 – алуни-опаловая порода из метасоматической залежи вулкана Арагац (Русинов, 1966); 9 – алуни-опаловая порода вулкана Арагац (Лебедев, 1975); 10 – обр. 527 – каолинит-кварцевая порода, серопровление Белый Яр, месторождение на р. Половинной (Еркин, 1969); 11 – каолинит-опаловая порода с гидрогематитом, Паужетка (Набоко, 1980); 12, 13 – каолинит-кварцевая порода Наурзумского экструзивного купола, Кушмурунский грабен (Коробов, 1988<sub>1</sub>); 12 – обр. 98–5, 13 – обр. 497–6; 14 – обр. 19–1 – существенно каолинистая порода с гидроокислами железа, Дачные термальные поля (Камчатка) (Коробов, Гуцаки, 1993); 15 – обр. 2–172–2 – каолинистый метасоматит, Центрально-Камбальная термальная площадка, Паужетка (Коробов и др., 1993); 16 – обр. 1–1 – каолинит-лимонитовая с опалом и смектитом (мало) порода Северо-Камбальных паровых струй, Паужетка (Карпов, Долгова, 1969).

Одной из главных причин низкого содержания серной кислоты в паужетских термах являются невысокие их температуры, при которых динамическое равновесие  $SO_2 \rightleftharpoons H_2S$  смещается в сторону сероводорода, поэтому в горячих водах месторождения на палеогидротермальной стадии доминировал сероводород. Это подтверждается широким развитием пирита в трансильванских и цеолитовых пропилитах и редким распространением сульфатов (ангидрита, алуни-та, ярозита) в недрах и на остывших термальных полях системы. Кроме того, об этом говорит отсутствие вторичных кварцитов и типичных фумарол.

Весьма ограниченное участие высокотемпературных соединений хлора в гидротермальном процессе приводит к тому, что на месторождении практически нет высокотемпературных гидротермалитов, формирование которых было сопряжено с фиксацией щелочей. В этой связи важно обратить внимание на то, что на Паужетском месторождении не только нет гидрослюд (слюд), но и редко наблюдаются иллит-смектиты, которые приурочены исключительно к трансильванским пропилитам (см. рис. 7, 8). Последние тяготеют к комплексу пород, среди которых встречаются маломощные интрузивные образования, явившиеся, скорее всего, источником подвижного калия (Коробов и др., 1993). Низкие температуры и малые концентрации калия в растворах определяют возникновение сокращённого генетического ряда иллит-смектиты, в чём состоит принципиальное отличие Паужетки от гидротермальной системы Кипящая.

По всей вероятности, при формировании Паужетских горячих вод основная масса калия из перегретого щёлочнометалльного флюида «сбрасывалась» в процессе слюдизации в районе Камбального хребта. Там образовывались магматогенные растворы, а в зону разгрузки поступали многократно разбавленные его производные. Именно поэтому на Паужетском месторождении основным калийсодержащим минералом является низкотемпературный адуляр, образование которого происходит из терм с небольшим содержанием калия. Адуляризация протекает при вскипании, ощелачивании и резком охлаждении таких растворов в зонах повышенной проницаемости.

Как уже отмечалось, преобладающим компонентом магматических эманаций всегда является  $CO_2$ . Однако на вулканах, находящихся на гидротермальной стадии развития, где господствуют высокотемпературные эманации, активность углекислоты подавлена более агрессивными соединениями  $Cl(F)$ , а также сернистыми газами ( $SO_2$ ). Это, как мы убедились, типично для гидротермальной системы Кипящая. Иная обстановка создавалась на Паужетском месторождении горячих вод, где соединения хлора и  $SO_2$  принимали в прошлом и принимают теперь очень ограниченное участие в гидротермальной деятельности и потому роль  $CO_2$  в минералообразующих процессах постоянно возрастает.

Углекислота оказывает самое существенное влияние на величину pH, Eh и их изменение, обеспечивая условия переноса или отложения присутствующих в растворах компонентов. Но особенно велика роль  $CO_2$  в контроле щёлочности термальных вод. Превалирующий в составе цеолитовых пропилитов ломонтит, реже встречающиеся вайрацит и анальцит являются минералами щелочной среды. Поэтому пропилитизация протекает в обстановке возрастающей щёлочности гидротермальных растворов (Coombs et al., 1959; Сендеров, Хитаров, 1970; Гугушвили, 1980).

Х. Л. Барнс и У. Д. Эрнст (1968) установили, что остывание щелочных хлоридно-карбонатных растворов ниже  $300^\circ C$  способствует понижению активности хлор-иона за счёт возрастания активности углекислоты – наиболее распространённого газового компонента гидротерм. Так как углекислота значительно слабее соляной,

растворы за счёт гидролиза сильных щелочей приобретают щелочную реакцию. В этих условиях, по данным В. И. Гугушвили (1980), активно образуются минералы цеолитовых пропилитов.

В приповерхностных зонах ощелачиванию растворов способствует и фактор давления. Можно ожидать, что в приповерхностных условиях сейсмичной зоны создавалась обстановка, когда давление литостатической нагрузки становилось ниже парциального давления  $\text{CO}_2$ . По данным Г. Б. Наумова и В. Б. Наумова (1977), падение общего давления ниже значения парциального давления углекислого газа приводит к возгону углекислоты и повышению щёлочности растворов. При этом происходит резкое охлаждение горячих вод (Белоусов, 1978; Набоко, 1963) и обстановка минералообразования скачкообразно меняется. Активно этот процесс протекает в наиболее проницаемых зонах, где, в частности, гидротермально-метасоматический ломонтит, нередко нацело замещающий туфы и катаклазированные породы, сменяется его низкотемпературной разностью –  $\beta$ -леонгардитом (180–170°C). Последний выполняет лишь трещины и прожилки, а также слагает гнезда в разнообразных по составу и характеру изменения породах на разных глубинах (см. рис. 6).

На зависимость появления ломонтита от режима  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  впервые обратил внимание Е-Ан-Зен (Zen-E-an, 1961). Поскольку в недрах Паужетского месторождения присутствуют две пространственно разобщённые фации низкотемпературных пропилитов, проанализируем условия смены ломонтита (ведущего минерала цеолитовых пропилитов) кальцитом – типичным карбонатом трансильванских пропилитов.

А. Л. Олби и Е-Ан-Зен (1969), А. Б. Томпсон (Tompson, 1971), а впоследствии М. В. Мироненко и Г. Б. Наумов (1982) показали, что смена кальцита сначала на кальцит-ломонтитовый парагенезис, а потом на ломонтит определяется падением парциального давления углекислоты в гидротермальном растворе. Иными словами, цеолитовые парагенезисы пропилитов ограничиваются областью очень низких давлений  $\text{CO}_2$ . Вулканонологи установили, что содержание углекислоты гидротермальных систем зависит от фильтрационных свойств пород, которые определяют гидродинамический режим. Прямые замеры на Паужетке показали, что в выстоявшейся скважине растворы более кислые, чем на изливе (рН = 6,2–6,6 против 8,2), что определяется поведением  $\text{CO}_2$ . Действительно, в растворе выстоявшейся скважины на глубинах 30–150 м в сравнении с раствором на изливе резко повышается концентрация  $\text{HCO}_3^-$  (38–52 мг/л) и  $\text{CO}_2$ . Аналогичная картина наблюдается и для Больше-Банного месторождения: в водах выстоявшихся скважин  $\text{HCO}_3^-$  достигает 199–213 мг/л, а на изливе – 90–95 мг/л;  $\text{CO}_2$  соответственно 25 мг/л против 1–10 мг/л (Карпов, 1974).

Современные гидротермы Паужетки в зоне разгрузки представляют собой щелочные азотно-углекислые, преимущественно хлоридно-натриевые воды (Кирюхин, Сугробов, 1987). Вероятно, в конце плейстоцена – начале голоцена, когда гидротермальная система находилась на пропилитовой стадии своего развития, состав растворов был несколько иным, но, согласно теоретическим представлениям Г. Б. Наумова и его коллег (1975), углекислота и тогда являлась ведущим газовым компонентом вод.

Следовательно, максимальное количество ломонтита на Паужетке должно быть локализовано в породах с повышенными фильтрационными свойствами, которые являются наиболее водообильными и где, в силу названных причин, достигается минимальное парциальное давление  $\text{CO}_2$ . Такими породами на месторождении являются псефитово-псаммитовые туфы и катаклазированные эффузивы среднепаужетской подсвиты, слагающие верхний водоносный горизонт (см. рис. 6), к которому приурочены наибольшие концентрации ломонтита. Очень часто ломонтит эти породы практически нацело метасоматически замещает. Что касается слабо проницаемых массивных пород нижнепаужетской подсвиты (водоупоров), состоящих из обломков лав (туфов), а также маломощных интрузивных тел андезитового и базальтового состава, то гидротермальные растворы в них носили более застойный характер и в силу этого были богаче  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$ . Поэтому там развивался преимущественно кальцит вместо ломонтита, а в целом породы претерпели трансильванскую пропилитизацию. Интенсивность перерождения родоначальных пород здесь было значительно слабее, чем в водоносном горизонте.

В обстановке всё возрастающей активности  $\text{CO}_2$  удаётся проследить постепенный переход каркасных и слоистых силикатов (пропилитов) в таковые гидротермальных аргиллизитов (высококремнистые цеолиты и смектитовые глины), являющихся типичными продуктами гидрокарбонатного метасоматоза.

На Паужетском месторождении процесс охлаждения гидротермальных растворов в целом, видимо, протекает достаточно медленно, в силу чего создаются благоприятные условия для возникновения большого числа промежуточных фаз в ряду хлорит-смектит – в частности, образуются корренситы и корренситоподобные минералы, а также сапонит. По этой же причине, скорее всего, не отмечается случаев сонахождения хлорита и смектита (диоктаэдрического или триоктаэдрического). В этом состоит отличие Паужетки от гидротермальной системы Кипящая, где в силу быстротечности и интенсивности процессов аргиллизации формируется сокращённый генетический ряд хлорит-смектит, причём сапонит не образуется (не сохраняется) вообще.

Адуляр является одним из минералов-индикаторов перехода гидротермальной системы из пропилитовой стадии в стадию гидротермальной аргиллизации регрессивного этапа. Концентрация сероводорода в таких случаях в растворах закономерно сокращается, и главенствующая роль в процессах преобразования пород переходит к углекислому газу. Набор летучих компонентов, принимающих участие в современном гидротермальном процессе, отражён на рис. 2 и соответствует III фазе их эволюционного ряда. При этом в водоносных горизонтах восстановительная обстановка минералообразования, свойственная пропилитизации, постепенно сменяется окислительной (за счёт атмосферного кислорода). Процесс сопровождается появлением хлорит-смектитов, то есть формированием аргиллизированных пропилитов.

На паровых струях уменьшение концентрации  $\text{H}_2\text{S}$  приводит к появлению всё менее агрессивных конденсатных сульфатных вод, которые на участках дренирования смектитовых глин всё в меньшей и меньшей степени способствуют их замещению каолинитом. Процесс сопровождается сокращением количества новообразованных каолинитовых пакетов и ростом числа реликтовых смектитовых в непрерывной смешанослойной серии смектит-каолинит. Приведённые факты свидетельствуют о том, что в настоящее время Паужетская

гидротермальная система находится на рубеже сернисто-углекислой и собственно углекислой стадий минералообразования.

Таким образом, в обстановках, где влияние вулкано-плутонического магматизма на гидротермальный процесс было ослаблено (области разгрузки горячих растворов), происходит сокращение набора магматических эманаций ( $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $CO_2$ ), задействованных в формировании терм, и снижается температура минералообразования. Гидротермальные системы находятся на сернисто-углекислой стадии развития. Завершение этой стадии выражается в последовательном «отмирании» отдельных фаций пропилитов (эмбрионально развитых среднетемпературных хлорит-альбитовых → широко представленных низкотемпературных цеолитовых и трансильванских) в недрах системы и соответствующих им фаций сернистых опалитов (эмбрионально развитой каолинит-опаловой → часто наблюдаемый опал(кварц)-каолинитовой) на термальных площадках. Следовательно, эти фации необходимо рассматривать как взаимозависимые или корреляционные. При этом процесс минералообразования как на самой поверхности земли, так и в пределах водоносных горизонтов приобретает направленность в сторону развития минералов группы монтмориллонита через смешанослойные хлорит-сметитовые, иллит-сметитовые, каолинит-сметитовые образования и смектит-цеолитовые (цеолит-сметитовые) метасоматиты, т. е. конкретные зоны общей метасоматической колонны образуют единую систему, в которой невозможно изолированное перерождение отдельных зон. Фации аргиллизированных пропилитов и каолинитовых глин также следует считать корреляционными.

Особенности гидротермального минералообразования, протекавшего в обстановке дальнейшего снижения температуры и меняющегося состава летучих компонентов, можно проследить на примере гидротермальных систем, генетически связанных с поверхностным магмопроявлением. Этот вопрос освещается в следующей главе монографии.

## 3.2. ДЕЙТЕРООРОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ

В складчатых зонах, где платформенная стадия развития либо отсутствовала, либо была слишком кратковременной, тектономагматическая активизация зрелой континентальной коры приводила к возникновению вторичных орогенов – дейтероорогенов, по К. В. Боголепову (Хаин, Михайлов, 1985). Типичным их примером являются Забайкалье и сопредельные территории Монголии и Китая. Рассмотрим каждый из этих районов в отдельности.

### 3.2.1. ЗАБАЙКАЛЬЕ

Позднемезозойский дейтероорогенез в Забайкалье развивался в юрское и меловое время и был сопряжён с появлением наложенных прогибов и поднятий на каледонском и герцинском складчатом основании. Дейтероорогенез сопровождался интенсивнейшим вулканизмом, связанным с внутрикоровыми магматическими очагами. В наложенных депрессиях сформировалась мощная осадочно-вулканогенная толща, состоящая из нескольких ( $J_{1-2}$ ,  $J_{2-3}$ ,  $J_3-K_1$ ) разделённых несогласиями свит, эффузивы которых образуют непрерывную серию от базальтов и андезитов до дацитов и риолитов. В верхних горизонтах каждой свиты наблюдается прогрессирующее возрастание роли кислых эффузивов и туфов (Семинский, 1980). С последними генетически связаны промышленные скопления высококремнистых цеолитов и бентонитовых глин гидротермально-метасоматического типа.

В заключительную стадию позднемезозойского дейтероорогенеза в отдельные структуры активизации внедрялись по многочисленным разломам мантийные щелочно-базальтовые интрузии (Щеглов, 1966, 1968, 1980; Вахромеев, Семинский, 1983). С этим моментом сопряжён эпитепмальный рудогенез Забайкалья – возникновение полиметаллически-флюоритовой рудной формации, накопление редких щелочей, радиоактивных элементов и т. д. Следовательно, гидротермальный процесс в дейтероорогенных областях развивался в два этапа: первый (ранний) связан с поверхностным магмопроявлением, а второй (завершающий) – также с участием плутонических явлений. По своим масштабам гидротермальная деятельность первого этапа несопоставимо шире заключительного. Во многих структурах активизации преобразования пород, связанные с завершающим этапом, не отмечаются вообще или выражены крайне слабо (Коробов, 1991<sub>2</sub>). Наиболее активно плутонические процессы проявились в Восточном Забайкалье (Семинский, 1980).

В структурах активизации, где процессы, связанные с поверхностным магмопроявлением, определяют специфику гидротермальной активности, основным тепловым источником гидротермальных систем становятся энергетический эффект геохимических и метасоматических процессов, а также тепло изливающихся расплавов и пирокластических толщ. Термы целиком состоят из нагретых вадозных вод, что доказывается изотопными исследованиями (Природные изотопы, 1975; Zheng, Liu, 1988).

В Забайкалье, где в период позднемезозойской тектономагматической активизации чрезвычайно широкое распространением имели перлиты, формирование гидротермальных систем было сопряжено с вторичной гидратацией кислых вулканических стёкол, а также вторжением основных расплавов в водонасыщенные породы. Там в наложенных депрессиях появлялись многочисленные озёра, которые при последующих извержениях погребались вулканогенным (витрокластическим) материалом с образованием артезианских бассейнов на холодном основании каледонских и герцинских складчатых структур (Скобло, 1968; Писцов, 1968). Удельный тепловой эффект кристаллизации стёкол, слагающих эффузивные породы, составляет в среднем 46 кал/г (Эллис, 1965, 1970). Суммарный тепловой выход при цеолитизации стёкол достигает 200–300 J на 1 г стекла (Петрова, Киров, 1988), что сопоставимо с теплом остывающих интрузий.

При погребении продуктами извержений озёрных ванн и соединявших их речных систем происходило наиболее эффективное выделение тепловой энергии, соответствующее, по А. Дж. Эллису (1970), стадии первоначального разогревания коллекторов поглощённых вод большого объёма. Экзотермические реакции гидратации, цеолитизации и раскристаллизации вулканического стекла вызывали прогрев водовмещающих пород артезианских бассейнов, свободную конвекцию подземных растворов и возникновение гидротермальных систем забайкальского типа (Коробов, 1988<sub>2,3</sub>). Сказанное подтверждается радиологическим датированием, показавшим в Забайкалье синхронность позднемезозойского (юрско-мелового) этапа формирования вулканотектонических структур и имевших место в них в это время гидротермально-метасоматических процессов (Александров и др., 1986). Доминирующим (часто единственным) газовым компонентом горячих растворов служит  $\text{CO}_2$ . Широкомасштабные низкотемпературные ( $< 200^\circ\text{C}$ ) изменения пород относятся к углекислотному (гидрокарбонатному) метасоматозу. Они характеризуются отсутствием не только собственно пропицитов и вторичных кварцитов, но и аргиллизированных пропицитов (водоносные горизонты) и взаимозависимых с ними каолинистых глин (зона аэрации).

Поскольку дейтероорогенные гидротермальные системы Забайкалья генетически связаны с процессами поверхностного магмопроявления, для лучшего понимания условий их возникновения необходимо кратко остановиться на рассмотрении продуктов мезозойского вулканизма и обстановок, в которых они накапливались.

### 3.2.1.1. Краткая характеристика продуктов мезозойского вулканизма

Мезозойский дейтероорогенный вулканизм Забайкалья сосредоточен в двух структурно-формационных зонах – Западно- и Восточно-Забайкальской. Он прошёл три этапа своей истории: ранний (Т- $J_1$ ), средний ( $J_2$ - $K_1$ ) и поздний ( $K_1$ ) с тенденцией омоложения с запада на восток данной территории (Семинский, 1980; Вахромеев, Семинский, 1983; Гордиенко и др., 1989). Среднемезозойский вулканический цикл привёл к широкому развитию эффузивных и пирокластических образований, отличающихся наибольшей сохранностью в регионе. Среди них выделена трахибазальт-трахириолитовая формация, которая встречается во всех районах Забайкалья и широко распространена в Монголии (Ковальский и др., 1969; Семинский, 1980; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978). В Западном и Центральном Забайкалье в эту формацию входят ичетуйская ( $J_{1-2}$ ), удинская ( $J_{2-3}$ ), хилокская ( $J_3$ - $K_1$ ) и другие свиты и серии; в Восточном Забайкалье – абагайтуйская и тургинская свиты ( $J_3$ - $K_1$ ), первая из которых входит в состав нижнетургинского биостратиграфического горизонта.

В ранней – средней юре в Западном и Центральном Забайкалье контрастная базальт-риолитовая формация представлена породами ичетуйской свиты ( $J_{1-2ic}$ ). В основании разреза этой свиты залегают глыбовые конгломераты и туфоконгломераты с прослоями туфопесчаников и аргиллитов. На осадочные образования или непосредственно на породы фундамента ложатся трахибазальты и базальты с горизонтами трахиандезитов, трахитов, комендитов (в верхах разреза). Излияние основных эффузивов носило трещинный характер, но нередко формировались жерловые фации и отдельные вулканические постройки центрального типа, поэтому в вулканотектонических впадинах сосредоточены крупные базальтовые поля – Малохамардабанское, Маргинтуйское, Тугнуйское и др. (Гордиенко и др., 1989).

В Мухор-Талинской вулканотектонической депрессии кислые породы (трахириолиты) ичетуйской свиты слагают самые верхние горизонты изверженных толщ. Они залегают либо непосредственно на породах кристаллического фундамента, а также на глыбовых конгломератах и туфоконгломератах, либо на базальтах (андезито-базальтах) и их туфах. Трахириолиты принимают участие в строении нескольких экстрезивных куполов, в границах которых сосредоточено Мухор-Талинское месторождение высококремнистых цеолитов.

В средней – поздней юре в Западном Забайкалье образовались породы трахибазальт-трахириолитовой вулканической формации (удинская, зун-неметейская, бадинская свиты), слагающие крупные вулканотектонические впадины (Хуртейская, Алентуйская, Ургинская, Могзонская, Бадинская и др.) и вулканоседиментационные депрессии (Еравнинская, Газимурская, Оловская и др.). В вулканотектонических впадинах в основании разреза пород удинской свиты ( $J_{2-3ud}$ ) отмечаются брекчии, конгломераты, песчаники и алевролиты. На осадочных образованиях, а местами непосредственно на кристаллическом фундаменте залегают трахиандезитовые, андезитовые и трахибазальтовые туфы и порфириты. Последние слагают покровы, силлы и дайки. Кислые вулканогенные породы формируют тела значительных размеров. Они перекрывают средние по составу эффузивы и их пирокластические аналоги или непосредственно ложатся на породы кристаллического фундамента. При этом наиболее распространёнными являются трахидацитовые (трахидацито-риолитовые) кластолавы, туфолавы и туфы, слагающие экстрезивные купола (Холинский и др.). Формирование последних связано с завершающими стадиями вулканизма. В смежных вулканоседиментационных депрессиях, находящихся на удалении от эруптивных центров, в составе удинской свиты сокращается общее количество изверженных пород при увеличении относительной доли пирокластического материала. С породами удинской свиты сопряжены стратиформные месторождения гидротермально-метасоматических цеолитов (Холинское в Хуртейской вулканотектонической впадине) и аналогичных по генезису бентонитов (Тулдонское и Тарягинское в Еравнинской вулканоседиментационной депрессии).

В условиях Забайкалья гидратация и сопряжённые с ней преобразования кислых богатых щелочами стёкол (перлитов) протекали неодинаково даже в одних и тех же структурах активизации. Это было связано с особенностями строения сосредоточенных в них вулканокупольных построек, спецификой озёрных ванн, где могли накапливаться вулканиды, характером самих изверженных пород и т. д. Так, несмотря на однотипность Холинского и Мухор-Талинского палеовулканов, у них обнаруживаются различия в размерности вулканокластического материала и условиях его аккумуляции, что, в свою очередь, сказывается на особенностях гидротермального изменения пород.

Месторождение Мухор-Тала приурочено к крупной вулкано-купольной постройке, состоящей из трёх экструзивов: Мухор-Булык, Барун-Аршан, Мухор-Тала. В их строении снизу вверх различаются псаммитово-псефитовые, алевролитовые и алевро-пелитовые кристалло-лито-витрокластические туфы (суммарная мощность 10–45 м), псефитово-агломератовые (кристалло-лито-)витрокластические туфы (мощностью 20–100 м), брекчии перлитов, литоидные стёкла (стекловатые эффузивы) и трахириолиты суммарной мощностью 90 м (Коробов, Ульзутуев, 1987).

Наличие трёх экструзивных куполов препятствовало возникновению на месторождении озёр (консидиментационных структур активизации), за исключением отдельных территорий, где таковые образовывались в периоды вулканического затишья (Ковальский, 1968). Формирование куполов сопровождалось не только эксплозивной деятельностью, но и процессами «шелушения» застывающей вязкой лавы при её выдавливании на поверхность, что приводило к накоплению в пониженных и обводнённых участках месторождения толщи агломератовых витрокластических туфов. Крупные размеры обломков способствовали продолжительному сохранению тепла и интенсивному их свариванию, а взаимодействие с метеорными водами дало толчок к развитию гидротермального процесса. Указанные факторы обеспечили поддержание относительно высокой температуры Мухор-Талинской гидротермальной системы и преимущественное развитие морденита.

Холинский палеовулкан (Хуртейская вулкано-тектоническая депрессия) представлен одним экструзивным куполом, значительно уступающим по размерам Мухор-Талинской вулкано-купольной постройке (Семинский, 1980). В его строении принимают участие (снизу вверх) трахидацитовые кристалло-литокластические туфы (вскрытая мощность 15 м), преимущественно витрокластические (от алевролитовых до псефито-псаммитовых) трахидацитовые и трахириолитовые туфы (60 м), перлиты и их брекчии (20 м), трахириолиты (до 70 м). В непосредственной близости от Холинского экструзива возникали пресноводные озёрные бассейны, нацело заполнявшиеся тонко-среднеобломочными кислыми гиалотуфами при очередном извержении вулкана. На это указывает правильная тонкая горизонтальная обычно ритмичная слоистость и плитчатость цеолитовых туфов Хуртейской вулкано-тектонической депрессии (Коробов, Ульзутуев, 1985<sub>1,2</sub>). Такая слоистость и плитчатость очень редко наблюдается на Мухор-Тале.

Малый размер витрокластического материала, видимо, препятствовал интенсивному свариванию туфов, а значительная их обводнённость в артезианских бассейнах хотя и приводила к разогреву пород, всё же не позволила достигнуть температурного уровня мухор-талинской системы. Поэтому стекловатая пирокластическая Холинского месторождения преобразовалась в более низкотемпературный, по сравнению с морденитом, клиноптилолит.

В смежных с вулкано-тектоническими депрессиями вулкано-седиментационных впадинах в силу господствующих там более низкотемпературных условий минералообразования витрокластические породы претерпевали преимущественную смектитизацию.

Подробнее остановимся на рассмотрении продуктов гидротермального изменения в наложенных структурах активизации Забайкалья.

### 3.2.1.1.1. Продукты гидротермального изменения пород в вулкано-тектонических депрессиях

#### 3.2.1.1.1.1. Продукты изменения кислых пород

**3.2.1.1.1.1.1. Мухор-Талинская депрессия.** Кислые богатые щелочами (> 8%) гиалотуфы Мухор-Талинского экструзивного купола в результате гидротермальных процессов превращаются в метасоматиты, состоящие из цеолитов (морденита, редко гейландит-клиноптилолита), слоистых силикатов (иллитов, смешанослойных иллит-смектитовых образований, а также более позднего смектита), калиевого полевого шпата (адуляра) и низкотемпературного  $\alpha$ -кристобалита. Количество минералов варьирует в широких пределах. Цеолиты имеют наибольшее распространение (рис. 10). Гидротермалиты, в которых морденит доминирует, мы называем цеолитолитами. Цеолитолиды представляют собой прочные монолитные образования зелёного, белесовато-зелёного, а также красного, бежевого и коричневого цветов с зелёным оттенком, реже без него. В некоторых случаях в породах видна тонкая горизонтальная слоистость. Цеолитолиды прекрасно сохраняют структурно-текстурный рисунок родоначальных пород и по внешнему виду, как правило, неотличимы от материнских туфов.

Детальные наблюдения в шлифах, проведённые с привлечением рентгеноструктурного анализа, позволили установить, что вещественный состав метасоматитов определяется в первую очередь степенью спекаемости (и как следствие – проницаемостью) родоначальных пород, которая зависит от размерности слагающих туфы обломков.

Так, интенсивно сваренные псефитово-агломератовые и агломератовые гиалотуфы замещены морденитом, гидрослюдой, адуляром и кристобалитом. В менее сваренных крупно-грубообломочных стекловатых туфах, наряду с морденитом, адуляром и кристобалитом, развиваются иллит-смектиты, которые приходят на смену гидрослюдам. Слабо спёкшиеся или не сваренные средне-крупнообломочные гиалотуфы замещены морденитом, гидрослюдой, адуляром и кристобалитом. В менее сваренных крупно-грубообломочных стекловатых туфах, наряду с морденитом, адуляром и кристобалитом, развиваются иллит-смектиты, которые приходят на смену гидрослюдам. Слабо спёкшиеся или не сваренные средне-крупнообломочные гиалотуфы замещаются морденитом, кристобалитом и более поздним смектитом. Тонкообломочные преимущественно пепловые туфы, не испытывавшие никакого спекания, превращены в структурные смектитовые глины, ассоциирующие с кристобалитом и примесью реликтового морденита. При этом на месторождении сформировались следующие метасоматические зоны: иллит-морденитовая с адуляром → иллит-смектит-морденитовая с адуляром → смектит-морденитовая → смектитовая (гидротермальных глин). Остановимся подробнее на рассмотрении каждой из них в отдельности.

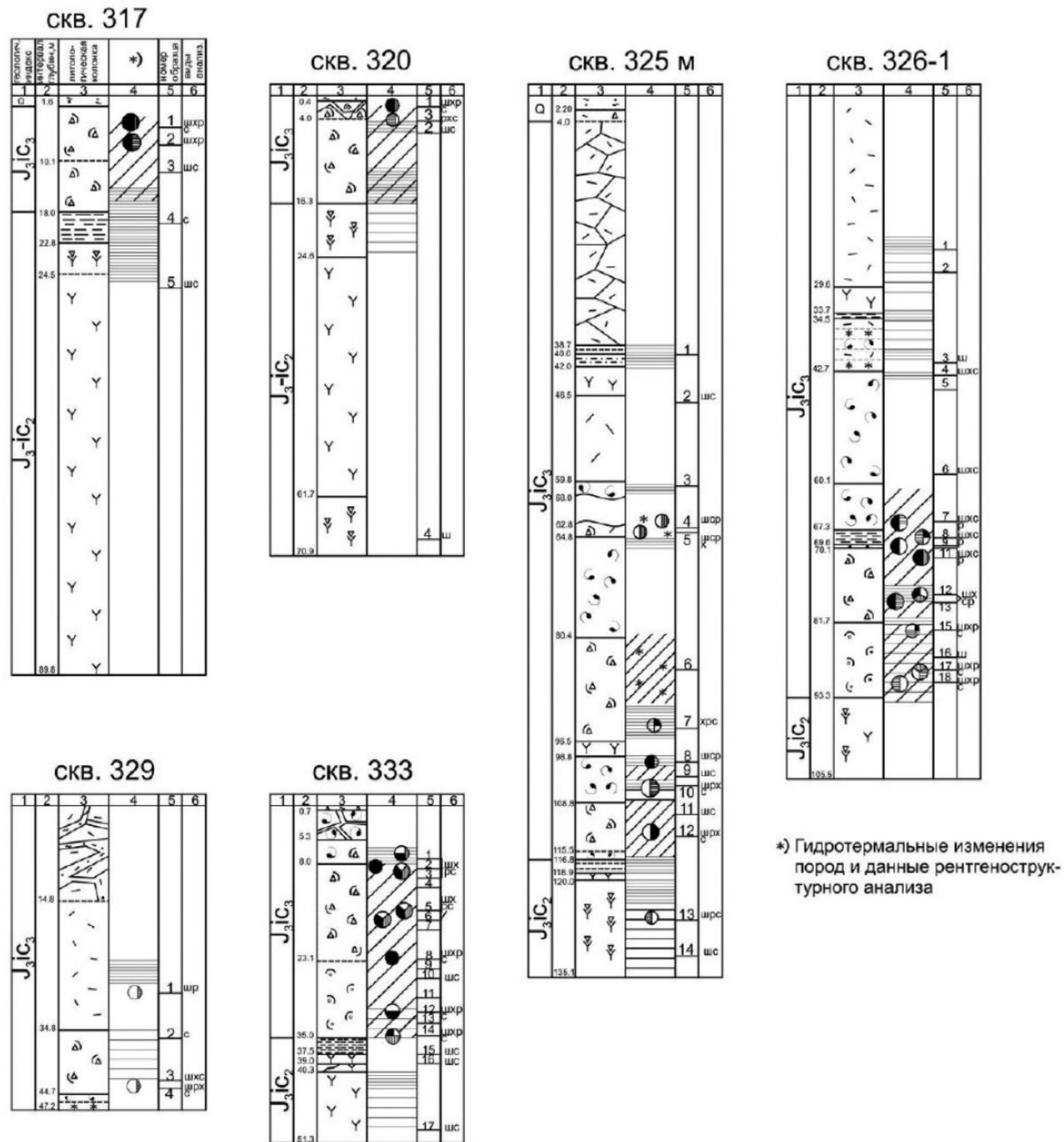


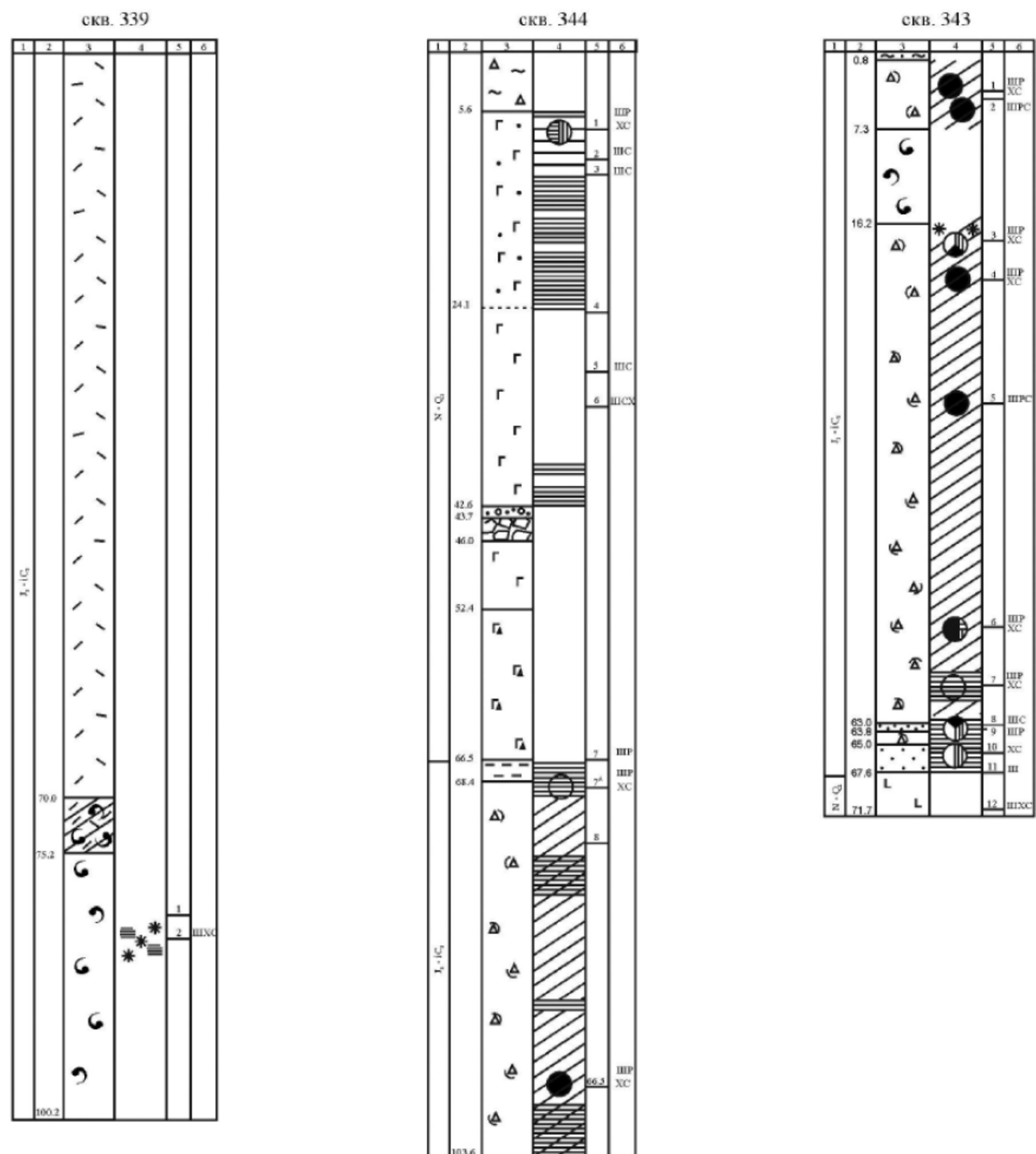
Рис. 10. Геологические разрезы месторождения Мухор-Тала с выявленными в них типами цеолитсодержащих метасоматитов

3.2.1.1.1.1.1. *Иллит-морденитовая с адуляром зона.* Указанная зона приурочена к интенсивно сваренным гиалотуфам. В таких породах отдельные гиалокласты утрачивают чёткость очертаний и начинают напоминать типичное «фьямме». Цементирующая масса за счёт спекания в гомогенное стекло, как и основная часть стекловатых обломков, приобретает псевдофлюидальную, реже переходную от перлитовой к псевдофлюидальной текстуру.

Ведущим минералом зоны является морденит, менее развиты кристобалит и калиевый полевой шпат (адуляр), в качестве примеси присутствует иллит (гидрослюда). Минералы диагностируются рентгеноструктурным анализом и в иммерсионных препаратах.

Морденит образует микрокристаллические агрегаты, равномерно распределённые в поле шлифа. Цеолитизированные гиалотуфы полностью наследуют структурно-текстурный рисунок родоначальных пород. Морденит имеет серую интерференционную окраску и очень слабо реагирует на поляризованный свет.

Наряду с морденитом в процессе гидротермального изменения витрокластических туфов нередко формируется калиевый полевой шпат (адуляр). Он всегда ассоциирует с интенсивно цеолитизированными породами и, как правило, занимает подчинённое положение по отношению к мордениту, но иногда присутствует в равных количествах с ним. Два этих минерала сингенетично развиваются по вулканическому стеклу и образуют сростания. Калишпат приурочен к обломкам с массивной и псевдофлюидальной текстурой, а также к сварен-



Условные обозначения

	суплинок		витрокластический туф агломератовый		туффиты и литокластические туфы смешанного состава	Результаты рентгеноструктурного анализа	
	щебень в суплинке		кислый витрокластический туф псефитовый и псаммитовый		прослой глины		морденит
	суплинок с обломками риолитов		интенсивно сваренный витрокластический туф (игнибрит)		песчано-галечные отложения		сметит (смешаннослоистое образование)
	базальт (долерит) массивный		девитрифицированный витрокластический туф		валунные конгломераты		кристаллит (кварц)
	базальт амигдалоидный		пепловый туф		брекчи		полевой шпат
	туф кристаллолитокластический основного состава		окремненный (перекристаллизованный пепловый туф)	Комплексе гидротермальных изменений, фиксируемых визуально или микроскопически (графа 4)			
	риолиты (эффузивы) и риолитовые туфы		переслаивающиеся пепловые, псефитовые туфы и их туффиты		неизменные породы		
	фельзиты		трахиты и трахит-порфиры		глинизированные породы		
	литонидные перлиты		туф кристаллолитокластический, трахитового состава		цеолитизированные породы		
	стекловатые агломераты		переслаивающиеся трахиты и их туфы		девитрифицированные породы		
			гидрослюдизированные породы		гидрослюдизированные породы		

Рис. 10 (окончание)



ной в гомогенное стекло цементирующей массе туфов. Адуляр встречается в виде отдельных неправильных зёрен или небольших скоплений. Он хорошо реагирует на поляризованный свет и на фоне трудно диагностируемой микрокристаллической цеолитовой массы образует ярко светящийся крап.

Кристаллит приурочен к пустотам и кавернам сваренных пород, где образует тонкие волокнистые агрегаты с характерным веерообразным погасанием. Его выделения нередко обрамляются каймой окисных минералов марганца и железа.

Гидрослюда локализована главным образом по направлению флюиальности и слагает неправильные, комковатые, эллипсоидные, реже шнуровидные агрегаты. Нередко этот минерал хаотично распределён по основной массе породы. Гидрослюда диагностируется по межплоскостным расстояниям с  $d = 10,00\text{--}10,12 \text{ \AA}$ . Присутствующая тут же деградированная гидрослюда, содержащая в своей решётке 15–20% разбухающих пакетов, устанавливается по межплоскостным расстояниям с  $d = 10,12\text{--}10,21 \text{ \AA}$ . После насыщения глицерином  $d = 9,82\text{--}9,76 \text{ \AA}$ . Количественное соотношение морденита, кристобалита и адуляра в метасоматитах может заметно варьировать. В пределах самого крупного купола Барун-Аршан эти минералы нередко находятся в равных количествах. Иногда основная масса вулканического стекла там замещается преимущественно адуляром и кристобалитом. При этом она, по существу, испытывая девитрификацию, становится гиалопилитовой, переходящей к микрофельзитовой. Это обстоятельство, видимо, заставило Н. Я. Волянюка (1972) отнести гидротермально изменённые перлиты Мухор-Талы к «вторичным фельзитам». Под «вторичными фельзитами» этот исследователь понимает интенсивно преобразованные в процессе фельдшпатизации (адуляризации), цеолитизации, смектитизации, реже окварцевания перлиты. Согласно А. Дж. Эллису (1970), реакции девитрификации и гидратации стекловидных вулканических пород экзотермичны и сопровождаются выделением тепла в количестве соответственно 83–46 кал/г и 75 кал/г.

Химический состав пород зоны приводится в табл. 9.

Таким образом, учитывая относительные содержания новообразованных минералов в данной зоне, можно выделить в ней следующие минеральные ассоциации: адуляр + кристобалит + (морденит + гидрослюда) → адуляр + морденит + кристобалит + (гидрослюда) → морденит + (кристобалит + адуляр + гидрослюда).

**3.2.1.1.1.1.2. Иллит-смектит-морденитовая с адуляром зона.** Данная зона тяготеет к менее сваренным крупно-грубообломочным стекловатым туфам, в которых, наряду с обломками псевдофлюиальной текстуры, прежде присутствовали (и часто доминировали) гиалокласты с перлитовой отдельностью.

Ведущим минералом зоны является морденит, в значительно меньшем количестве присутствуют адуляр, кристобалит, а также иллит-смектитовые смешанослойные образования, пришедшие на смену гидрослюдам.

Наблюдения в шлифах показывают, что микроскопические агрегаты морденита продолжают развиваться по обломкам с псевдофлюиальной (за счёт спекания) текстурой и по цементирующей массе, сваренной в гомогенное стекло. Гиалокласты с перлитовой отдельностью замещаются крупнозернистым морденитом, находящимся в обрамлении смешанослойного иллит-смектита. Морденит перлитовых луковиц сложен бесцветными таблитчатыми отчётливо анизотропными кристаллами с серовато-белой интерференционной окраской. Нередко центральные части перлитовых ядер и немногочисленные пустотки выполнены встречнонаправленными длинноугольчатыми изотропными агрегатами цеолитов.

Неупорядоченные диоктаэдрические смешанослойные иллит-смектитовые образования имеют в своей решётке разное число смектитовых слоёв.

Иллит-смектиты, содержащие 20–25% разбухающих пакетов, устанавливаются в природных образцах по межплоскостным расстояниям с  $d = 10,35\text{--}10,40 \text{ \AA}$ ; в насыщенных глицерином пробах  $d = 9,76 \text{ \AA}$ . Смешанослойные образования с 30% смектитовых слоёв имеют  $d = 11,05 \text{ \AA}$ . Иллит-смектиты, содержащие 30–40% разбухающих пакетов, определяются по межплоскостным расстояниям с  $d = 11,05\text{--}11,33 \text{ \AA}$ . Смешанослойные минералы с 40–50% смектитовых слоёв диагностируются в природных образцах по межплоскостным расстояниям с  $d = 11,37\text{--}11,63 \text{ \AA}$ . В насыщенных глицерином пробах  $d = 17,89\text{--}19,00 \text{ \AA}$ . Наконец, иллит-смектит с максимальным содержанием разбухающих пакетов (60%) характеризуется межплоскостным расстоянием с  $d = 11,85 \text{ \AA}$ , которое в обработанных глицерином образцах возрастает до  $19,00 \text{ \AA}$ .

Перечисленные минералы образуют единый генетический ряд с гидрослюдами, в котором закономерно увеличивается концентрация смектитовых слоёв: иллит → А:В ≈ 85:15 → А:В ≈ 75:25 → А:В ≈ 70:30 → А:В ≈ 60:40 → А:В ≈ 50:50 → А:В ≈ 40:60.

Иллит-смектитовые смешанослойные минералы, как правило, приурочены к кавернам, пустотам или трещинкам прежде стекловатых ингредиентов туфов. Они образуют плотные выделения, напоминающие в шлифах капли густого сиропа эллипсоидной, банановидной, округлой (изометричной) или неправильной (амёбовидной) формы. Иллит-смектиты имеют буровато-зелёный, жёлто-бурый и тёмно-зелёный цвет, очень слабо плеохроируют в светлых тонах и имеют яркую жёлтую или красновато-жёлтую до оранжевой интерференционную окраску второго и третьего порядка. Иногда плохо реагируют на поляризованный свет. Смешанослойным минералам присуще волнистое или «крестовое» (изометричные скопления) погасание. От гидрослюд иллит-смектиты отличаются более низким рельефом и показателем преломления, ослаблением плеохроизма, утратой чёткости форм выделения агрегатов, которые приобретают черты колломорфного строения.

В количественном отношении смешанослойные минералы находятся в подчинённом положении относительно морденита. Однако в некоторых случаях (в крупных гиалокластах) их количество возрастает до уровня морденита или даже превосходит последний.

Адуляр, как и в предыдущем случае, приурочен к цементирующей массе туфов, сваренной в гомогенную стекловатую массу, а также к гиалокластам с псевдофлюиальной текстурой.

Химический состав (вес.%) и физические параметры пород продуктивного комплекса месторождения Мухор-Тала

№ п/п	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Ппп	Сумма	Открытая пористость, %	Объемная плотность, г/см <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1	72-1	76,54	0,02	10,99	0,17	0,42	0,26	0,28	1,20	0,40	6,60	Нет	Нет	1,91	0,41	0,16	99,36	Н. опр.	Н. опр.
2	312-13	74,30	0,16	11,81	1,01	0,56	Сл.	0,57	0,21	0,67	8,58	Сл.	Нет	1,15	0,33	Нет	99,35	Н. опр.	Н. опр.
3	72-20	70,20	0,16	14,29	0,79	0,56	0,03	0,56	Нет	1,37	6,98	0,08	Нет	2,67	1,49	0,19	99,37	Н. опр.	Н. опр.
4	163-26	66,00	0,16	13,19	1,40	0,42	0,17	1,14	0,62	3,32	4,53	Нет	0,25	4,99	3,13	Нет	99,32	5,9	2,130
5	316а-5	72,78	0,05	11,81	0,09	0,70	0,03	1,26	Нет	1,08	7,00	Сл.	Нет	3,33	1,21	Нет	99,34	5,7	2,125
6	9-1	70,54	0,13	10,98	0,61	0,99	0,01	1,82	0,10	0,81	4,92	Сл.	0,69	4,40	3,46	Нет	99,46	4,4	2,096
7	20-4	66,72	0,13	13,74	0,24	0,98	0,05	2,10	0,30	1,28	4,51	Нет	Нет	5,25	4,05	0,19	99,54	2,6	2,068
8	20-66	62,72	0,10	16,48	0,46	1,13	0,07	1,96	0,60	1,07	5,74	Нет	Сл.	5,66	3,36	Нет	99,36	Н. опр.	Н. опр.
9	72-7	69,78	0,02	13,46	0,47	0,63	0,05	0,98	0,10	2,29	3,86	0,15	Нет	4,72	3,12	0,17	99,80	6,0	2,129
10	72-13	65,94	0,07	13,74	1,93	0,28	0,34	1,40	0,10	3,03	2,22	Нет	Нет	5,39	4,45	0,41	99,30	5,6	2,120
11	163-16	69,04	0,13	15,27	0,65	0,16	Сл.	0,57	0,62	1,64	4,29	Сл.	Нет	5,29	2,29	Нет	99,95	6,1	2,083
12	312-2	69,26	0,48	12,49	1,40	0,28	0,03	2,28	0,10	1,35	5,59	Сл.	0,04	3,22	2,38	0,53	99,43	Н. опр.	Н. опр.
13	9-2	62,40	0,18	15,11	2,94	0,56	0,06	1,68	0,60	0,98	4,34	0,12	0,69	5,92	4,00	Нет	99,58	7,2	2,046
14	72-4	67,0	0,05	13,74	1,70	0,35	Нет	1,12	Нет	2,63	2,53	Сл.	Сл.	5,16	4,20	0,94	99,42	8,8	2,036
15	72-9	69,72	0,02	12,36	0,71	0,56	0,08	0,84	0,50	2,53	3,30	Нет	Нет	4,98	3,62	0,27	99,49	Н. опр.	Н. опр.
16	72-11	66,84	0,07	14,01	0,94	0,42	0,08	1,12	0,50	2,67	2,72	Нет	Нет	6,01	3,59	0,34	99,31	17,3	1,825
17	163-18	66,94	0,21	13,05	1,50	0,92	0,01	1,43	0,41	2,62	5,66	Сл.	Нет	4,85	2,23	0,37	100,20	Н. опр.	Н. опр.
18	163-20	68,48	0,13	12,77	1,75	0,99	Сл.	1,43	0,10	2,53	5,35	Сл.	0,10	4,11	2,70	Нет	100,44	Н. опр.	Н. опр.
19	163-21	67,70	0,21	12,77	1,66	0,56	0,03	1,00	0,31	2,70	5,23	Сл.	Нет	3,83	2,89	0,47	99,36	7,4	2,096
20	163-23	65,82	0,26	13,60	2,05	0,28	0,03	1,14	0,42	3,07	5,36	Сл.	Нет	4,50	2,84	Нет	99,37	Н. опр.	Н. опр.
21	313-2	66,86	0,07	12,49	1,34	0,85	0,03	2,28	Нет	2,16	4,87	0,13	0,18	4,91	3,25	0,29	99,71	10,6	1,950
22	313-2а	64,68	0,10	12,49	0,68	0,56	0,01	2,57	0,41	2,55	2,12	0,04	Нет	9,88	3,83	Нет	99,92	14,2	1,887
23	9-6	68,08	0,10	13,19	3,90	0,42	0,05	1,40	0,60	0,70	3,98	0,13	0,55	3,75	2,95	0,26	100,06	7,7	2,023
24	20-13	68,34	Нет	13,19	0,61	0,77	0,03	1,68	0,20	1,35	5,78	Нет	0,11	3,68	3,58	0,16	99,48	15,1	1,891
25	163-29	60,40	0,24	14,71	1,89	0,37	0,15	2,28	0,72	0,82	4,80	0,02	Нет	7,24	5,88	Нет	99,52	12,4	1,918
26	312-17	66,50	0,13	13,32	1,73	0,35	0,02	2,43	0,10	1,59	3,25	Нет	0,18	6,16	4,01	Нет	99,77	17,9	1,823
27	316-2а	65,24	0,24	13,99	0,61	1,20	0,07	1,82	0,91	1,59	4,02	Сл.	Сл.	5,90	3,83	Нет	99,42	18,1	1,909
28	9-4	60,92	0,18	16,07	1,55	0,28	0,08	1,96	2,82	0,54	1,16	Сл.	0,96	5,75	7,09	Нет	99,36	26,7	1,397
29	9-5	62,20	0,16	15,66	5,36	0,56	0,06	1,68	1,01	1,08	2,29	0,13	0,83	4,22	4,57	Нет	99,81	39,0	1,506
30	9-6	65,14	0,13	14,97	2,47	0,21	0,03	1,40	1,01	1,27	3,52	Сл.	0,83	4,59	3,83	Нет	99,40	31,0	1,513
31	9-9	64,42	0,24	16,76	2,23	0,14	0,01	1,12	1,21	0,90	4,60	Сл.	0,83	4,03	3,61	Нет	100,10	30,5	1,708
32	312-8	50,88	0,18	18,32	1,63	0,14	0,05	2,85	3,18	0,11	Сл.	Сл.	0,04	9,18	12,99	Нет	99,55	50,0	1,254
33	313-4	58,58	0,24	17,77	1,82	0,56	Сл.	2,99	3,28	1,29	2,65	0,08	0,32	4,72	6,14	Нет	100,44	42,9	1,389
34	К-6	68,34	0,12	13,74	0,85	0,84	0,06	0,84	Нет	3,68	5,47	Нет	Нет	4,76	0,24	0,55	99,49	0,5	2,333
35	163-3	67,58	0,13	14,71	0,49	0,90	0,05	0,43	0,51	4,98	3,62	0,04	0,59	5,40	0,20	Нет	99,63	0,4	2,336
36	163-4	68,50	0,07	11,66	2,08	0,81	0,06	1,43	Нет	4,04	4,54	0,04	0,45	4,80	0,50	0,36	99,34	0,5	2,320

Примечание. Метасоматиты с минеральной ассоциацией: 1-2 - адуляр + кристобалит + (морденит + иллит); 3-5 - адуляр + морденит + кристобалит + (иллит); 6-12 - морденит + (иллит + адуляр + кристобалит); 13-22 - морденит + (иллит + смектит + кристобалит); 23-27 - морденит + (смектит + кристобалит); 28-33 - смектит + (морденит + кристобалит); 34-36 - свежее вулканическое стекло (перлит).

Кристаллит локализован в пустотках и перлитовых трещинках цеолитизированных обломков стекла. Его выделения содержат тонкие прослойки иллит-сметитов с отчётливым волокнистым строением. В некоторых случаях агрегаты кристаллита приобретают тенденцию к сферолитовому росту. По мнению Н. Я. Волянюка (1972), кристаллит, наряду с халцедоном, кварцем и люссатитом (кристаллитовым халцедоном), является характерным минералом выполнения пустот во «вторичных фельзитах» Мухор-Талинского месторождения.

Химический состав пород зоны даётся в табл. 9.

На основании приведённых рассуждений можно заключить, что данная метасоматическая зона представлена следующей минеральной ассоциацией: морденит + {иллит-сметиты ( $A:B \approx 75:25 \rightarrow A:B \approx 70:30 \rightarrow A:B \approx 60:40 \rightarrow A:B \approx 50:50 \rightarrow A:B \approx 40:60$ ) + кристаллит + адуляр}.

**3.2.1.1.1.1.3. Сметит-морденитовая зона.** Сметит-морденитовая зона локализована в нижних горизонтах продуктивных цеолитолитовых толщ, находящихся за пределами кислых экструзивных куполов. Она приурочена к слабо сваренным и более проницаемым псаммито-псефитовым стекловатым туфам, в составе которых заметную роль играют обломки пород (до 20%), кристаллов кварца и полевых шпатов (до 5%). Малые размеры пирокластического материала, близость холодного контакта, некоторая удалённость от экструзива определили, сообразно теоретическим представлениям Е. Ф. Малеева (1977), незначительное спекание пород, что наложило, в свою очередь, отпечаток на характер их гидротермального изменения.

Основным минералом зоны является морденит, в меньшем количестве – кристаллит и более поздний сметит, в качестве примеси встречаются иллит-сметиты и клиноптилолит. На юге месторождения появляются цеолитолиты, где клиноптилолит фрагментарно находится в равных количествах с морденитом.

Петрографические наблюдения показали, что вулканическое стекло туфов, замещённое морденитом, в дальнейшем подвергается более поздней (наложенной) сметитизации. Процесс начинается с перерождения смешанослойных иллит-сметитовых минералов. Если сметиты по микротрещинам резорбируют запечатанные в морденитовой массе смешанослойные образования, то последние меняют свою интерференционную окраску с бронзово-жёлтой на зеленовато-серую, у них уменьшается показатель преломления, рельеф становится ниже, ослабевает или совсем исчезает плеохроизм, а слагающие их чешуйчатые агрегаты делаются более рыхлыми, скрытокристаллическими, колломорфными.

Сметитизация захватывает в первую очередь цементирующую массу туфов, а потом постепенно распространяется на цеолитизированные обломки стекла, приурочиваясь к направлению флюиальности, кавернам и перлитовым трещинкам. В таких случаях не удаётся отделить сингенетичные мордениту иллит-сметитовые минералы от таковых регрессивной стадии монтмориллонитизации.

Интенсивность наложенной сметитизации зависит от структурно-текстурных особенностей цеолитизированных гиалокластов. Если они имели большую изрезанность границ (контуров), обуславливающую высокую площадь контакта с цементирующей массой, сметитизация протекала активнее. Обломки изменённого стекла расчлняются на отдельные фрагменты, количество которых с развитием регрессивной аргиллизации закономерно сокращалось. Этим минералом завершается генетический ряд: иллит  $\rightarrow$  иллит-сметиты  $\rightarrow$  сметит.

Химический состав пород даётся в табл. 9.

Таким образом, принимая во внимание тенденцию регрессивной аргиллизации на Мухор-Талинском месторождении, в рассматриваемой зоне можно выделить следующие минеральные ассоциации: морденит + (кристаллит + иллит-сметиты + сметит)  $\rightarrow$  морденит + (кристаллит + сметит + клиноптилолит)  $\rightarrow$  морденит + клиноптилолит + (кристаллит + сметит).

**3.2.1.1.1.1.4. Сметитовая зона (гидротермальные глины).** В проницаемых (не сваренных) псаммитово-псефитовых, алевропелитовых и алевритовых туфах, лежащих в подошве продуктивных толщ, где наблюдалось максимальное истечение гидротермальных растворов, аргиллизация (сметитизация) проявилась наиболее активно (см. рис. 10). Петрографические исследования показали, что в зонах интенсивной аргиллизации заканчивается резорбция морденита сметитом. При этом в глинистых метасоматитах кое-где всё же сохраняются реликты замещённых цеолитами гиалокластов. Зёрна полевых шпатов и редко встречающегося кварца, а также обломки кислых пород остаются совершенно свежими даже после полной сметитизации цеолитов.

Основным новообразованным минералом зоны является регрессивный сметит, в меньшем количестве присутствует кристаллит, в качестве примеси – морденит.

Гидротермальные аргиллиты представляют собой плотные, часто восковидные и жирные на ощупь образования разнообразной окраски: белой с зеленоватым и желтоватым оттенком, бело-розовой, красновато-коричневой и серовато-жёлтой. Во влажном состоянии глины пластичные и вязкие, иногда напоминают псевдоцебенистую массу. При высыхании покрываются многочисленными трещинками и распадаются на мелкие обломки, которые имеют занозистый («шестоватый»), угловатый и землистый излом. Гидротермальные аргиллиты, как правило, прекрасно сохраняют структурно-текстурный рисунок материнских пород.

Сметиты подтверждены рентгеноструктурными исследованиями. Химический состав гидротермальных глин даётся в табл. 9. Интересно, что содержание пирита в глинах не превышает 9% тяжёлой фракции 0,25–0,01 мм. Часто этот минерал отсутствует вообще, а фракция обогащена окислами и гидроокислами железа и иными рудными минералами. Учитывая, что бентониты являются прекрасными водоупорами, можно говорить о надёжной консервации сульфидов в их толщах. Поэтому весьма ограниченное присутствие пирита в аргиллитах, видимо, говорит об исчезающе малом участии сероводорода в гидротермальном процессе.

Приведённые данные свидетельствуют, что минеральная ассоциация сметит + (кристаллит + морденит) характеризует зону гидротермальных глин Мухор-Талы. В целом же в метасоматических зонах Мухор-Талинской вулкано-купольной постройки устанавливаются следующие закономерно сменяющие друг друга минеральные ассоциации: адуляр + кристаллит + (морденит + иллит)  $\rightarrow$  адуляр + морденит + кристаллит + (иллит)  $\rightarrow$  морденит + (адуляр + кристаллит + иллит-сметит)  $\rightarrow$  морденит + (иллит-сметит + регрессивный сметит + кристаллит)  $\rightarrow$  морденит + (регрессивный сметит + клиноптилолит + кристо-

балит) → морденит + клиноптилолит + (кристобалит + регрессивный смектит) → регрессивный смектит + (кристобалит + морденит). Этот ряд отражает снижение температурных условий гидротермального (гидротермально-метасоматического) минералообразования и прослеживается в направлении от самого крупного купола Барун-Аршан на юг месторождения.

**3.2.1.1.1.2. Хуртейская депрессия.** Кислые гиалотуфы Холинского экструзивного купола под действием гидротермальных растворов преобразовались в метасоматиты (рис. 11), состоящие из цеолитов (клиноптилолита, редко морденита, гейландита), слоистых силикатов (смектитов, редко смешанослойных иллит-смектитовых образований) и низкотемпературного  $\alpha$ -кристобалита. Количество минералов не постоянно. При удалении от палеовулкана доминирующий клиноптилолит постепенно уступает место смектитам. При этом формируются следующие метасоматические зоны: клиноптилолитовая → смектит-клиноптилолитовая → смектитовая (гидротермальных глин). Рассмотрим каждую из них в отдельности.

**3.2.1.1.1.2.1. Клиноптилолитовая зона.** Клиноптилолитовая зона приурочена к участкам разреза, сложенного преимущественно слабопроницаемыми псаммито-псефитовыми витротуфами. Такие породы состоят из обломков кислого вулканического стекла с перлитовой, флюидальной или пемзовидной (пузырчатой), редко псевдофлюидальной (за счёт спекания) текстурой и гиалиновой основной массой, которые погружены в алевропелитовый цемент.

Ведущим минералом зоны является клиноптилолит, в меньшем количестве развит кристобалит, в качестве примеси отмечаются смектиты и смешанослойные образования типа иллит-смектит. В редких случаях в небольшом количестве в метасоматитах присутствует морденит. В шлифах клиноптилолит образует прозрачные бесцветные скрытокристаллические агрегаты, а также таблитчатые, пластинчатые, волокнистые параллельно-полосчатые и призматические кристаллы. На участках интенсивной цеолитизации, где смектиты практически отсутствуют, клиноптилолит начинает развиваться по плотной цементирующей витрокластической массе пород. Затем в этот процесс вовлекаются крупные обломки вулканического стекла. Их изменение сначала крайне неравномерно и определяется наличием перлитовых отдельностей, каверн и пустот. Тонкообломочные алевролитовые однородные туфы замещаются скрытокристаллическим агрегатом клиноптилолита, который равномерно распределён по породе. Агрегаты смектита, содержание которого здесь не превышает 5–10%, приурочены главным образом к перлитовым трещинкам или направлениям флюидальности. Кроме того, смектиты могут замещать пепловые частицы.

Клиноптилолит и морденит устанавливаются рентгеноструктурным анализом.

Диоктаэдрические смешанослойные образования типа иллит-смектит, содержащие в своей решётке ~50% набухающих слоёв, идентифицируются в природных образцах по межплоскостным расстояниям с  $d = 11,57 \text{ \AA}$ . В насыщенных глицерином пробах  $d = 18,89 \text{ \AA}$ . Диоктаэдрический смектит чистой линии подтверждён рентгеноструктурным анализом. Эти слоистые силикаты являются членами единого генетического ряда.

Химический состав пород приводится в табл. 10.

Таким образом, рассмотренная метасоматическая зона представлена следующей минеральной ассоциацией: клиноптилолит + (кристобалит + смектит ± иллит-смектиты ± морденит).

**3.2.1.1.1.2.2. Смектит-клиноптилолитовая зона.** Данная зона локализована на участках, где происходило некоторое разуплотнение витрокластических пород, связанное с наличием трещиноватости, оперяющей разломы, контакта неоднородных литологических толщ и т. д.

Основными вторичными минералами являются клиноптилолит и смектиты, которых меньше. В подчинённом положении находится кристобалит. В редких случаях отмечаются иллит-смектиты с большим содержанием разбухающих пакетов.

Петрографические наблюдения показали, что изменение туфов начинается с растворения кислого вулканического стекла и образования алюмокремнистого гидрогеля (сильно гидратированного и частично щелочного стекла с характерной оптической анизотропией), из которого в дальнейшем кристаллизуются цеолиты и смектиты – две ветви единого процесса. Различные ингредиенты стекловатых туфов неодинаково претерпевают вторичные изменения. Так, в гиалокластах с перлитовой отдельностью начало цеолитизации фиксируется по развитию агрегатов клиноптилолита вдоль перлитовых трещинок. В дальнейшем наблюдаются перекристаллизация и пространственное перемещение новообразованных продуктов, сопровождающиеся ростом кристаллических индивидов, а также разукрупнение их агрегатов. Это особенно чётко проявлено в псаммитовых и псефитово-псаммитовых туфах.

В гиалокластах, периферийная часть которых сложена каймой параллельно-волокнистого цеолита, возникает своеобразное пространство. Сначала оно заполнено алюмокремниевым гидрогелем. Позже из него образуются мелкие друзы и сростания идиоморфных тонкопризматических прозрачных кристаллов клиноптилолита, инкрустирующих возникающую при этом свободную полость. Последняя получила название «срединная просечка» (Жабин, 1979), а формирование её связано с выносом материала частиц из стекла. Образование микродруз цеолита обусловлено поступлением новых порций вещества из поровых растворов по контакту обломков. В цементирующей массе туфов и в гиалокластах с перлитовой, флюидальной и пузырьистой (пемзовидной) текстурой в этих случаях появляются скопления смектитов, содержание которых может достигать 30–40% объёма пород. Среди них в небольшом количестве иногда встречаются разности, содержащие до 15% неразбухающих (слюдистых) пакетов. Смешанослойное образование идентифицируется по межплоскостному расстоянию с  $d = 19,19 \text{ \AA}$  в образцах, насыщенных глицерином.

Химический состав пород даётся в табл. 10.

Приведённые данные позволяют утверждать, что рассмотренная метасоматическая зона представлена следующей минеральной ассоциацией: клиноптилолит + смектит + (кристобалит). Она отличается от предыду-

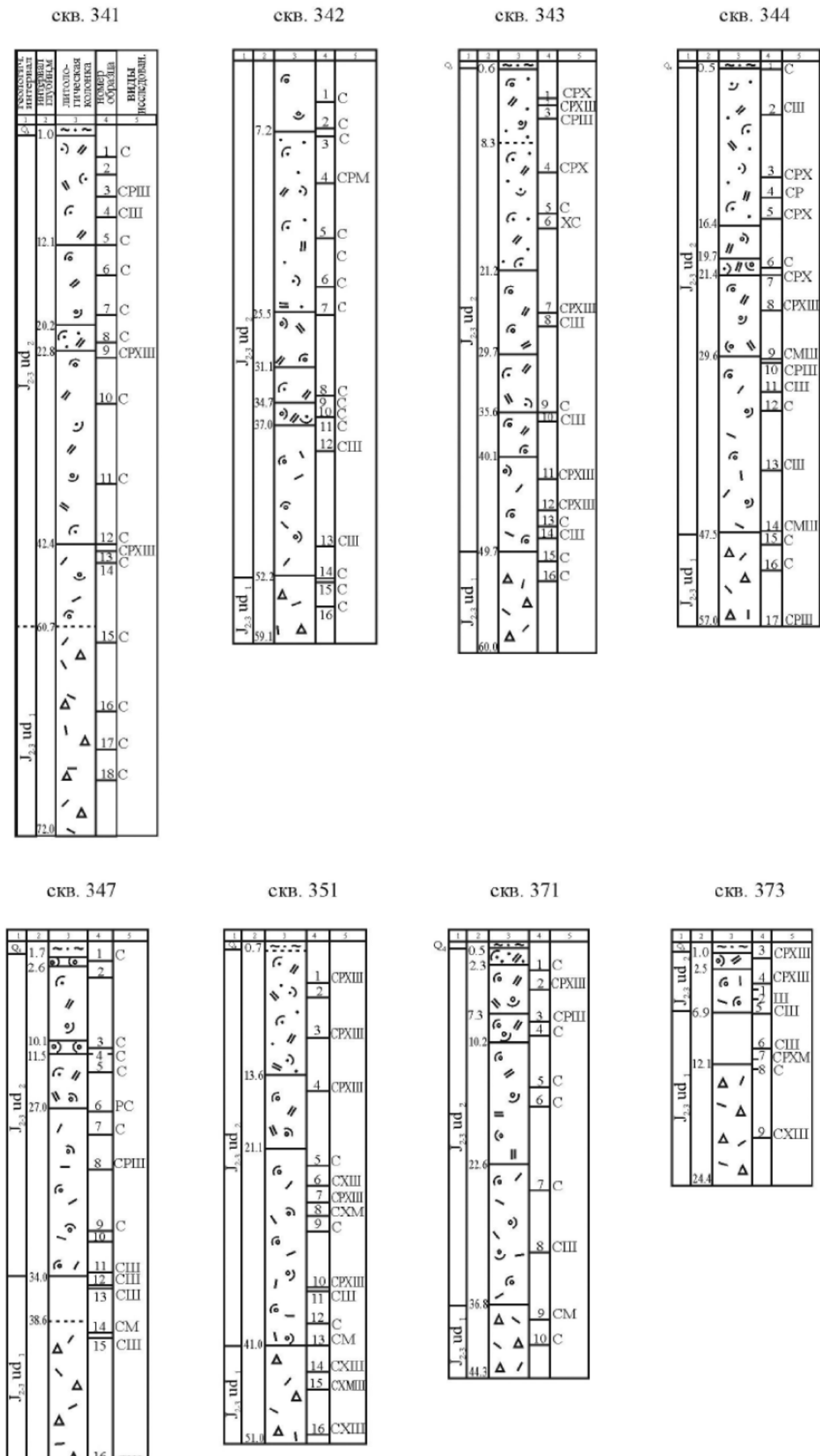


Рис. 11. Геологические разрезы Холинского месторождения цеолитов

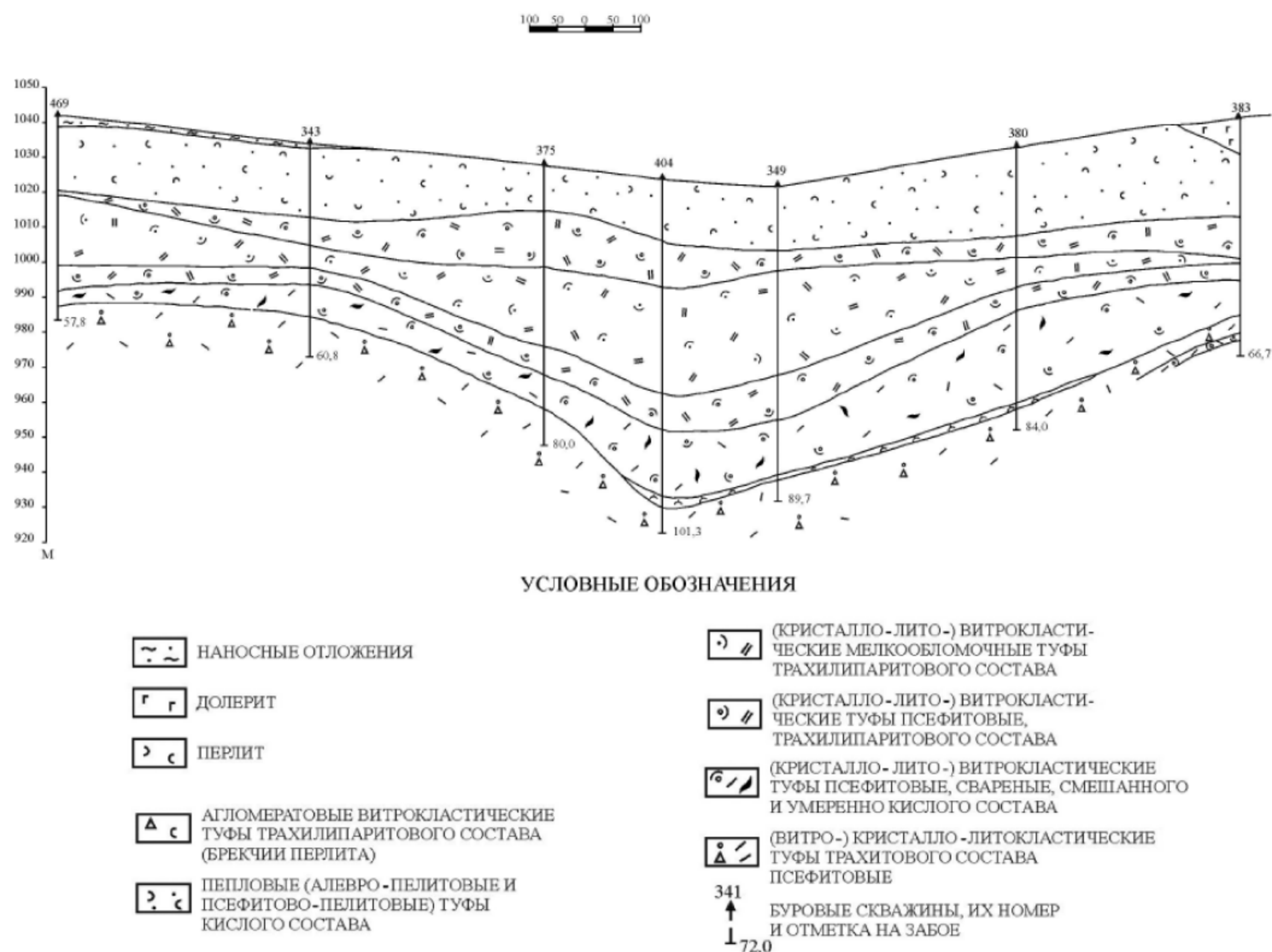


Рис. 11 (окончание)

щей зоны возросшим количеством смектитов и практически отсутствием смешанослойных минералов и морденита.

3.2.1.1.1.2.3. *Смектитовая зона (гидротермальные глины)*. Процессы смектитизации на Холинском месторождении наиболее активно протекают на его флангах и в зонах повышенной проницаемости – тектонических нарушениях и оперяющей трещиноватости, брекчиях перлитов, контактах вулканических стёкол с их девитрифицированными аналогами (фельзитами) и т. д.

Гидротермальные глины (нацело смектитизированные перлиты) достаточно часто встречаются на месторождении и представляют собой жирные восковидные породы бежевой, коричневой, кремовой, розовой, малиновой и сиреневой окраски. Иногда глины приобретают полосчатость, которая обусловлена чередованием розовых и сиреневых или коричневых и малиновых тонов.

Ведущими минералами зоны являются смектиты, в меньшем количестве присутствует кристобалит, в качестве примеси – клиноптилолит. Очень редко наблюдаются иллит-смектитовые смешанослойные образования с большим числом набухающих пакетов и каолинит. В нацело глинизированных вулканиках, прекрасно сохраняющих структурно-текстурный рисунок исходных образований, свежими остаются лишь доэруптивные выделения полевых шпатов, кварца, а также сферолиты и фрагменты пород (литокласты).

Диоктаэдрические смектиты магниевого ( $d_{001} = 13,50-14,88 \text{ \AA}$ ) и кальциевого ( $d_{001} = 14,88-15,61 \text{ \AA}$ ) типов. Химический состав гидротермальных глин приводится в табл. 10. Любопытно, что содержание пирита в глинах не превышает 16% тяжёлой фракции 0,25–0,01 мм. Чаще этот минерал (как и сульфиды вообще) отсутствует в аргиллитах. Сказанное свидетельствует о ничтожной роли сероводорода в гидротермальном процессе.

Таким образом, минеральная ассоциация смектит + (кристобалит + клиноптилолит) является характерной для зоны гидротермальных глин Холинской вулкано-купольной постройки. В целом же в метасоматических зонах этого палеовулкана выявлены следующие сменяющие друг друга минеральные ассоциации: клиноптилолит + (кристобалит + смектит ± иллит-смектиты ± морденит) → клиноптилолит + смектит + (кристобалит) → смектит + (кристобалит + клиноптилолит). Этот ряд иллюстрирует меняющуюся обстановку гидротермально-метасоматического минералообразования в связи с охлаждением горячих растворов.

Надо подчеркнуть, что смектиты Холинского месторождения сингенетичны цеолитам и развиваются параллельно с клиноптилолитом как две ветви единого процесса преобразования кислого вулканического стекла. Иначе дело обстоит на Мухор-Тале, где морденит ассоциирует с гидрослюдами и иллит-смектитовыми смешанослойными образованиями, а собственно смектиты чаще являются более поздними (наложенными) минералами, которые отражают регрессивную направленность гидротермального процесса.

Химический состав (вес.%) и физические параметры пород продуктивного комплекса Холинского месторождения и базальтов ичетуйской свиты

№ п/п	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	ППП	Сумма	Открытая пористость, %	Объемная плотность, г/см <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1	4К-3	71,50	0,24	10,69	0,50	0,29	Сл.	1,39	Нет	3,70	3,23	Нет	Н.опр.	4,66	4,15	Н.опр.	100,35	5,0	2,109
2	4К-3 а	68,19	0,07	9,83	1,75	0,13	0,02	1,40	0,10	2,81	2,60	Нет	Нет	7,57	5,53	0,43	100,43	Н.опр.	Н.опр.
3	4К-6	69,05	0,12	12,05	0,41	0,13	0,03	1,27	0,11	3,43	4,23	0,11	Нет	5,22	4,09	0,31	100,56	6,1	2,083
4	4К-2	65,28	0,09	12,50	0,26	0,40	0,08	1,54	0,50	3,00	2,95	0,05	Нет	7,68	5,72	0,35	100,40	10,6	1,950
5	1К-4	64,68	0,09	11,64	0,79	0,07	0,05	1,53	0,40	2,84	3,01	0,06	Нет	8,57	6,30	0,61	100,64	14,5	1,936
6	НК-2	68,52	0,14	9,05	0,99	0,37	0,12	1,66	Нет	2,70	2,96	0,02	Нет	8,42	5,50	Нет	100,45	7,2	2,046
7	306-7	68,60	0,25	11,38	0,58	0,22	0,03	2,22	1,00	0,39	4,34	0,08	Нет	9,00	1,96	Нет	100,05	17,3	1,825
8	325-5	68,82	0,11	12,49	0,82	0,15	0,12	2,50	Нет	2,14	4,53	Нет	Н.опр.	8,42	4,28	Нет	100,10	7,4	2,096
9	325-10	67,54	0,15	11,92	0,75	0,22	0,05	1,39	0,20	3,90	4,92	0,01	Н.опр.	5,40	4,17	Нет	100,62	8,8	2,036
10	326-11	72,73	0,13	10,27	1,87	0,14	0,21	0,57	0,62	2,15	3,88	0,12	Нет	3,53	3,09	0,09	99,40	Н.опр.	Н.опр.
11	338-5	72,30	0,22	12,21	0,16	0,15	0,01	2,50	Нет	2,73	3,25	0,01	Н.опр.	6,65	Н.опр.	Нет	100,19	2,6	2,058
12	338-5 б	68,50	0,21	11,57	0,15	0,14	0,01	2,37	Нет	2,59	3,08	0,01	Нет	6,30	5,07	Нет	100,00	Н.опр.	Н.опр.
13	НК-4	61,70	0,11	16,38	0,49	0,15	0,72	2,22	2,38	1,35	1,35	Нет	Нет	12,42	Н.опр.	0,52	99,79	26,9	1,623
14	7К-3 а	59,92	1,31	17,48	2,49	0,73	0,26	2,50	4,65	0,43	0,65	0,13	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	9,66	100,21	Н.опр.	Н.опр.
15	324-13	58,47	0,19	13,56	0,98	0,40	0,36	2,01	3,16	1,84	0,96	0,07	0,50	8,08	9,46	Нет	100,04	40,3	1,295
16	327-8	65,84	0,14	15,27	1,08	0,22	0,10	2,22	1,20	2,33	4,58	Нет	Н.опр.	6,82	Н.опр.	0,36	100,16	30,5	1,540
17	327-19	70,20	0,14	13,18	0,91	0,22	0,19	1,39	2,20	1,95	1,08	Нет	Н.опр.	8,04	Н.опр.	Нет	99,50	15,6	1,978
18	327-20	58,01	0,21	16,82	2,46	0,37	0,08	1,93	3,96	1,72	1,00	0,06	Нет	10,10	1,32	1,96	100,00	Н.опр.	Н.опр.
19	340-2	63,45	0,19	14,93	1,54	0,27	0,05	1,29	1,48	1,50	2,23	0,09	Нет	6,08	6,89	Нет	99,99	Н.опр.	Н.опр.
20	305-10	70,06	0,25	12,89	0,58	0,51	0,10	0,56	Нет	4,39	5,01	0,08	Н.опр.	5,62	Н.опр.	0,32	100,37	1,1	2,254
21	337-2	49,62	0,98	16,86	2,76	6,87	0,10	5,97	6,29	4,53	3,18	0,31	Н.опр.	1,78	0,24	Нет	99,49	0,9	2,757
22	272-39	49,54	1,52	17,50	8,15	0,95	0,03	5,87	3,82	4,10	2,68	0,66	Нет	2,03	2,65	0,50	100,00	26,80	1,963
23	20-14	48,66	1,66	17,62	4,01	6,87	0,03	6,58	4,23	4,00	2,65	0,29	0,73	1,61	0,43	Нет	99,37	1,1	2,716
24	20-15	51,44	1,66	18,82	9,58	0,98	0,15	6,54	1,31	3,88	2,75	0,27	0,18	0,83	0,98	Нет	99,37	10,3	2,426
25	314-20	36,90	1,50	18,27	5,23	3,60	0,56	11,13	1,52	1,25	2,89	0,48	11,55	4,08	0,72	Нет	99,68	19,7	2,030
26	314-22	36,30	1,44	17,21	6,12	5,78	0,72	9,71	2,04	1,55	1,93	0,52	10,45	4,62	2,23	Нет	100,62	26,8	1,965
27	314-21	53,40	1,00	18,59	6,94	0,21	0,10	5,71	1,75	1,34	0,99	0,34	1,10	4,08	4,90	Нет	100,45	32,6	1,785

Примечание. Холинское месторождение: 1-3, 6, 8, 11, 12 – клиноптилолитовые цеолититы, 4, 5, 7, 9, 10 – смектит-клиноптилолитовые метасоматиты, 13-19 – смектитовые глины (бентониты), 20 – неизменённый перлит (трахитовый липарито-дацит), 21 – свежий долерит, 22 – смектитизированный долерит; базальты ичетуйской свиты: неизменённые (23) и испытавшие гидротермальную аргиллитизацию (смектитизацию) начальной (24), промежуточной (25, 26) и конечной (27) стадии.

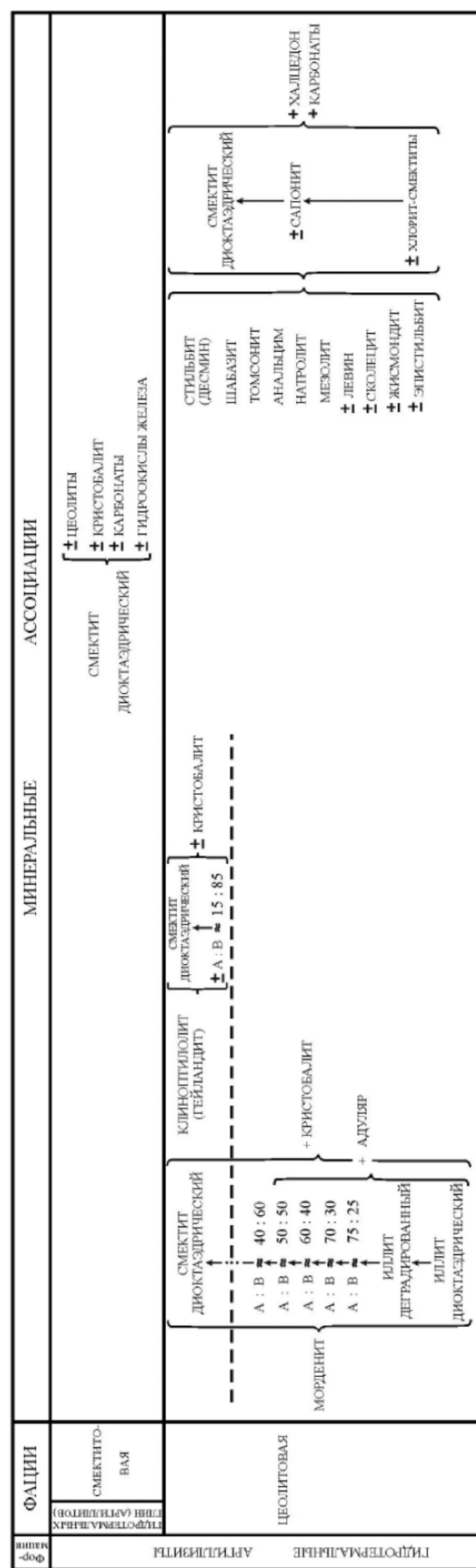


Рис. 12. Метасоматическая зональность гидротермальных систем забайкальского типа

Поскольку доминирующим процессом изменения кислой витрокластики в пределах вулкано-купольных построек была цеолитизация, рассмотренные метасоматиты отнесены к цеолитовой фации гидротермальных аргиллизитов (рис. 12).

3.2.1.1.2. *Продукты изменения основных пород.* Приведенные материалы свидетельствуют, что кислые гиллотуфы в вулкано-тектонических депрессиях Забайкалья испытывали преимущественную цеолитизацию. Аналогичные по своему характеру гидротермальные изменения претерпевают и основные эффузивы, в частности базальты ичетуйской свиты, образующие в Западном Забайкалье крупные Маргинтуйское и Тугнуйское вулканические поля. Цеолитовая минерализация Маргинтуйского базальтового покрова наиболее разнообразна и хорошо изучена И. В. Гордиенко и др. (1989), А. В. Магером (1989), Л. Г. Жамойциной (1990) и др. Здесь расположен ряд богатых проявлений цеолитов так называемого миндалекаменного («лавогенного») типа, таких как Душе, Дуланское, Ренганга, Армайское, Байцы, Усть-Джидинское и др.

Содержание цеолитов колеблется от 10–20 до 40–60%. Встречаются горизонты сильно цеолитизированных базальтов, где цеолиты не только слагают разного рода миндалины, друзы и жеоды, но и образуют прожилково-вкрапленную минерализацию, которая представлена главным образом анальцимом, шабазитом, стильбитом, гейландитом, натролитом, мезолитом, ограниченное распространение имеют морденит, левин, сколецит, эпистильбит, эрионит, томсонит. Шабазит отмечен на большинстве проявлений, но его самое высокое содержание (50–60%) характерно для верхних потоков базальтов лишь отдельных участков (Душе, Дуланский, Армай, Ноехон) (Гордиенко и др., 1989).

Распределение цеолитовых минералов по площади не имеет четкой закономерности, однако в разрезах конкретных лавовых потоков в подошвенных частях наблюдаются существенно натриевые разности (анальцим, натролит, мезолит), а в кровле – более кальциевые (шабазит, гейландит, стильбит). С цеолитами в миндаликах часто ассоциируют смектиты, хлорит, смешанослойные минералы типа хлорит-смектиты, халцедон, опал и карбонаты (кальцит, арагонит). Слоистые силикаты (в том числе сапонит) широко распространены не только в миндаликах, но и в основной массе базальтов, подвергшихся гидротермальному перерождению. А. В. Магер (1989) в пределах базальтовых полей установил взаимоотношение между тесно связанными цеолитами и смектитам. При удалении от магмоподводящих каналов и отдельных вулканических построек в измененных эффузивах возрастает роль слоистых силикатов и в периферийных зонах смектиты доминируют.

В пределах Мухор-Талинской депрессии нам удалось проследить развитие гидротермальной аргиллизации базальтов. В зоне начального изменения оливин нацело замещается хлоритом и смектитом. Пироксены также замещаются этими минералами, но не полностью, и в породе сохраняются их реликты. Плагиоклазы основной массы слабо пелитизируются. В зоне промежуточного изменения аргиллизация сводилась главным образом к смектитизации темноцветных минералов и стекловатого базиса, а также частичной смектитизации плагиоклазов. В интерстициях между плагиоклазом и темноцветными минералами, а также в миндаликах развивался хлорофит, замещенный впослед-



ствии агрегатом смектита. В зоне аргиллизации, приуроченной к участкам максимального истечения гидротермальных растворов, базальты нацело смектитизируются. При этом прекрасно сохраняются их структурно-текстурные особенности.

Химический состав базальтов ичетуйской свиты и продуктов их гидротермального изменения приводится в табл. 10.

Главным процессом вторичного изменения базальтов в среднемезозойских вулканотектонических впадинах Забайкалья была цеолитизация (Гордиенко и др., 1989; Магер, 1989; Жамойцина, 1990). В связи с этим рассмотренные породы отнесены к цеолитовой фации гидротермальных аргиллизитов (см. рис. 12).

**3.2.1.1.2. Продукты гидротермального изменения пород в вулканоседиментационных депрессиях.** Продукты гидротермального изменения пород удинской свиты в Еравнинской депрессии нами исследовались на бентонитовом месторождении Тулдон и проявлении Таряты. В первом случае породы были представлены преимущественно витрокластическими туфами – от пепловых до агломератовых. Взаимоотношение туфов в разрезе очень сложное.

На проявлении бентонитовых глин Таряты, находящемся на южном фланге Эгитинского флюоритового месторождения, развиты вулканокластические и эффузивные образования трахиандезитового, трахиандезит-базальтового, трахиандезит-дацитового и трахириолитового состава. Наибольшее распространение имели среднеобломочные существенно витрокластические трахиандезитовые туфы. Кроме того, там распространены дайки и субвулканические тела андезитовых и долеритовых порфиритов, условно относимых к среднеюрскому удинскому субвулканическому комплексу. Все перечисленные породы в значительной степени гидротермально изменены.

**3.2.1.1.2.1. Продукты изменения кислых пород.** Кислые витротуфы Еравнинской вулканоседиментационной депрессии интенсивно аргиллизированы (рис. 13) и являются материнскими породами тулдонских бентонитов (Коробов, 1985<sub>1</sub>). Структурно-текстурные особенности и проницаемость гиалотуфов определяют характер гид-

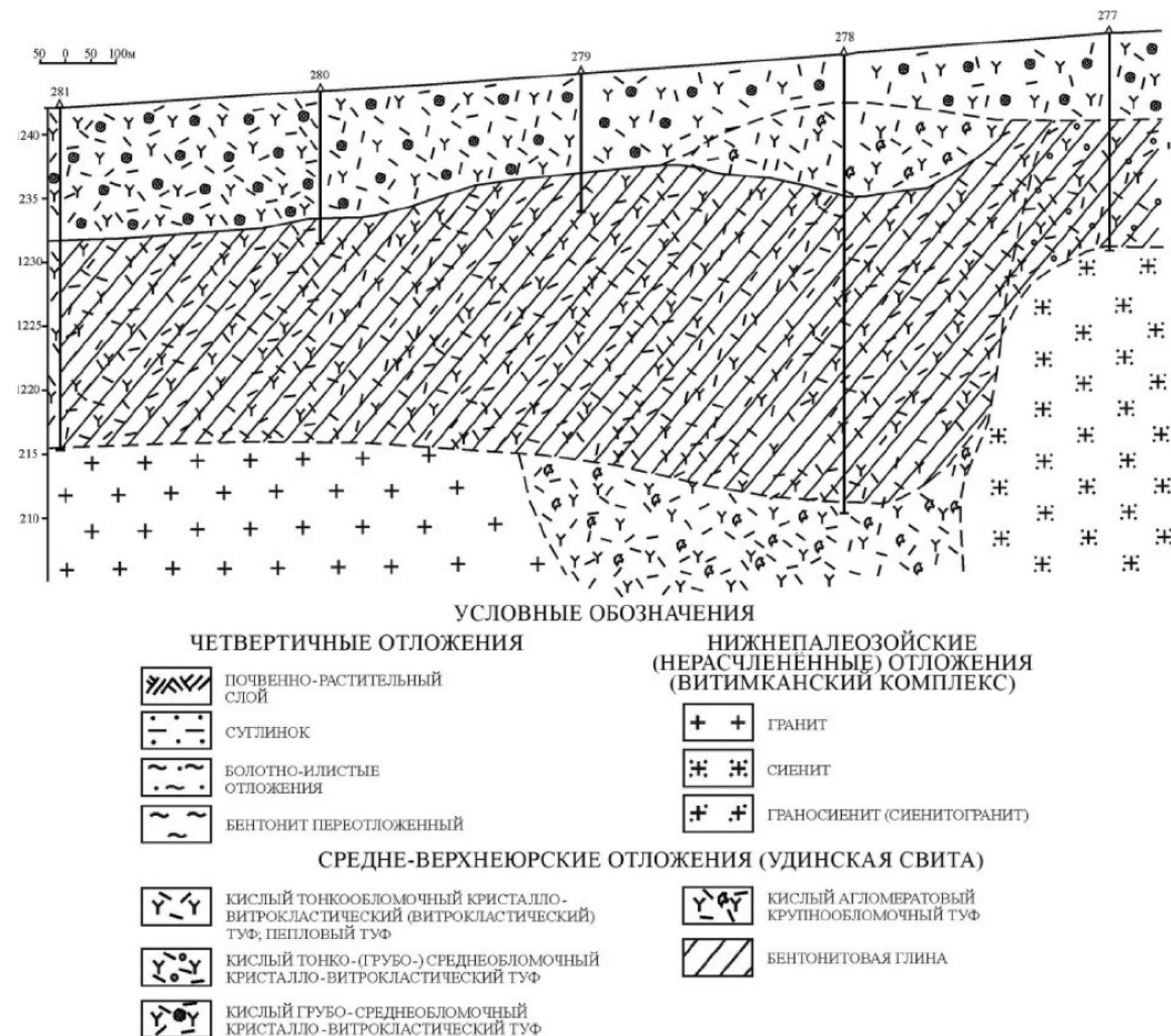


Рис. 13. Геологические разрезы проявления бентонитовых глин Тулдон

ротермальной глинизации. Так, господствующие на Тулдонском месторождении проницаемые тонко-, средне- и грубообломочные туфы испытывают глубокую смектитизацию. Редко встречающиеся плотные витрокластические туфы, наряду с монтмориллонитизацией, цеолитизированы.

Ведущим новообразованным минералом гидротермальных глин является диоктаэдрический смектит, в меньшем количестве (до 30%) находится кристобалит. В качестве примеси в аргиллитах присутствуют клиноптилолит, а также более поздние (наложенные) барит ( $N_g = 1,649$ ;  $N_p = 1,637$ ;  $N_m = 1,640$ ;  $N_g - N_p = 0,012$ ) и каолинит ( $d = 7,14-7,10 \text{ \AA}$  и др.).

Бентонитовые глины представляют собой жирные на ощупь образования желтовато-кремового, бутылочно-зелёного, зеленовато-кремового, желтовато-зелёного, светло-серого и коричневатого-жёлтого цветов. Глины хорошо сохраняют структурный и текстурный рисунок материнских пород. Мощность бентонитовых глин варьирует от первых метров до 36 м.

Микроскопические исследования показали, что смектиты образуют скрытокристаллические, тонкочешуйчатые и колломорфные агрегаты. На начальной стадии аргиллизации они развиваются по цементирующей массе туфов. В меньшей степени переработаны обломки вулканического стекла. В гиалокластах с перлитовой отдельностью смектиты появляются в межперлитовом пространстве. Иногда там развивается кайма слюдоподобных смектитов, но чаще формируется алюмокремнистый гидрогель. С развитием процесса количество гидрогеля в породе возрастает и на определённой стадии он распадается на низкотемпературный  $\alpha$ -кристобалит и смектиты или образуется трёхфазная система, состоящая из смектитов, кристобалита и находящихся в подчинённом положении цеолитов. В полностью аргиллизированных туфах свежими остаются лишь обломки полевых шпатов, кварца и биотита. В агломератовых туфах смектитизация захватывает только цементирующую массу и стекловатый обломочный материал алевро-песчаной размерности. Более крупные обломки стекла испытывают слабую глинизацию.

Химический состав гидротермальных аргиллитов (бентонитов) приводится в табл. 11. Необходимо подчеркнуть, что пирит в глинах встречается не повсеместно и его содержание не превышает 8% тяжёлой фракции 0,25–0,01 мм, что свидетельствует о весьма скромном участии сероводорода в гидротермальном процессе.

*3.2.1.1.2.2. Продукты изменения средних по составу пород.* Трахиандезитовые витротуфы проявления Таряты испытали глубокую гидротермальную аргиллизацию (рис. 14) и превращены в бентониты (Коробов, 1986<sub>2</sub>). Глины представляют собой плотные, нередко восковидные образования. Они либо окрашены в густые коричневые или вишнёво-лиловые тона, либо приобретают зеленовато-розовый, светло-серый и почти белый цвет. Аргиллиты бывают пёстроокрашенными за счёт сочетания светлых и тёмных тонов. Глины замечательно сохраняют структурно-текстурный рисунок материнских образований.

Основным вторичным минералом аргиллитов является диоктаэдрический смектит, в меньшем количестве присутствуют карбонаты. Иногда отмечаются  $\alpha$ -кристобалит и клиноптилолит.

Петрографические наблюдения показали, что смектиты начинают развиваться, как обычно, по цементирующей витрокластической массе трахиандезитовых туфов. Обломки вулканического стекла на начальной стадии изменения глинизируются слабо. Их смектитизация крайне неравномерна и определяется размерами гиалокластов, наличием в них наиболее проницаемых и неоднородных участков: перлитовой отдельности, трещинок катаклаза, микропор, направлений флюиальности и каверн. В нацело смектитизированных вулканитах свежими остаются лишь доэруптивные выделения полевых шпатов и кварца, а также литокласты.

Химический состав аргиллитов (бентонитов) приводится в табл. 11. Любопытно отметить отсутствие в глинах сульфидов, в частности пирита. Это, как уже говорилось, свидетельствует о том, что сероводород не принимал участия в гидротермальном процессе.

*3.2.1.1.2.3. Продукты изменения основных пород.* Долериты проявления Таряты также испытывают преимущественную смектитизацию (см. рис. 14). Процесс начинает развиваться по прожилкам, которые имеют зональное строение: в зальбандах появляется нонтронит, а в центральных частях – его маложелезистый аналог. В дальнейшем смектитизация захватывает плагиоклазы. Пироксены и оливин либо полностью замещаются кремнезёмом, либо нацело сидеритизируются. Плагиоклазы, наряду с доминирующей смектитизацией, в ряде случаев также испытывают карбонатизацию (сидеритизацию). Карбонаты очень равномерно распределены по породе.

В зоне конечного изменения долеритов, примыкающей к контакту с вышележащими бентонитами, плагиоклазы и уцелевшие от замещения кремнезёмом темноцветные минералы полностью смектитизируются. Освобождающийся при этом из пироксенов и оливина рудный материал локализуется поблизости, образуя своеобразные решётковидные скопления. Именно поэтому тяжёлая фракция 0,25–0,01 мм, выход которой составляет 3,10%, нацело сложена кремнистыми обломками, переполненными рудным веществом.

Смектиты подтверждены рентгеноструктурными исследованиями. Химический состав гидротермально изменённых долеритов даётся в табл. 11.

Следовательно, основным продуктом вторичного изменения долеритов являются смектиты, в подчинённом положении находятся карбонаты и минералы кремнезёма, в качестве примеси присутствуют рудные компоненты.

Приведённые материалы свидетельствуют, что основным продуктом вторичного изменения пород в вулкано-седиментационных депрессиях были гидротермальные глины, независимо от состава родоначальных вулканитов. Поэтому они отнесены к фации гидротермальных аргиллитов (см. рис. 12).

Таким образом, детальные минералого-петрографические исследования показали, что в разных структурах активизации Забайкалья первичный состав пород неодинаково влиял на продукты их гидротермального изменения. Так, в вулкано-тектонических депрессиях кислые витрокластические породы замещались высококремнистыми цеолитами. Процесс носил гидротермально-метасоматический характер. В этих же условиях

Химический состав (вес.%) и физические параметры бентонитовых глин месторождения Тулдон и проявления Таряты

№ п/п	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	ППП	Сумма	Открытая пористость, %	Объемная плотность, г/см <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	65А-1	40,84	0,19	11,49	1,91	0,77	0,26	20,86	1,86	0,61	0,80	0,16	Н.опр.	Н.опр.	5,00	Н.опр.	15,65	100,40	15,4	1,877
2	107А-1	70,06	0,26	14,65	2,21	0,28	0,02	1,44	1,45	1,21	3,21	0,14	Н.опр.	Н.опр.	4,14	Н.опр.	0,28	99,35	8,1	1,725
3	107А-2	66,14	0,25	16,37	2,45	0,21	0,03	2,01	2,07	0,74	2,02	0,15	Н.опр.	Н.опр.	7,50	Н.опр.	Нет	99,94	27,4	1,580
4	110А-1	66,88	0,37	17,09	2,14	0,49	0,02	1,15	0,72	3,15	4,89	0,22	Н.опр.	Н.опр.	2,36	Н.опр.	Нет	99,48	2,3	2,511
5	211А-1	69,40	0,17	14,93	2,21	0,14	0,07	2,88	1,24	0,92	1,78	0,10	Н.опр.	Н.опр.	5,46	Н.опр.	0,92	100,22	40,4	1,292
6	215А-1	70,56	0,22	13,50	3,63	0,28	0,04	2,44	1,55	0,67	1,21	0,07	Н.опр.	Н.опр.	3,60	Н.опр.	1,69	99,46	40,0	1,323
7	217-4	71,30	0,19	14,85	1,42	0,28	0,01	2,37	1,60	0,50	1,90	0,11	Н.опр.	Н.опр.	5,57	Н.опр.	Нет	100,10	24,5	1,648
8	217-5	70,36	0,24	15,13	1,50	0,21	0,02	2,51	1,30	1,62	1,90	0,11	Н.опр.	Н.опр.	5,79	Н.опр.	Нет	100,69	25,6	1,640
9	230А-2	63,54	0,29	17,62	2,76	0,35	0,03	3,07	1,91	1,50	1,76	0,16	Н.опр.	Н.опр.	6,48	Н.опр.	0,31	99,78	26,9	1,625
10	310А-3	67,76	0,17	16,37	2,92	0,35	Нет	1,63	1,47	1,71	1,83	0,13	Н.опр.	Н.опр.	5,14	Н.опр.	0,52	100,00	26,9	1,583
11	310А-4	52,72	0,32	27,66	3,94	0,14	0,48	1,36	0,72	1,02	1,90	0,19	Н.опр.	Н.опр.	10,03	Н.опр.	Нет	100,48	15,4	1,980
12	311А-1	70,50	0,24	13,88	2,05	0,14	0,03	2,51	1,00	0,81	3,18	0,14	Н.опр.	Н.опр.	6,20	Н.опр.	Нет	100,68	21,5	1,738
13	311А-2	71,22	0,19	14,16	2,14	0,21	0,04	2,79	0,80	0,55	2,24	0,17	Н.опр.	Н.опр.	6,11	Н.опр.	Нет	100,62	24,6	1,668
14	311А-4	69,22	0,22	15,58	1,72	0,56	0,03	2,69	1,91	0,67	0,65	0,17	Н.опр.	Н.опр.	6,36	Н.опр.	0,62	100,40	24,0	1,664
15	311А-5	71,06	0,24	13,88	2,21	0,21	0,05	3,91	0,80	0,55	0,82	0,19	Н.опр.	Н.опр.	6,64	Н.опр.	Нет	100,56	22,3	1,685
16	329А-1	60,28	0,29	19,01	4,35	0,49	0,04	2,93	1,60	1,59	1,98	0,31	Н.опр.	Н.опр.	6,97	Н.опр.	Нет	99,84	30,3	1,544
17	400А-2	69,20	0,24	14,71	1,04	0,56	0,05	2,93	1,20	0,89	2,41	0,16	Н.опр.	Н.опр.	6,00	Н.опр.	0,13	99,52	19,3	1,779
18	1127-6	58,76	0,32	14,50	1,40	0,21	Сл.	2,26	3,05	0,11	0,39	0,13	Нет	Нет	7,15	12,02	Нет	100,30	46,0	1,471
19	1129-2	60,38	0,24	14,08	1,16	0,28	0,12	1,69	3,45	0,55	0,89	0,11	Нет	0,41	4,72	11,10	1,37	100,55	49,0	1,492
20	1129-22	60,84	0,37	12,70	2,16	0,28	0,04	1,98	2,64	0,51	1,28	0,12	0,28	Нет	2,74	10,58	2,97	99,49	45,0	1,490
21	1146-7a	49,75	1,08	18,28	4,49	0,13	0,07	2,30	2,02	0,16	1,68	0,33	0,08	0,19	8,51	10,44	0,45	99,96	37,0	1,701
22	1146-7б	50,09	0,93	17,53	6,53	0,26	0,05	2,19	1,94	0,59	1,54	0,41	0,01	Нет	7,78	9,63	Н.опр.	99,48	Н.опр.	Н.опр.
23	1146-8	59,78	0,89	15,31	4,00	0,14	0,09	2,12	1,22	1,06	2,41	0,34	Сл.	Сл.	3,80	7,44	1,06	99,66	34,0	1,791
24	1146-8a	56,80	0,97	15,53	5,89	0,21	0,04	1,84	1,62	0,74	1,90	0,45	0,17	Сл.	4,96	8,48	0,22	99,82	Н.опр.	Н.опр.
25	1146-13	59,76	0,21	15,33	1,88	0,14	0,03	1,84	2,44	0,20	0,53	0,08	Сл.	0,10	5,37	10,99	0,83	99,73	39,0	1,651
26	1146-14	56,70	0,16	15,05	3,28	0,21	0,13	2,40	2,64	0,09	0,39	0,13	Сл.	0,51	5,50	11,22	1,35	99,76	40,1	1,630
27	1146-14a	58,12	0,26	15,05	2,61	0,07	0,13	2,68	2,64	0,09	0,41	0,06	Сл.	0,65	6,23	11,41	0,18	100,59	Н.опр.	Н.опр.
28	1129-28	52,98	2,22	20,92	7,01	0,56	0,01	1,55	1,01	0,71	0,45	0,73	0,24	Нет	6,89	3,94	0,16	99,38	Н.опр.	Н.опр.
29	1129-29	48,82	1,87	17,52	6,47	3,64	0,13	2,86	2,54	3,55	1,16	1,12	0,13	1,92	4,87	3,84	Н.опр.	100,44	31,6	1,795
30	1129-31	44,51	2,20	18,08	4,38	5,04	0,23	2,67	2,99	2,30	0,89	0,78	0,46	3,93	6,60	5,47	Н.опр.	100,53	33,3	1,786
31	1129-33	41,28	1,89	17,33	4,08	6,48	0,44	2,22	3,29	0,71	0,47	0,76	0,45	5,46	7,32	7,89	Н.опр.	100,07	31,8	1,760
32	1129-27a	50,26	1,73	16,23	5,31	5,46	0,11	8,34	3,72	3,37	0,64	1,58	Н.опр.	1,32	1,40	Н.опр.	Н.опр.	99,47	1,0	2,755
33	1144-7	60,60	1,20	17,35	3,88	0,55	0,03	2,23	1,00	4,96	4,34	0,35	0,07	0,03	2,05	1,52	Н.опр.	100,16	1,2	2,655

Примечание. 1–17 – смектитизированные (и карбонатизированные (1)) кислые гялотуфы месторождения Тулдон; проявление Таряты: 18–27 – смектитизированные трахиандезитовые гялотуфы, 28–31 – смектитизированные и карбонатизированные долериты, 32 – свежий долерит и 33 – свежий трахиандезит.



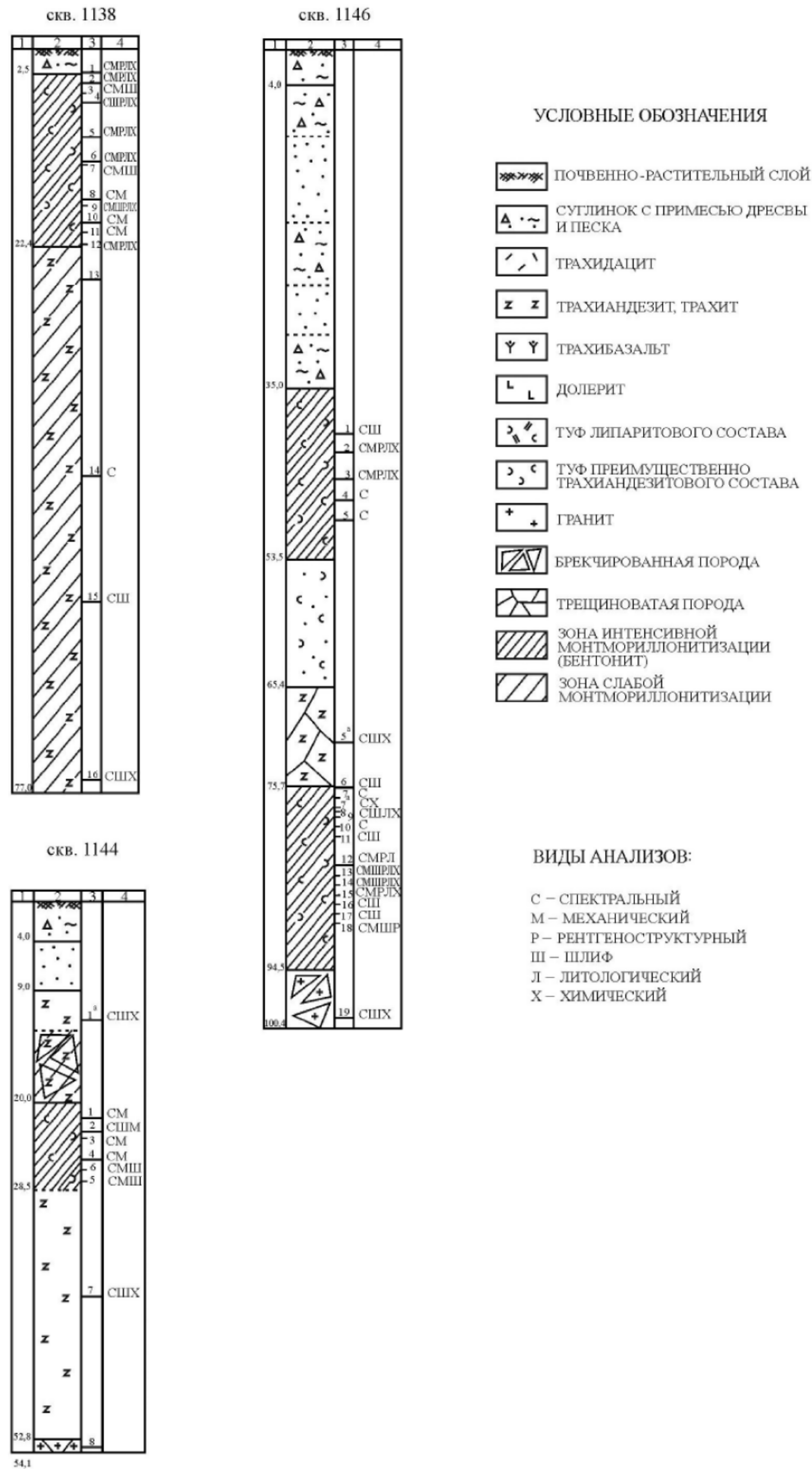


Рис. 14 (окончание)

в миндалекаменных базальтах формировались богатые алюминием кальциевые, натриевые и кальциево-натриевые цеолиты. Рост цеолитов осуществляется из истинных растворов в везикулах и открытых трещинах.

Цеолиты ассоциируют со слоистыми силикатами: высококремнистые – со смектитами, в меньшей степени иллит-смектитовыми смешанослойными образованиями, редко с гидрослюдами; натриевые, кальциевые и кальциево-натриевые цеолиты – также со смектитами, в том числе сапонитом, в меньшей степени с хлорит-смектитовыми смешанослойными минералами, редко хлоритом.

В вулкано-седиментационных впадинах вне зависимости от состава исходных пород формировались гидротермальные глины, ведущим (часто единственным) слоистым силикатом которых является смектит.

### 3.2.1.2. Специфика минералообразующих процессов гидротермальных систем забайкальского типа

Проведённый анализ минеральных ассоциаций средне-мезозойских гидротермалитов Забайкалья показал, что они являются типичными продуктами углекислотного метасоматоза – гидротермальными аргиллизитами. Сообразно теоретическим представлениям В. Г. Ясько (1982), Ю. П. Писцова с коллегами (1983), П. А. Котова и Н. А. Лисицыной (1967), растворы в гидротермальных системах забайкальского типа были гидрокарбонатными (сульфатно-гидрокарбонатными) кальциевыми. В их формировании ведущую роль играл  $\text{CO}_2$ , сероводород фактически не участвовал в гидротермальном процессе. Всё это, согласно работам В. И. Кононова и Б. Г. Поляка (1980), характеризует районы затухающей или маломощной вулканической активности. Именно поэтому в средне-поздне-мезозойских дейтероогенных структурах господствовали низкотемпературные постмагматические процессы, там нет пропилитов и вторичных кварцитов, в гидротермальных глинах не встречается каолинит, в изменённых породах очень мало сульфидов, нередко они отсутствуют вовсе. Однако это не распространяется на те наложенные структуры, в которых на заключительной стадии активизации формировались месторождения полиметаллов, флюорита, урана, редких щелочных элементов и пр., генетически связанные с мантийными щелочнобазальтовыми интрузиями. Особенности средне-поздне-мезозойского эпитептермального рудогенеза в Забайкалье и его взаимоотношению с широкомасштабными низкотемпературными гидротермальными процессами посвящена вторая часть настоящей работы.

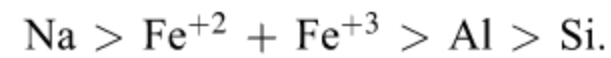
При сопоставлении гидротермалитов из вулкано-тектонических впадин (экструзивных куполов) и вулкано-седиментационных депрессий напрашивается аналогия с островодужными системами, в первом случае непосредственно связанными с вулканами, которые находятся на гидротермальной стадии активности, а во втором приуроченными к зонам разгрузки горячих растворов. Если объединить минеральные ассоциации изменённых кислых гиалотуфов вулкано-тектонических и вулкано-седиментационных впадин в единый генетический ряд, он примет следующий вид: адуляр + кристобалит + (морденит + иллит) → адуляр + морденит + кристобалит + (иллит) → морденит + (адуляр + кристобалит + иллит-смектит) → морденит + (иллит-смектит + кристобалит) → морденит + (клиноптилолит + кристобалит) → морденит + клиноптилолит + (кристобалит + смектит) → клиноптилолит + (морденит + смектит + кристобалит) → клиноптилолит + смектит + (кристобалит) → смектит + (кристобалит + клиноптилолит) → смектит. Важно подчеркнуть, что этот генетический ряд, изображённый в обобщённом варианте на рис. 12, не имеет вертикальной зональности, обусловленной взаимозависимыми (корреляционными) зонами, но носит латеральный характер и контролируется удалённостью от вулкано-купольных построек. Это сопряжено с ведущей ролью углекислоты в гидротермальном процессе (см. рис. 2, V фаза эволюционного ряда).

Продукты гидротермального изменения кислого вулканического стекла на месторождении Холинка и Мухор-Тала можно выстроить, исключая слоистые силикаты, в следующий ряд: стекло → клиноптилолит → клиноптилолит + морденит → морденит → морденит + (адуляр + кристобалит) → адуляр + морденит + кристобалит → адуляр + кристобалит + (морденит). Этот ряд прекрасно совпадает с результатами экспериментальной цеолитизации природных вулканических стёкол. Полученные Г. Н. Кировым и его коллегами (1984) данные свидетельствуют о необратимом движении системы с ростом температуры к термодинамически устойчивому состоянию при смене в ней фаз: стекло → филлипсит, клиноптилолит → морденит → полевые шпаты (санидин) + кварц. М. М. Каназирски и И. И. Янев (Kanazirski, Yanev, 1983) показали, что поле устойчивости морденита значительно перекрывает поле стабильности клиноптилолита и смещено в область более высоких температур. С другой стороны, работами Э. Э. Сендерова (1981), Э. Э. Сендерова и В. В. Петровой (1990) установлено, что одно лишь понижение температуры при неизменном составе раствора приводит к смене цеолитов, в частности клиноптилолита, смектитами. Следовательно, установленный для гидротермальных систем забайкальского типа последовательный ряд минеральных ассоциаций отражает, прежде всего, изменение температуры горячих растворов.

Таким образом, постепенный характер перехода вулкано-тектонических депрессий в вулкано-седиментационные, что свойственно для всего последовательного ряда структур мезозойской активизации Забайкалья (Семинский, 1980), влечёт за собой столь же постепенную смену продуктов гидротермального изменения пород, слагающих эти впадины. Сделанный вывод носит региональный характер, так как, по данным Ф. И. Ковальского с соавторами (1969), Ю. В. Павленко (1987), М. Т. Седаковой с коллегами (1969), интенсивная цеолитизация и смектитизация кислых витрокластических туфов наблюдается на месторождениях перлита Мухор-Шибирской и Закультинской групп, в гиалотуфах Могзонской, Тьргетчуйской, Шивыртуйской, Шамянской и Оловской впадин, где расположены Тулукуевский, Джаргалантуевский, Бадинский, Шивыртуйский и другие палеовулканы, обнаруживающие в своём строении и истории развития большое сходство с Холинской и Мухор-Талинской вулкано-купольными постройками. На основании этого выделены новые для Сибири Забайкальская цеолитовая и бентонитовая провинции (Коробов, 1988<sub>2,3</sub>). Сказанное позволяет рассматривать дейтероогенные области как перспективные по данным видам полезных ископаемых.

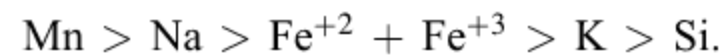
Чтобы полнее представить специфику минералообразующих процессов в среднемезозойских структурах активизации Забайкалья, проанализируем поведение элементов в ряду изменённых кислых гиалотуфов, отражающих тенденцию снижения температуры гидротермальных растворов.

Пересчёты результатов химических анализов (см. табл. 9) по методу Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968) показывают, что замещение трахириолитовых гиалотуфов адуляром, морденитом и кристобалитом (присутствуют в равных количествах) с примесью гидрослюд сопровождается устойчивой мобилизацией небольшого числа элементов, которые выстраиваются в следующий ряд подвижности:



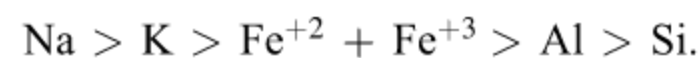
При этом вынос натрия составляет 33,4–77,1%, железа 25,2–64,0%, алюминия 17,3–22,1% и кремния 6,2–19,0% изначальной концентрации в породах. Калий малоподвижен (испытывает локальное перераспределение): в одном случае слабо выносится (16,1%), в другом – незначительно накапливается (в 1,1 раза). Непостоянно ведут себя марганец и особенно магний. Для первого вынос достигает 64,3%, а привнос 1,9 раза, для магния эти величины составляют соответственно 99,1% и 3,1 раза. В метасоматитах аккумулируются слабо кальций (в 1,1–1,2 раза) и интенсивно  $\text{H}_2\text{O}^-$  (в 3,5–8,6 раза).

В процессе замещения кислых гиалотуфов морденитом с примесью адуляра, гидрослюды и кристобалита количество устойчиво выносящихся элементов немного возрастает и они образуют миграционный ряд:



При этом из пород мобилизуется марганца 40,4–99,0%, натрия 52,2–66,3%, железа 51,1–64,0%, калия 16,4–25,1%, кремния 10,1–11,2% содержания в родоначальных вулканитах. Кальций и алюминий стабильны или выносятся в количестве соответственно 44,2% и 12,1%. Магний в одном случае накапливается (в 3,2 раза), в другом выносится (48,0%). Постоянно привносится в цеолитолиты только  $\text{H}_2\text{O}^-$ , концентрация которой увеличивается в 6,5–8,9 раза.

Перерождение трахириолитовых стёкол в морденит с примесью гидрослюд и кристобалита вызывает незначительную потерю исходной массы пород (~10%) и некоторое увеличение интенсивности миграции элементов. Основная их часть выносится, выстраиваясь в подвижный ряд:



Мобилизация натрия составляет 83,4–99,0%, калия 4,3–57,2%, железа 6,4–44,0%, алюминия 9,3–28,0% и кремния 9,1–15,0% исходной концентрации в туфах. Марганец и магний чаще мобилизуются (соответственно 40,3–88,0% и 48,3%), реже накапливаются (соответственно в 4,0 и 1,6 раза). В цеолитолитах увеличивается содержание  $\text{H}_2\text{O}^-$  и кальция – в 1,4–2,0 раза.

В случае замещения кислой витрокластике морденитом с примесью иллит-сметитовых смешанослойных минералов и кристобалита интенсивность миграции петрогенных элементов возрастает и они образуют следующий ряд подвижности:



При этом концентрация натрия сокращается на 45,3–79,0%, марганца 15,3–86,2%, калия 10,4–61,0%, кремния 13,1–23,2% и алюминия 9,4–22,1% от первоначального содержания в вулканитах. Непостоянно ведут себя магний и железо. Первый одинаково часто выносится (практически нацело) и накапливается (в 2–3 раза), а второй преимущественно мобилизуется (от 9,3 до 48,1%). Цеолитолиты обогащаются  $\text{H}_2\text{O}^-$  в 8,0–12,0 раз и кальцием – в 1,2–2,5 раза.

Замещение трахириолитовых гиалотуфов морденитом с примесью смектитов и кристобалита сопровождается возрастающей мобилизацией щелочей, кремнезёма и глинозёма, выстраивающихся в следующий миграционный ряд:



При этом выносятся натрия 12,0–86,1%, калия 27,1–86,6%, кремния 17,0–32,2% и алюминия 19,1–22,0% изначальной концентрации в стёклах. Железо и марганец преимущественно выносятся (соответственно 45,3–85,0% и 22,1–79,2%), редко накапливаются (соответственно в 1,7 и 1,6 раза). Магний, напротив, чаще привносится (до 4,4 раз), реже мобилизуется (4,0–54,2% исходного содержания). В цеолитолитах увеличивается количество  $\text{H}_2\text{O}^-$  в 8,1–14,0 раз и кальция в 1,2–2,1 раза.

Перерождение трахириолитовых стёкол в высококремнистые цеолиты (морденит + клиноптилолит) с большим (~30%) содержанием гидрослюд вызывает мобилизацию магния, титана (до 45,0%), натрия (до 30,0%), алюминия (до 25,0%) и кремния (до 20,0%) от их концентрации в родоначальных породах. Содержание магния опускается ниже уровня чувствительности анализа, а марганец и калий практически стабильны. В породах накапливаются железо и кальций (в 2,5 раза).

Замещение кислых гиалотуфов клиноптилолитом с примесью смектитов и кристобалита сопряжено с увеличением числа выносимых элементов и ростом их подвижности. Потеря исходной массы пород составляет 11–12%. В таких случаях натрий, марганец, титан, железо, калий, алюминий и кремний проявляют устойчивую тенденцию к мобилизации. При этом выносятся (рис. 15) натрия до 90%, марганца 5,0–90,0%, титана 20,0–75,0%, железа 2,0–75,0%, калия 20,0–60,0%, алюминия 10,0–35,0% и кремния 10,0–25,0% от их первоначальной концентрации в породе. Цеолитизация сопровождается постоянным привнесом кальция (в 2,0–2,5 раза) и резким обогащением водой. Магний при клиноптилолитизации кислых гиалотуфов интенсивно выносятся. При этом его концентрация иногда опускается ниже уровня чувствительности анализа. Если же, наряду

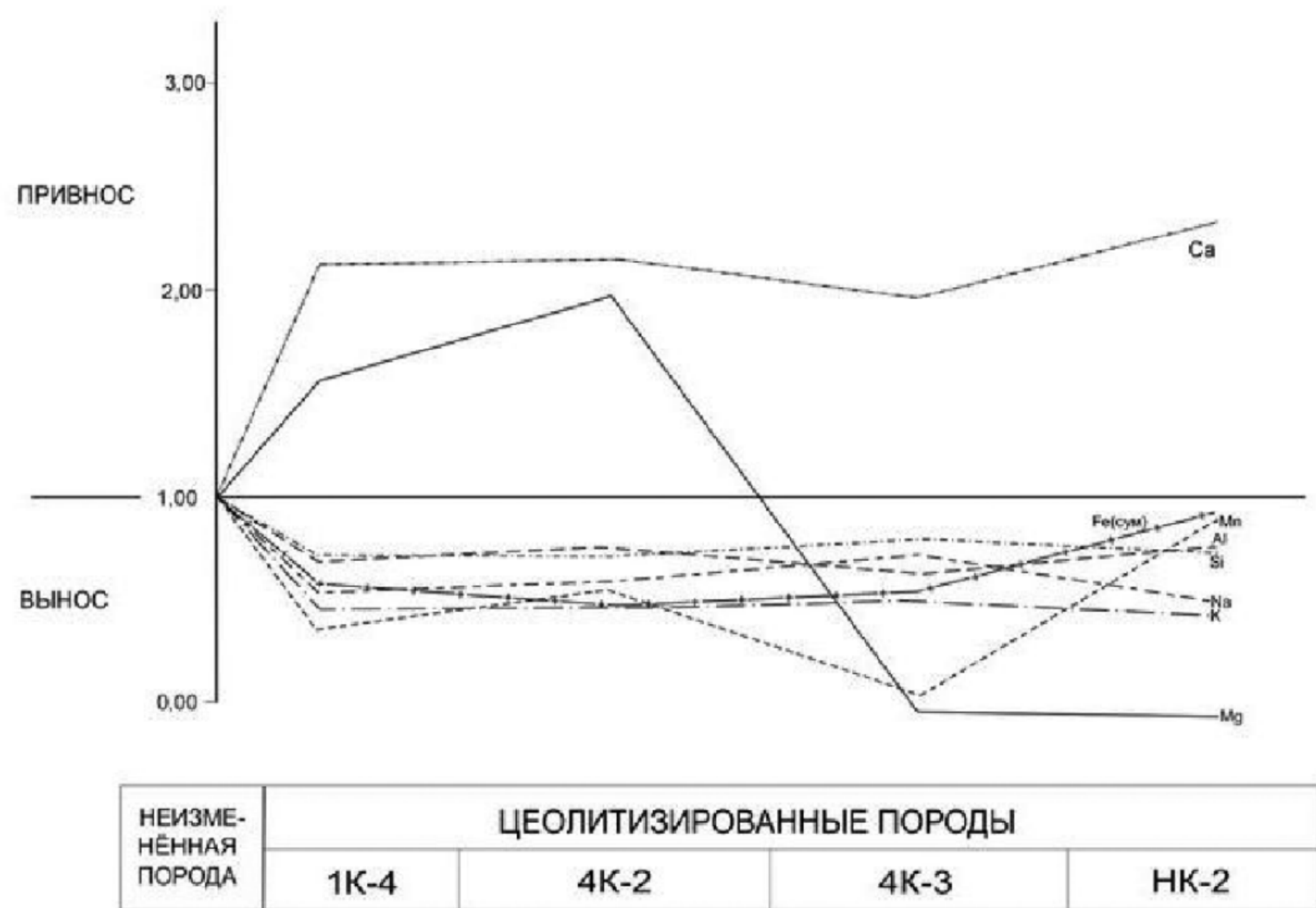
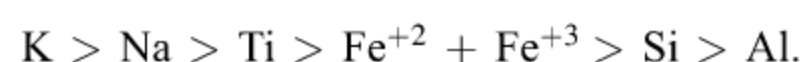


Рис. 15. Поведение породообразующих элементов в процессе цеолитизации брекчии перлитов Холинского месторождения

с цеолитами, в туфах развиваются смектиты, что бывает очень часто, породы обогащаются (в 2–4 раза) этим элементом.

В случае полного замещения трахириолитовых гиалотуфов смектитами потеря исходной силикатной массы пород достигает своего максимума (60,0%). Большинство петрогенных элементов выносятся с образованием следующего подвижного ряда:



При этом мобилизуется (рис. 16) калия 25,0–90,0%; натрия 25,0–75,0%; титана 5,0–70,0%; железа до 65,0%; кремния 30,0–45,0%; алюминия 5,0–25,0% от их исходного содержания в вулканитах. Аргиллизация сопровождается постоянным привносом магния и кальция, содержание которых в породе возрастает соответственно в 2,5–5,0 и 1,3–2,5 раза. В метасоматитах происходит как накопление марганца, за счёт чего глины приобретают яркую малиновую и красную окраску, так и его вынос.

Несколько иначе ведут себя породообразующие элементы при глубокой регрессивной аргиллизации морденитовых цеолитов Мухор-Талы. При стабильном состоянии алюминия из них выносятся натрий (48,4–96,1% изначального содержания в метасоматитах), калий (3,4–99,0%) и кремний (18,0–36,3%). При этом глины обогащаются магнием, концентрация которого возрастает в 8,2–27,3 раза. Поведение остальных элементов не постоянно: железо в целом инертно – слабо выносятся (18,3–21,1%), иногда привносится (в 1,2–2,6 раза); кальций чаще выносятся (10,4–49,1%), реже аккумулируется (в 1,3–1,4 раза). Также ведёт себя марганец, вынос которого составляет 13,4–99,0%, а привнос достигает 1,5–2,0 раз.

Приведённые данные свидетельствуют, что преобразование кислой витрокластике сопряжено с поглощением громадного количества воды, а также кальция. Напомним, что выделение тепловой энергии в гидротермальных системах забайкальского типа происходило наиболее эффективно, согласно теоретическим представлениям А. Дж. Эллиса (1970), во время первоначального разогревания водоносных горизонтов большого объёма, совпадающего с моментом погребения озёрных ванн витрокластическим материалом. Вода, участвующая в гидратации и цеолитизации стёкол, была метеорной (озёрной). Высокое содержание кальция в вадозных водах, участвующих в процессах близповерхностного и поверхностного минералообразования, отмечал ещё В. И. Вернадский (1933). Следовательно, все необходимые компоненты и источники энергии для цеолитизации витротуфов в наложенных структурах активизации Забайкалья были налицо.

В наиболее прогреваемых зонах (в пределах самого крупного купола Барун-Аршан) цеолитизация уступала место процессу девитрификации. При этом во вторичных продуктах наблюдается направленное изменение K/Na отношения и суммы щелочей.

В частности, в породах, в которых, наряду с преобладающим морденитом, встречаются смектиты и иллит-смектитовые смешанослойные образования, количество щелочей и K/Na отношение варьирует в пределах



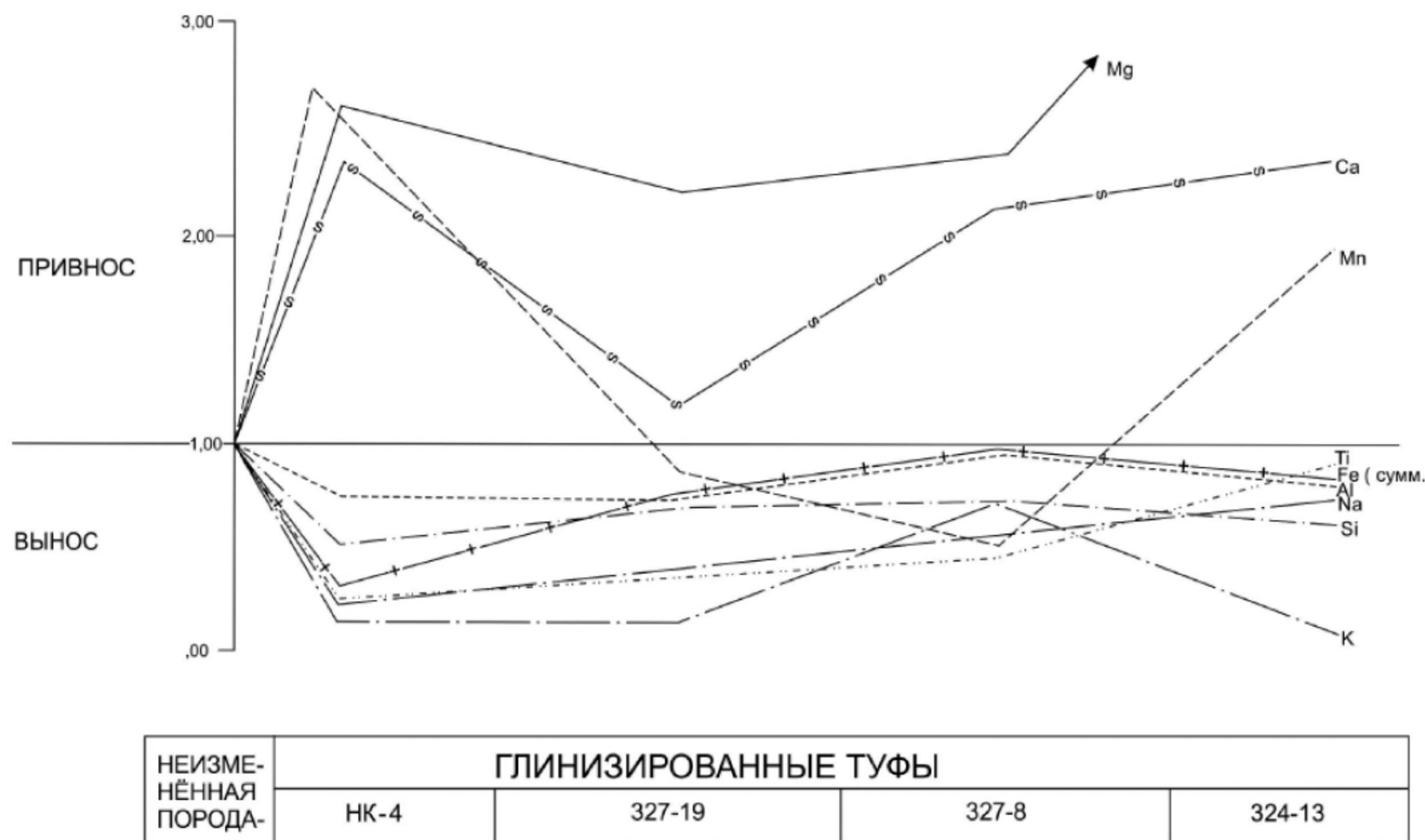


Рис. 16. Поведение породообразующих элементов в процессе смектитизации кислых гялалтуфов Холинского месторождения

соответственно 4,67–7,13% и 0,8–4,4. В цеолитолитах, где морденит ассоциирует с иллитом и адуляром, находящихся в подчинённом положении, K/Na отношение возрастает до 3,5–6,1. Ещё большими эти показатели становятся в гидротермалитах, где морденит, адуляр и кристобалит присутствуют в равных количествах (см. табл. 9). Наконец, в метасоматитах, где морденит находится в подчинённом положении, а адуляр и кристобалит преобладают, содержание натрия заметно уменьшается (0,40–0,67%), а калия возрастает (6,60–8,58%). В итоге калий-натриевое отношение достигает своего максимума (12,8–16,5). Для сравнения напомним, что в неизменённых мухор-галинских перлитах сумма щелочей составляет 8,58–9,05%, K/Na отношение 0,73–1,5. Значительное преобладание калия над натрием, по мнению Н. Я. Волянюка (1972), весьма характерно для «вторичных фельзитов» месторождения Мухор-Тала.

Важно подчеркнуть, что в гидротермальных системах Забайкальского типа адуляр, иллит-смектиты и гидрослюда образуются в результате локального перераспределения калия в породах, первоначально обогащённых щелочами. Указанные минералы распространены в массивных (интенсивно сваренных) гидротермально изменённых кислых витротуфах, где возникали в закрытой (близкой к автоклавной) обстановке преобразования исходных пород. Увеличение проницаемости вулканитов приводило к исчезновению адуляра, гидрослюда и росту числа монтмориллонитовых слоёв в смешанослойных иллит-смектитах вплоть до образования смектитов чистой линии в зонах дробления и литологического контакта. Аналогичная картина наблюдается в цеолитизированных перлитах Восточных Родоп (Болгария) (Stefanov, Yanev, 1984). В этом состоит принципиальное отличие от островодужных условий, где упомянутые минералы, как и серицит (мусковит), обязаны своим происхождением калию из высокотемпературного щёлочнометалльного хлоридного флюида. Адуляр в островных вулканических дугах является индикатором зон повышенной проницаемости, где наблюдаются вскипание, дегазация и резкое ощелачивание перегретых растворов.

Рассмотрим поведение элементов при гидротермальной аргиллизации пород среднего и основного состава.

Пересчёты результатов химических анализов (см. табл. 11) по методу Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968) показали (рис. 17), что глубокая смектитизация трахиандезитовых туфов и их последующая карбонатизация сопровождается выносом большинства породообразующих элементов. Содержание натрия уменьшается на 79,2–98,5%, калия на 64,9–95,2%, железа на 45,0–82,0%, кремния на 23,1–42,1%, алюминия на 3,8–44,8%, по сравнению с неизменённой породой. Тенденцию к выносу приобретает титан.

Щелочноземельные элементы и марганец не одинаково ведут себя при смектитизации и последующей карбонатизации. Так, при полной монтмориллонитизации витрокластики туфов вынос кальция составляет 33,5–56,4%, а в карбонатизированных разностях несколько сокращается, достигая 24,7–47,5% от их изначального содержания в породе. Марганец при аргиллизации чаще выносится (до 87,5%), реже накапливается (в 1,1 раза), а на участках карбонатизации обнаруживает чёткую тенденцию к аккумуляции (в 2,1–3,8 раза). Магний постоянно привносится: в глинах его содержание увеличивается в 3,0–9,5 раза, а в карбонатизированных разностях – в 9,0–17,0 раз по сравнению с родоначальными породами. При карбонатизации бентонитов в них резко (в 35,0–45,0 раз) возрастает содержание CO<sub>2</sub>.

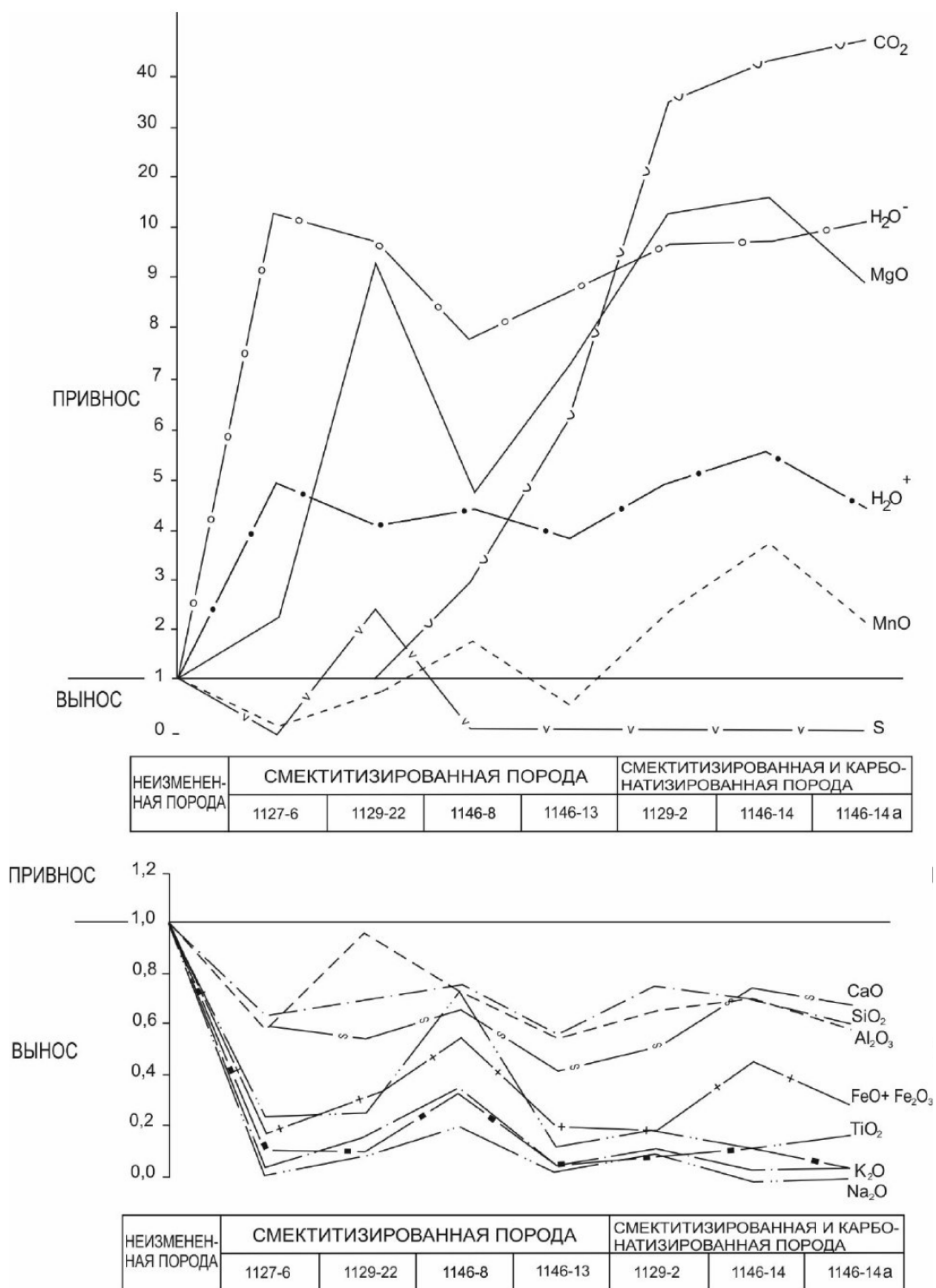
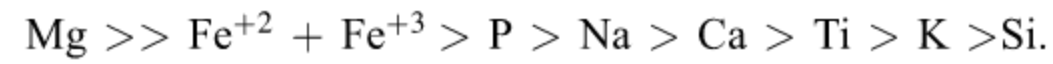


Рис. 17. Поведение породообразующих элементов при смектитизации трахиандезитовых гиалотуфов проявления Таряты

В зоне начальной аргиллизации базальтов, где полностью разрушаются оливин и частично пироксены, мобилизуется 71,0% магния и 15,0% железа. Остальные элементы, включая щёлочи, малоподвижны. Они выносятся, образуя ряд подвижности (рис. 18):



При стабильном состоянии алюминия мобилизуются фосфор (12,8%), натрий (9,9%), кальций (7,5%), титан (6,8%), калий (3,4%) и кремний (1,6% изначального содержания в породе). Базальты обогащаются марганцем в 4,6 раза и  $\text{H}_2\text{O}^-$  – в 2,1 раза.

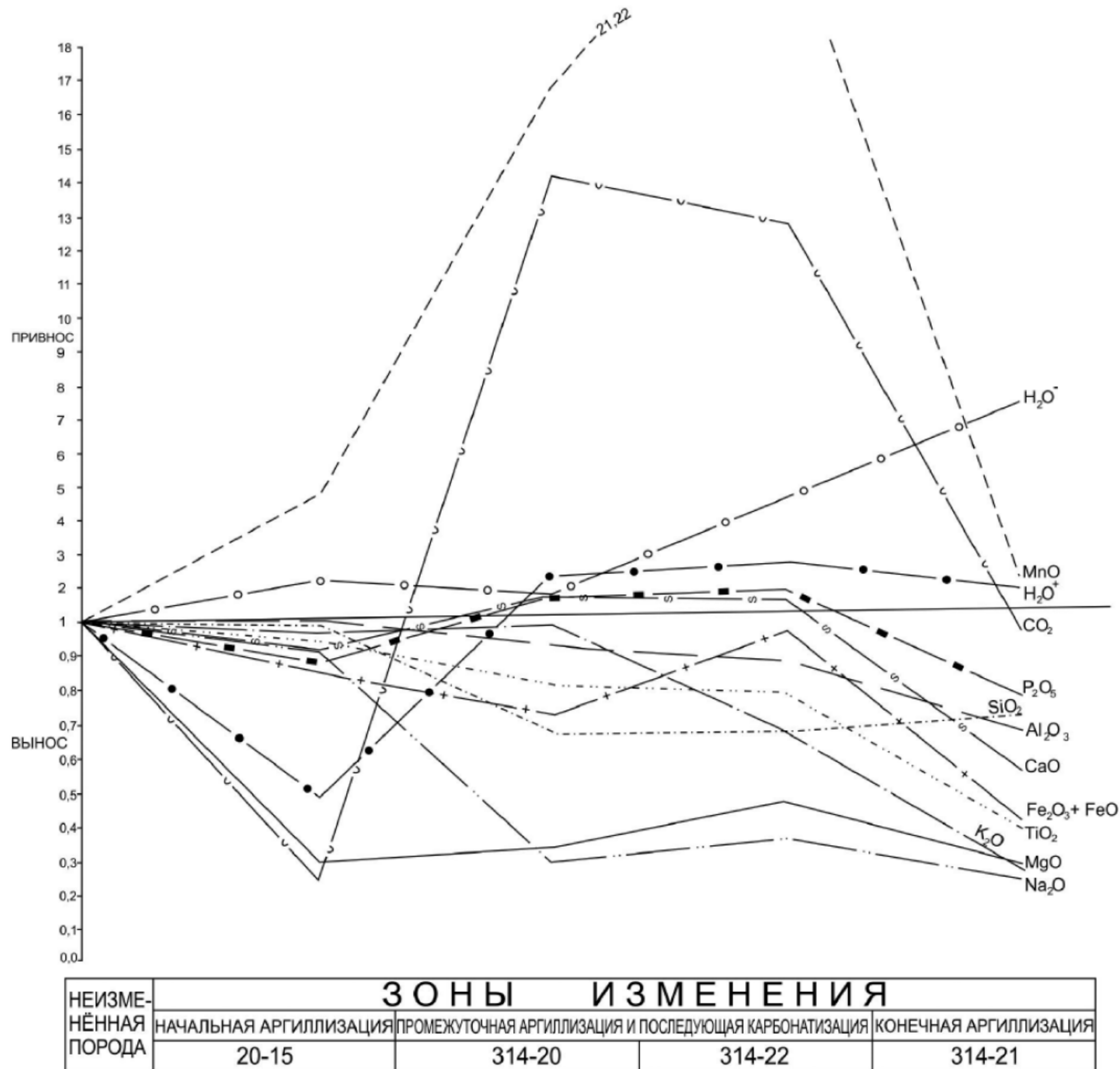


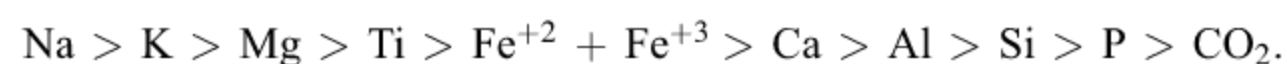
Рис. 18. Поведение породообразующих элементов при смектитизации и карбонатизации базальтов месторождения Мухор-Тала

В зоне, где продукты аргиллизации базальтов в дальнейшем были карбонатизированы, картина несколько меняется (см. рис. 18). По-прежнему мобилизуется большинство элементов, выстраивающихся в следующий ряд подвижности:



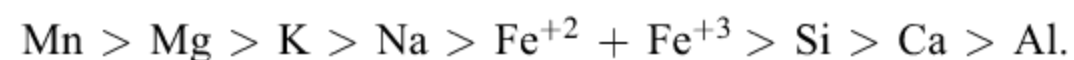
При этом из основных эффузивов выносятся натрия 56,1–73,4%, магния 58,0–69,3%, кремния 33,3–35,0%, титана 21,2–24,1%, калия 4,0–36,1%, железа 6,4–28,3% и алюминия 9,4–15,0% их концентрации в родоначальных породах. Наложенная карбонатизация привела к увеличению содержания в аргиллизитах марганца в 16,0–21,2 раза, кальция в 1,3–1,5 раза,  $\text{CO}_2$  в 13,1–14,4 раза, фосфора в 1,5–1,6 раза.

В зоне полной аргиллизации, где все ингредиенты базальтов нацело смектитизированы, мобилизация вещества достигает своего максимума. Элементы и  $\text{CO}_2$  образуют ряд подвижности (см. рис. 18):



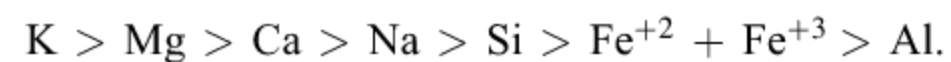
При этом из основных эффузивов выносятся натрия 79,1%, калия 76,2%, магния 74,1%, титана 63,3%, железа 61,1% кальция 46,6%, алюминия 34,2%, кремния 31,2%, фосфора 25,1%, двуокиси углерода 5,4% от изначального содержания в вулканитах. В глинах возрастает концентрация  $\text{H}_2\text{O}^-$  в 7,1 раза и марганца – в 2,1 раза.

Из долеритов, на одну треть замещённых хлорит-сметитовыми смешанослойными минералами и собственно сметитами, выносятся большинство элементов, образующих миграционный ряд:



При этом выщелачиваются марганец (40,0–75,0%), магний (45,0%), калий (25,0%), натрий (20,0%), железо (15,0%), кальций (2,0–15,0%) и алюминий (5,0–7,0% от их изначальной концентрации в вулканитах). Общая потеря силикатного вещества в таком случае не превышает 11,5% первоначальной массы.

Замещение долеритов сметитами чистой линии (на ~30% объёма пород) сопровождается некоторым увеличением интенсивности мобилизации элементов, и они выстраиваются в следующий ряд подвижности:



При этом мобилизуется калия 68,0%, магния 64,7%, кальция 58,0%, натрия 31,5%, кремния 13,9%, железа 12,0% и алюминия 9,1% по сравнению с исходными породами. В изменённых долеритах содержание марганца возрастает в 1,1 раза, а титан остаётся неподвижным.

В долеритах, испытавших сметитизацию (~30%) и последующую карбонатизацию (~40%), подвижность элементов увеличивается и они образуют миграционный ряд:



В таком случае выносятся 79,5% калия, 65,2% магния, 62,7% натрия, 45,6% кальция, 34,3% кремния, 30,0% железа, 21,5% алюминия от их изначального количества в породах. Карбонатизация сопровождается привнесением в гидротермалиты  $\text{CO}_2$  (в 1,7 раза) и марганца (в 1,7 раза).

В карбонатных глинах, представляющих собой интенсивно сметитизированные (60%) и карбонатизированные (30%) долериты, подвижность элементов достигает своего максимума. Вынос щелочей возрастает до 90,0%, мобилизуется 75,9% кальция, 69,1% магния, 46,1% кремния, 33,4% алюминия и 30,0% железа по сравнению с их содержанием в родоначальных породах. В гидротермалитах продолжают накапливаться  $\text{CO}_2$  (в 2,1 раза) и марганец (в 2,9 раза).

Сопоставление динамики вещества в процессе формирования региональных цеолит-сметитовых (сметит-цеолитовых) метасоматитов по разноосновным породам показывает много общего в поведении петрогенных элементов. Различия касаются в первую очередь кальция, который аккумулируется в кислых и активно выносятся из средних и особенно основных вулканитов при их гидротермальном изменении. Магний постоянно мобилизуется из базальтов и долеритов и накапливается при сметитизации риолитов и дацитов. Следствием сказанного является то, что определяющая роль в цеолитообразовании принадлежит составу преобразуемых пород. Кислая витрокластика замещается высококремнистыми цеолитами. В миндалекаменных субщелочных и оливиновых базальтах развиваются богатые алюминием кальциевые, натриевые и кальциево-натриевые цеолиты (анальцим, натролит, мезолит, стильбит, шабазит). При низкотемпературных гидротермальных процессах растворы выщелачивали из базальтов Ca, Na, Mg, Al, Si и другие элементы, частично там же в везикулах отлагая Ca-Na цеолиты, слоистые силикаты (в том числе сапонит) и кальцит, частично вынося их в открытые трещины и зоны дробления.

Цеолиты с разных участков Маргинтуйского базальтового поля образовались при 100–200°C (Гордиенко и др., 1989). При этих же температурах возникают иллит-сметиты, хлорит-сметиты и собственно сметиты. Отсутствие строгой температурной и метасоматической зональности, а также чёткой закономерности распределения цеолитовой и иной вторичной минерализации в лавовых породах при постоянстве состава вмещающих базальтов позволяет говорить о выдержанных условиях протекания гидротермального процесса в средне-мезозойских вулcano-тектонических депрессиях Забайкалья. Эта обстановка обуславливает повсеместное развитие цеолит-сметитовой (сметит-цеолитовой) ассоциации в продуктах постмагматического изменения базальтов, а также средних и кислых изверженных пород.

Очень важным следствием изменения всех без исключения пород гидротермальных систем забайкальского типа является вынос кремнезёма и глинозёма. Напомним, что цеолитизация кислых гиалотуфов сопровождается потерей 9,0–32,2%  $\text{SiO}_2$ . Сметитизация основных, средних и кислых вулканитов вызывает мобилизацию соответственно 10,0–46,1%, 23,1–42,1% и 13,0–45,0%  $\text{SiO}_2$  от их первоначального содержания в породе. Это говорит о выносе колоссального количества кремнезёма в процессе регионального цеолит-сметитового (сметит-цеолитового) метасоматоза. Кремнезём, в соответствии с теоретическими представлениями В. Г. Ясько (1982) и Ю. П. Писцова с коллегами (1983), должен был поступать с нагретыми растворами в зону разгрузки через естественные дренажные системы, то есть через разломы и оперяющую трещиноватость.

Как известно, содержание кремнезёма в природных водах определяется главным образом температурой и pH среды. В холодных подземных растворах с нейтральной реакцией концентрации  $\text{SiO}_2$  обычно не превышают 20–30 мг/л. С ростом температуры она нарастает и может достигать в термальных водах сотен мг/л (Богомолов и др., 1967). Работами Ю. А. Билибина (1951), А. Д. Щеглова (1966, 1976), А. А. Ивановой (1974), Р. З. Архипчука (1980) показано, что гидротермальное минерало- и рудообразование (в том числе и кремне-накопление) в Забайкалье в период мезозойской тектономагматической активизации происходило в зияющих

трещинах на контакте с практически холодными вмещающими палеозойскими породами фундамента из нисходящих горячих растворов. Это становится ясно, если учесть, что ведущим энергетическим фактором гидротермальных систем забайкальского типа были не столько региональные тепловые поля, сколько экзотермические реакции гидратации и раскристаллизации вулканического стекла, а также тепло разливающихся магматических расплавов и пирокластических толщ. Осаждению кремнезёма, по Н. В. Петровской, в условиях малых глубин в значительной степени способствовали перепады давления, вызывающие дегазацию и вскипание растворов и, как следствие этого, их быстрое пересыщение.

Наши исследования в Забайкалье свидетельствуют, что на цеолитовых месторождениях широким развитием отличаются опал-кристобалитовые жилы, нередко ассоциирующие с морденитом (Мухор-Тала) или клиноптилолитом (Холинка). На бентонитовых месторождениях как в самих продуктивных толщах, так и во вмещающих их породах постоянно присутствуют жилы и прожилки, выполненные различными формами кремнезёма (Тулдон, Ново-Ильинское и др.). С тулдонскими бентонитами генетически сопряжено известное в нашей стране Еравнинское (Тулдонское) месторождение агата (Коробов, 1988<sub>2</sub>), описанное ещё А. Е. Ферманом. На сопряжённой территории Монголии в районе хребта Арц-Богд выявлены россыпи превосходных агатов, связанных с изменёнными верхнеюрскими-нижнемеловыми базальтами. Агаты слагают миндалины в пористых базальтах (Коваленко и др., 1990).

Скопления кремнезёма в таких случаях нередко представляют промышленный интерес, что позволило выделить самостоятельную кварц-аргиллизитовую формацию среди промышленных типов месторождений кварца (Мельников, 1988). Аргиллизация при этом является рудогенерирующим метасоматическим процессом, а минералы кремнезёма – доминирующим компонентом жильной массы продуктивных тел. Значительная часть последних в пределах исследований территории сложена аморфной, или криптокристаллической разновидностью кремнезёма (агат, халцедон), в меньшей мере присутствует мелкозернистый кварц.

Формирование среднемеозойских региональных цеолит-сметитовых (сметит-цеолитовых) метасоматитов Забайкалья приводит также к мобилизации Al, Na, Mg, Fe, а из пород повышенной основности – Ca и др. Так, цеолитизация кислых витротуфов сопровождается потерей 9,3–35,0% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Сметитизация основных, средних и кислых по составу вулкаников вызывает мобилизацию соответственно 5,0–33,4%, 3,8–44,8% и 10,0–25,0% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от их изначальной концентрации в породах. Перечисленные элементы поступали с нисходящими растворами в дренажные зоны, где термы охлаждались вмещающими породами. Это приводило к синтезу цеолитов, сметитов, иллит-сметитовых смешанослойных образований и иных минералов, которые формировали тонкодисперсные включения в халцедоне или агате. Иногда такие минералы составляют первые проценты объёма пород. Сказанное характерно не только для Забайкалья, но, как отмечает Е. П. Мельников (1988), вообще типично для продуктивных толщ кварц-аргиллизитовой формации месторождений кварца.

Приведённые данные позволяют утверждать, что в дейтероорогенных областях главным источником минерализующего вещества гидротермальных систем являлись вмещающие вулканогенные породы, в толще которых зарождались и циркулировали горячие растворы.

### 3.2.2. СОПРЕДЕЛЬНЫЕ С ЗАБАЙКАЛЬЕМ ТЕРРИТОРИИ

Итак, мы пришли к выводу, что в Забайкалье региональные цеолит-сметитовые (сметит-цеолитовые) метасоматиты локализованы в мезозойских впадинах на участках развития пород щелочной базальт-риолитовой формации (J-K<sub>1</sub>), которая там встречается во всех районах. Она же широко распространена и в Монголии, где цеолиты и сметитовые глины наблюдаются в вулканогенных толщах цаган-цабского (J<sub>3</sub><sup>3</sup>-K<sub>1</sub>) и шинхудукского (K<sub>1</sub>) биостратиграфических горизонтов (Петрова и др., 1987). Цаганцабский горизонт Монголии обнаруживает большое литологическое сходство, а также хорошо сопоставляется по комплексу лимнобионтов с нижнетургинским горизонтом Восточного и ичетуйским Западного Забайкалья, а готерив-барремские отложения Монголии, включающие шинхудукский биогоризонт, – с верхнетургинским и кутинским горизонтами Восточного Забайкалья (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Gu Zhi-wei, 1982). Вулканогенная составляющая свит Монголии представлена витрокластическими туффитами и кварц-плагиоклазовыми с биотитом туфопесчаниками. Цеолиты в количестве 5–80% отмечаются только в вулканогенной части разреза (Петрова и др., 1987).

Месторождения и проявления вулканических стёкол Монголии и Забайкалья, генетически связанные с мезозойским вулканизмом, обнаруживают в своём строении и развитии много общего. Поэтому на наиболее крупном в Монголии перлитовом месторождении Элиген-Булак кислые витрокластические туфы замещены на 60–90% гейландитом, морденитом и клиноптилолитом, а также сметитами и гидрослюдой (Дугэрсурен, Храпов, 1966; Еремеев и др., 1969). Цеолитолиты по гиалотуфам отмечаются на Булган-Улском (Хэцу-Тэг-Улском), Цахур-Улском и Хацутэгском проявлениях и месторождениях вулканического стекла, где гейландит и морденит в ассоциации со сметитами метасоматически замещает 80–90% общего объёма пород (Еремеев и др., 1969; Нацаг-Юм, Очиров, 1968).

Территория Монголии в поздней юре – раннем мелу, как и Забайкалье, переживала эпоху тектономагматической активизации. В цаган-цабское время широчайшая вулканическая активность сочеталась с невиданным за всю мезо-кайнозойскую историю страны развитием озёрных бассейнов. Нередко ими была занята почти вся территория впадин, представляющих собой конседиментационные структуры прогибания, где накапливались позднемеозойские вулканики. По своему характеру озёрные водоёмы Монголии были близки с разновозрастными бассейнами Забайкалья, отличаясь от последних лишь большими размерами (Писцов и др., 1983; Шувалов, 1982; Нагибина и др., 1977). Именно поэтому значительное сходство обнаруживают не только сами вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи этих территорий, но и продукты их гидротермального переорождения. При этом надо постоянно помнить, что громадные масштабы распространения озёрных бассейнов обусловили здесь также широкое развитие цеолитов вулканогенно-лимнического типа (Петрова и др., 1987),

которые должны обнаруживать постепенный переход к гидротермально-метасоматическим аналогам. Поискам критериев отличия двух типов месторождений необходимо посвятить дальнейшие исследования.

Многочисленные находки клиноптилолитовых и морденитовых туфов (туффитов), а также интенсивно смектитизированных стекловатых вулканитов в верхнеюрских – нижнемеловых отложениях Монголии (северной, северо-восточной, центральной и южной частей страны) делают перспективной для поисков цеолитов и бентонитов огромную территорию, сопряжённую с Забайкальем. Это позволило автору (Коробов, 1989<sub>1</sub>) выделить Центрально-Азиатскую бентонито-цеолитоносную провинцию (рис. 19).



Рис. 19. Схема размещения бентонитоцеолитоносных провинций Центрально-Восточно-Азиатских вулканических поясов (Коробов, 1989<sub>1</sub>): а – установленные (1 – Центрально-Азиатская, 2 – Приморская Сихотэ-Алиня, 3 – Корейская, 4 – Шаньдунская Восточного Китая); б – предполагаемые (1 – Гэньхэ-Хайларская Северо-Восточного Китая, 2 – Фудзянь-Чжецзянская Юго-Восточного Китая)

широкое распространение среднеюрских-позднемеловых месторождений цеолитов и выделены четыре раннемеловые бентонитоносные провинции (Su Mingai, Dai Changlu, 1983; Yu Zhenhua, 1987).

В провинции Шаньдунь кислые и средние изверженные породы раннемелового возраста замещены клиноптилолитом и морденитом, которые ассоциируют с бентонитами и перлитами. Цеолиты и смектитовые глины возникли в результате воздействия на диспергированное вулканическое стекло термальных растворов, порождаемых континентальным вулканизмом (Zhang Chengli, 1984). Приведённые данные позволили выделить Шаньдунскую бентонито-цеолитоносную провинцию Восточного Китая (см. рис. 19).

В Прибрежном, или Восточно-Сихотэ-Алиньском вулканическом поясе (Россия) одновременно располагаются Приморский цеолитоносный район и Приморская бентонитоносная провинция (см. рис. 19). Там локализованы крупные скопления клиноптилолита, в меньших количествах присутствует морденит, которые ассоциируют со смектитовыми глинами. Все проявления цеолитов Приморья, обнаруживающие большое сходство со своими забайкальскими аналогами, генетически связаны с месторождениями перлитов поздне-мелового-палеогенового возраста и образовывались на постмагматической стадии при взаимодействии низкотемпературных растворов с кислыми витрокластическими туфами (Буров и др., 1985; Сабитов, 1981; Семёнов, 1985). Чёткий тектонический контроль, при котором границы цеолитизации и смектитизации контролируются системой разломов, свидетельствует о гидротермальной природе цеолитов и бентонитовых глин этого региона.

Приморская бентонито-цеолитоносная провинция Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса по структурно-геодинамическим особенностям, истории развития и металлогении во многом напоминает Фудзянь-Чжецзянский (Приморский) вулканический пояс Юго-Восточного Китая (Yu Zhenhua, 1987). На основании сказанного и единичных находок на этой территории цеолитизированных кислых витрокластических туфов можно предполагать открытие в скором будущем крупной бентонито-цеолитоносной провинции Юго-Восточного Китая (см. рис. 19).

Кроме Монголии аналогичные низкотемпературные изменения можно ожидать в Северо-Восточной части Китая в осадочно-вулканогенных образованиях впадины Гэньхэ, вулканогенных породах, подстилающих угленосную свиту Далайнор в бассейне рек Хайлар и Мяндухэ, а также осадочно-вулканогенных образованиях Цзиси (породы тугулукского (фусинского) биостратиграфического горизонта). Такой прогноз основывается на хорошей сопоставимости фусинского биогоризонта Северо-Восточного Китая с цаганцабским биостратиграфическим горизонтом Монголии, нижнетургинским горизонтом Восточного и ичетуйским Западного Забайкалья (Фрих-Хар, Лучицкая, 1978; Gu Zhi-wei, 1982), где обнаружены высококремнистые цеолиты и гидротермально-метасоматические бентониты. Сказанное послужило основанием для выделения предполагаемой Гэньхэ-Хайларской бентонито-цеолитоносной провинции Северо-Восточного Китая (см. рис. 19).

В прибрежной части Восточного Китая (провинция Шаньдунь) в позднем мезозое ( $J_3 - K_2$ ) проявлялся интенсивнейший наземный вулканизм, локализованный в крупных мобильных вулкано-тектонических депрессиях (конседиментационных структурах), заполнявшихся осадочно-вулканогенным материалом мощностью до 20 000 м. Значительная часть обширнейших депрессий, как в Монголии, была покрыта пресноводными озёрами (Su Mingai, Dai Changlu, 1983). Среди вулканитов существенную роль играли неустойчивые к воздействию горячих растворов кислые витрокластические туфы и игнимбриты (перлиты) (Панов, Янь Хуньцуйань, 1988). Масштабность эруптивных процессов, сопровождающихся поствулканической гидротермальной деятельностью, объясняет наличие многочисленных эндогенных месторождений и рудопроявлений в Приморском вулканическом поясе Китая, где, в частности, установлено

Поскольку территория Корейского полуострова является связующим звеном между Восточно-Сихотэ-Алиньским и Фудзянь-Чжецзянским вулканогенными поясами западной части Тихоокеанского сегмента, закономерным является обнаружение в последнее время в третичных туфах Кореи стратиформных залежей высококремнистых цеолитов, которые ассоциируют с бентонитами (Noh, Kim, 1986).

При всей схожести вещественного состава и условий локализации стратиформных месторождений бентонитовых глин и цеолитов надо помнить, что территории Забайкалья, Монголии, Северо-Восточного и Восточного Китая в период тектономагматической активизации находились в иных структурно-геодинамических условиях, чем Восточный Сихотэ-Алинь, Корея, Юго-Восточный Китай, рудоносные структуры которых связаны с развитием окраинно-континентальных вулканических поясов. Первые же являются районами завершённой складчатости, впоследствии подвергшимися качественно новым тектоническим процессам, и отнесены к дейтероорогенным областям, по К. В. Боголепову, или областям автономной активизации, по А. Д. Щеглову. Приведённые данные свидетельствуют о наличии нового типа комплексных перлитово-бентонито-цеолитовых месторождений. Учёт специфических особенностей минералообразования в этих районах позволит не только рационально вести поиски и разведку нерудного минерального сырья, но и иначе подойти к оценке перспектив эпитептермального рудогенеза областей тектономагматической активизации.

Таким образом, для гидротермальных систем, генетически связанных с дейтероорогенным поверхностным магмопроявлением, главным источником минералообразующего вещества являлись вмещающие вулканогенные (вулканогенно-осадочные) породы, в толще которых зарождались и циркулировали горячие растворы. Для этих систем характерна низкотемпературная углекислая стадия гидротермального процесса, при котором формируются цеолит-сметитовые (сметит-цеолитовые) региональные гидротермалиты, лишённые взаимозависимых вертикальных метасоматических зон. Наличие горизонтальной зональности сопряжено с изменением температуры при удалении от вулканических построек, а также особенностями протекания реакций при гидротермальном взаимодействии в системе «вода – порода».

В силу низких региональных термоградиентов главным энергетическим источником гидротермальных систем забайкальского типа становятся экзотермические реакции гидратации, цеолитизации и раскристаллизации вулканического стекла, а также тепло магматических расплавов и туфовых толщ. Специфику ещё более низкотемпературного гидротермально-метасоматического (гидротермального) минералообразования можно проследить на примере гидротермальных систем, возникающих под влиянием тепла изливающихся лавовых потоков. Этому посвящена следующая глава данной работы.

### 3.3. ТАФРОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ

В результате «старения» и пенеппенизации орогенов горные сооружения могут испытывать блоковое расчленение с образованием продольных грабенов и излиянием базальтов. Этот процесс получил название тафрогенеза (Соболевская, 1973; Хаин, 1973). Тафрогенный этап является, по-существу, началом становления молодых платформ, а присущий ему магматизм использует заключительные потоки ювенильных флюидов и последние остатки тепла, накопленного мантийными глубинами. Именно поэтому в тафрогенных областях наблюдается крайне ослабленное влияние эндогенных факторов на формирование нагретых растворов. Там гидротермальная активность контролировалась исключительно процессами, связанными с поверхностным магмопроявлением. Типичным представителем тафрогенных областей является Кушмурунский грабен Тургайского прогиба, где широко развита риолит-базальтовая формация. Чтобы правильнее понять обстановку возникновения тафрогенных гидротермальных систем, необходимо рассмотреть продукты раннемезозойского вулканизма Кушмурунского грабена и условия, в которых они накапливались.

#### 3.3.1. КУШМУРУНСКИЙ ГРАБЕН ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

##### 3.3.1.1. Краткая характеристика продуктов раннемезозойского вулканизма

Кушмурунский грабен выполнен риолит-базальтовой осадочно-вулканогенной формацией, выделенной в туринскую серию (Т<sub>1-2</sub>). Базальты прорываются кислыми экструзивными куполами – Новонежинским, Черниговским, Кушмурунским, Чилийским и Наурзумским. По многочисленным разрывным нарушениям породы туринской серии приведены в тектоническое соприкосновение как с палеозойским фундаментом (нижний карбон), так и с угленосными осадками нижней-средней юры.

Формирование пород туринской серии протекало в своеобразных геологических условиях, характеризующихся неоднократной сменой наземной вулканической деятельности, периодами осадочной седиментации. Это определило особенности строения толщи, в которой наблюдается многократное чередование базальтовых покровов (кайнотипных эффузивов) разной мощности с пластами осадочных пород, представленных озёрными отложениями. Мощность осадочных пачек варьирует от первых метров до 60–100 м, а мощность перемежающихся с ними эффузивных горизонтов колеблется от 5–10 до 100–160 м. Следовательно, при формировании пород туринской серии наблюдалось вторжение в водонасыщенные толщи базальтовой магмы и излияние её на обводнённую поверхность палеорельефа. Это приводило к развитию в палеогидрогеологических структурах Кушмурунского грабена гидротермальных систем (Коробов, 1988<sub>2,3</sub>), которые относятся, сообразно теоретическим представлениям В. Л. Масайтиса (1983), к вторичным гидротермальным системам. Именно с ними связано формирование убаганской группы бентонитовых месторождений. В теле Наурзумского экструзива

сосредоточены наиболее крупные скопления бентонитовых глин, приуроченные к периферии палеовулкана и контролируемые зонами разломов (рис. 20).

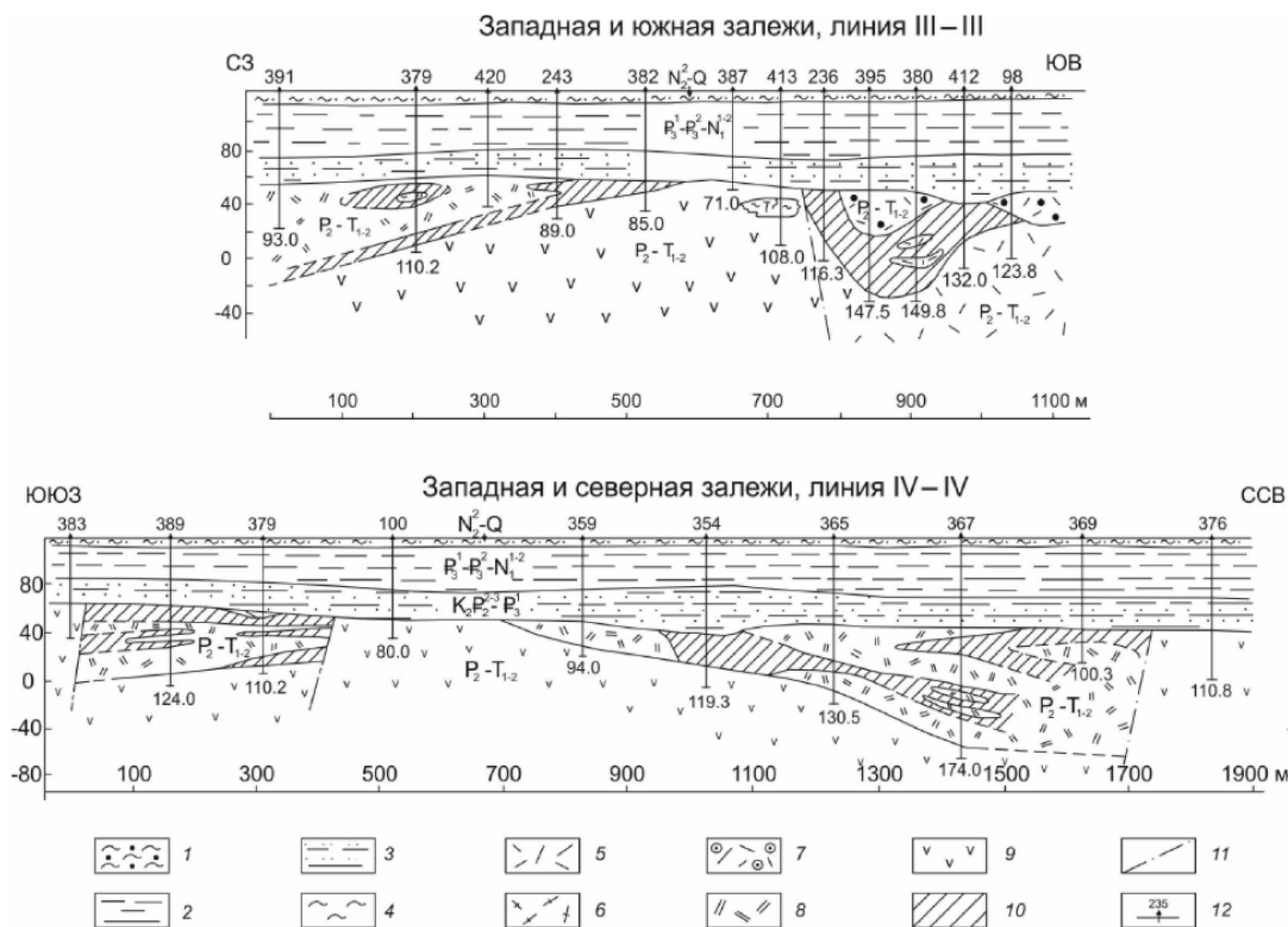


Рис. 20. Геологические разрезы месторождения бентонитовых глин Южное: 1 – суглинки, алевролитовые глины; 2 – глины, глины алевролитовые; 3 – глины и пески глинистые, пески с обуглившимся растительным детритом; 4 – алевролиты; 5 – гиалолипарты, липарты с микрофельзитовой основной массой и их туфы свежие и изменённые; 6 – липарты с тонкозернистой основной массой и продукты их изменения; 7 – вспененные липарты и продукты их изменения; 8 – дациты, их туфы и туфолавы свежие и изменённые; 9 – базальты и продукты их изменения; 10 – бентониты по липаритам и дацитам, их туфам и туфолавам; 11 – разрывное нарушение; 12 – скважина колонкового бурения и её номер

Базальты образуют лавовые покровы, вскрытая мощность которых превышает 107 м. Среди них различаются массивные (моноклитные) и миндалекаменные разновидности. Взаимоотношение в разрезе между этими разновидностями эффузивов весьма сложное. Базальты по структуре близки к долеритам и представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разновидностями, обнаруживающими под микроскопом интересную, толеитовую, порфиоровую, реже офитовую структуру. В основной массе базальтов всегда присутствует вулканическое стекло, составляющее 10–25% площади шлифа. По химическому составу базальты отличаются повышенным содержанием щелочей (3,5–5,5%).

Характерным признаком пород туринской серии является развитие среди них хлорофитовых базальтов, впервые подробно описанных нами в регионе (Коробов, 1985<sub>2</sub>). Хлорофит (гидрогель переменного состава) рассматривается как продукт воздействия паров воды на остаточный базальтовый расплав, имеющий консистенцию застывающего стекла. По мнению И. М. Симановича и Д. И. Кудрявцева (1982), образование хлорофитового гидрогеля и его ликвация от расплава происходят в результате взаимодействия с парами воды путём восходящей инфильтрации пара через лавовый поток. При наземном вулканизме источником пара являются поверхностные воды, в том числе и воды осадочных пород. Вскипая под покровами базальтов, воды внедряются в них в виде пара и продуваются через толщу потоков. При этом, наряду с дегазационными пустотами (везикулами), возникающими при объёмной дегазации лавы, формируются так называемые продувочные везикулы и генетически с ними связанные ложные миндалины, в которых и локализуются хлорофит или продукты его дальнейшего изменения.

На участках, непосредственно примыкающих к Наурзумскому экструзивному куполу, наряду с основными эффузивами широко распространены кислые вулканогенные образования, подстилаемые и перекрываемые покровами базальтов. Среди кислых пород, впервые отнесённых автором к группе дацитов (Коробов, 1988<sub>1</sub>), различаются эффузивные и вулканокластические разновидности. Эффузивы представлены дацитами, в том числе гиалодацитами мощностью до 60 м, а вулканокластические образования – туфолавами (игнимбритами). Кроме того, в небольшом количестве присутствуют витрокластические и кристалло-литокластические туфы. Взаимоотношение названных пород в разрезе очень сложное. Все они характеризуются повышенным содержанием



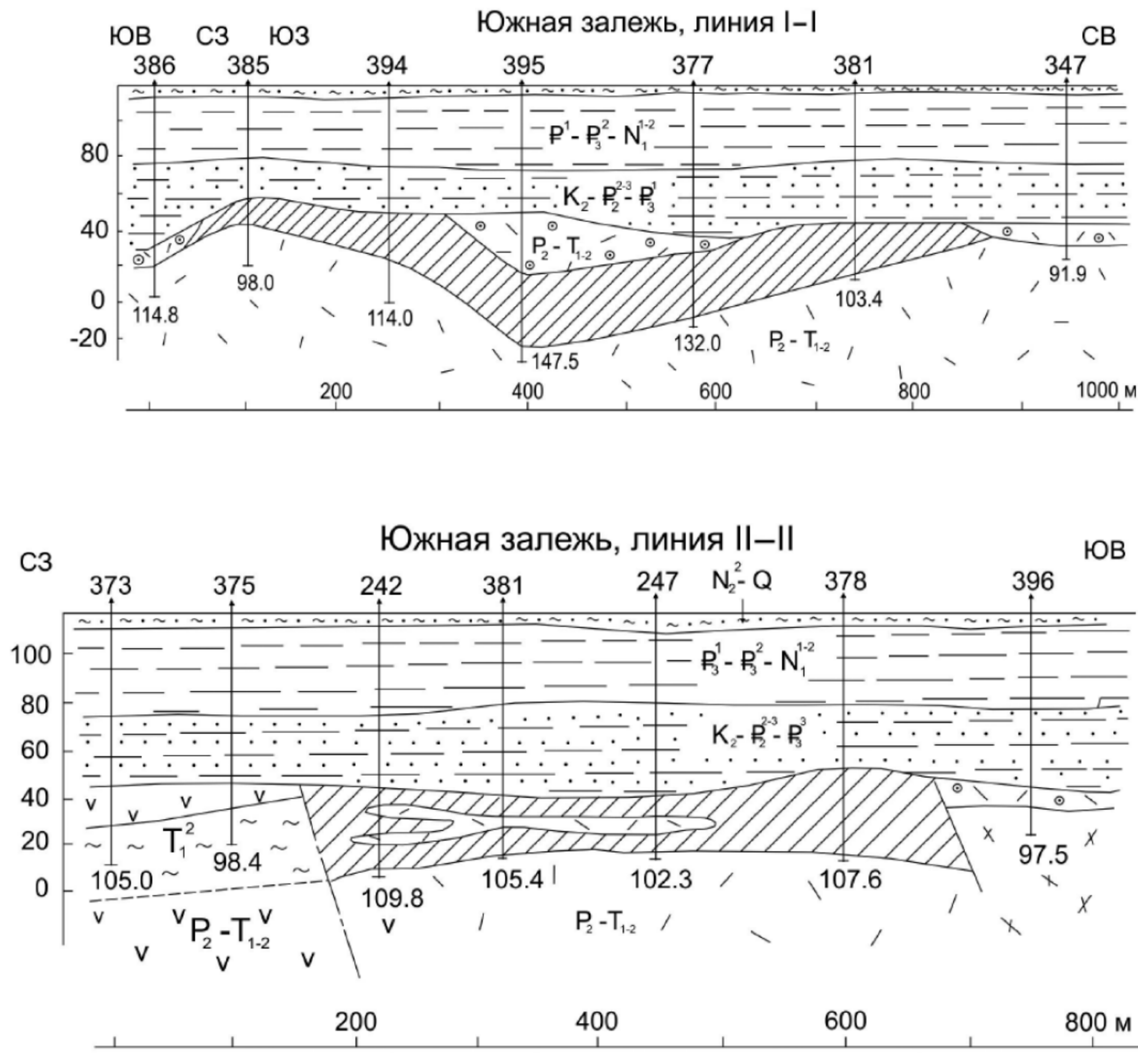


Рис. 20 (окончание)

щелочей (7–8%). Породы в большинстве случаев трещиноваты, брекчированы, разбиты зеркалами скольжения. Это способствовало их активной аргиллизации с формированием бентонитовых глин.

Наурзумский экструзивный купол сложен кислыми породами, среди которых различаются эффузивные и вулканокластические разности, а также продукты их постмагматического изменения. Эффузивы представлены риолитами, а вулканокластические образования – игнимбритами, туфами, туффитами, туфопесчаниками, реже туфоалевритами. Среди эффузивов встречаются гиалориолиты (перлиты) мощностью до 70 м, а среди их пирокластических аналогов – витротуфы мощностью до 90 м. Взаимоотношение перечисленных пород в разрезе очень сложное, однако устанавливается чёткая приуроченность пирокластического материала к периферийным частям экструзива, а эффузивов – к центральным. Центральные зоны палеовулкана сложены риолитами с микрофельзитовой и мелкозернистой основной массой. Породы характеризуются повышенным содержанием щелочей (5–7%, иногда выше). Перлиты, но главным образом витрокластические (кристалло-витрокластические) туфы, интенсивно изменены – смектитизированы с образованием промышленных скопленений бентонитовых глин.

### 3.3.1.2. Продукты гидротермального изменения пород

Гидротермальные процессы, протекавшие в Кушмурунском грабене в постоленекское время ( $T_{2-3}$ ?), происходили в обстановке очень слабых региональных термоградиентов под влиянием гидрокарбонатных растворов. Основным энергетическим источником гидротермальных систем было тепло изливающихся расплавов, а в пределах экструзивных куполов, кроме того, – экзотермические реакции девитрификации и гидратации кислых вулканических стёкол. Поэтому в тафrogenных условиях доминировала низкотемпературная аргиллизация

(смектитизация), которая на всей территории грабена в разной степени захватывала базальты и осадочные породы туринской серии, а также периферийные части их прорывающих риолитовых экструзивов.

В центральных частях куполов в зонах трещиноватости эпизодически развиты аргиллизированные низкотемпературные пропилиты, прежде отнесённые автором к фельдшпатизированным породам (Коробов, 1988<sub>1</sub>), которые переходят вверх по разрезу в кислотно выщелоченные образования. Аргиллизированные пропилиты представлены адуляром и кварцем, в меньшей степени развиты иллит-смектиты, карбонаты, анальцим, гейландит, морденит и пирит. Количество цеолитов в гидротермалитах может достигать 20%. Внутренняя часть кислотно выщелоченных пород (зона сернокислотного выщелачивания) сложена каолинитом, в меньшей степени кварцем и приурочена к зоне аэрации вспененных риолитов. Внешняя их часть (зона углекислотного метасоматоза) представлена смектитизированными породами и смектитовыми глинами. Смектитизация распространяется от периферии экструзивных куполов на всю территорию развития осадочно-вулканогенных образований туринской серии. Общая вертикальная метасоматическая зональность изменённых пород туринской серии, сформировавшаяся в тафrogenных гидротермальных системах, отражена на рис. 21.

ФОРМАЦИИ	ФАЦИИ	МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ
ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ	КВАРЦ - КАОЛИНИТОВАЯ (РАЗВИТЫ ЛОКАЛЬНО)	КАОЛИНИТ { КВАРЦ СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА † ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ АРГИЛЛИТЫ	ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ГЛИН (АРГИЛЛИТОВ)  СМЕКТИТОВАЯ	СМЕКТИТ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИЙ { ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА † ГИПС † ЦЕЛЕСТИН † БАРИТ † МИНЕРАЛЫ КРЕМНЕЗЁМА † КАОЛИНИТ † КЛИНОПТИЛОЛИТ † КАРБОНАТЫ † ПИРИТ † СФАЛЕРИТ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ АРГИЛЛИТЫ	АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПРОПИЛИТОВ (РАЗВИТЫ ЛОКАЛЬНО)	ИЛЛИТ-СМЕКТИТЫ { АДУЛЯР } { КВАРЦ } { КАРБОНАТЫ АНАЛЬЦИМ ГЕЙЛАНДИТ МОРДЕНИТ ПИРИТ

Рис. 21. Общая вертикальная метасоматическая зональность гидротермально изменённых пород туринской серии

Процесс углекислотного метасоматоза по характеру минеральных новообразований во многом близок формированию древней коры выветривания, поэтому большинство исследователей рассматривает смектитовые региональные метасоматиты как элювиальные образования. Аналогичные гидротермальные процессы известны и в других тафrogenных областях Урало-Тургайского региона (Челябинский грабен, Анохинская впадина и т. д.), а также в других районах, где развиты породы туринской серии (Коробов, 1980; Лукьянова и др., 1982). Подробнее рассмотрим процесс углекислотного метасоматоза, имеющий в Кушмурунском грабене широчайшее распространение. Что касается локально проявленных зон сернокислотного выщелачивания и аргиллизированных пропилитов, то они подробно разобраны автором в специальной работе (Коробов, 1988<sub>1</sub>) и здесь не рассматриваются.

Наблюдения в шлифах показали, что гидротермальная аргиллизация вулканитов проявляется в смектитизации стекловатого мезостазиса, а также фемических минералов за исключением биотита. Последние в ряде случаев замещаются хлоритом, кварцем (халцедоном) и карбонатами, реже выщелачиваются. Зёрна плагиоклазов и кварца (первичного) остаются свежими. Чешуйки биотита сохраняют чёткость очертаний и плеохроируют в густых коричневых тонах.

По петрографическим данным выделяются три зоны смектитизации – начальная, промежуточная и конечная. Их размещение контролируется не только положением тектонических нарушений и оперяющей трещиноватости, которыми изобилует данная территория, но и проницаемостью самих пород. Каждая зона приобретает индивидуальные черты последовательности и характера минеральных преобразований.

**3.3.1.2.1. Продукты аргиллизации базальтов.** Базальты находятся в начальной стадии изменения лишь на участках трещиноватости, обрамляющих дизъюнктивные нарушения. В базальтах с массивной текстурой изменения сводятся к замещению оливина слюдоподобным смектитом. Процесс протекает от периферии к центру их полигональных зёрен. Нацело смектитизированные кристаллы оливина часто приобретают стеклянный (близкий к алмазному) блеск, бурую, бронзовую, красновато-бурую (до буровато-золотистой) окраску и начинают сильно напоминать гидратированный биотит. Моноклинные пироксены, в отличие от оливина, лишь в незначительной степени замещаются слюдоподобным смектитом.

В миндалекаменных базальтах аргиллизация проявлена в больших масштабах. Помимо смектитизации оливина слюдоподобным монтмориллонитом замещаются и пироксены. Стекловатый мезостази́с глинизируется в непосредственной близости от миндалин, выполненных колломорфными агрегатами смектитов и кремнезёма.

В зоне промежуточного изменения возрастает смектитизация стекловатого базиса. В миндалекаменных разностях базальтов процесс распространяется в направлении от миндалин, которые начинают укрупняться и сливаться друг с другом, образуя каналы. Последние сложены колломорфным агрегатом смектитов и кремнезёма (кристобалита, халцедона), а также хлоритом, цеолитами и карбонатами. В базальтах с массивной текстурой аргиллизация начинается с трещинок и прожилков, секущих породу, или контакта доэруптивных минералов и вмещающего стекла.

Базальты полностью аргиллизуются лишь в зонах дизъюнктивных дислокаций и на контакте с другими породами, где активно высачивались гидротермальные растворы. Полная смектитизация базальтов на контакте с другими породами проявлена значительно слабее, чем в зонах брекчирования, и зависит в первую очередь от структурно-текстурных особенностей пород. Массивные мелкозернистые базальты с большим содержанием вулканического стекла могут нацело смектитизироваться в интервале одного-двух, иногда четырёх метров. Крупнопорфировые массивные базальты, близкие по структуре к долеритам, слабо аргиллизуются.

Миндалекаменные базальты на контакте с кислыми вулканитами или осадочными образованиями интенсивно смектитизированы. Характерной особенностью процесса является разрастание и слияние отдельных миндалин в каналы сложного сечения. Укрупняющиеся миндалины достигают 4–8 мм в поперечнике. На их долю иногда приходится свыше 60% объёма породы. Новообразованные каналы и миндалины, как правило, имеют асимметричное (со смещёнными центрами кристаллизации) строение. В одних случаях центральная их часть сложена гематитом, халцедоном или кварцем, а по периферии развиваются карбонаты и смектиты, в других основная масса миндалин выполнена колломорфными агрегатами смектита и кристобалита.

Отличительной чертой разрастающихся миндалин является реакционный характер их контактов с вмещающей массой породы. В шлифах можно наблюдать, что лейсты плагиоклазов резорбируются веществом, слагающим новообразованные каналы. Более того, нередко целые фрагменты базальтов размером 2–3 мм оказываются внутри разросшихся миндалин. В этом отношении характер аргиллизации и хлорофетизации миндалекаменных базальтов Кушмурунского грабена, как отмечалось ранее, имеет очень много общего.

Хлорофет – нестойкое образование. Его изотропная масса замещается раскристаллизованными на более поздних стадиях слоистыми силикатами. Механизм замещения до конца не ясен. Есть точка зрения, что раскристаллизация и расслаивание изотропного хлорофета происходят спонтанно, как естественный процесс старения метаколлоидного образования. Однако существует и другая точка зрения, допускающая метасоматическое замещение хлорофета глинистыми минералами (Шутов, 1982), и в частности, триоктаэдрическими  $Fe^{+3}$ -смектитами (Дайняк и др., 1984). Д. П. Сердюченко (1947) и другие исследователи доказывают, что хлорофет (как и сапонит) относится к минералам группы монтмориллонита и по своему валовому химическому составу находится между типичными хлоритами и железо-глинозёмистыми продуктами типа нонтронит-ферримонтмориллонит.

Наблюдения в шлифах показали, что оливин и моноклинные пироксены хлорофетовых базальтов Кушмурунского грабена нацело замещаются слюдоподобным агрегатом пластинчатых и волокнистых смектитов первой генерации. Плагиоклазы монтмориллонитизируются по трещинкам спайности, а стекловатый мезостази́с – на контакте с темноцветными минералами и плагиоклазами. Это говорит о более поздней гидротермальной аргиллизации хлорофетовых базальтов, протекающей сразу же после их формирования. Поскольку хлорофет мог оформиться только при температуре не выше точки конденсации воды (Симанович, Кудрявцев, 1982) на низкотемпературной стадии гидратации остаточного базальтового расплава, которая непосредственно переходит в типичную гидротермальную стадию, можно говорить о тесной генетической и временной взаимосвязи хлорофетизации и гидротермальной аргиллизации раннемезозойских базальтов Кушмурунского грабена.

Приведённые данные позволяют утверждать, что формирование пород туринской серии, происходившее в специфических условиях, сопровождалось процессами, имеющими минералогически весьма близкий результат с гидротермальным изменением базальтов. Два этих процесса (хлорофетизация и гидротермальная аргиллизация) очень близки по времени и последующий процесс может накладываться на предыдущий. Зачастую бывает невозможно провести между ними границу. Развитие хлорофета в индифферентных к гидротермальному изменению базальтах способствовало их последующей интенсивной аргиллизации. С одной стороны, это обусловлено увеличением проницаемости эффузивов за счёт возникновения продувочных везикул и ложных миндалин, которые на гидротермальной стадии превращались в каналы циркуляции горячих растворов, с другой – появлением самого хлорофета, легко замещающегося в низкотемпературных условиях смектитами.

Вместе с тем отсутствие в пределах Кушмурунского грабена проницаемых, богатых вулканическим стеклом основных пород не позволяет связывать с базальтами туринской серии перспективы на бентонитовые глины.

**3.3.1.2.2. Продукты аргиллизации гиалопаритов и гиалодацитов.** Изменения гиалориолитов, гиалодацитов и их пирокластических аналогов, отвечающие начальной стадии их аргиллизации, наблюдаются повсе-

местно в пределах исследуемой территории и являются «фоновыми». В стекловатых породах с перлитовой отдельностью смектитизация развивается по межперлитовому пространству. Процесс начинается с возникновения алюмокремнистого гидрогеля – сильно гидратированного и частично выщелоченного стекла с характерной оптической анизотропией. С усилением аргиллизацией количество гидрогеля возрастает и он распадается на низкотемпературный  $\alpha$ -кристобалит и смектиты. В стекловатых породах, где перлитовая отдельность отсутствует, смектиты тяготеют к контактам с интрателлурическими минералами, то есть к тем участкам, где подвижность растворов была наибольшей.

Зоны промежуточного изменения сопряжены со слабо трещиноватыми породами. Здесь глинизировано не менее 50% стекловатого мезостаза. В породах с перлитовой текстурой фронт смектитизации постепенно перемещается от краёв к центру перлитовых отдельностей. В случае пород с массивной или флюидальной текстурой наблюдается многократное чередование всё уменьшающихся в размере участков свежего стекла и нарастающих микротяжей смектита. Одновременно количество слоистых силикатов в форме рогулек, рожков и шнуров продолжает возрастать, размеры их увеличиваются, а границы сближаются. В плотных чёрных гиалодацитах смектитизация, распространяясь от доэруптивных минералов и их гломеропорфировых сростков вглубь стекловатого мезостаза, захватывает значительную его часть.

В полностью аргиллизированных кислых стекловатых породах (бентонитах) свежими остаются лишь доэруптивные выделения полевых шпатов, биотита, кварца, а также сферолиты. В вулканитах, обладающих перлитовой отдельностью, распад стекла и синтез глинистых минералов происходили постепенно при движении вглубь перлитовых телец. В итоге это приводит к сохранению бентонитовыми глинами структурных и текстурных особенностей материнских пород.

В проницаемых гиалодацитах, где отсутствует перлитовая текстура, количество и размеры агрегатов смектита продолжают возрастать. Наконец, они сливаются друг с другом, образуя сложные колломорфные структуры, не имеющие ничего общего с текстурно-структурным рисунком исходных пород.

Слоистые силикаты гидротермально изменённых пород туринской серии представлены смектитами, за исключением центральных частей экструзивных куполов, где развит каолинит.

Иногда в гидротермальных глинах по кислым стёклам встречаются цеолиты в количестве 5–10% (Коробов, Краснова, 1980). Они представлены главным образом клиноптилолитом.

Химический состав пород туринской серии и продуктов их гидротермального изменения приводится в табл. 12.

Продукты углекислотного метасоматоза обнаруживают некоторые различия в зависимости от исходного состава вулканитов и положения относительно экструзивных куполов. Так, нацело аргиллизированные базальты и гиалодациты сложены магниевым ( $d_{(001)} = 13,50\text{--}14,88 \text{ \AA}$ ) и кальциевым ( $d_{(001)} = 14,88\text{--}15,00 \text{ \AA}$ ) смектитами. В большинстве полностью аргиллизированные гиалориолиты (бентониты) представлены натриевым смектитом ( $d_{(001)} = 12,00\text{--}13,47 \text{ \AA}$ ), наряду с которым часто встречается его кальциевый аналог ( $d_{(001)} = 14,88\text{--}14,99 \text{ \AA}$ ). В бентонитах Наурзумского и других экструзивных куполов всегда и, как правило, в больших количествах (до 30% объёма пород) присутствует низкотемпературный  $\alpha$ -кристобалит. Этот минерал значительно реже наблюдается в глинах по дацитам и тем более базальтам.

Очень часто в бентонитах куполов в качестве примеси отмечается каолинит, иногда его содержание достигает 50% и более. В небольших количествах в гидротермальных глинах встречаются пирит, сфалерит, барит, целестин, гипс. Эти минералы приурочены к тем участкам продуктивных толщ, где наблюдается заметное содержание каолинита. Приведённые факты свидетельствуют об участии сероводорода в гидротермальном процессе, локализованном в границах кислых экструзивных куполов. Напомним, что бентониты сосредоточены в краевых их зонах и при переходе в центральные части палеовулканов кристобалит-смектитовая ассоциация полностью сменяется кварц-каолинитовой. В силу сказанного в глинах по базальтам и гиалодацитам, находящихся за пределами экструзивов, каолинит, сульфиды и сульфаты встречаются очень редко.

### 3.3.1.3. Специфика минералообразующих процессов гидротермальных систем тафрогенной области

Петрографические и минералогические наблюдения показали, что региональные гидротермалиты Кушмурунского грабена являются типичными продуктами гидрокарбонатного метасоматоза. В тафрогенных областях, где широко развиты основные эффузивы, возникновение гидротермальных систем связано со вторжением базальтовой магмы в водонасыщенные толщи и изливанием её на обводнённую поверхность палеорельефа. Вскипая под покровами базальтов, воды внедрялись в них в виде пара и продувались через толщу потоков. Возникающие в таких случаях продувочные везикулы и ложные миндалины в дальнейшем, при более низких температурах, превращались в каналы циркуляции горячих растворов. Преобладающим (нередко единственным) газовым компонентом нагретых вод был  $\text{CO}_2$ .

Весьма скромная роль вулканических стёкол в общем объёме преобразуемых пород привела к тому, что из энергетического баланса гидротермальных систем практически исключалось тепло экзотермических реакций раскристаллизации и гидратации перлитов, кроме участков распространения кислых экструзивных куполов. В этом, в частности, состоит отличие тафрогенных гидротермальных систем от гидротермальных систем забайкальского типа, где широко масштабный гидрокарбонатный метасоматоз протекал в более высокотемпературных условиях ( $< 200^\circ\text{C}$  против  $< 150^\circ\text{C}$ ). Это способствовало региональной смектитизации базальтов и реже встречаемых риолитов и дацитов в Тургайском прогибе, то есть возникновению формации гидротермальных аргиллитов (гидротермально-метасоматических глин). Поэтому среди нижнемезозойских гидротермалитов Кушмурунского грабена смектитизированные породы и смектитовые глины образуют самостоятельную формацию (Коробов, 1988<sub>1</sub>).

Химический состав (вес %) и физические параметры пород туринской серии и продуктов их гидротермального изменения

№ п/п	Номер образца	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ППП	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	Объемная плотность, г/см <sup>3</sup>	Открытая пористость, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1	435-5	46,70	13,02	1,70	4,05	10,20	0,24	7,74	9,06	2,80	0,94	Н.опр.	1,36	Н.опр.	0,40	1,14	99,35	2,757	0,9
2	413-6	47,08	5,91	0,26	26,02	0,97	0,08	1,38	2,38	1,40	0,57	Н.опр.	9,12	4,56	Н.опр.	Н.опр.	99,73	Н.опр.	Н.опр.
3	413-6а	51,05	16,26	2,07	10,60	0,84	0,06	6,21	2,12	2,93	0,59	Н.опр.	4,39	2,61	Н.опр.	Н.опр.	99,73	Н.опр.	Н.опр.
4	356-14	49,58	14,49	1,94	4,69	6,32	0,23	10,88	3,30	2,13	1,21	Н.опр.	1,79	Н.опр.	4,11	Н.опр.	100,67	2,727	0,9
5	356-15	51,74	15,37	1,96	13,08	1,01	0,06	7,16	1,44	2,25	0,77	Н.опр.	3,33	Н.опр.	1,01	1,38	100,56	2,073	19,7
6	356-16	48,36	16,20	2,06	13,14	2,01	0,07	6,59	3,09	2,90	0,70	Н.опр.	2,92	Н.опр.	0,34	1,68	100,06	2,222	14,0
7	435-1	55,96	13,63	2,60	9,83	1,15	0,03	4,30	2,68	1,75	0,70	Н.опр.	3,62	Н.опр.	1,68	1,42	99,35	1,963	26,80
8	435-2	46,30	16,47	2,10	13,61	1,29	0,20	8,88	1,24	3,28	1,08	Н.опр.	2,39	Н.опр.	1,80	1,12	99,76	2,427	10,3
9	472-1б	48,05	21,43	2,04	14,13	1,47	0,07	3,21	1,11	1,52	0,98	Н.опр.	6,00	Н.опр.	Нер	Н.опр.	100,01	1,795	33,3
10	472-1в	50,20	20,15	2,10	13,24	0,84	0,06	1,82	2,01	1,47	0,29	Н.опр.	7,99	Н.опр.	0,30	Н.опр.	100,47	1,785	32,6
11	472-1г	54,76	19,76	1,88	8,35	0,28	0,07	2,52	2,11	1,81	0,58	Н.опр.	6,00	Н.опр.	Нер	2,12	100,24	1,760	31,8
12	472-1д	49,51	18,91	1,82	13,82	1,89	0,06	2,10	1,71	1,86	0,66	Н.опр.	6,84	Н.опр.	Нер	1,19	100,37	1,790	29,7
13	356-13в	52,64	21,43	2,04	8,53	0,63	0,06	2,52	1,41	1,52	0,31	Н.опр.	8,22	Н.опр.	0,67	Н.опр.	99,98	1,790	28,8
14	435-1а	67,34	13,87	0,59	1,66	1,44	0,07	2,29	0,62	3,94	4,43	0,11	4,17	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	100,53	2,339	1,1
15	365-8	64,66	14,38	0,56	4,18	0,72	0,06	2,60	0,83	3,82	3,18	0,49	4,08	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,56	1,950	17,8
16	205а-9	64,62	18,10	0,37	2,85	0,14	0,03	1,15	2,88	1,04	0,60	Нер	8,12	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,90	1,514	31,0
17	234-7	58,80	21,78	0,88	4,45	0,36	0,03	0,57	1,24	0,62	0,39	1,12	10,16	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	100,40	1,220	50,1
18	242-2	61,72	20,51	0,42	3,34	0,28	0,02	1,37	3,95	1,05	Сл.	0,13	7,70	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	100,49	Н.опр.	Н.опр.
19	242-3	61,14	18,98	0,56	4,67	0,42	0,04	1,37	3,55	1,55	0,34	Нер	6,93	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,55	Н.опр.	Н.опр.
20	242-6	62,48	20,36	0,45	3,34	0,28	0,04	1,24	2,47	1,43	0,46	0,13	7,19	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,87	Н.опр.	Н.опр.
21	242-7	65,34	21,27	0,62	2,18	0,28	0,04	0,82	1,09	0,88	0,34	Нер	7,63	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	100,49	1,397	26,7
22	377-3	62,88	21,23	0,49	3,78	0,21	0,03	0,82	1,88	1,09	0,46	Нер	7,55	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	100,42	1,389	42,9
23	377-5	51,06	29,56	0,62	5,28	0,21	0,04	0,55	0,59	0,57	0,36	0,05	11,40	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	100,29	1,255	50,0
24	234-15	75,22	12,64	0,24	2,18	0,14	0,12	0,86	0,62	1,75	1,86	Нер	4,99	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	100,62	2,002	5,3
25	234-16	72,88	12,26	0,21	1,06	1,15	0,10	0,86	0,62	2,29	3,33	Нер	4,72	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,48	2,057	3,6
26	357-7	59,40	17,81	0,49	5,10	0,28	0,04	2,52	3,71	0,97	0,31	0,61	8,14	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,38	16,29	28,3
27	367-40	60,04	18,92	0,85	4,42	0,36	0,04	2,46	2,60	1,42	0,34	Нер	8,33	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,78	Н.опр.	Н.опр.
28	367-47	60,12	16,87	0,83	4,36	0,57	0,05	2,46	3,63	1,82	0,82	Нер	7,87	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,40	Н.опр.	Н.опр.
29	365-10	62,36	15,52	0,62	4,18	0,72	0,06	3,17	2,49	2,56	1,20	Нер	7,00	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,88	Н.опр.	Н.опр.
30	369-1	52,40	25,94	1,18	5,99	0,28	Сл.	0,86	1,44	0,40	Сл.	0,97	10,03	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,49	1,558	37,3
31	369-2	52,90	24,10	1,30	6,22	0,43	0,03	1,14	1,44	0,61	Сл.	0,64	10,91	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,72	1,567	39,9
32	369-3	55,14	20,56	0,80	6,72	0,72	0,07	1,43	2,47	0,78	0,40	Нер	10,53	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,62	Н.опр.	Н.опр.
33	369-4	59,96	16,66	0,94	4,47	2,01	0,18	2,03	2,47	0,81	0,92	1,13	7,93	Н.опр.	Н.опр.	Н.опр.	99,51	1,459	40,7

Примечание. 1 – неизменный базальт; 2 – хлорофит из базальтов туринской серии; 3 – основная масса базальта, вмещающая прожилки и миндалины хлорофита; 4–8 – частично смектитизированные базальты; 9–13 – нацело смектитизированные базальты; 14, 15 – неизменные гиалодациты; 16–23 – нацело смектитизированные гиалориолиты (бентонитовые глины); 24, 25 – неизменные гиалориолиты; 26–33 – нацело смектитизированные гиалодациты (бентонитовые глины).

Смектитизированные породы, лишённые как вертикальной, так и горизонтальной метасоматической зональности, многими исследователями принимаются за продукты коры выветривания. Исключение составляют кислые экструзивы (Новонежинский, Черниговский, Кушмурунский, Чилийский, Наурзумский), в пределах которых локально возрастали термоградиенты, отчасти за счёт экзотермических реакций гидратации и раскристаллизации стекловатых пород, а преобладающим фактором гидротермальных процессов становился сероводород (Коробов, 1988<sub>1</sub>).

Приуроченность гидротермалитов к куполу или локализация их за пределами экструзива определяет не только различия вещественного состава метасоматитов, но и специфику поведения элементов при аргиллизации.

Породы, вмещающие Наурзумский экструзивный купол. Петрохимические пересчёты по методу Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968) показывают (рис. 22), что в зоне начальной смектитизации гиалодацитов (обр. 435-1а) происходит небольшой вынос железа (до 12,6%) и некоторое сокращение воды ( $H_2O^+$ ) – до 13,6%. При стабильном состоянии кремния, алюминия, титана и калия наблюдается увеличение концентрации кальция в 1,2 раза, натрия – в 1,5, магния – в 1,6 и марганца – в 2,3 раза в сравнении с родоначальными породами.

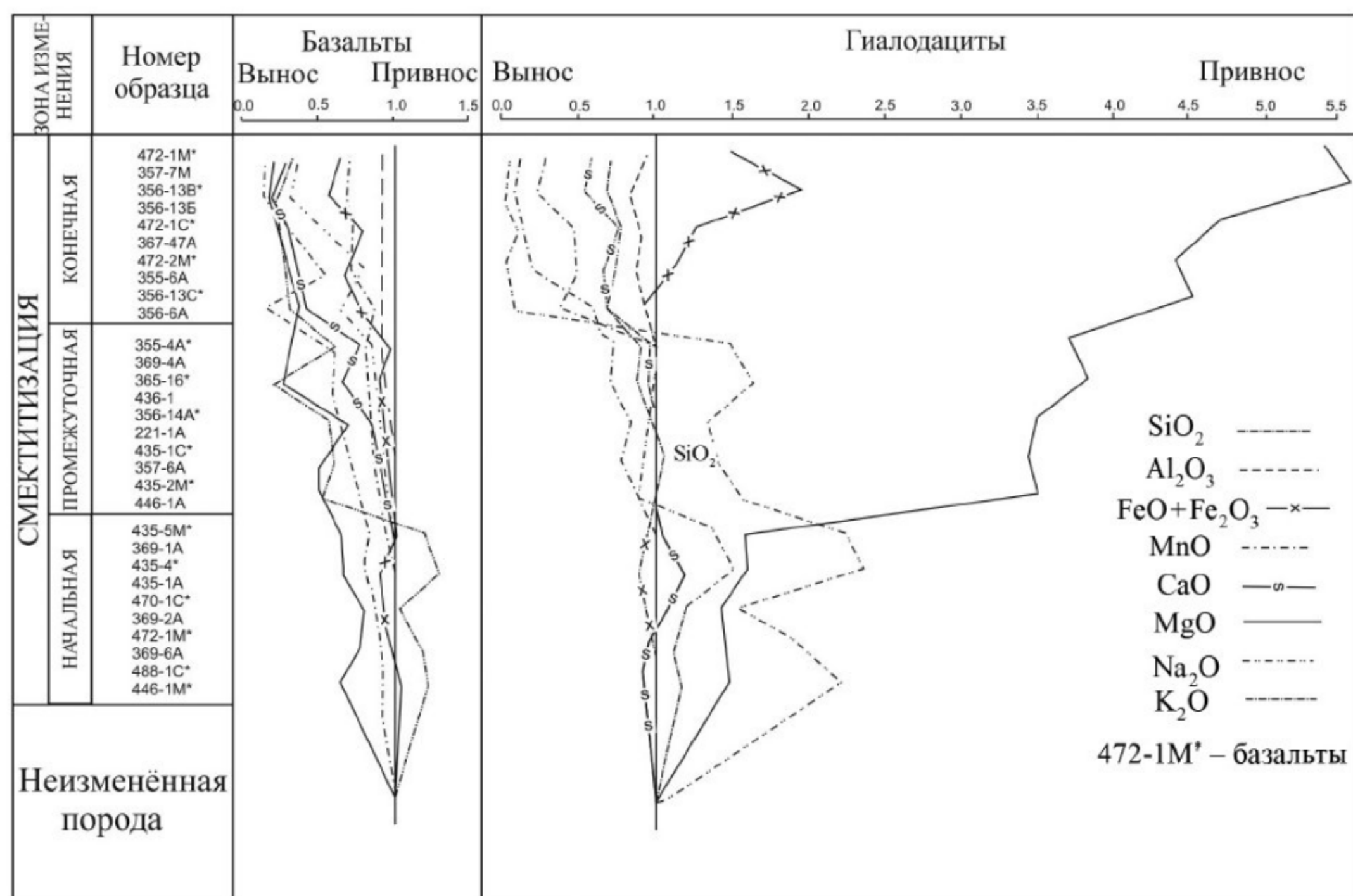


Рис. 22. Поведение элементов в процессе смектитизации базальтов и гиалодацитов туринской серии

На начальной стадии гидротермальной аргиллизации базальтов происходят выщелачивание, карбонатизация или замещение кварцем зёрен оливина, а также его смектитизация. Последняя имеет наибольшее распространение. Пересчёты по изоволюметрическому методу показали, что выщелачивание оливина вызывает сокращение концентрации магния в 8,3 раза при инертном состоянии остальных элементов включая калий, натрий и кальций. Это соответствует выносу 88% Mg от его изначального содержания в породах.

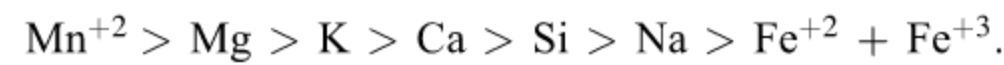
Замещение оливина и частично стекловатого мезостаза карбонатом кальция приводит к миграции магния, марганца и железа. Вынос магния достигает 41,9%, марганца – 34,9%, а железа – 2,9%. При неподвижности остальных элементов в базальтах увеличивается содержание кальция в 1,2 раза. Кроме того, возрастает концентрация  $CO_2$  в 2,5 раза.

Смектитизация оливина и частично основной витрофировой массы базальтов (обр. 435-4) вызывает вынос магния (до 29,0%), калия (до 18,2%), железа (до 7,0%) и кремния (до 3,0%). Наряду с этим в породах возрастает концентрация марганца (в 1,3 раза).

В зоне промежуточной смектитизации гиалодацитов, где их стекловатый мезостазис существенно разрушен (обр. 436-1), при инертном поведении алюминия, титана, железа, кальция и натрия обнаруживается вынос калия (до 32,4%) и кремния (до 7,6%). В смектитизированные гиалодациты привносятся марганец и магний. Их содержание увеличивается соответственно в 1,6 и 3,8 раза.

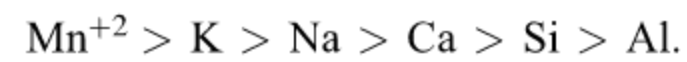
В зоне промежуточной аргиллизации базальтов, где оливин, моноклинные пироксены и стекловатый мезостазис полностью смектитизированы, мигрировать начинают все элементы, за исключением фосфора, который

накапливается, а также малоподвижных титана и алюминия. Элементы образуют следующий миграционный ряд (обр. 356-16):



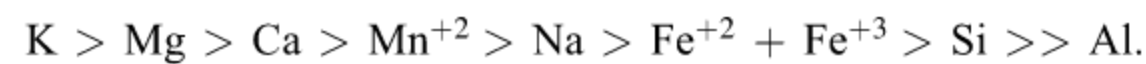
В этой зоне нарастающая смектитизация приводит к увеличению выноса магния (до 72,5%), калия (до 40,2%), железа (до 9,4%), натрия (до 16,6%) и кремния (до 16,5%). Кроме того, активно мигрируют марганец и кальций. Их вынос достигает соответственно 77,3 и 31,4% первоначального содержания в породах.

В зоне конечного изменения гиалоцитов (бентонитах) резко возрастает вынос кремния (до 33,4%), но особенно калия (до 93,9%) и марганца (обр. 356-13 б). Содержание последнего становится ниже уровня чувствительности анализа. Кроме того, начинают активно мигрировать алюминий (до 13,1%), кальций (до 43,4%) и натрий (до 83,8%). Перечисленные элементы образуют следующий ряд подвижности (обр. 356-13б):



Полная смектитизация гиалоцитов сопровождается увеличением концентрации магния в 5,5, а железа – в 1,9 раза.

В зоне конечной смектитизации базальтов при инертном состоянии титана все элементы продолжают мигрировать, образуя следующий ряд подвижности (обр. 356-13 в):



При этом вынос калия достигает 85,7%, магния – 81,2, кальция – 80,5, марганца – 71,8, натрия 67,5, железа – 42,0, кремния – 29,4 и алюминия – 5,8% их содержания в исходных породах.

Наурзумский купол. График привноса-выноса элементов показывает (рис. 23), что в зоне начальной смектитизации гиалориолитов (обр. 415-8) при инертном поведении кремния, алюминия, титана и калия наблюдается вынос железа, достигающий 28,7% от его изначального содержания в породе. Кроме того, в перлитах возрастает концентрация марганца в 2,4 раза, магния – в 2,0, кальция – в 1,5 и натрия – в 1,4 раза в сравнении с неизменёнными перлитами.

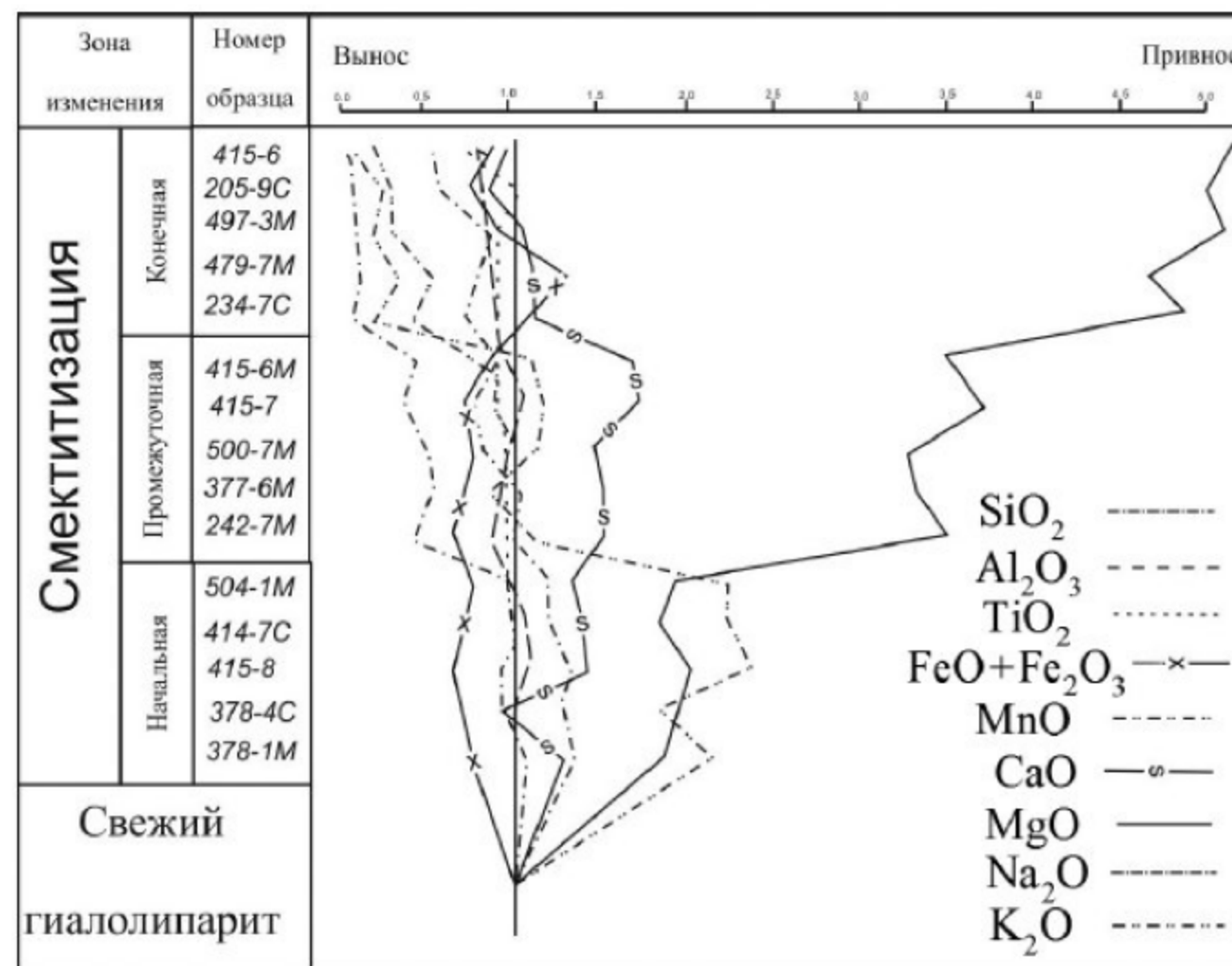
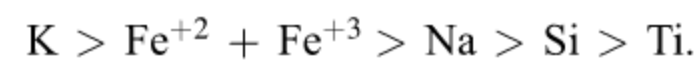


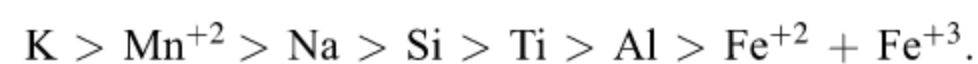
Рис. 23. Поведение элементов в процессе смектитизации гиалориолитов туринской серии

В зоне промежуточного изменения гиалориолитов, где смектитизировано до 50% их стекловатого мезостазиса, набор мигрирующих элементов расширяется. Они образуют следующий ряд подвижности (обр. 415-7):



В этой зоне вынос калия достигает 57,8%, железа – 27,3, натрия – 18,0, кремния – 8,0, титана – 7,2%. При неподвижном состоянии алюминия в аргиллизующихся породах возрастает содержание магния в 3,7 раза, кальция – в 1,8 и марганца – в 1,2 раза в сравнении с неизменёнными гиалориолитами.

В зоне сплошной смектитизации перлитов активно мигрирует большинство элементов, образующих следующий ряд подвижности (обр. 415-6):



При этом вынос калия составляет 92,2%, марганца – 84,3, натрия – 79,0, кремния 42,3, титана – 25,5, алюминия – 16,0, железа – 7,5% первоначального количества в породах. При инертном поведении кальция в зоне сплошной смектитизации гиалориолитов в пять с лишним раз возрастает концентрация магния.

Из рис. 22 видно, что поведение элементов в процессе смектитизации базальтов и дацитов, сохраняя общую тенденцию к выносу, существенно различается. Уже в зоне начального изменения основных эффузивов заметная часть породообразующих элементов начинает мигрировать, достигая наибольшей подвижности в зоне конечного разложения. В дацитах массовый вынос элементов наблюдается только в зоне полной смектитизации.

В процессе гидротермальной аргиллизации кислых и основных пород обнаруживается прямо противоположное поведение магния и железа. Полная монтмориллонитизация кислых вулкаников сопровождается увеличением магния в 5,5 раза в гиалориолитах и в 2 раза в гиалодацитах в сравнении с неизменёнными породами, поэтому бентониты Наурзумского купола содержат меньше железа, чем их аналоги по гиалодацитам, локализованные за пределами экструзива.

Как отмечалось, миграция магния из базальтов туринской серии в процессе аргиллизации достигает 81–88% изначального содержания. Это обстоятельство имеет принципиальное значение для образования убаганских бентонитов, так как катионы  $Mg^{+2}$  в низкотемпературных условиях (100–150°C) в среде, обильной карбонатами, способствуют процессу смектитизации (Mumpton, Roy, 1958). В этой связи большое влияние на развитие гидротермального процесса и связанную с ним минерализацию оказывали хлорофитовые разности базальтов. Аргиллизация базальтов и перерождение хлорофита сопровождалась мобилизацией огромного количества ионов магния (0,22 г из 1 см<sup>3</sup>), которое необходимо для преобразования в бентонитовую глину 7,6 единиц объёма гиалодацитов или 12 единиц объёма гиалориолитов (Коробов, 1988<sub>1</sub>).

Важным следствием изменения вулкаников является вынос кремнезёма. Как только что было показано, полная смектитизация базальтов, дацитов и риолитов вызывает мобилизацию соответственно 29,4, 33,4 и 42,3%  $SiO_2$  от их первоначального содержания в породе. Это свидетельствует о выносе огромного количества кремнезёма в процессе региональной аргиллизации (смектитизации), сопровождавшей формирование пород туринской серии. Поэтому, подобно гидротермальным системам забайкальского типа, в Кушмурунском грабене с раннемезозойскими бентонитами сопряжены мощные зоны прожилкового низкотемпературного  $\alpha$ -кристобалита. Надо подчеркнуть, что жильная масса сложена аморфной или криптокристаллической разновидностью кремнезёма и в несопоставимо меньшем количестве присутствует мелкозернистый кварц. Аналогичная картина наблюдается на Саригюхском и Ноемберянском месторождениях (Закавказье), где крупные скопления агата, а также зоны интенсивного окремнения ассоциируют с бентонитовыми глинами (Авакян, 1977; Ахундов, 1988).

Пространственное тяготение гидротермально-метасоматических бентонитов к скоплениям кремнезёма, устанавливаемое во многих районах мира, вполне закономерно. Смектитовые глины практически постоянно содержат кристобалит или опал – индикаторы среды, пересыщенной кремнезёмом. Поэтому пространственная сближенность бентонитов и кремнистых (в частности, агатовых) залежей при общности указанного геохимического фактора отражает генетическую связь между ними. Напомним, что поскольку скопления кремнезёма в таких случаях представляют промышленный интерес, была выделена самостоятельная кварц-аргиллизитовая формация среди промышленных типов месторождений кварца (Мельников, 1988). Гидротермальная аргиллизация при этом являлась рудогенерирующим метасоматическим процессом, а минералы кремнезёма – доминирующим компонентом жильной массы продуктивных тел.

Из этого следует принципиальный вывод о том, что в тафrogenных областях главным (а вероятно, и единственным) источником минерализующего вещества гидротермальных систем являлись вмещающие вулканогенные породы, в толще которых зарождались и циркулировали нагретые растворы. Для гидротермальных систем, связанных с тафrogenным поверхностным магмопроявлением, характерна низкотемпературная (< 150°C) углекислая стадия гидротермального процесса. При этом формировались азональные смектитовые глины и смектитизированные породы, имеющие там региональное распространение.

Таким образом, регрессивная тенденция развития гидротермального процесса, прослеженная нами при сопоставлении месторождений Кипящее (о. Итуруп), Паужетка (Камчатка) и Забайкалья, завершается остановкой минералообразования, существовавшей в Кушмурунском грабене в постоленинское время (T<sub>2-3</sub>?). В рассмотренных структурных элементах земной коры (островных вулканических дугах, дейтероогенных и тафrogenных областях) возникает последовательный ряд условий формирования метасоматитов. В каждой структуре им свойственны характерная зональность и минералого-геохимические особенности, имеющие как общие, так и резко отличающие их черты.

В структурах земной коры, демонстрирующих смену вулкано-плутонических процессов вулканическими, наблюдается изменение механизма формирования горячих растворов. При этом гидротермальные системы выстраиваются в ряд с последовательно меняющимися стадиями минералообразования: высокотемпературной галоидно-сернисто-углекислой → среднетемпературной сернисто-углекислой → низкотемпературной углекислой. Аналогичная стадийность минералообразования наблюдается при снижении температуры и универсальной смене состава магматических эманаций в поствулканических процессах. В структурах земной коры, где гидротермальный процесс порождается глубинными факторами, под действием магматических эманаций (галоидов и (или) сернистых газов) формируется вертикальная метасоматическая зональность со взаимозависимыми (корреляционными) метасоматическими зонами. В тех геологических обстановках, где гидротермальная активность обусловлена поверхностным магмопроявлением, а углекислый газ играл ведущую роль в минералообразовании, вертикальная зональность, определяемая наличием взаимозависимых зон, в метасоматитах отсутствует.



Вторая задача исследования заключалась в проведении сравнительного анализа состава и генезиса метасоматитов разных структурных элементов земной коры: островных дуг, дейтероорогенных и тафрогенных областей. Её решению посвящена следующая глава настоящей работы.

## Глава 4. ГОМОЛОГИЧЕСКИЕ РЯДЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В районах островных вулканических дуг, дейтероорогенных и тафрогенных областях возникает последовательный ряд обстановок, в которых роль высокотемпературных газопаровых флюидов, долгоживущих магматических очагов и региональных термоградиентов в формировании гидротермальных систем закономерно падает, а значение энергетического эффекта геохимических и метасоматических процессов, а также тепла изливающихся расплавов и пирокластических толщ, напротив, растёт. При этом в каждой конкретной обстановке метасоматиты обладают специфическими минералого-геохимическими особенностями и характерной зональностью, что отражает температуру и состав летучих компонентов, участвующих в гидротермальном процессе.

В островных вулканических дугах особенно велика роль магматических очагов на уровне верхней мантии и газопаровых флюидов (глубинных энергетических факторов) в формировании гидротермальных систем. Вулканизм островных дуг отличается максимальной эксплозивностью, при которой подъём магм сопровождается выделением огромных масс летучих компонентов, частично поступающих в подземную гидросферу (Лутц, 1984). Формирующиеся при этом гидротермы генетически связаны единым магматическим (вулкано-плутоническим, в понимании Е. К. Устиева) источником растворов. Вулкано-плутонами (Устиев, 1963, 1966) следует считать синхронно развивающиеся эффузивно-интрузивные комплексы, члены которых связаны взаимопереходами и обусловлены одним эпизодом формирования. Кристаллизация и потеря летучих компонентов в интрузивах происходит синхронно с вулканическим и поствулканическим процессом, но формы отделения некоторых, в первую очередь высокотемпературных магматических эманаций при этом существенно различаются (см. рис. 1, 2). Это отражается на физико-химических характеристиках одновременно образующихся перегретых растворов.

Сказанное подтверждает наблюдения С. И. Набоко (1974<sup>1,2</sup>), которая доказала, что вариации физико-химических параметров островодужных гидротерм определяются особенностями выделения летучих компонентов из тех или иных силикатных расплавов на разных глубинах, отвечающих субвулканическому (интрузивному) и вулканическому (эффузивному) процессам. Генетически сопряжённые с единым магматическим источником питания, эти растворы в обстановке островных вулканических дуг резко отличаются физико-химическими параметрами и, соответственно, минералообразующим и метасоматическим эффектом. Следовательно, под действием одних и тех же магматических эманаций в недрах гидротермальных систем и генетически с ними связанных поверхностных термопроявлениях могут одновременно образовываться различающиеся по минеральному составу метасоматические зоны. Поскольку каждая из них обязана своим происхождением вполне определённой совокупности одних и тех же летучих компонентов, такие зоны, объединённые попарно, необходимо считать взаимозависимыми, или корреляционными (рис. 24, зоны А1-А, В1-В, Г1-Г, Д1-Д).

Исследованные метасоматиты действующих островодужных (Кипящая, Паужетка) и палеогидротермальных систем забайкальского типа (дейтероорогенные области) и Кушмурунского грабена (тафрогенные районы) характеризуют постепенное падение постмагматической активности. При этом общим для трёх рассмотренных тектономагматических зон является развитие в них гидротермальных аргиллизитов. Принципиальное отличие заключается в том, что в островодужных районах аргиллизиты являются лишь фацией пропилитов, тогда как в областях дейтероорогенной и тафрогенной активизации аргиллизиты образуют самостоятельную формацию. В предыдущей главе было показано, что изменение механизма формирования гидротермальных систем при переходе от одних геологических структур к другим, сопряжённое с последовательно меняющимися стадиями гидротермального процесса (высокотемпературной галоидно-сернисто-углекислой → сернисто-углекислой → низкотемпературной углекислой), проявляется в нарастающей по своей интенсивности гидротермальной аргиллизации. В таких случаях вполне определённым образом ведут себя корреляционные зоны.

Смена галоидно-сернисто-углекислой стадии (месторождение Кипящее, см. рис. 4) сернисто-углекислой (пра-Паужетка, см. рис. 7) сопровождается исчезновением монокварцевых (А<sub>1</sub>) и кварц-серицитовых (В<sub>1</sub>) метасоматитов, а также эпидот-хлорит-серицитовых пропилитов (В<sub>1</sub>) (субвулканические условия), с одной стороны, и моноопаловых (А), алунит-опаловых (Б) и каолинит-опаловых (В) пород (фумарольные поля) – с другой, то есть изменения проявляются в последовательном исчезновении самых крайних корреляционных членов единой вертикальной метасоматической зональности (см. рис. 24). В результате индивидуализируются две новые фации – цеолитовая и каолинитовая, что видно на примере пра-Паужетки и свидетельствует о направленности процесса в сторону аргиллизации. Эта же тенденция отмечается и в системах, находящихся на высокотемпературной галоидно-сернисто-углекислой стадии, но переживающих кратковременные этапы ретроградного развития.

Переход в стадию собственно гидротермальной аргиллизации (современное состояние Паужетского месторождения) сопряжён (см. рис. 7, 8, 24) с полным «отмиранием» пропилитов на глубине (эмбриональные среднетемпературные (В<sub>1</sub>) → низкотемпературные (Г<sub>1</sub>)) и серных опалитов на термальных площадках (эмбриональные каолинит-опаловые (В) → опал-каолинитовые (Г)). Смена характера минералообразования опять же

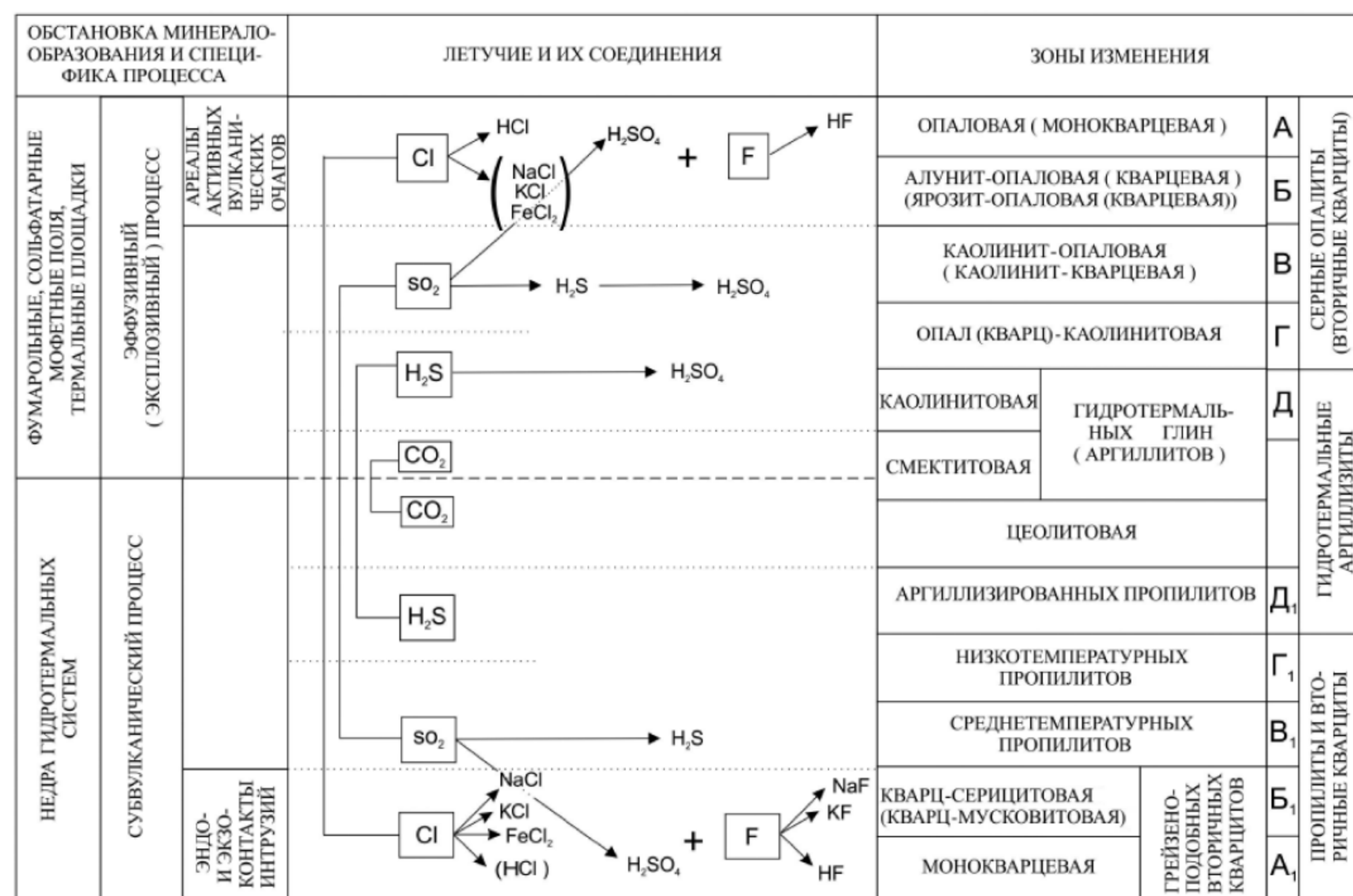


Рис. 24. Роль магматических эманаций в формировании взаимозависимых метасоматических зон (принципиальная схема)

протекает с исчезновением самых крайних взаимозависимых членов вертикальной зональности и имеет направленность в сторону формирования смектитов. Собственно углекислая стадия гидротермального процесса может протекать без заметного участия эндогенных энергетических факторов за счёт лишь экзотермических геохимических и метасоматических процессов, а также тепла лавовых потоков и пирокластических толщ. Это видно на примере Забайкалья и сопряжённых территорий, где дальнейшее, по сравнению с Паужетской развитие аргиллизации приводит к исчезновению аргиллизированных пропилитов (Д<sub>1</sub>) и каолинитовых глин (Д), резкому сокращению количества смешанослойных минералов и широкомасштабному распространению смектит-цеолитовых (цеолит-смектитовых) метасоматитов (см. рис. 8, 12, 24), которые в дейтерогенных районах образуют самостоятельную формацию. При этом по-прежнему сохраняется тенденция выпадения самых крайних корреляционных членов вертикальной метасоматической зональности с одновременным увеличением объёма смектизированных пород и смектитовых глин. Наконец, в своём крайнем выражении аргиллизация проявляется в региональной зональной смектитизации, которая присуща тафrogenным областям, характеризующим, по В. Е. Хаину, тектономагматическую обстановку молодых платформ. В таких случаях основным энергетическим фактором гидротермальных систем является тепло пирокластических и лавовых потоков.

Из приведённых сопоставлений нетрудно увидеть, что переход от одного члена рассмотренного ряда к другому сопровождается изменением формационно-фациальных взаимоотношений гидротермалитов при закономерном выпадении самых крайних взаимозависимых членов метасоматических зон. Происходит это, что уже отмечалось, при нарастающей гидротермальной аргиллизации как отражение универсального характера смены состава магматических эманаций и понижения температуры (см. рис. 2). Изменение гидротермального процесса (галоидно-сернисто-углекислая стадия → сернисто-углекислая → углекислая стадия) сопряжено с падением контрастности соединений, формирующих вулканические и магматогенные растворы (рис. 24, 25). В таких случаях происходит постепенное сближение состава двух типов синхронно возникающих гидротерм и «свёртывание» общей вертикальной метасоматической зональности к продуктам углекислотного (гидрокарбонатного) метасоматоза. При этом отдельно взятые зоны общей метасоматической колонны образуют единую систему, в которой невозможно изолированное перерождение конкретных зон. Данное обстоятельство лежит в основе принципа корреляции метасоматических зон (Коробов, 1995<sub>2</sub>). В соответствии с этим, а также с теоритическими соображениями Ю. А. Жданова (1950), Ю. А. Жданова и А. И. Уёмова (1960, 1980) отмеченный ряд общей вертикальной метасоматической зональности следует именовать гомологическим рядом гидротермальных метасоматитов.

Гомология – сходство важнейших свойств, выявляющих сущность соответствующих объектов. Отличительной чертой гомологии является сохранение качественного единства у всех членов гомологического ряда, несмотря на кажущиеся внешние различия. В основу определения понятия гомологии и построения гомологических рядов принято класть принцип развития от простого к сложному. В нашем случае возникает «обратный» ряд вертикальной зональности метасоматитов как отражение угасающей гидротермальной активности

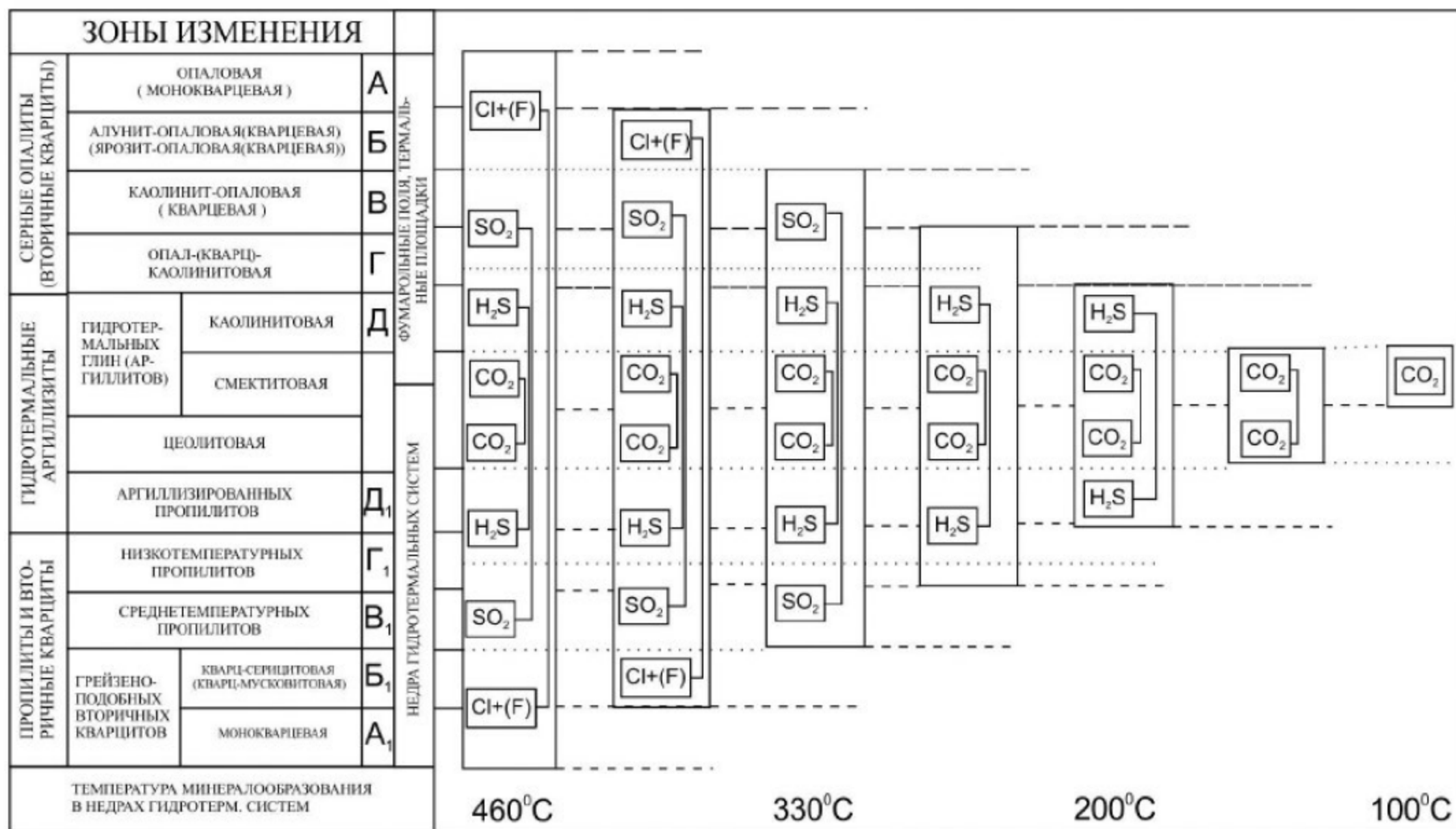


Рис. 25. Принципиальная схема поведения взаимозависимых метасоматических зон гидротермальных систем при снижении температуры и изменении состава летучих компонентов

при изменении механизма формирования горячих растворов в различных структурах земной коры. Поэтому образуется гомологический ряд регрессивной направленности, т. е. инверсионный (обращённый) гомологический ряд. Если расположить метасоматиты в геологических структурах, отвечающих определённым этапам становления континентальной коры, можно представить эволюцию гидротермальной деятельности в процессе развития Земли. Однако и в пределах каждого отдельно взятого этапа становления коры, учитывая регрессивную направленность гидротермальной активности во времени, процесс нарастающей аргиллизации может иметь самостоятельное развитие. При этом он заканчивается углекислой фазой, но начинается с характерной для данных геологических условий гидротермальной стадии. Возникающие в таких случаях инверсионные гомологические ряды метасоматитов изображены на рис. 26.

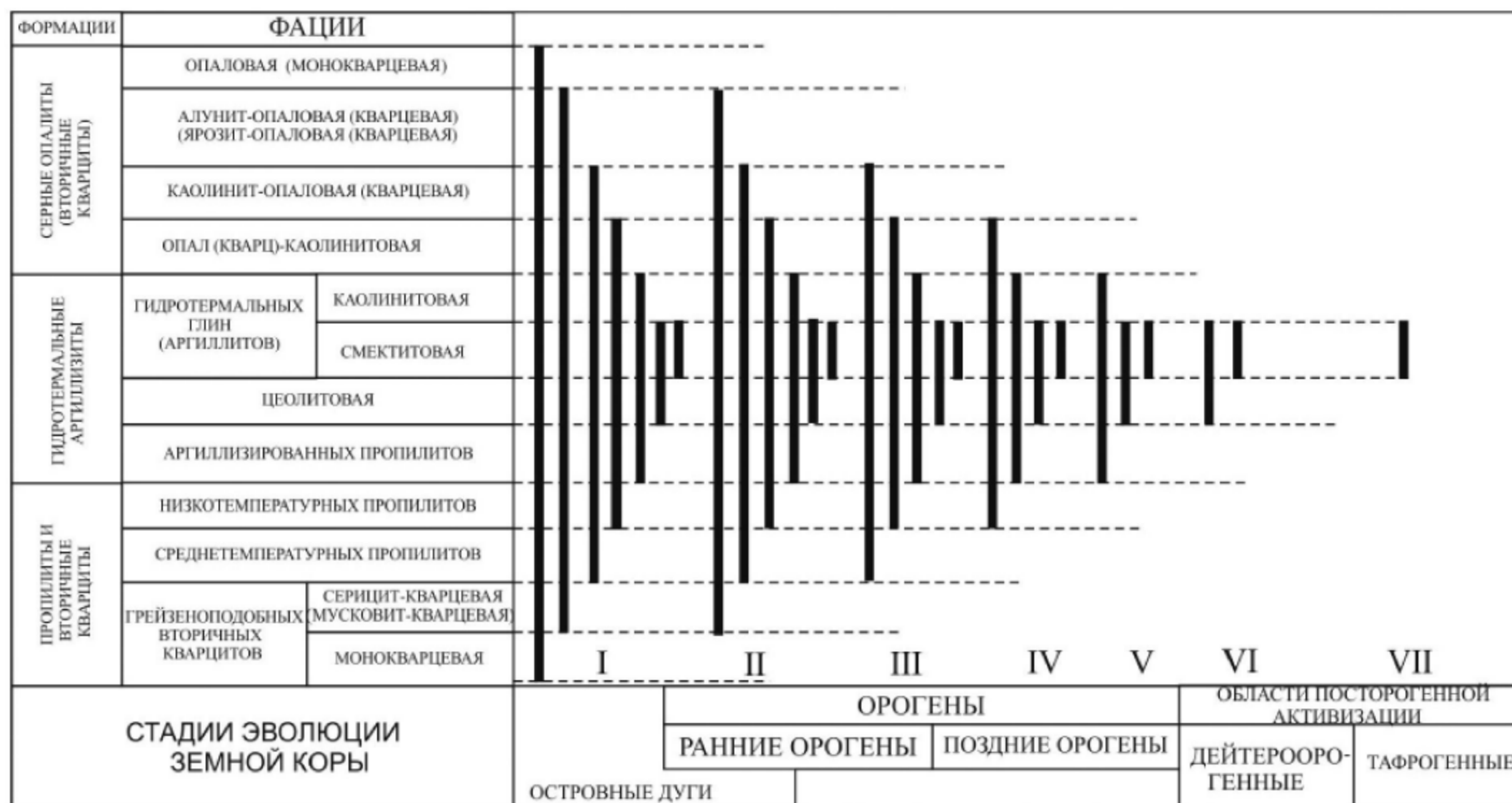


Рис. 26. Инверсионные гомологические ряды вертикальной метасоматической зональности гидротермалитов на определённых этапах развития континентальной земной коры (принципиальная схема)

Гомологическим рядом метасоматитов в областях наземного вулканизма следует назвать группы гидротермально изменённых пород, соседние члены которых образовались в близких тектономагматических обстановках, но отличаются друг от друга крайними взаимозависимыми зонами вертикальной метасоматической колонны. Крайние зоны в таких случаях нужно именовать «гомологическая разность», или «гомологический шаг» метасоматических рядов. Эта «разность», или «шаг», – чуткий индикатор меняющихся условий гидротермального процесса (Коробов, 1995<sup>1,2,3</sup>).

Первые два инверсионных гомологических ряда метасоматитов (см. рис. 26), характеризующих развитие вторичных кварцитов и (высоко-) среднетемпературных пропилитов, кроме современных островодужных районов (Камчатка, Курильские острова, Япония, Новая Зеландия и др.), очень часто наблюдаются в мезозойских окраинно-материковых вулканических поясах – Охотско-Чукотском, Восточно-Сихоте-Алинском, Южно-Корейском, Восточно-Китайском (Фудзянско-Чжецзянском) и пр. (Бурьянова, 1984; Хомич, 1984; Петраченко, 1974) – и палеозойских активных континентальных окраинах – в пределах современного Восточного Казахстана (Наковник, 1968). Помимо этого, они свойственны древним раннеорогенным областям. Метасоматиты, в частности, известны в западном сегменте Аджаро-Триалетской складчатой зоны Грузии, где высоко-, средне- и низкотемпературные пропилиты на глубине сопряжены с развитием в субэпиральных условиях Аджарских вторичных кварцитов (Гугушвили, 1980). В Аджаро-Триалетии также чётко прослеживается третий член гомологического ряда региональных метасоматитов.

Четвёртый и пятый инверсионные гомологические ряды метасоматитов пользуются региональным распространением в областях позднеорогенной (субконтинентальной) стадии развития Альпийской геосинклинальной системы. В частности, в Закавказье низкотемпературная пропилитизация трансильванского типа, сменявшаяся затем гидротермальной аргиллизацией (смектитизацией), привела к формированию Саригюхского и Даш-Салахлинского месторождений бентонитовых глин (Ратеев, 1979). Аналогичная ситуация наблюдается и на месторождении асканских бентонитов, где монтмориллонитовые глины развиты в приповерхностной зоне фоновой низкотемпературной цеолитовой пропилитизации (Гугушвили, 1980).

В Карпатах схожее положение занимают крупные скопления клиноптилолитовых и морденитовых витрокластических туфов Трансильванского плато и Прикарпатского прогиба (Istrate, 1980), а также западной окраины Земплинских гор (Samajova, 1982; Varga, 1984).

Шестой инверсионный гомологический ряд (смектит-цеолитовые или цеолит-смектитовые региональные метасоматиты) является типичным для тех районов, где вулканизм протекал на континентальной послеплатформенной стадии развития земной коры на консолидированном субстрате складчатых областей, платформ и средних массивов. Кроме рассмотренных дейтероорогенных районов (Забайкалье, Монголия, Северо-Восточный и Восточный Китай), указанные аргиллизиты широко распространены в пределах Буреинского (Савенков и др., 1992), Родопского (Янев и др., 1982; Stefanov, Yanev, 1984; Kirgov, Samajova, 1990) и Чешского (Богемского) срединных массивов. Так, в Богемии есть известнейшее месторождение цеолитов Аусиг, ныне называемое Усти-на-Лабе (Петров, 1967), а также Северо-Чешское месторождение Козаково близ г. Трутнов (морденит + сапонит) (Серну, 1967). Бентонитовые глины Чешского массива располагаются в районах Тржебон, Пильзен, Хеб, Мост, Рокле и др. (France, 1982<sup>1,2</sup>).

Помимо этого, указанный тип гидротермалитов наблюдается в районах траппового магматизма. В частности, в Тунгусской синеклизе гидротермально-метасоматические изменения туфов в эффузивах основного состава имеют региональное развитие. Нередко туфы практически нацело превращены в глинистые метасоматиты, где слоистые силикаты представлены диоктаэдрическим смектитом (Мухина, Ломоносова, 1976; Дайняк и др., 1981). На участках интенсивной цеолитизации туфы превращены в шабазитовые, реже томсонитовые и анальцимовые метасоматиты (Буров и др., 1980; Сысолова, 1983). Известные проявления цеолитов в Индии связаны с базальтовыми лавовыми потоками трапов Декан и представляют собой минеральные образования (клиноптилолит, сколецит, морденит, стильбит и др.), выполняющие трещины и пустоты эффузивов (Phadke Anant, 1984). Характерной особенностью трапповых гидротермалитов является отсутствие определённой зональности в распределения цеолитов, слоистых силикатов и других вторичных минералов.

Поскольку ОТМА представляют собой самостоятельные крупные тектонические элементы, равнозначные платформам и складчатым зонам (Щеглов, 1976), можно утверждать, что низкотемпературные гидротермальные процессы в континентальной части земной коры пользовались чрезвычайно широким развитием. Эти процессы необходимо рассматривать как индикаторы ОТМА (Коробов, 1988<sup>2,3</sup>).

Региональные смектитовые метасоматиты (см. рис. 26, VII) являются антиподом первого члена этого ряда, что вполне закономерно. Два этих полярных звена отражают соответственно состояние молодой платформы и островодужную обстановку, т. е. полное завершение и самое начало формирования континентальной земной коры. Гомология представляет собой и геометрическое понятие. Симметрия есть частный случай гомологии, при котором обязательно равенство соответствующих элементов фигур (Геологический словарь, 1973), в нашем случае – взаимозависимых (корреляционных) метасоматических зон, слагающих единую вертикальную метасоматическую колонну. Смектит-цеолитовый (цеолит-смектитовый) тип региональных метасоматитов является осью симметрии установленных гомологических рядов, к которой стремятся продукты вторичного изменения при эволюции гидротермального процесса на последовательных этапах становления континентальной земной коры. В своём крайнем выражении гидротермалиты (смектиновый тип региональных метасоматитов) азональны и представляют собой своеобразный «базис» гидротермальной активности. Связано это с тем, что смектиты являются той финальной кристаллической фазой, которой в регрессивном гидротермальном процессе заканчивается история развития целой серии породообразующих минералов. Именно поэтому регионально смектитизированные породы в областях посторогенной тектономагматической активизации очень часто принимают за древнюю кору выветривания.

По мнению В. А. Дрица и А. Г. Коссовской (1990), основным недостатком изучения смектитов является то, что в их структурно-кристаллохимических классификациях отсутствуют геологическая привязка и генетическая интерпретация устанавливаемых минеральных разновидностей. Однако, как только что было показано, выделение стадийных минеральных ассоциаций в разных тектономагматических условиях в известной степени заполняет этот пробел и позволяет выявить индикаторные особенности смектитов для разнообразных геологических сред и процессов.

Таким образом, гидротермальные метасоматиты в районах наземного вулканизма являются чутким индикатором тектономагматических обстановок. Их формирование определяется закономерным изменением энергетических факторов и состава летучих компонентов, контролирующего гидротермальный процесс в различных структурных элементах земной коры – от островных вулканических дуг до молодых платформ. При этом гидротермальные метасоматиты образуют инверсионный гомологический ряд с меняющимся формационно-фациальным взаимоотношением отдельных членов вертикальной зональности как отражение нарастающей гидротермальной аргиллизации. Сказанное является следствием установленного автором (Коробов, 1995<sub>2</sub>) принципа взаимозависимости (корреляции) метасоматических зон. Согласно ему отдельно взятые зоны общей метасоматической колонны образуют единую систему, в которой невозможно изолированное перерождение конкретных зон. Очевидна практическая и теоретическая значимость выделения гомологических рядов гидротермальных образований – зная характеристику одного из членов гомологического ряда, можно с достаточной уверенностью прогнозировать характеристики других.

Принципиальная схема пространственного расположения взаимозависимых (корреляционных) метасоматических зон приводится на рис. 27 (Коробов, Солдаткин, 2003). Этот рисунок, кроме того, демонстрирует возможные места захоронения радионуклидов и тяжёлых металлов в действующих островодужных гидротермальных системах с созданием в конечном итоге могильников, сформированных по типу техногенных месторождений (Пат. 2173490 РФ).

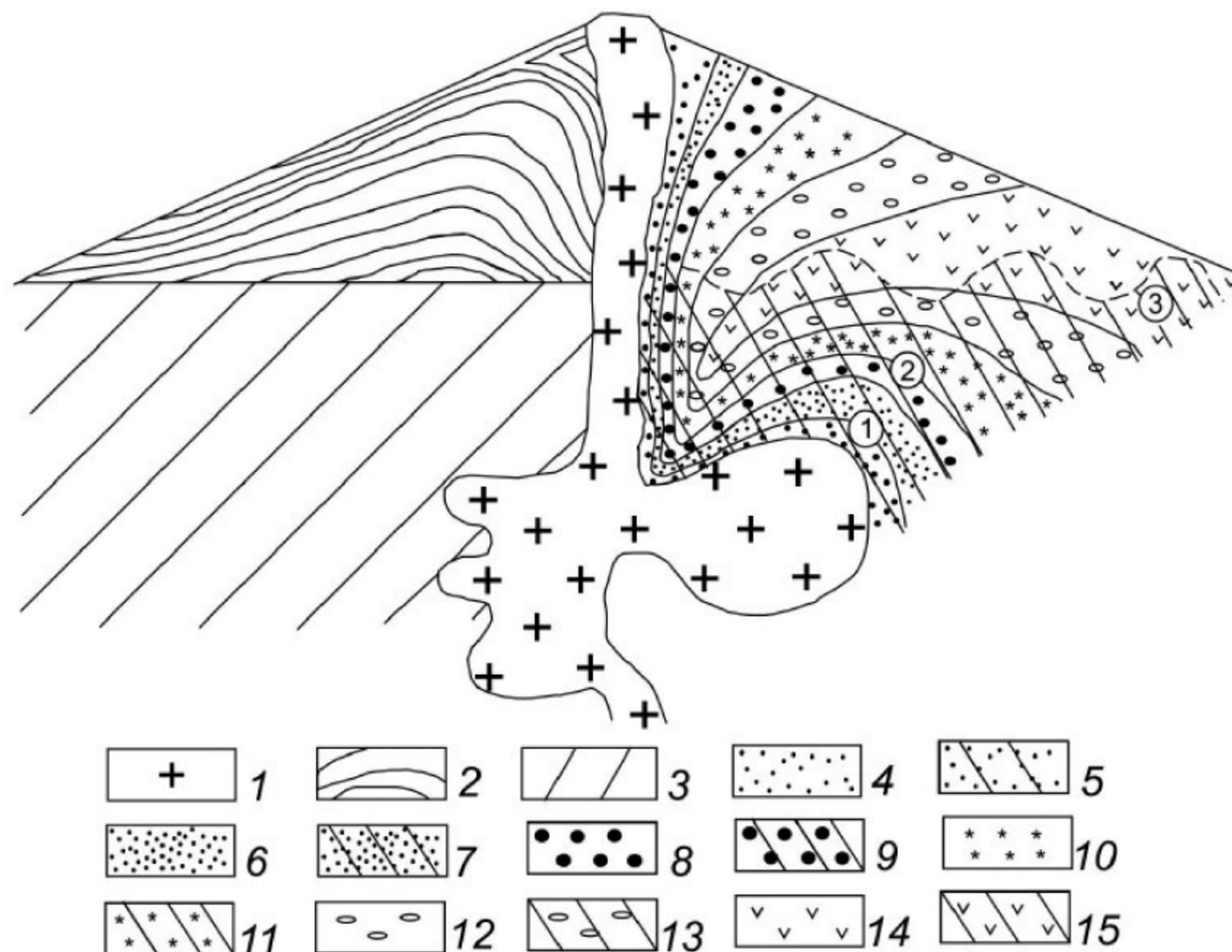


Рис. 27. Принципиальная схема расположения взаимозависимых метасоматических зон в действующих островодужных гидротермальных системах и места захоронения в них радионуклидов и тяжёлых металлов: 1 – породы вулканоплутонического комплекса; 2 – стратифицированная толща центральной части вулкана; 3 – породы фундамента; 4–15 – пары взаимозависимых (корреляционных) зон; 4 – монокварцевая серных опалитов и 5 – монокварцевая грейзеноподобных вторичных кварцитов, 6 – алуни-опаловая и 7 – кварц-серицитовая, 8 – каолинит-опаловая и 9 – среднетемпературных пропилитов, 10 – опал-каолинитовая и 11 – низкотемпературных пропилитов, 12 – каолинитовая и 13 – аргиллизированных пропилитов, 14 – смектитовая и 15 – цеолитовая; цифры в кружках – участки захоронения: 1 –  $Sr^{90}$ ; 2 – Pb, Hg, Sn, Zn, Cu, Cd, Sb (в обоих случаях консервация на основе химических реакций); 3 –  $Cs^{137}$ ,  $Sr^{90}$  (сорбционная аккумуляция)

В областях завершённой складчатости и вовлечённых в тектономагматическую активизацию чрезвычайно широкое развитие получили низкотемпературные гидротермальные процессы, которые необходимо рассматривать как индикаторы ОТМА. Эти процессы играли исключительную роль в формировании бентонитовых глин и цеолитов, эпитептермальных месторождений никеля, кобальта, свинца, цинка, ртути, серебра, золота, сурьмы, мышьяка, флюорита, бария и др. Поэтому подробнее остановимся на рассмотрении некоторых особенностей эпитептермального рудогенеза в областях посторогенной тектономагматической активизации, что составляет третью задачу исследований.

## Часть II

# ЭПИТЕРМАЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В ОБЛАСТЯХ ПОСТОРОГЕННОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В различных структурных элементах земной коры, где проявляется наземный вулканизм, наблюдается неодинаковый характер гидротермально-метасоматических процессов и возникающего комплекса минерального сырья. Особый интерес представляют собой обстановки, в которых нарушена синхронность вулканических и плутонических явлений, контролирующей гидротермальный процесс. В первую очередь это касается дейтероорогенных регионов, относящихся по А. Д. Щеглову, к ОТМА. Там гидротермальная деятельность развивается в два этапа и связана как с поверхностным магмопроявлением (ранняя стадия), так и с плутоническими явлениями (завершающая стадия). С первым этапом сопряжено появление гидротермальных аргиллизитов, которые в ОТМА образуют самостоятельную формацию, занимающую вполне определённое место в инверсионном гомологическом ряду метасоматитов (см. рис. 26). Это имеет принципиальное отличие от островодужных и орогенных обстановок, где аргиллизиты, как правило, являются лишь фацией пропицитов (Набоко, 1980; Гугушвили, 1980).

Крупные рудные скопления в областях тектономагматической активизации относятся к вулканогенным, по классификации В. И. Смирнова. Среди них наиболее развиты месторождения, которые чаще всего называют эпитеpmальными (или близповерхностными-малоглубинными). Они возникают на глубине ~1 км от земной поверхности при температурах 50–200°C. Некоторые авторы (Гончаров, Сидоров, 1979; Hedenquist, Henley, 1985) считают, что температура образования эпитеpmальных месторождений может достигать 300°C и даже более.

Эпитеpmальные месторождения полиметаллов, флюорита, Au, Sb, Hg и др. элементов являются типичными для тех районов, где магматизм проявлялся на континентальной послеплатформенной стадии развития земной коры на консолидированном субстрате складчатых областей, платформ и срединных массивов (Щеглов, 1968, 1976, 1982). Эпитеpmальные месторождения формируются в заключительные стадии гидротермального процесса и пространственно тяготеют к тем гидротермальным (палеогидротермальным) системам, где наиболее интенсивно проявлена низкотемпературная деятельность и широко развиты гидротермальные аргиллизиты (Рогова, 1982, 1990; Рогова и др., 1984). Как уже отмечалось, гидротермальные аргиллизиты в ОТМА образуют самостоятельную формацию.

В настоящее время доказано, что в эпитеpmальном рудообразовании, наряду с магматическими флюидами, активное участие принимали экзогенные воды. Среди них различаются: а) формационные воды артезианских бассейнов, которые представляли собой высокоминерализованные хлоридные рассолы; б) глубинные воды трещинных зон горно-складчатых областей; в) приповерхностные так называемые изотопно-лёгкие метеорные воды (Борщевский и др., 1984). По мнению ряда учёных (Чухров, 1964; Рёддер, 1987; Коплус, 1988; Оболенский и др., 1983), формирование эпитеpmальных месторождений происходило из ювенильных металлоносных растворов, многократно разбавлявшихся у поверхности холодными вадозными водами.

Изотопно-кислородными исследованиями установлено (Борщевский, 1980; Тейлор, 1982), что для осуществления геохимической работы по формированию крупных гидротермальных рудных месторождений необходимо колоссальное количество воды – сотни, даже тысячи кубических километров H<sub>2</sub>O подземной гидросферы. Это должно было привести к развитию широкомасштабных гидротермально-метасоматических процессов на территориях, где размещаются рудные поля. Указанные процессы, формирующие определённую минералого-геохимическую зональность изменённых пород, должны быть ответственны за мобилизацию и аккумуляцию рудогенных элементов. Однако такие сведения в литературе либо отсутствуют, либо касаются лишь околорудных (околотрещинных) зон. При этом часто неправильно определяются региональные и локальные метасоматиты, что затрудняет рациональное проведение прогнозирования и поисков рудных месторождений. Кроме того, в существующих моделях не всегда берётся во внимание флюидная специализация интрузивных комплексов, а представления о стадийности отделения магматических эманаций (аниогенов) от расплава преимущественно базируются на данных экспериментальных работ и часто не учитывают реальной природной обстановки. Всё это заставило автора через гомологические ряды региональных метасоматитов оценить специфику широкомасштабных гидротермальных процессов дейтероорогенных областей и их влияние на формирование эпитеpmальных месторождений полиметаллов, флюорита, редких щелочных элементов и урана

при стадийном поступлении глубинных магматических эманаций в гидротермальные системы забайкальского типа (Коробов, 1989<sub>2</sub>, 1990, 1992<sub>1-6</sub>, 1993<sub>1-3</sub>; Коробов и др., 1989; Коробов, Гуцаки, 1988, 1993). Подробнее остановимся на рассмотрении каждого вида полезных ископаемых в отдельности.

## Глава 5. МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИ-ФЛЮОРИТОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Средне- и низкотемпературные близповерхностные гидротермальные месторождения сульфидов и флюорита вулканических поясов континентальной части земной коры, удалённые на значительные расстояния от рудогенерирующих источников, относятся к типичным представителям эпитептермального оруденения. До сих пор геолого-генетическая модель формирования таких месторождений далека от завершения, несмотря на то, что многие аспекты проблемы неоднократно обсуждались и продолжают обсуждаться.

Можно считать твёрдо доказанным, что перенос халькофильных элементов от источника до места отложения осуществлялся преимущественно в хлоридных комплексах. В этой связи большое количество работ посвящено источникам внемагматических хлоридных растворов (рассолов) и роли экзогенных хлоридных вод, участвовавших в мобилизации металлов из вмещающих пород и формировании рудных месторождений. Такие воды сосредоточены в артезианских бассейнах, приуроченных к различным депрессиям с преимущественным развитием осадочных (часто галогенных) формаций. Совершенно иные гидрогеологические условия существовали в горно-складчатых (Забайкалье, Монголия, отдельные районы Китая) и вулканических (Камчатка, Курилы) областях, где распространены малые артезианские бассейны во впадинах фундамента и зонах тектонических нарушений (Богородицкий, 1968) и где отсутствуют галогенные отложения. Последнее обстоятельство приводит, в частности, к тому, что в Приаргунье, где сосредоточена основная масса эпитептермальных полиметаллических и флюоритовых месторождений Забайкалья, все водопроявления тектоно-вулканических структур лишены хлора, а в зонах разломов формируются месторождения пресных трещинно-жильных вод (Степанов, 1980; Ясько, 1982).

Вместе с тем для многих рудных месторождений дейтероорогенных областей минерализация растворов, по данным изучения газожидких включений, значительно (нередко на порядок) выше, чем у основной массы гидротерм областей островодужного действующего вулканизма, причём все растворы, из которых формировались эпитептермальные рудные месторождения, были существенно хлоридными (Серёжников, 1989). Это касается полиметаллических и относительно высокотемпературных флюоритовых месторождений Забайкалья (Иванова, Москалюк, 1979; Иванова и др., 1988).

В свете изложенного чрезвычайно интерес представляет рассмотрение условий формирования средне-поздне-мезозойских эпитептермальных месторождений Забайкалья, где отсутствуют и отсутствовали в период тектономагматической активизации высокоминерализованные хлоридные, а также сульфатные и сероводородные растворы артезианских бассейнов. Сказанное позволяет разработать модель гидротермального рудогенеза, ведущая роль в развитии которого принадлежала магматическому фактору.

### 5.1. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ СУЛЬФИДОВ И ПЛАВИКОВОГО ШПАТА

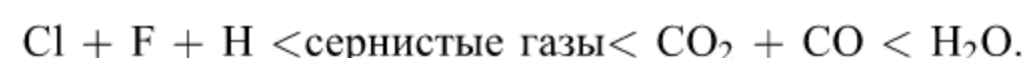
Обычно везде гидротермальному рудоотложению предшествовали интенсивные метасоматические изменения вмещающих пород и оруденение повсеместно накладывается на гидротермально изменённые породы. Не является исключением и Забайкалье. В средне-поздне-мезозойских структурах активизации этого района, как отмечалось, сосредоточены гидротермальные системы забайкальского типа, где господствовали низкотемпературные постмагматические процессы. Эти же структуры вмещают эпитептермальные месторождения полиметаллов и флюорита, образующие единую генетическую рудную формацию, в понимании В. А. Кузнецова (1966), в которой плавиковошпатовая минерализация завершает металлогенетический цикл.

По мнению А. Д. Щеглова (1976) и многих других геологов, сульфидно-флюоритовые (флюоритовые) месторождения областей тектономагматической активизации парагенетически связаны с малыми интрузиями основных пород (лампрофирами, трахиандезит-базальтовыми и трахиандезитовыми дайками). Они богаты летучими компонентами и щелочами (в том числе редкими); особенно это относится к мантийным лампрофирам (Михалёва, Тычинский, 1983). Эти породы – самые молодые магматические образования, секущие все изверженные и осадочные породы, а также продукты их гидротермального перерождения, выполняющие структуры активизации. В пределах полиметаллических и флюоритовых месторождений и проявлений дайки настолько сильно гидротермально изменены (аргиллизированы, серицитизированы, оплавлены, окварцованы), что их типизация вызывает затруднение (Комаров, Комарова, 1986).

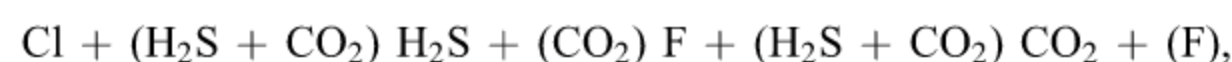
На эпитептермальных месторождениях наблюдается околотрещинное перерождение пород (серицитизация, каолинизация, оплавление, сульфидизация, карбонатизация), которое накладывается на гидротермальные аргиллизиты (преимущественно смектитизированные породы и глины) и по масштабам развития во много раз уступает предшествующим процессам (Коробов, 1986<sub>1-3</sub>, 1987, 1988<sub>2,3</sub>, 1991<sub>2</sub>; Коробов, Ульзутуев, 1984, 1985<sub>1,2</sub>). Кроме того, во вмещающих дайках породах в приконтактных зонах развиваются альбит, ортоклаз (адуляр), хлорит, эпидот и другие минералы, на основании которых многие геологи выделяют на рудных полях

Забайкальские мезозойские пропилиты. В соответствии с теоретическими представлениями М. М. Василевского (1973) речь здесь может идти лишь о так называемых горячих пятнах приконтактной пропилитизации, протекающей на фоне широкомасштабных низкотемпературных гидротермальных процессов. Приконтактные пропилиты отличаются от фоновых (Паужетка, Дачные термальные поля на Камчатке и др.) по условиям локализации, масштабности проявления, а также по составу, структурно-текстурным признакам и пр. В связи с ограниченным количеством наблюдений приконтактные пропилиты Забайкалья в работе не рассматривались.

Внедрение глубинных интрузий протекало преимущественно вдоль открытых трещин и сопровождалось образованием промежуточных магматических очагов, от которых дифференцировано отделялись эманации. Открытые трещины в Забайкалье представляют теперь и представляли в период тектономагматической активизации самостоятельные гидрогеологические структуры (Степанов, 1980). При рассмотрении особенностей поведения летучих компонентов в близповерхностных и поверхностных условиях современных островодужных вулканов отмечалось устойчивое соотношение высоконагретых газовых компонентов:



Даже при самом общем взгляде на характер отделения летучих компонентов от глубинных магм при образовании генетического ряда полиметаллически-флюоритовой рудной формации можно увидеть (рис. 28–31), что дегазация происходила в следующей последовательности



которая во многом повторяла стадийность изменения состава магматических эманаций островодужных гидротермальных систем в процессе их эволюции (см. рис. 2). Исключение составляет фтор, которым горячие растворы обогащаются лишь с переходом интрузивного этапа в постмагматический (собственно гидротермальный). Принципиально важно подчеркнуть универсальный характер дегазации неистощённых, по В. Е. Хаину, мантийных расплавов. Видимо, этим объясняются общие для всех известных эпитермальных месторождений полиметаллов, флюорита, Hg, Sb, As черты, которые, по А. А. Оболенскому и В. Н. Шарапову с соавторами (Оболенский, Оболенская, 1982; Оболенский и др., 1981, 1986; Шарапов, Черепанов, 1986), состоят в следующем: а) закономерной их локализации в зонах глубинных разломов, образующих протяжённые (глобальные) металлогенические пояса; б) удивительной выдержанности состава главных элементов руд на всём протяжении этих поясов; в) однотипности (низкотемпературные гидротермальные) всех этих месторождений; г) развитии синхронных или близко-одновременных с этапом оруденения базальтоидных (щёлочн-базальтоидных) дайковых поясов мантийных малых интрузий; д) повсеместной приуроченности к активизированным структурам областей завершённой складчатости и окраин платформ.

Минералы	Стадии минералообразования				
	КВАРЦЕВО-СЕРИЦИТОВАЯ С КАРБОНАТОМ	СУЛЬФИДНАЯ			КВАРЦЕВО-ФЛЮОРИТОВАЯ
		ПИРИТОВО-АРСЕНОПИРИТОВАЯ	СФАЛЕРИТОВО-ПИРРОТИНОВО-ГАЛЕНИТОВАЯ	ГАЛЕНИТОВАЯ	
КВАРЦ	■	■	■	■	■
ФЛЮОРИТ					■
КАРБОНАТ	■				
СЕРИЦИТ	■				
АРСЕНОПИРИТ		■			
ПИРИТ		■			
ПИРРОТИН			■		
СФАЛЕРИТ			■		
ТЕТРАЭДРИТ			■		
ГАЛЕНИТ			■	■	
ПРУСТИТ				■	
АРГЕНТИТ				■	
ХАЛЬКОПИРИТ		■	■		
БАРНИТ			■		
МАРКАЗИТ			■		
БАРИТ					■
ХЛОРИТ					■

$$\text{Cl} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S} \longrightarrow \text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2 \longrightarrow \text{F} + \text{CO}_2 + (\text{H}_2\text{S})$$

Рис. 28. Схема последовательности минералообразования на Кличкинском месторождении, по В. В. Архангельской (1963) с уточнениями П. В. Комарова и Г. Н. Комаровой (1986), как отражение дифференциации магматических эманаций (Коробов, 1988<sub>3</sub>, 1992<sub>2</sub>, 1995<sub>3</sub>)



Минералы	Стадии минералообразования		
	СЕРИЦИТОВАЯ	СУЛЬФИДНАЯ	
		ПИРИТОВО-АРСЕНОПИРИТОВАЯ СО СФАЛЕРИТОМ	БУЛАНЖЕРИТОВО-ГАЛЕНИТОВАЯ
СЕРИЦИТ	■		
ПИРИТ	■	■	
АРСЕНОПИРИТ		■	
ПИРРОТИН		■	
СФАЛЕРИТ		■	
ХАЛЬКОПИРИТ		■	
БОРНИТ		■	
СТАННИН		■	
КАССИТЕРИТ		■	
ГАЛЕНИТ		■	■
БУЛАНЖЕРИТ			■
БЛЕКЛАЯ РУДА			■
ПИРАРГИРИТ			■
АРГЕНТИТ			■
МАРКАЗИТ			■
КВАРЦ	■		
КАЛЬЦИТ	■		
ФЛЮОРИТ			■
АНКЕРИТ		■	
ХЛОРИТ		■	

$Cl + CO_2 + H_2S \longrightarrow H_2S + CO_2 \longrightarrow F + CO_2 + (H_2S)$

Рис. 29. Схема последовательности минералообразования на Почкуевском месторождении, по В. В. Архангельской (1963) с уточнениями П. В. Комарова и Г. Н. Комаровой (1986), как отражение дифференциации магматических эманаций

МИНЕРАЛЫ	СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ					
	СЕРИЦИТОВО-ПИРИТОВАЯ	СУЛЬФИДНАЯ ПОДСТАДИИ			СТАДИЯ ПОЗДНЕЙ БЕЗРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ	
		ПИРИТОВО-ПИРРОТИНОВАЯ	ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ	СУЛЬФОАНГИМОНИТОВА	КВАРЦЕВО-КАРБОНАТНО-ФЛЮОРИТОВАЯ	ЦЕОЛИТОВАЯ
КУБАНИТ			■			
ВАЛЛЕРИТ			■			■
ПИРИТ	■	■	■	■		
МАГНЕТИТ		■				
ХЛОРИТ	■					
КАВРЦ	■	■	■		■	
КАРБОНАТЫ	■	■	■		■	■
ТУРМАЛИН		■	■			
ПИРРОТИН		■	■	■		
СЕРИЦИТ	■	■	■			
МАРКАЗИТ		■	■	■	■	
СФАЛЕРИТ		■	■	■		
ХАЛЬКОПИРИТ		■	■	■		
ГАЛЕНИТ		■	■	■		
СЕРЕБРО САМОРОДНОЕ			■			
ВИСМУТ САМОРОДНЫЙ			■			
ТЕТРАЭДРИТ			■			
БУЛАНЖЕРИТ				■		
ДЖЕМСОНИТ				■		
БУРНОНИТ				■		
ФЛЮОРИТ				■		
СТЕЛЛЕРИТ						■

$Cl + H_2S + (CO_2) \longrightarrow H_2S + (CO_2) \longrightarrow F + CO_2 + (H_2S) \longrightarrow (CO_2) + (H_2S)$

Рис. 30. Схема последовательности минералообразования на месторождении Савинское № 5, по Г. М. Лобановой и В. П. Санину (1960) с уточнениями П. В. Комарова и Г. Н. Комаровой (1986), как отражение дифференциации магматических эманаций

МИНЕРАЛЫ	Стадии минералообразования						
	СЕРИЦИТОВАЯ	СУЛЬФИДНАЯ				КВАРЦЕВО-ФЛОСФИТОВАЯ	ЦЕОЛИТОВО-МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ
		ПИРИТОВО-АРСЕНОПИРИТОВАЯ	СФАЛЕРИТОВО-ГАЛЕНИТОВАЯ	ГАЛЕНИТОВО-КВАРЦЕВАЯ	АРСЕНОПИРИТОВО-КВАРЦЕВАЯ		
АЛЬБИТ							
КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ							
МАНГАН-СИДЕРИТ						■	
РУТИЛ							
ИЛЬМЕНИТ							
ФЛЮОРИТ					■	■	
ХЛОРИТ	■						
КВАРЦ					■		
ТУРМАЛИН							
КАССИТЕРИТ							
СЕРИЦИТ	■						
ПИРИТ		■	■	■	■	■	
АРСЕНОПИРИТ		■	■	■	■		
СФАЛЕРИТ			■	■			
ХАЛЬКОПИРИТ			■	■			
ПИРРОТИН			■	■			
ГАЛЕНИТ			■	■			
АРГЕНТИТ			■	■			
ПИРАРГИРИТ			■	■			
СЕРЕБРО САМОРОДНОЕ			■	■			
БУЛАНЖЕРИТ			■	■			
МОНТМОРИЛЛОНИТ						■	
ЦЕОЛИТ						■	
КАЛЬЦИТ						■	
	Cl+(CO <sub>2</sub> )+(H <sub>2</sub> S)	→ H <sub>2</sub> S			F+(CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> S)	→ (CO <sub>2</sub> )+(F)	

Рис. 31. Схема последовательности минералообразования на Каменском месторождении, по В. В. Архангельской (1963) с уточнениями П. В. Комарова и Г. Н. Комаровой (1986), как отражение дифференциации магматических эманаций

Последовательность смены минеральных ассоциаций в зависимости от поступления магматических эманаций на собственно плавиновошпатовых месторождениях приводится на рис. 32.

Исследования флюидных включений с сероводородом высокой плотности (Прокофьев и др., 1990) показали широкое участие этого газа в процессах гидротермального минералообразования. Сказанное позволяет уверенно предполагать, что внедрение газонасыщенных даек (производных мантийной флюидизированной магмотогенной системы (Михалёва, Тычинский, 1983)) в средне-позднемезозойские структуры активизации сопровождалось отделением основной массы сероводорода и сернистых соединений ещё на подходе расплава к поверхности. Магматические эманации поступали в гидротермальные системы забайкальского типа по разломам и оперяющей трещиноватости.

Во второй главе было показано, что внедрение даек в водообильные системы приводило к дифференцированному отделению галоидов и их соединений от магмы в водно-флюидной фазе. Хлор в таких случаях в основной своей массе выносится из силикатного расплава с газовыми эманациями, а фтор сохраняется в конечных продуктах дифференциации магмы. В обстановке интрузивного процесса преобладающими соединениями мобилизуемого Cl являются хлориды щелочей (Na, K) и тяжёлых металлов (Zn, Pb, Cu, Fe, Au, Co, Ni), образующих высокотемпературную концентрированную хлоридную ионную жидкость (Когарко, Рябчиков, 1978; Рябчиков, 1975). Эта жидкость в соответствии с нашей моделью поступала следом (с некоторым разрывом во времени) за сероводородом и сернистыми соединениями по разломам в гидротермальные системы забайкальского типа, где господствовали слабоминерализованные и менее горячие гидрокарбонатные растворы. Последние, как известно, обусловили региональное развитие цеолит-сметитовых (сметит-цеолитовых) метасоматитов. Восходящее перемещение металлоносных хлоридных и нисходящее движение разбавленных гидрокарбонатных вод осуществлялось по одним и тем же проницаемым зонам, что приводило к их смешению и образованию гибридных растворов. Этому способствовали тепловая конвекция, а также высокая сейсмичность, сопровождавшая внедрение даек и, как следствие, частое изменение режима внешнего давления (Щеглов, 1976). Минералообразующие свойства гибридных растворов зависели от физико-химических параметров питавших их терм и закономерно менялись во времени. Сказанное находится в соответствии с теоретическими представлениями Э. Рёддера (1987), считающего на основании изучения газожидких включений в рудных и рудосопровождающих минералах, что возникновение эпитегрмальных месторождений происходило при смешении по крайней мере двух флюидов: одного горячего и достаточно концентрированного, а другого – холодного (менее нагретого) и более пресного. При этом смешение растворов протекало на фоне процесса конвекции и теплообмена с вмещающими породами.

Внедрение даек в водообильные системы Забайкалья шло последовательно: сначала лампрофиры, затем трахиандезиты-базальты и, наконец, трахиандезиты. Лампрофиры отличаются от остальных даек рудных районов Приаргунья максимальной основностью и высоким содержанием щелочей (> 8%) (Комаров, Комарова, 1986). Отделяющийся от лампрофиров сероводород мог осаждать лишь выщелачиваемые в процессе

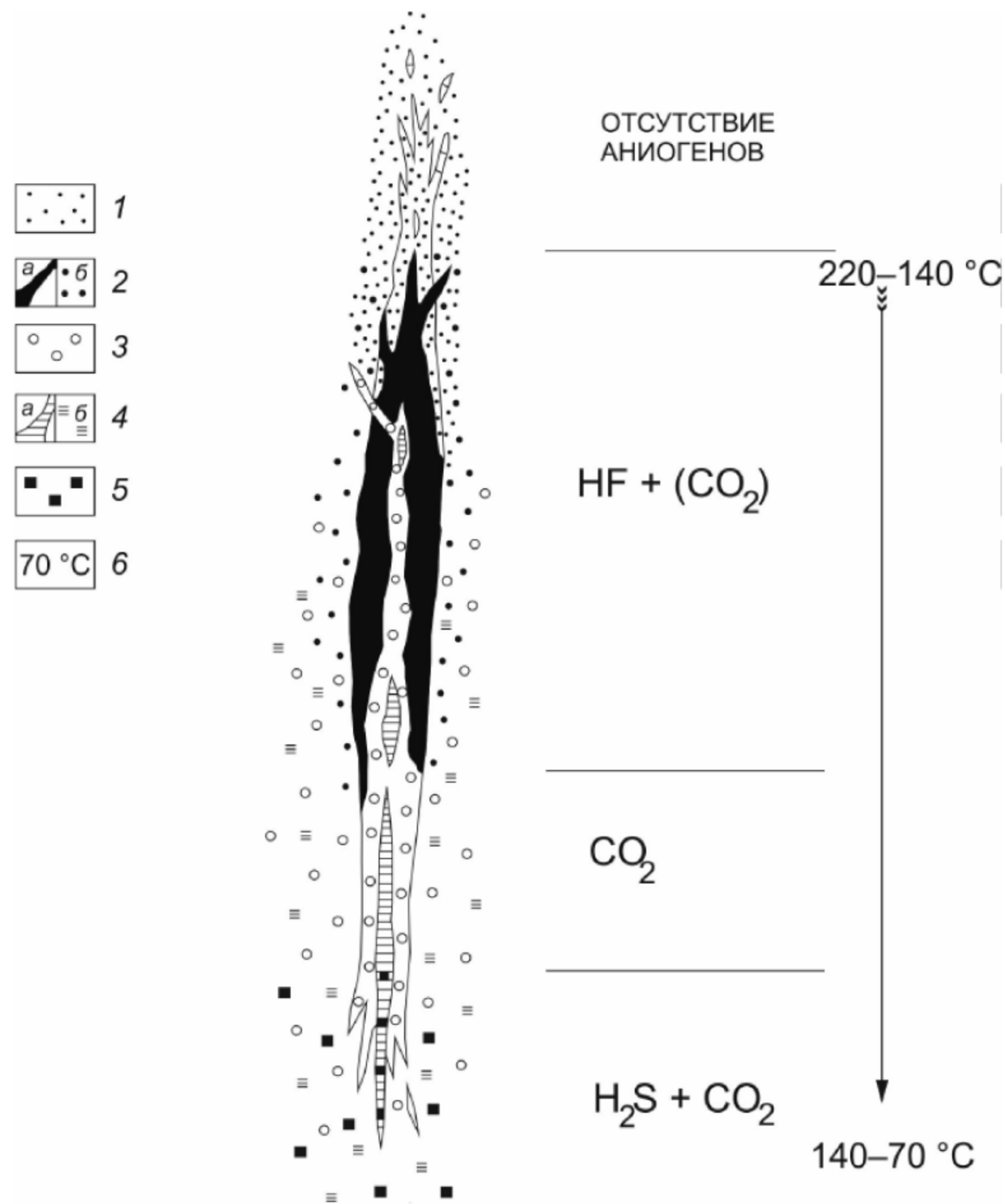


Рис. 32. Обобщённая схема обратной вертикальной температурной зональности флюоритовых месторождений Забайкалья (Корытов и др., 1966) как отражение дифференциации магматических эманаций (Коробов, 1988<sub>3</sub>, 1992<sub>2</sub>, 1995<sub>3</sub>): 1 – халцедоновидный кварц и раннеокварцованные вмещающие породы; 2 – флюорит (а) и оплавленные вмещающие породы (б); 3 – фарфоровидный кварц и позднеокварцованные вмещающие породы; 4 – кальцит (а) и карбонатизированные вмещающие породы (б); 5 – сульфиды и сульфидизированные вмещающие породы; 6 – температура гомогенизации и декрепитации газожидких включений во флюорите (Пузанов и др., 1972)

широкомасштабной смектитизации и цеолитизации метаморфических и осадочно-вулканогенных пород халькофильные элементы, что не привело к образованию крупных скоплений полиметаллов. В магматических эманациях могла протекать совместная миграция хлоридных комплексов халькофильных элементов и восстановленных форм серы (Овчинников, Моссалович, 1981). Поступление в зону смешения высокотемпературной богатой щелочами хлоридной жидкости обусловило, с одной стороны, развитие процессов серицитизации, а с другой – существенно обогатило гибридные растворы тяжёлыми металлами. Охлаждение этих растворов сопровождалось рудоотложением. Однако внедрение более поздних, более кислых и, соответственно взглядам Г. С. Дзоценидзе, более богатых  $H_2S$  даек вызвало выпадение из гибридных терм основной массы сульфидов. В силу этого сложилось характерное для рудных районов Приаргуны взаимоотношение полиметаллической минерализации с дайками. Рудные тела, с одной стороны, замещают щелочные лампрофиры, а с другой – оказываются рассечёнными более поздними интрузивами (Комаров, Комарова, 1986). Последнее обстоятельство, с нашей точки зрения, объясняется более медленным продвижением к поверхности по открытым трещинам расплавов по сравнению с дегазирующимися из них магматическими эманациями.

В постмагматическую стадию, как отмечалось во второй главе, сепарация хлора постепенно сменялась более низкотемпературным гидrolитическим разложением F-содержащих минералов, частично раскристаллизованных на глубине малых интрузий, а также вмещающих породы коры континентального типа под действием нагретых метеорных вод (гидротерм). При этом выделялась основная масса фтора, участвовавшего в гидротермальном процессе (Когарко, Кригман, 1981; Когарко, Рябчиков, 1978). Фтор, поступающий в гидротермальные системы главным образом в форме HF (Когарко, Кригман, 1981) и смешивающийся с нисходящими горячими водами, несущими ион  $Ca^{+2}$ , осаждается в виде флюорита. На участках развития кислых витротуфов весь кальций, изначально содержащийся в нагретых грунтовых водах (гидротермах), извлекался

при формировании стратиформных месторождений (проявлений) высококремнистых цеолитов (см. рис. 15) и гидротермально-метасоматических бентонитов (см. рис. 16). В районах, где были сосредоточены породы повышенной основности, их аргиллизация, напротив, сопровождалась обогащением горячих растворов ионами  $\text{Ca}^{+2}$  (см. рис. 17, 18). Там-то и создавались благоприятные условия для эпитеермального флюоритонакопления. В силу сказанного на месторождениях цеолитов и бентонитов по кислым породам флюоритовая минерализация весьма редка (Коробов, 1988<sub>3</sub>).

Постепенная смена хлора (хлоридной ионной жидкости) фтором в магматических эманациях приводит к тому, что в высокотемпературных разностях плавикового шпата редкометалльно-флюоритовой формации очень характерен существенно хлоридный (иногда фторидно-хлоридный) состав газожидких включений (табл. 13). Эта же причина позволяет объяснить и тот факт, что на плавиковошпатовых месторождениях Восточного Забайкалья наблюдается устойчивая, по данным А. А. Ивановой и А. А. Москалюк (1979), тенденция смены минералообразующих растворов от хлоридных концентрированных к бикарбонатным разбавленным как в пределах региона, так и в границах одного месторождения по мере падения температур минералообразования (см. табл. 13).

Таблица 13

Состав растворов включений во флюорите по данным анализов водных вытяжек, экв.% (Иванова, Москалюк, 1979)

Месторождение	Номер образца	pH	мг/100 г	Анионы					Катионы				
				Cl	F	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3$	$\text{PO}_4^{-3}$	$\text{NH}_4^+$	$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Mg}^{+2}$	$\text{Ca}^{+2}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Редкометалльно-флюоритовая формация													
Кент	31 и	6,4	0,9	100	—	—	—	—	13	7	47	—	33
	25	6,7	6,3	86	—	—	14	—	1	1	38	2	57
	7	5,4	3,4	41	—	29	29	—	10	2	12	—	76
	57	6,6	4,5	38	—	38	19	5	—	2	8	—	86
	8	6,9	5	8	—	2	90	—	—	8	17	—	75
	8п	6,8	4	—	—	2	98	—	—	13	25	—	62
	б/н	6,2	—	42	58	—	—	—	—	1	7	3	89
Керемет-Тас	37м 1	6,1	11,9	46	52	2	—	—	—	—	28	8	64
	б/н	6,9	2,3	10	65	4	21	—	—	1	7	—	92
	—//—	—	—	80	—	—	20	—	—	2	31	1	66
	—//—	—	—	50	—	—	50	—	—	2	10	—	88
Шабрез	—//—	6,9	5,6	52	—	14	34	—	—	2	47	10	41
	—//—	6,9	5,8	86	—	14	—	—	—	2	55	7	36
Хинган	—//—	6,8	2	24	—	16	—	—	—	7	16	16	60
Полиметаллически-флюоритовая формация													
Кенгутан	210	—	3,7	50	7	18	25	—	15	5	24	7	48
	216	—	7,4	40	1	33	26	—	3	5	51	16	24
	8	7,1	6,9	58	6	—	23	13	10	1	43	—	46
Красные Холмы	2	—	—	90	—	5	5	—	—	2	74	—	24
	9	7	9,1	85	—	7	8	—	—	7	46	1	46
Флюоритовая формация													
Солонечное	50	6,9	4	78	—	4	18	—	—	4	3	1	92
	50б	7,2	2	—	6	11	83	—	—	8	11	2	79
	529	6,8	1,1	—	—	3	97	—	—	6	3	4	86
	41	7	4,6	46	—	8	46	—	—	6	7	—	86
Абагайтуй	47	7,1	2	33	—	2	65	—	—	5	9	—	86
	107	7,8	7,9	—	—	1	99	—	—	4	12	—	84
Начирское	б/н	7,8	6,7	—	—	5	95	—	—	11	8	25	56
	—//—	7,7	2,9	—	—	2	98	—	—	3	5	—	92
Калангуй	б/н	6,7	1,1	—	—	6	94	—	—	5	4	—	91
	—//—	6,8	1,1	—	—	—	100	—	—	4	6	—	90

Гидролитическое разложение F-содержащих минералов с переходом фтора в раствор протекало достаточно медленно и долго, поэтому главный этап эпитеермального флюоритонакопления может быть заметно отодвинут во времени от стадии отделения основной массы сероводорода (сульфидообразования). Последовательное внедрение трёх типов интрузий, проходившее в Забайкалье в обстановке повышенной сейсмичности, могло существенно изменить геометрию флюидопроводников. Это явилось одной из причин нередко наблюдаемой пространственной разобщённости полиметаллических и плавиковошпатовых месторождений.

Поступление фтора в гидротермальные системы, как правило, сменяется появлением остаточного сероводорода, а впоследствии углекислого газа. Вследствие этого в плавиковошпатовых жилах при обратной вертикальной зональности с глубиной появляются сульфиды Fe (см. рис. 32), а также увеличивается содержание Pb, Zn, Cu. Эта же тенденция наблюдается и во вмещающих породах в непосредственном контакте с флюоритовыми жилами (Корытов и др., 1966). Концентрация свинца, цинка и меди может возрастать на порядок, но заметной минерализации не наблюдается. Связано это, видимо, с малым содержанием элементов в растворах прекращающих свою деятельность гидротермальных систем. Исключение составляет железо. На ряде наиболее низкотемпературных месторождений (Калангуйское, Тамегское и др.) с глубиной в жилах заметно (до 50%

рудной массы) возрастает содержание пирита, затем иногда уступающего место марказиту. Низкие температуры минералообразования обуславливали растворение сероводорода уже в свободных полостях, где наряду с флюоритонакоплением происходила фиксация в сульфидной форме выносящегося из аргиллизированных пород повышенной основности железа.

Последовательное прекращение поступления в зону смешения соединений хлора, сероводорода, фтора сопровождалось снижением температуры магматических эманаций и ростом активности  $\text{CO}_2$ . Сказанное сопряжено с изотопно-кислородной эволюцией терм. Величина  $\delta^{18}\text{O}$  воды гидротермальных растворов закономерно уменьшается от ранних высокотемпературных стадий к низкотемпературным, что, в частности, обусловлено резким преобладанием изотопно-лёгких местных метеорных вод на поздних низкотемпературных стадиях эпитептермального процесса (О'Нил, Зильберман, 1977; Тейлор, 1977). Это приводило к выравниванию физико-химических параметров гибридных и нисходящих гидрокарбонатных растворов, что определяло последовательную смену во времени жильных и околотрещинных рудных и рудосопровождающих минеральных парагенезисов сульфидно-флюоритовой формации. Так, на плавиковошпатовых месторождениях нарастающая со временем концентрация углекислого газа вызывает смену на глубине (при обратной вертикальной температурной зональности) флюорита кальцитом (см. рис. 32). Прекращение поступления летучих компонентов во флюидопроводник способствовало взаимодействию мигрирующих из зон аргиллизации и цеолитизации Na, Ca, Mg, Si, Al с образованием из охлаждающихся гибридных растворов жильных цеолитов и смектита, а также опала, халцедона, кварца. Этой минеральной ассоциацией обычно заканчивается эпитептермальный рудогенез полиметаллических и флюоритовых месторождений Забайкалья (см. рис. 27–30) и ОТМА в целом. Здесь необходимо сказать, что упомянутые минеральные ассоциации типичны для кварц-аргиллизитовой формации, генетически связанной с эпитептермальными месторождениями (Мельников, 1988).

Поскольку плавиковошпатовые месторождения обязаны своим происхождением широкомасштабным низкотемпературным гидротермальным процессам (при наличии, разумеется, фтороносных погоней), становится понятным их возникновение в Родопском и Чешском срединных массивах, Монголии и Восточном Китае, где широко распространены цеолит-смектитовые (смектит-цеолитовые) метасоматиты – шестой член гомологического ряда региональных гидротермалитов (см. рис. 26). Уже отмечалось, что низкотемпературная гидротермальная активность является характерным признаком ОТМА.

Предлагаемая модель позволяет с новых позиций объяснить характер окорудных изменений на месторождениях полиметаллически-флюоритовой формации и некоторые геохимические особенности слагающего её плавикового шпата.

Поскольку щелочные богатые летучими компонентами дайки внедрялись в приповерхностных условиях в водообильные системы, можно предположить, что отделение хлора и калия в составе хлоридной солевой ионной жидкости происходило достаточно бурно. Поступающие из глубин горячие богатые калием растворы попадали на подготовленную низкотемпературными процессами смектитовую матрицу аргиллизитов, где легко осуществлялась интенсивная трансформация диоктаэдрического смектита в иллит и серицит с образованием промежуточных иллит-смектитовых смешанослойных минералов. Это камуфлировало (полностью в случае глубокой переработки) первичный монтмориллонит и околожильный каолинит. Последний возникал под действием соляной кислоты из тех же гидротермальных растворов, из которых шло отложение сульфидов с одновременным высвобождением  $\text{HCl}$ , что подтверждено изотопными исследованиями Н и О (Бернэм, 1982; Marumo Katsumi, 1989). Напомним, что в гидротермальных системах забайкальского типа, характерных для дейтероорогенных областей, глины лишены иллит-смектитов. Смешанослойные образования встречаются в более высокотемпературных морденитовых цеолитолитах.

Охлаждающая роль вмещающих пород в процессе гидротермального минералообразования, отмеченная ещё Ю. А. Билибиным (1951) и А. Д. Щегловым (1976) проявилась при поступлении в зону смешения горячих глубинных терм в ослаблении перерождения «дорудного» смектита в серицит при удалении от рудных жил и выразилась в увеличении содержания разбухающих (смектитовых) межслоев от раствороподводящих трещин к периферии (Коробов, 1986<sub>2</sub>). Это является важным поисковым признаком скрытого на глубине оруденения. Большинство же геологов рассматривают березиты и гидрослюдиты (наряду с аргиллизитами) как продукты кислотного выщелачивания единого эволюционирующего гидротермального раствора, что, с нашей точки зрения, неверно. Первопричина здесь кроется в нарушении синхронности плутонических и вулканических явлений, контролирующей гидротермальный процесс. В силу того что внедрение интрузий происходило в водообильные структуры, отделение основной массы сероводорода и хлора, видимо, не было значительно оторвано во времени и в обстановке повышенной сейсмичности эти газы и их соединения мигрировали по одним и тем же флюидопроводникам. Этим объясняется приуроченность эпитептермальных полиметаллических руд к зонам интенсивной серицитизации (березитизации). На сказанное необходимо обратить особое внимание, так как вопрос о разорванности этапов предварительной гидротермальной аргиллизации и последующей слюдитизации, связанной с появлением калия в рудоносных (рудообразующих) растворах, остаётся в настоящее время наиболее дискуссионным.

В случае слабого воздействия металлоносных растворов на вмещающие слоистые силикаты они сохраняются, но степень кристаллического совершенства каолинита падает от периферии ореола к рудному телу (Кринари, Суркова, 1989), а смектиты приобретают способность растворяться в 10% растворе соляной кислоты (Коробов, 1986<sub>1,2</sub>). Последнее обстоятельство особенно характерно для эпитептермальных плавиковошпатовых месторождений.

На собственно флюоритовой стадии, медленно переходившей в горячие растворы, фтор увлекал с собой оставшиеся после экстракции хлора щёлочи. Небольшие концентрации калия, поступавшие с заметно остывшими слабоминерализованными глубинными растворами, не могли вызвать в зоне смешения интенсивной гидрослюдитизации вмещающих плавик смектитизированных пород, столь характерной для сульфидных место-

рождений, поэтому промышленные скопления эпитермального флюорита, как правило, ассоциируют с гидротермально аргиллизированными (смектитизированными, реже каолинизированными) породами и глинами. Околорудная же гидрослюдизация (как и развитие жильного адуляра) наблюдается лишь на высокотемпературных месторождениях (Солонечное, 240–145°C; Эгитинское, 250–100°C; Абагайтуйское, Нарынское) и совершенно отсутствует на низкотемпературных месторождениях (Калангуйское, 160–90°C и др.) плавикового шпата (Иванова, 1974). Березитизация вмещающих пород на собственно флюоритовых месторождениях в силу названных причин никогда не наблюдается.

В зоне смешения восходящих и нисходящих растворов резко меняются их физико-химические параметры, в частности температура. В этих условиях растворимость NaCl остаётся на прежнем уровне, а KCl быстро понижается, что вызывает рост активности калия, выраженной в щелочном калиевом метасоматозе, по Д. С. Коржинскому: калишпатизации (адуляризации), серитизации (березитизации), гидрослюдизации. Чем более высокотемпературным был процесс (т. е. более нагретый и концентрированный хлоридный солевой раствор, по И. Д. Рябчикову (1975), в нём участвовал), тем интенсивнее в зоне смешения проявлен щелочной калиевый метасоматоз. С одной стороны, это приводит к обогащению термальных вод Na относительно K, а с другой (с ростом температуры) – к увеличению общего содержания натрия в «отработанных» растворах. Аналогичные процессы, как отмечалось, наблюдаются в гидротермальных системах островных вулканических дуг при формировании распространённых там региональных хлоридно-натриевых терм.

Именно с этих позиций можно объяснить неодинаковые соотношения ионов  $K^+$  и  $Na^+$  в газожидких включениях плавикового шпата из редкометалльно-флюоритовой (450–120°C), полиметаллически-флюоритовой (360–160°C) и флюоритовой (280–60°C) формаций, описанные А. А. Ивановой и А. А. Москалюк (1979). На собственно флюоритовых месторождениях Восточного Забайкалья, где гидрослюдизация вмещающих пород часто отсутствует, оба иона содержатся в малом и примерно одинаковом количестве. На полиметаллически-флюоритовых и редкометалльно-флюоритовых месторождениях, где активно проявлена околорудная березитизация и грейзенизация, натрий присутствует в заметно большем количестве и резко преобладает над калием (см. табл. 13).

Во второй главе было показано, что для редких элементов литофильного ряда главную роль в экстрагировании и переносе гидротермальными растворами играют не хлориды, а фтористые соединения. Высокий потенциал фтористых соединений достигается лишь в интрузивных системах при больших температурах, где, в отличие от более позднего и низкотемпературного процесса гидролитического разложения фторсодержащих минералов, в водный флюид отделяется минимальное содержание (< 1%) общей массы растворённого в расплаве фтора. В этих условиях наблюдается переход в водный флюид значительных количеств литофильных элементов (Sn, Be, W, Li, Rb, Cs, Nb, Ta) (Рябчиков, 1975). Именно поэтому постмагматический процесс характеризуется тенденцией увеличения содержаний флюорита от ранних стадий (пегматитоподобные образования, скарны, эндогрейзены) к заключительным (Иванова и др., 1988) с одновременным снижением во флюорите концентрации редких и рассеянных элементов вплоть до появления «стерильного» плавикового шпата в собственно гидротермальных жилах.

## 5.2. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ КРЕМНЕЗЁМА И АЛЮМОСИЛИКАТОВ

Уже неоднократно упоминалось, что с эпитермальными месторождениями генетически связана кварц-аргиллизитовая формация. Гибридные рудоносные растворы эпитермальных месторождений возникали при смешении восходящих концентрированных высоконагретых хлоридных растворов с нисходящими разбавленными обогащёнными  $SiO_2$  гидрокарбонатными термами. Понижение температуры на стадии рудообразования сопровождалось одновременным выпадением кремнезёма и сульфидов из существенно хлоридных гибридных растворов, которые отвечают составу газожидких включений в кварце и рудных минералах, но отнюдь не характеризуют растворы, в которых осуществлялась миграция  $SiO_2$  и рудных компонентов. Сульфидообразование сопряжено с появлением соляной кислоты (Бернэм, 1982), которая существенно понижала pH «отработанных» гибридных вод и ещё более искажала исходные параметры рудоносных гидротерм.

Именно поэтому исследования растворимости кварца в хлоридных растворах, а также в бикарбонатных и минерализованных водах, отвечающих составу газожидких включений в широком интервале концентраций, давлений и температур, не подтвердили возможность переноса  $SiO_2$  в ощутимых количествах, что отмечает В. С. Балицкий (1978). Благодаря ошибочности представления о том, что в рудоносных ювенильных флюидах содержатся все рудообразующие компоненты (или основная их часть), геологи столкнулись с парадоксальной ситуацией: растворимость кварца в собственных маточных растворах настолько низка, что не может служить объяснением миграции  $SiO_2$  в природных гидротермальных растворах. Приведённые данные заставляют утверждать, что существующее мнение о совместной миграции вещества таких типичных минеральных ассоциаций, как кварц-сульфидная эпитермальных месторождений, глубоко ошибочно.

На собственно флюоритовых месторождениях в вертикальном разрезе жил наблюдается закономерная смена различных форм кремнезёма. Так, в Забайкалье на позднемезозойских месторождениях с обратной температурной вертикальной зональностью А. Д. Щеглов (1976), Ф. Я. Корытов с коллегами (1966) и Р. З. Архипчук (1980) установили локализацию халцедоновидного жильного кварца и сингенетичных ему так называемых ранее окварцованных пород выше флюоритовой зоны. В залегающей ниже зоне плавикового шпата халцедоновидный кварц уступает место гребенчатому, мелкозернистому, друзовому или фарфоровидным аналогам с сингенетичными так называемыми позднеокварцованными вмещающими породами (см. рис. 32).

В соответствии с нашей моделью, образование флюорита вызвано появлением фтора в зоне смешения растворов. Ионы  $F^-$ , а также  $Cl^-$  и  $CO_3^{2-}$  (анионогены), являющиеся минерализаторами гидротермального

процесса, играют исключительную роль в кристаллизации кремнезёма из горячих растворов (Ганеев, 1963). По мнению И. Г. Ганеева, указанные ионы будут обрывать протяжённые полиминеральные цепочки ортокремневой кислоты, в форме которой  $\text{SiO}_2$  находится в горячих водах, и замыкать их. В результате образуется кристаллическая решётка кварца. В отсутствие этих анионогенов происходит формирование длинных запутанных цепочек  $\text{SiO}_2$ . Это приводит к возникновению скоплений аморфного кремнезёма (опала, кристобалита, халцедона), что мы и наблюдаем в Забайкалье на так называемой предрудной стадии или, как было показано ранее, в тех структурах активизации, где не было эпитеpmальных месторождений. Однако при резком падении давления, что весьма характерно для близповерхностных месторождений, несмотря на присутствие ионов-минерализаторов, может произойти кристаллизация сплошных масс мелкозернистого кварца и, возможно, даже выпадание аморфного геля  $\text{SiO}_2$  как следствие уменьшения растворимости кремнезёма (Ганеев, 1963).

На средне-позднемезозойских плавиковошпатовых месторождениях Забайкалья А. Д. Щеглов выделяет в начале и конце рудного процесса так называемые кварцевые стадии при «среднем» положении собственно флюоритовой минерализации. В некоторых случаях кварцевые стадии проявляются весьма интенсивно при резко подчинённом значении плавиковошпатового оруденения. Нередко флюоритовые (кварц-флюоритовые) тела пересекают зоны окварцевания (Иванова, 1974). Сказанное, а также выделение кварц-аргиллизитовой формации, в которой аргиллизация является генерирующим полезный компонент метасоматическим процессом, а кремнезём – доминирующим ингредиентом жильной массы продуктивных тел (Мельников, 1988), подтверждает вывод о том, что кремнезёмное накопление в ОТМА развивалось независимо от рудогенеза и обязано своим происхождением широкомасштабным низкотемпературным процессам, там протекавшим.

Результаты микрохимических анализов водных вытяжек из пострудных выделений друзового и шестоватого кварца Иволгинского месторождения плавикового шпата (Западное Забайкалье) свидетельствуют (табл. 14) о повышенном содержании минерализаторов (в первую очередь  $\text{CO}_3^{2-}$ ) в гидротермах. Что касается халцедонидного кварца, так называемой предрудной стадии, то микрохимические анализы водных вытяжек из него отсутствуют. Вместе с тем косвенные наблюдения позволяют Р. З. Архипчуку (1980) уверенно предполагать, что отложение аморфного кремнезёма происходило из растворов, отличающихся от современных подземных вод Забайкалья лишь высокой температурой и значительной концентрацией кремнекислоты.

Таблица 14

Микроскопический состав и pH водной вытяжки из шестоватого кварца Иволгинского месторождения (Архипчук, 1980)

Единица измерения	Катионы						Анионы						pH
	Na	K	Ca	Mg	Ba	Σ	HCO <sub>3</sub>	Cl	F	SO <sub>4</sub>	HSiO <sub>3</sub>	Σ	
мг/250 мл	2,30	2,20	2,50	0,18	0,10	–	14,46	0,89	0,22	0,65	19,07	–	8,12
$\frac{\text{мг-экв}}{250 \text{ мл}}$	0,100	0,056	0,125	0,015	0,002	0,298	0,237	0,025	0,012	0,014	0,248	0,536	
$\frac{\text{мг-экв}\%}{250 \text{ мл}}$	33,5	18,80	42,0	5,0	0,700	100%	45,2	4,77	2,27	0,66	47,1	100%	

Микрохимический анализ газожидких включений в желтовато-сером флюорите Иволгинского месторождения показал (табл. 15), что во включениях находится карбонатно-фторидно-кальциевый раствор с повышенным содержанием кремнезёма; pH растворов 6,80–7,27. Образование этого флюорита произошло при температуре 250–150°C (Архипчук, 1980).

Таблица 15

Микроскопический состав и pH водной вытяжки из флюорита Иволгинского месторождения (Архипчук, 1980)

Единица измерения	Катионы					Анионы					pH
	Na	K	Ca	Mg	Σ	HCO <sub>3</sub>	Cl	F	HSiO <sub>3</sub>	Σ	
мг/250 мл	0,13	0,40	1,25	нет	–	1,44	0,28	0,54	3,71	–	6,8
$\frac{\text{мг-экв}}{250 \text{ мл}}$	0,006	0,010	0,062	–	0,078	0,024	0,008	0,028	0,048	0,108	
$\frac{\text{мг-экв}\%}{250 \text{ мл}}$	7,7	12,80	79,50	–	100%	22,3	7,20	26,0	44,50	100%	

Исследование газожидких включений только что упоминавшегося шестоватого кварца свидетельствует (см. табл. 14), что в них присутствует гидрокарбонатный кальциево-натриевый с повышенной концентрацией кремнезёма раствор. Последний имеет щелочную реакцию (pH = 8,12). Отложение пострудного кварца, как и ассоциирующего с ним кальцита, происходило при температуре 130–80°C (Архипчук, 1980). Кварцевые жилы на эпитеpmальных сульфидных и плавиковошпатовых месторождениях надо относить к жилам альпийского типа.

В этой связи нельзя согласиться с представлениями большинства геологов о том, что при возникновении месторождений плавикового шпата основная масса фтора мигрировала (в результате гидролитического разложения F-содержащих минералов) в форме  $\text{SiF}_4$  или  $[\text{SiF}_6]^{-2}$  и при образовании флюорита освобождавшийся кремний вызывал интенсивное окварцевание. Связано это с тем, что фугитивность  $\text{SiF}_4$  в эманациях ничтожно мала и главной формой отделения фтора в флюидную фазу является HF (Когарко, Кригман, 1981).

Приведённые данные заставляют коренным образом пересмотреть широко распространённое мнение о предрудной, рудной и послерудной стадиях окварцевания (окремления), которые, в соответствии с нашими

представлениями, теряют привычный смысл. Это позволяет с нетрадиционных позиций взглянуть на условия формирования убогих сульфидных руд, наметить дополнительные поисковые признаки на обнаружение новых и провести ревизионные работы эксплуатирующихся месторождений полиметаллически-флюоритовой формации.

Как отмечалось, помимо кварца в гидротермальных рудных телах большое участие принимают алюмосиликаты. Это, в частности, высокоглинозёмистые цеолиты (натролит, сколецит, томсонит, мезолит, анальцит, десмин, иногда ломонтит), а также смектиты, которые встречаются в жилах полиметаллически-флюоритовой формации и завершают рудный процесс (см. рис. 27–30). Сказанное позволило Ф. Я. Корытову выделить цеолит-флюоритовый тип месторождений. В. В. Архангельская, а также П. В. Комаров и Г. Н. Комарова (1986) на средне-позднемезозойских полиметаллических месторождениях Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье) установили самостоятельную цеолитовую и цеолит-смектитовую стадию минералообразования.

Из рис. 17, 18 следует, что формирование средне-позднемезозойских региональных цеолит-смектитовых (смектит-цеолитовых) метасоматитов Забайкалья сопровождалось мобилизацией из пород Na, Ca, Mg, Al и других элементов. Сообразно нашей модели, прекращение поступления летучих во флюидопроводники способствовало сближению состава гибридных и нисходящих растворов за счёт накопления в первых перечисленных компонентов. Охлаждение гибридных терм вмещающими породами в дренажных зонах приводило к синтезу вышеуказанных алюмосиликатов, залечивающих трещины и образующих жильные выполнения. При этом в развитии жильных цеолитов наблюдается определённая закономерность. Формирование десмина происходило на самом позднем этапе, что не случайно. Среди всех высокоглинозёмистых цеолитов полиметаллически-флюоритовой формации десмин (стильбит) ближе всех стоит по химическому составу к клиноптилолиту. Он же, в отличие от перечисленных жильных аналогов, постоянно ассоциирует с кальциевым смектитом, подобно тому как клиноптилолит в низкотемпературных региональных метасоматитах генетически связан со смектитами. Напомним, что минералы группы монмориллонита являются тем продуктом, которым венчается гидротермальный процесс. Смектиты представляют собой «эмбриональную» кристаллическую фазу, которой заканчивается история развития целой серии породообразующих минералов.

Таким образом, «отмирание» рудного процесса (т. е. прекращение поступления в зону смещения соединений хлора, фтора и других летучих компонентов) приводило к конвергенции продуктов жильного и тесно сопряжённого с ним гидротермально-метасоматического минералообразования. Связано это с выравниванием состава гибридных и нисходящих гидрокарбонатных растворов. После полного завершения рудогенеза широкомасштабные низкотемпературные процессы (если они ещё продолжались) являлись единственными в структурах активизации. Это совпадает с наблюдениями В. А. Головина и О. В. Андреевой (1984), показавшими отчётливо наложенный характер цеолит-смектитовых метасоматитов на мезозойские грейзены и березиты ОТМА, содержащие полиметаллическое оруденение.

Выше говорилось, что хлоридная модель не может объяснить переноса глинозёма в интервале кислых pH (определённом в газо-жидких включениях) для синтеза алюмосиликатов жильных рудных тел. По мнению И. Г. Ганеева (1984), наиболее подходящую обстановку для мобилизации алюминия, как и кремния, создают щелочные растворы. Это прекрасно совпадает с нашей моделью, предусматривающей широкомасштабную низкотемпературную деятельность в дейтероорогенных областях, где гидротермальные процессы протекали при повышенных значениях pH. Как известно, смектит-цеолитовая (цеолит-смектитовая) ассоциация является индикатором щелочных условий минералообразования. Сказанное подтверждается и повышенными значениями pH 8,12 гибридных «отработанных» растворов пострудного этапа (см. табл. 14).

Таким образом, дифференцированное отделение магматических эманаций от внедряющихся в водообильные структуры мантийных щелочно-базальтовых интрузий и взаимодействие их с нисходящими горячими водами гидротермальных систем ОТМА приводило к появлению в зоне смешения гибридных рудообразующих растворов с закономерно меняющимися физико-химическими параметрами. Изменение состава, температуры, щёлочности, окислительно-восстановительного потенциала гибридных растворов определяло последовательную смену во времени жильных и околотрещинных рудных и рудосопровождающих минеральных парагенезисов сульфидно-флюоритовой формации. Принципиально важно подчеркнуть универсальный характер дегазации мантийных расплавов, обуславливающий общие для большинства эпитептермальных месторождений специфические черты. Такой подход к проблеме позволяет с совершенно новых позиций взглянуть на генезис, характер околорудных изменений и некоторые геохимические особенности сульфидно-плавиковошпатовой минерализации тех месторождений ОТМА, где отсутствовали в период их формирования эвапоритовые отложения.

## Глава 6. ЭНДОГЕННАЯ АККУМУЛЯЦИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ

Считается, что породами-концентраторами и, соответственно, индикаторами на цезий в вулканогенных толщах являются кислые вулканические стёкла – перлиты и сваренные витрокластические туфы. Содержание цезия в вулканических стёклах как в пределах отдельных палеовулканов, так и для всей территории бывшего СССР колеблется в весьма широких пределах – от 0,0002 до 0,4% Cs<sub>2</sub>O. По мнению ряда исследователей, это даёт основание рассматривать вулканические стёкла как возможное сырьё на цезий.

Одни геологи (Шатков, 1971) выдвигают гипотезу о первично-магматическом, другие (Лебедева, 1973, 1981) – о гидротермальном происхождении цезия в вулканогенных породах. Для решения этих вопросов



автором впервые на территории Забайкалья изучалось поведение лития, рубидия и цезия в последовательном ряду продуктов постмагматического изменения кислых вулканических стёкол Мухор-Талинского и Холинского месторождений (Коробов, Ульзутуев, 1985<sup>1</sup>, 1988).

Распределение редких щелочных металлов анализировалось в метасоматитах по гиалотуфам, представленным следующими минеральными ассоциациями: клиноптилолит + (сметит + кристобалит); клиноптилолит + морденит + (сметит + кристобалит); морденит + (иллит-сметит + кристобалит); морденит + (адуляр + кристобалит + иллит-сметит); кристобалит + морденит + адуляр + (гидрослюда); кристобалит + адуляр + (морденит + гидрослюда). Напомним, что последовательный ряд этих минеральных ассоциаций отражает градиент температуры и щёлочности, существовавший в гидротермальных системах забайкальского типа в период тектономагматической активизации. Кроме того, исследовались массивные флюидалные свежие, а также частично смектитизированные и цеолитизированные вулканические стёкла, глинистые метасоматиты по перлитам и флюидалные трахириолиты (табл. 16).

Таблица 16

Концентрация редких щелочных металлов в свежих, цеолитизированных и аргиллизированных юрских породах Западного Забайкалья, г/т

№	Количество образцов	Li	Rb	Cs	Li : Rb : Cs
1	2	3	4	5	6
1	6	$\frac{6,0-10,0^*}{8,0}$	$\frac{100,0-160,0}{126,7}$	$\frac{0,0-20,0}{6,7}$	1 : 0,8 : 15,8
2	4	$\frac{0,0-8,0}{2,0}$	$\frac{81,0-140,0}{105,3}$	$\frac{0,0-30,0}{13,0}$	1 : 6,5 : 52,5
3	14	$\frac{0,0-8,0}{3,3}$	$\frac{38,0-130,0}{101,1}$	$\frac{0,0-60,0}{24,4}$	1 : 7,4 : 30,6
4	6	$\frac{0,0-10,0}{4,5}$	$\frac{100,0-140,0}{116,7}$	$\frac{6,0-62,0}{27,2}$	1 : 6,0 : 25,9
5	10	$\frac{0,0-20,0}{6,8}$	$\frac{82,0-150,0}{127,2}$	$\frac{0,0-23,0}{13,0}$	1 : 1,9 : 18,7
6	3	$\frac{0,0-8,0}{2,7}$	$\frac{100,0-190,0}{133,3}$	$\frac{11,0-35,0}{25,0}$	1 : 9,3 : 49,4
7	3	$\frac{0,0-6,0}{2,0}$	$\frac{98,0-210,0}{169,3}$	$\frac{16,0-58,0}{33,7}$	1 : 16,8 : 84,7
8	3	$\frac{6,0-10,0}{8,0}$	$\frac{140,0-190,0}{163,3}$	$\frac{0,0-6,0}{2,0}$	1 : 0,3 : 20,4
9	3	$\frac{14,0-16,0}{14,7}$	$\frac{100,0-130,0}{113,3}$	$\frac{0,0-6,0}{4,0}$	1 : 0,3 : 7,7
10	4	$\frac{0,0-12}{3,0}$	$\frac{9,0-140,0}{71,3}$	$\frac{0,0-19,0}{7,3}$	1 : 2,4 : 23,8

\*) В числителе – минимальное и максимальное, в знаменателе – среднее значение содержаний.

Примечание. Холинское месторождение: 1 – минеральная ассоциация клиноптилолит + (сметит + кристобалит). Месторождение Мухор-Тала, минеральные ассоциации: 2 – клиноптилолит + морденит + (сметит + кристобалит); 3 – морденит + (иллит-сметит + кристобалит); 4 – морденит + (калишпат + кристобалит + иллит-сметит); 5 – кристобалит + морденит + калишпат + (гидрослюда); 6 – кристобалит + калишпат + (морденит + гидрослюда); 7 – стекло кислое коричневое цеолитизированное и смектитизированное; 8 – стекло кислое массивное флюидалное свежее; 9 – трахириолит свежий; 10 – монтмориллонитовый метасоматит по цеолитолиту. Определение Li, Rb и Cs проводилось методом пламенной фотометрии при чувствительности (1-6) · 10<sup>-4</sup>% Li<sub>2</sub>O; (1-5) · 10<sup>-4</sup>% Rb<sub>2</sub>O и (1-6) · 10<sup>-4</sup>% Cs<sub>2</sub>O.

Из табл. 16 видно, что во всех исследованных образцах Холинского и Мухор-Талинского месторождений, литий присутствует в крайне малых количествах, которые в несколько раз уступают кларку кислых пород, по А. П. Виноградову (1962).

В кислых вулканиках и продуктах их гидротермального изменения установлен значительный разброс концентраций рубидия (9,0–210,0 г/т). Максимальное содержание рубидия отмечается в массивном свежем (в среднем 163,0 г/т) и частично цеолитизированном и смектитизированном (169,3 г/т) вулканическом стекле, что ниже кларка кислых пород, по А. П. Виноградову. Минимальная концентрация этого элемента (в среднем 71,3 г/т) выявлена в глинистых метасоматитах (гидротермальных аргиллитах), сложенных смектитом. В целом же цеолитизация приводит к выносу рубидия из вулканических стёкол или, по крайней мере, не способствует его накоплению.

Концентрации цезия в анализированных породах варьируют в значительно более узких пределах, чем рубидия, – от уровня, который ниже чувствительности анализа, до 62,0 г/т, что в 12 с лишним раз превышает кларк кислых пород, по А. П. Виноградову. Максимальное содержание цезия (в среднем 33,7 г/т) отмечается в цеолитизированных и смектитизированных вулканических стёклах, а минимальное – в свежем массивном стекле (в среднем 2,0 г/т), трахириолитах (в среднем 4,0 г/т) и глинистых метасоматитах по цеолитизированному гиалотуфу (в среднем 7,3 г/т). В цеолитолитах и цеолитсодержащих метасоматитах Мухор-Талы средние концентрации Cs<sub>2</sub>O меняются от 13,0 до 27,2 г/т. Таким образом, в цеолитизированных кислых вулканических стёклах наблюдается аккумуляция цезия.

Л. И. Лебедева (1981) называет цезиеносными вулканические стёкла с содержанием Cs<sub>2</sub>O не менее 0,1%. Как правило, все ураганские концентрации цезия (1200–3500 г/т) приурочены к кислым витрокластическим сварным туфам (Лебедева, Шаткова, 1975). Демонстрируемый Л. И. Лебедевой материал по распределению

редких щелочей в вулканических стёклах и вмещающих их породах на участке Бугутуй (Лебедева, 1973) свидетельствует о том, что повышенные содержания цезия (0,03–0,65%) приурочены почти исключительно к зонам интенсивного изменения перлитов. Автор не указывает, какой характер перерождения они испытали. Вместе с тем отмечается, что такое изменение сопровождается ростом содержания кальция и воды ( $\text{H}_2\text{O}^-$ ) в вулканических стёклах, которое, в свою очередь, прямо пропорционально увеличению концентрации цезия в перлитах (Кременецкий и др., 1973; Лебедева, 1973, 1981; Лебедева, Шаткова, 1975). Специальные исследования, проведённые нами в Забайкалье, показали (см. рис. 15), что такой химизм преобразования стёкол сопряжён с их цеолитизацией.

Ошибочность представлений Л. И. Лебедевой (1973, 1981) о сохранении структуры кислого богатого щелочами стекла при постмагматическом «пропаривании» хлоридно-натриевыми или хлоридно-кальциевыми термами привела к неправильной трактовке ионнообменных замещений в системе раствор – порода. Перлиты средне-позднемезозойских кальдер и вулкано-тектонических депрессий Забайкалья испытали значительную цеолитизацию с перерождением гиалотуфов в клиноптилолитовые и (или) морденитовые метасоматиты. Поэтому в момент поступления фтороносных и цезиеносных растворов, когда широкомасштабные низкотемпературные постмагматические процессы проявились уже достаточно активно (Коробов, 1988<sub>2,3</sub>), ионный обмен  $\text{Cs}^+ - \text{Na}^+$  или  $\text{Cs}^+ - \text{K}^+$  осуществлялся не на кислом вулканическом стекле, а на высококремнистом цеолите. Цеолитолиты, слабо проницаемые для последующих фторо- и цезиеносных глубинных растворов, генетически связанных с щёлочно-базальтовыми малыми интрузиями, зачастую могут и не содержать высоких концентраций Cs. Но в менее сваренных витрокластических туфах, а также на участках повышенной трещиноватости в перлитах наряду с доминирующими цеолитами развивались смешанослойные иллит-сметитовые образования и (или) собственно сметиты. Эти породы могли легко пропариваться более поздними F-Cs погонами с формированием цезиеносных метасоматитов. Такая тенденция в распределении цезия отражена, в частности, в табл. 16.

Г. И. Арсанова (1969, 1974) и С. И. Набоко (1980) пришли к выводу, что высокие концентрации редких щелочных металлов (особенно Li и Cs) в гидротермах областей активного вулканизма не обусловлены выщелачиванием из вмещающих пород, но имеют магматическое происхождение. Наличие тесной геохимической связи с фтором общеизвестно. В соответствии с теоретическими представлениями Л. Н. Когарко и коллег (Когарко, Рябчиков, 1961, 1978; Когарко, Кригман, 1981), а также И. А. Меняйлова (1971), условия отделения фтора в магматической газовой фазе (помимо P и T) являются функцией химического состава силикатного расплава. Фтор накапливается в конечных продуктах дифференциации как толеитовых, так и щёлочно-базальтовых серий. Остывание и раскристаллизация последних, а также гидролитическое разложение этих частично консолидированных на глубине пород под действием циркулирующих горячих вод вызывали мобилизацию фтора. При этом исключительная способность цезия вступать в соединения с фтором (Гинзбург, Ставров, 1969) приводила к резкому несоответствию содержания редких щелочных металлов во флюидах из базальтовой и андезито-базальтовой мантийной магмы ( $\text{Li} : \text{Cs} : \text{Rb} = 1 : 5000 : 20$ ) в сравнении с эксгалациями кислого корового расплава (соответственно 1 : 0,1 : 0,1) (Набоко, Главатских, 1985).

Исходя из теоретических представлений С. И. Набоко и С. Ф. Главатских присутствие повышенных количеств цезия (в меньшей степени рубидия) в горячих растворах и продуктах постмагматического изменения должно свидетельствовать о связи гидротерм с глубинными мантийными магмами. Последнее обстоятельство, по мнению А. Д. Щеглова (1969, 1976), обусловило развитие в ОТМА эпитептермального флюорита. Можно предполагать, что цезий и фтор в Забайкалье имели один и тот же магматический источник. Подтверждением этого служит выявление генетической связи флюоритовой минерализации с повышенными концентрациями цезия в осадочно-вулканических породах ОТМА (Серёжников, 1979; Юшко, 1979). Цезиеносные «вулканические стёкла» локализованы главным образом в Восточном Забайкалье, т. е. пространственно совпадают с районами интенсивного развития флюоритового оруденения. Так, в Южном Приаргунье на площади около 1,0 тыс. км<sup>2</sup> выявлено более 60 месторождений и проявлений плавикового шпата. Средние содержания цезия в разной степени изменённых перлитах Приаргунья и Ононской впадины варьируют в пределах 129,0–1759,0 г/т (табл. 17). На территории Западного Забайкалья, значительно уступающего по интенсивности флюоритонакопления Восточному Забайкалью, цеолитизированные перлиты Ортинского и Данайского участков Могзонской впадины, а также Мухор-Талинского и Бадинского палеовулканов содержат всего лишь 18,0–47,0 г/т  $\text{Cs}_2\text{O}$ . Исключение составляет Родниковский участок Бадинского палеовулкана, где концентрация цезия достигает 179,0 г/т (Лебедева, 1981).

Приведённые данные позволяют уверенно предполагать, что в Приаргунье и Ононской впадине рудогенерирующими очагами гидротермальных систем были преимущественно мантийные расплавы, а в Западном и Центральном Забайкалье наблюдается более глубокая генетическая связь термальных вод с кислым коровым магматизмом, который там в период средне-мезозойской активизации имел грандиозные масштабы. По этой причине в последнем случае отмечается в целом очень слабое мезозойское гидротермальное оруденение (Семинский, 1980). Напомним в этой связи, что гидротермальные системы забайкальского типа возникали, согласно теоретическим представлениям А. Дж. Эллиса (1970), при погребении стекловатыми продуктами извержений озёрных ванн и разогревании коллекторов поглощённых вод большого объёма. По всей вероятности, с этим моментом сопряжено превращение средне-поздне-мезозойских структур активизации Забайкалья в гидротермальные системы, которые после этапа разогрева начинали охлаждаться, а сам гидротермальный процесс приобретал регрессивную направленность (Коробов, 1986<sub>1,3</sub>, 1988<sub>2,3</sub>; Коробов, Ульзутуев, 1984, 1985<sub>1,2</sub>).

Поскольку А. Р. Файзиев и А. В. Коплус (1987) доказали совместный перенос фтора, цезия, рубидия и лития в гидротермальных растворах, из которых формируется флюорит, плавикообразование и возникновение богатых цезием «перлитов» правомерно рассматривать как порождение одного и того же постмагматического процесса. Наиболее благоприятными породами для концентрации в них цезия, обладающего большим

Среднее содержание (г/т) редких щелочных металлов в гидротермально измененных вулканических стёклах Забайкалья (Лебедева, 1981)

№	Число наблюдений	Li	Cs	Rb	Li : Cs : Rb
1	85	7,4	24,4	164,0	1 : 3,3 : 22,5
2	14	26,0	47,0	369,0	1 : 1,8 : 14,2
3	4	37,0	179,0	326,0	1 : 4,8 : 8,8
4	26	13,0	25,4	206,0	1 : 2,0 : 15,8
5	5	21,0	991,0	225,0	1 : 47,2 : 10,7
6	30	36,0	1724,0	276,0	1 : 47,9 : 7,7
7	9	3,2	516,0	179,0	1 : 161,3 : 55,9
8	2	28,0	129,0	282,0	1 : 4,6 : 10,1
9	7	18,0	168,0	1213,0	1 : 9,3 : 67,4
10	7	25,0	1730,0	624,0	1 : 69,2 : 25,0
11	7	44,0	173,0	609,0	1 : 3,9 : 13,8
12	9	14,0	260,0	240,0	1 : 18,6 : 17,1
13	4	21,0	1759,0	584,0	1 : 83,8 : 27,8
14	36	46,0	404,0	350,0	1 : 8,8 : 7,6

Примечание. 1 – Мухор-Талинское месторождение; 2, 3 – Бадинский палеовулкан (2 – Закульгинское месторождение перлита, 3 – Родниновский участок); 4 – Могзонская впадина, Ортинский участок; 5, 6, 14 – Ононская депрессия (5 – участок Куралга, 6 – Джаргалантуевский палеовулкан, 14 – участок Улетуй); 7, 8 – Южно-Аргунская депрессия (7 – Абагайтуй, 8 – Маркосиха); 9 – Тулукуевский палеовулкан; 10 – участок Балагуй; 11–13 – Северо-Аргунская впадина (11 – участок Булдуруй; 12 – Тарасовское и 13 – Ильинское месторождение перлита).

размером иона (1,65 Å), являются цеолитолиты (Челищев и др., 1988; Šeranič et al., 1987) из провинций, обогащённых фтором. Классическим примером таких районов является Центрально-Азиатская флюоритоносная провинция, которая одновременно рассматривается автором (Коробов, 1989<sub>1</sub>, см. рис. 19) и как провинция цеолитоносная.

Месторождения флюорита и цезиеносные «вулканогенные» стёкла в большинстве случаев находятся в средне-позднемезозойских наложенных структурах, что свидетельствует о сходстве условий их образования. Исключительно высокая проникающая способность фтора и его летучих соединений по глубинным разломам обусловила их появление в той или иной степени во всех без исключения наложенных структурах региона.

Эпитермальное оруденение, как отмечалось, возникло в обстановке меняющегося режима внешнего давления, что сопровождалось отсосом и нисходящим перемещением горячих вод гидротермальных систем забайкальского типа и смешением их с восходящими глубинными термами (металлоносными растворами). При этом если в наложенных структурах размещался аргиллизированный кислый витрокластический материал (бентонитовые месторождения Тулдон, Ново-Ильинское, соответственно, Еравнинская и Оловская вулканоседиментационные депрессии), то флюорит в заметных количествах образовываться не мог, так как кальций, находящийся в поверхностных и питающих гидротермальную систему водах, шёл на преобразование диспергированного стекла в смектит. В таких случаях происходило рассеивание фтора и цезия, хотя последний частично сорбировался глинистыми частицами. Если аргиллизировались вулканы повышенной основности (Эгитинское рудное поле, проявление бентонитов Таряты), освобождённый из них  $\text{Ca}^{+2}$  в момент смешения с фтороносными погонями связывался в плавиковый шпат и F исключался из гидротермального процесса. Подвижные ионы  $\text{Rb}^{+}$  и  $\text{Cs}^{+}$  включались в динамику пластовых вод и рассеивались, частично накапливаясь на агрегатах смектита. В смежных вулканотектонических депрессиях (Мухор-Талинская, Хуртейская и др.) и палеокальдерах, где были сосредоточены цеолитизированные кислые вулканические стёкла, отсос растворов и смешение их с восходящими металлоносными термами не приводили к формированию ощутимых концентраций флюорита. Обуславливалось это острым дефицитом ионов  $\text{Ca}^{+2}$ , шедших на построение клиноптилолитового и (или) морденитового каркасов по стеклу. В такой обстановке цезий, обладающий чрезвычайной способностью к сорбции, аккумуляровался цеолитами.

Наличие плавиковошпатовой минерализации в ОТМА может свидетельствовать о присутствии цезиеносных цеолитолитов. В этой связи, помимо Восточного Забайкалья и Ононской депрессии, особый интерес представляет восточная территория Монголии, входящая в состав Центрально-Азиатской цеолитоносной провинции (Коробов, 1989<sub>1</sub>), где расположен внутриконтинентальный Монголо-Приаргунский вулканический пояс, известный значительным скоплением месторождений эпитермального флюорита.

Специфика генетической связи Cs с породами контрастной риолит-базальтовой формации ОТМА, видимо, состоит в поступлении цезия из мантийных базальтовых магм в горячие воды гидротермальных систем забайкальского типа и аккумуляции его в цеолитизированных кислых стёклах коровых вулкаников. Наиболее высокие концентрации Cs в эндогенных образованиях можно ожидать в вулканотектонических депрессиях с находящимися в них кислыми экструзивами и палеокальдерах тех районов ОТМА, где гидротермальные системы были связаны с подкоровыми зонами.

## Глава 7. ЭНДОГЕННОЕ УРАНОАКОПЛЕНИЕ

Районы развития эндогенных урановых месторождений приурочены почти исключительно к ОТМА зрелой земной коры континентального типа. Надёжным признаком проявления такой активизации служат эпitherмальные месторождения флюорита. Поэтому плавиковый шпат часто наблюдается на месторождениях U, сформированных при активизации древних консолидированных структур, где образовывались настуран-флюорит-сульфидная, настуран-флюоритовая и другие гидротермальные ураноносные формации (Щеглов, 1976; Жовинский, Кураева, 1987).

Г. А. Шатков, Л. Н. Шаткова, Е. Н. Гуцин, И. С. Модников и И. В. Сычѳв отмечают, что в ОТМА возникали вулканотектонические впадины с протекавшими в них процессами эруптивной и гидротермальной деятельности, которые привели к формированию урано-флюоритовых месторождений. Надо подчеркнуть, что наиболее продуктивная гидротермальная урановая минерализация в областях континентального вулканизма приурочена именно к вулканотектоническим структурам.

Приведѳнные данные свидетельствуют о тесной генетической связи флюоритовой и урановой минерализации в ОТМА. Г. А. Шатков показал, что о масштабах выноса урана из вулканогенных пород можно судить по обилию эпitherмального плавикового шпата. Вместе с тем специфика гидротермальных процессов, протекавших в наложенных структурах активизации и опосредовавших рудоотложение, нередко приводила к пространственному разобщению промышленных скоплений флюорита и урана (Коробов, 1991<sup>2,3</sup>).

Специальное исследование В. Л. Барсуковым и его коллегами (1972) условий образования месторождений урана в вулканических депрессиях ОТМА показало, что миграция основных рудообразующих элементов может осуществляться в растворах разного состава, отличающихся неодинаковой реакцией. В нейтральных и щелочных гидротермах, содержащих  $H_2CO_3$ , главнейшую роль в переносе U играли карбонатные комплексные ионы уранила. Многие исследователи считают карбонатную форму переноса основной для ураноносных гидротерм. При кислотных же реакции рудоносных растворов на первый план в переносе U выступают уранилфторидные и уранилсульфатные комплексные ионы. В форме этих комплексов кислые гидротермы также способны переместить значительные количества урана.

Если U переносился в нейтральных или щелочных растворах, понижение их щѳлочности может явиться основной причиной выпадения урана в осадок (Наумов, 1978). Если же уран транспортировался кислыми водами в виде уранилфторидных или уранилсульфатных комплексов, то повышение щѳлочности и нейтрализация этих растворов приводят к осаждению из них радиоактивного элемента (Барсуков и др., 1972; Наумов, 1961).

По мнению А. Д. Щеглова и многих других геологов, флюоритовые (уран-флюоритовые) месторождения ОТМА парагенетически связаны с глубинными интрузиями основных щелочных пород. Во второй главе было показано, что при их внедрении хлор в основной своей массе выносился, увлекая с собой Zn, Pb, Cu, Fe, Au, Co, Ni, а U, подобно F, накапливался в поздних продуктах магматизма (Наумов, 1961). Со временем сепарация хлора (стадия полиметаллического оруденения) постепенно сменялась более низкотемпературным гидролитическим разложением F-содержащих минералов частично раскристаллизованных на глубине интрузий под действием горячих растворов. В таких случаях из вулканических мобилизовалось значительное количество F совместно с U и образовывались эндогенные урановые месторождения. Сказанное подтверждается многочисленными анализами газово-жидких включений, выполненными во Всесоюзном институте минерального сырья (ВИМС) (Хитаров и др., 1980, 1982), которые показывают, что ураноносные гидротермальные растворы содержали фтор. Важно в этой связи подчеркнуть, что в пределах урановорудных провинций и районов гидротермальное полиметаллическое оруденение постоянно предшествует урановой минерализации.

При гидролитическом разложении изверженных пород радиоактивный элемент транспортировался кислыми горячими растворами в форме уранилфторидных комплексных ионов (Барсуков и др., 1972; Наумов, 1961, 1978).

Гидрокарбонатный метасоматоз в гидротермальных системах забайкальского типа протекал в щелочной-близнеитральной средах при активном участии вадозных богатых кислородом вод. Это, в соответствии с теоретическими соображениями В. Л. Барсукова и его коллег (1972), приводило к окислению и выносу U из аргиллизующихся разнообразных по составу пород в виде уранил-карбонатных комплексов. Однако не все вулканические, в том числе перлиты, в одинаковой степени подвергались низкотемпературному перерождению. В частности, в Тулукуевской кальдере Восточного Забайкалья известны находки литоидных кислых вулканических стѳкол ( $J_2-K_1$ ) слабо смектитизированных и клиноптилолитизированных с высоким содержанием урана ( $13,5 \cdot 10^{-4}$ – $21,0 \cdot 10^{-4}\%$ ) и фтора (0,23–0,32%) (Левин и др., 1990; Высокоостровская и др., 1974). Проницаемые витрокластические (и в частности, кислые) породы ОТМА практически нацело смектитизировались и цеолитизировались, теряя при этом значительное количество урана, унаследованного от магматической предыстории. Именно поэтому цеолит-смектитовые (смектит-цеолитовые) метасоматиты сами по себе не являются ураноносными, не представляют ту благоприятную минеральную среду, где легко осуществляется обратимый процесс аккумуляции – мобилизации урана (Катаяма и др., 1976). Какая из двух тенденций возобладает, зависит от дальнейшей эволюции гидротермального процесса. В Забайкалье, как уже отмечалось, нарушена синхронность вулканических и плутонических явлений, контролирующей постмагматическую активность. Там гидротермальная деятельность развивается в два этапа и связана как с поверхностным магмопроявлением (ранняя стадия), так и с плутоническими явлениями (завершающая стадия). С первым этапом сопряжено появление

гидротермальных аргиллизитов, которые в ОТМА образуют самостоятельную формацию, занимающую вполне определённое место в гомологическом ряду метасоматитов. Более поздние ураноносные растворы отделялись от глубинных базальтоидных интрузий и взаимодействовали с этими метасоматитами.

В процессе гидролитического разложения интрузий U в виде уранил-фторидных (и, вероятно, в какой-то степени уранил-сульфатных) комплексов поступал с кислыми растворами в гидротермальные системы, где господствовала щелочная-близнеутральная обстановка минералообразования, обуславливающая широко-масштабную смектитизацию и цеолитизацию. Присутствие в рудоносных растворах сульфатной серы (наряду с фтором) показывают результаты анализов газово-жидких включений (Хитаров и др., 1980, 1982). Как известно, устойчивость в растворе комплексного иона урана зависит, с одной стороны, от изменения щёлочности среды (в значительно большей степени, чем изменение Eh), а с другой – от концентрации несвязанного адденда (Наумов, 1961, 1978). Эти обстоятельства определяют неодинаковый механизм осаждения урана в разных гидротермальных обстановках структур активизации.

Так, если в наложенных депрессиях размещался аргиллизированный кислый витрокластический материал, то флюорит в заметных количествах образовываться не мог, так как кальций, находящийся в поверхностных и питающих гидротермальную систему водах, шёл на преобразование диспергированного стекла в монтмориллонит (Коробов, 1988<sub>2,3</sub>). Аргиллизация протекала в слабощелочных условиях. В кислых уранил-фторидных (вероятно, частично уранил-сульфатных) растворах, попадавших в такую обстановку, катастрофически быстро менялась щёлочность, что приводило к активному распаду комплексных ионов урана и его массовому осаждению. Ионнообменные и сорбционные свойства смектитов обуславливали избирательную аккумуляцию радиоактивного элемента, что находится в соответствии с теоретическими соображениями Н. Катаяма и его соавторов (1976). Именно поэтому оруденение в таких случаях контролируется зонами глинистого изменения, никогда не выходит за их пределы и, как правило, приурочено к участкам максимального развития глинистых минералов, что отмечают О. В. Андреева и В. А. Головин (1979).

Поскольку истечение гидротермальных, в том числе и ураноносных растворов наиболее активно протекало вдоль контактов аргиллизированных туфов со вмещающими осадочными или другими породами, рудные залежи приобретали пластообразный характер залегания. Этому способствовало и то обстоятельство, что в структурах активизации развивались стратиформные месторождения бентонитов и высококремнистых цеолитов. Всё это приводило к тому, что характерной особенностью гидротермальных урановых месторождений ОТМА, сопряжённых с кислыми изверженными образованиями, являются их пластообразный тип, а также метакolloидная структура и дисперсный характер рудных минералов, тонкорассеянных во вмещающих породах. Столь же типичным для вулканических депрессий является и минеральный состав U руд, представленный, как правило, коффинитом и настуром. Появлению коффинита способствовал находящийся в щелочных гидротермах свободный кремнезём, мобилизующийся в процессе цеолитизации и смектитизации изверженных образований. Это совпадает с выводом И. М. Баюшкина и Ю. П. Дикова о том, что силикаты U формируются в щелочной обстановке гидротермального рудообразования.

Фтор при таких процессах рассеивается, и в настоящее время не наблюдается видимой связи ураноаккумуляции с флюоритообразованием. Единственным свидетельством последнего служат наложенные на гидротермальные аргиллиты низкотемпературные альбит, ортоклаз и карбонаты, сингенетичные плавиковому шпату, но часто в силу названных причин разобщённые с ним пространственно. О. В. Андреева и её соавторы (1979, 1990) относят альбитовую и карбонатную минерализацию в ОТМА к урановым рудосопровождающим метасоматитам.

Если в структурах активизации аргиллизировались вулканы повышенной основности, освобождавшийся из них  $Ca^{+2}$  в момент смешения с фтороносными богатыми уранил-фторидными комплексами растворами связывался в плавиковый шпат. Это приводило к совместной кристаллизации в жилах урана (в виде настурана) и флюорита, причём подавляющая часть настурана образовалась позже плавика, что, с нашей точки зрения, было обусловлено резким сокращением в гидротермах концентрации несвязанного адденда ( $F^-$ ). Сказанное находится в соответствии с теоретическими представлениями Ю. М. Дымкова, В. Л. Барсукова и Г. Б. Наумова.

В вулкано-тектонических депрессиях и палеокальдерах, где были сосредоточены цеолитизированные кислые вулканические стёкла, отсос растворов и смешение их с восходящими F-, U-носными термами не приводили к формированию ощутимых количеств флюорита. Обуславливалось это острым дефицитом ионов  $Ca^{+2}$ , шедших на построение клиноптилолитового и (или) морденитового каркасов по стеклу. В такой обстановке происходила резкая нейтрализация кислых уранил-фторидных (и, вероятно, уранил-сульфатных) вод на контакте с цеолитами, что сопровождалось разрушением комплексных ионов урана и активной сорбцией радиоактивного элемента. Сказанное объясняется прекрасными ионообменными свойствами и структурными особенностями цеолитов (наличием у них большого числа полостей и каналов) и подтверждается наблюдениями на рудном поле Тоне в Японии (Катаяма и др., 1976), где гейландит и клиноптилолит содержат до 1% сорбированного из гидротермальных растворов урана.

Однако надо помнить, что цеолитолиты ОТМА, возникающие по сваренным витротуфам в закрытой (близкой к автоклавной) обстановке, являются слабо проницаемыми для последующих фторо- и ураноносных растворов и зачастую могут не содержать высоких концентраций U. Но в менее сваренных стекловатных туфах, а также на участках повышенной трещиноватости или на контактах с другими породами в перлитах, наряду с доминирующими цеолитами, развиваются смектиты и (или) иллит-смектитовые смешанослойные образования. По этим проницаемым направлениям вдоль стратиформных скоплений морденита и клиноптилолита могли циркулировать более поздние богатые F- и U-гидротермы с формированием пластообразных ураноносных метасоматитов. Оруденение представлено коффинитом и настуром (Андреева, Головин, 1979). Здесь, как и в случае аргиллизации кислых пород, фтор в основной своей массе рассеивается.

Из изложенного становится очевидно, что отсутствие видимой связи с магматизмом на телетермальных месторождениях U объясняется опосредующей ролью в рудоотложении широкомасштабных низкотемпературных процессов.

Сложное сочетание региональных и локальных гидротермальных процессов (затронувших преимущественно кислые вулканы), при которых поведение U было прямо противоположное, привело к наиболее контрастной перегруппировке элемента в толщах игнимбритов и вулканических стёкол структур активизации. Такая направленность процесса является типичной при урановом рудообразовании в областях континентального вулканизма.

И. С. Модников, И. В. Сычёв, а также Б. Л. Рыбалов и Б. И. Омеляненко (1989) отмечают, что другой не менее характерной чертой урановорудных провинций и районов является обогащённость кислых вулканических стёкол редкими щелочами, и в частности цезием. Только что было показано, что кислые вулканические стёкла ОТМА испытывают в ряде случаев значительную цеолитизацию и смектитизацию. В предыдущем разделе доказывалось, что породами-концентраторами и, соответственно, индикаторами на Cs (Rb) были цеолитизированные (и смектитизированные) гиалотуфы.

Приведённые данные говорят о том, что в вулкано-тектонических структурах ОТМА при эпитептермальном рудогенезе из одних и тех же сходных металлоносных растворов образуются два типа урановых месторождений – собственно жильные и стратиформные (пластообразные) сорбционной природы. Сорбционную природу имеют также редкие щелочные металлы (в первую очередь Cs и Rb), ассоциирующие с U.

Таким образом, изложенный материал позволяет констатировать следующее.

Приуроченность эндогенных урановых месторождений к ОТМА, видимо, объясняется тем, что только в пределах зрелой континентальной коры могло сочетаться возникновение гидротермальных систем забайкальского типа в наложенных структурах с внедрением в них в более позднее время глубинных интрузий. С одной стороны, это предотвращало рассеивание в атмосферу дифференцированно отделяющихся магматических эманаций от субвулканических тел, что способствовало наиболее полному вовлечению их в гидротермальный процесс, с другой – обеспечивало появление закономерного ряда гидротермальных рудных месторождений как отражение универсального характера дегазации мантийных расплавов, в котором месторождения урана занимают вполне конкретное место. Отсутствие видимой связи с магматизмом на телетермальных месторождениях U объясняется опосредующей ролью широкомасштабных низкотемпературных гидротермальных процессов при рудоотложении.

В структурах активизации консолидированных зон были разные гидротермальные обстановки минералообразования, в которых реализовался неодинаковый механизм осаждения урана. Перенос U при эпитептермальном рудогенезе осуществлялся кислыми растворами главным образом в виде комплексных уранил-фторидных соединений. Из них возникают два типа урановых месторождений: собственно жильный и стратиформный (пластообразный) сорбционной природы. Первый образуется при взаимодействии восходящих F-, U-носных растворов с нисходящими богатыми  $\text{Ca}^{+2}$  термами, а второй – при нейтрализации этих растворов щелочными горячими водами и сорбции урана цеолитами и смектитами. Жильная урановая минерализация, ассоциирующая с плавиковым шпатом, как правило, пространственно сопряжена с зонами аргиллизации пород повышенной основности, а стратиформная (сорбционная) – с участками аргиллизации и цеолитизации кислых витротуфов (перлитов). При этом с флюоритом уран почти не ассоциирует. Стратиформные залежи урановорудных тел сорбционной природы являются новым перспективным типом месторождений ОТМА.

Особенность генетической связи урана (цезия и рубидия) с породами риолит-базальтовой формации ОТМА, вероятно, заключается в поступлении этих элементов из глубинных базальтовых магм в термальные воды и аккумуляции их в цеолитизированных и смектитизированных кислых стёклах. Наиболее высокие концентрации U, а также Cs (и Rb) в эндогенных образованиях нужно предвидеть в вулкано-тектонических депрессиях с находящимися в них кислыми экструзивами и палеокальдерах тех ОТМА, где гидротермальные системы были связаны с мантийными зонами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения гидротермалитов в областях наземного вулканизма позволяют констатировать следующее.

В неодинаковых тектономагматических обстановках природа гидротермальных растворов различна. В островодужных районах источником минерализующего вещества и прогрева гидротермальных систем служат долгоживущие магматические очаги на уровне верхней мантии, высокотемпературные газопаровые флюиды и региональные термоградиенты. Это обеспечивает развитие широкого спектра метасоматических формаций – вторичных кварцитов, пропицитов, гидротермальных аргиллизитов. В областях посторогенной активизации вмещающие вулканогенные породы являются основным источником минерализующего вещества, а прогрев растворов осуществляется за счёт энергетического эффекта геохимических и метасоматических процессов, а также тепла изливающихся расплавов и пирокластических толщ. При этом региональное распространение получает лишь формация гидротермальных аргиллизитов.

Минералого-геохимические особенности гидротермальных метасоматитов и характер их зональности контролируются преимущественной связью гидротермальных систем – в одних случаях с вулкано-плутоническими комплексами, а в других с процессами поверхностного магмопроявления. Эволюция гидротермальных процессов, которая сопряжена с изменением механизма формирования горячих растворов или снижением температуры и универсальной сменой состава магматических эманаций, определяется последовательным прохождением следующих стадий: высокотемпературной галоидно-сернисто-углекислой → сернисто-углекислой → низкотемпературной углекислой. В полном объёме эти стадии представлены в тектономагматических обстановках, в которых гидротермальная активность контролируется глубинными факторами (островные дуги, активные континентальные окраины и пр.). В тех случаях когда гидротермальная деятельность связана с поверхностным магмопроявлением, развитие получает низкотемпературная углекислая стадия (дейтероорогенные и тафрогенные области, районы траппового магматизма и др.)

Характер вертикальной метасоматической зональности гидротермалитов определяется степенью контрастности горячих растворов в недрах и на термопроявлениях гидротермальных систем. Вертикальная зональность образуется лишь в тех тектономагматических обстановках, где в формировании горячих растворов, наряду с  $\text{CO}_2$ , принимали участие галоиды и (или) сернистые газы. В условиях, когда углекислота являлась основным преобразующим фактором гидротермального процесса, вертикальная зональность, обусловленная наличием взаимозависимых (корреляционных) зон, в метасоматитах отсутствует.

В частности, в пределах островных вулканических дуг (месторождение Кипящее, о. Итуруп), где галоиды и сернистые газы активно участвуют в гидротермальном процессе, в недрах формируются грейзеноподобные вторичные кварциты, включающие: 1) монокварцевую и 2) мусковит (серицит)-кварцевую фации ( $460\text{--}380^\circ\text{C}$ ), которые ассоциируют с 3) (высоко-)среднетемпературными эпидот-хлорит-мусковитовыми (серицитовыми) пропилитами ( $380\text{--}290^\circ\text{C}$ ). На fumarольных (сульфатарных) полях им соответствуют корреляционные серные опалиты (вторичные кварциты) ( $< 200^\circ\text{C}$ ), объединяющие: 1) опаловую (монокварцевую) и 2) алунит-опаловую (язозит-опаловую) фации, ассоциирующие с 3) каолинит-опаловыми породами. В силу повышенных температур на месторождении очень слабо развиты низкотемпературные пропициты ( $290\text{--}200^\circ\text{C}$ ). Формация аргиллизитов представлена аргиллизированными пропилитами ( $200\text{--}150^\circ\text{C}$ ) и гидротермальными смектитовыми глинами ( $150\text{--}100^\circ\text{C}$ ).

Свободные  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  вызывают ультракислотное выщелачивание вмещающих пород с образованием монокварцитов (моноопалитов). Поступление в растворы щелочей в составе хлоридной ионной жидкости вызывает их (преимущественно калия) фиксацию в виде более поздней (наложенной) мусковитизации (серицитизации), гидрослюдизации и адуляризации вторичных кварцитов и пропицитов (в недрах) и алунитизации, язозитизации, в меньшей степени гидрослюдизации опалитов – в fumarолах на поверхности Земли.

В гидротермальных системах, где влияние глубинного фактора (магматического очага) было ослаблено, галоиды и  $\text{SO}_2$  не участвовали в формировании растворов, уступив место  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$ , а температура минералообразования становилась значительно ниже. Так, на пра-Паужетке (Паужетском месторождении конца плейстоцена – начала голоцена (Кирюхин, Сугробов, 1987)), где сероводород играл ведущую роль в гидротермальном процессе, в недрах широкое распространение получили низкотемпературные ( $290\text{--}200^\circ\text{C}$ ) цеолитовые и трансильванские пропициты, которым на термальных площадках соответствовали взаимозависимые с ними опал-каолинитовые породы – фация серных опалитов (вторичных кварцитов). В силу понижения температуры и изменившегося состава летучих компонентов на месторождении возросли объём и индивидуальность фации аргиллизитов. Они представлены (снизу вверх по разрезу): аргиллизированными пропилитами → высококремнистыми цеолитами → гидротермальными глинами (смектитами, сменяющимися на самой поверхности каолинитом).

Ведущая роль  $H_2S$  в гидротермальном процессе привела к ограниченному сернокислотному выщелачиванию пород в зоне аэрации и отсутствию такового в недрах системы.

На месторождениях, где температура опускается ниже  $200^\circ C$ , а активность  $CO_2$  возрастает, обстановка минералообразования соответствует собственно гидротермальной аргиллизации. В частности, современное состояние Паужетки характеризуется отсутствием пропилитов на глубине и вторичных кварцитов на поверхности. В недрах системы широкое развитие приобретают аргиллизированные пропилиты ( $200-150^\circ C$ ) (хлорит-сметитовые, реже иллит-сметитовые смешанослойные образования), которым на термальных площадках соответствуют гидротермальные глины (каолинит, смектит-каолинитовые, каолинит-сметитовые смешанослойные минералы). Промежуточное положение в разрезе занимает зона высококремнистых цеолитов (клиноптилолит, гейландит, морденит) и диоктаэдрического смектита ( $150-80^\circ C$ ).

На месторождениях, где прогрев растворов ( $< 200^\circ C$ ) обеспечивался за счёт энергетического эффекта геохимических и метасоматических процессов, а также тепла изливающихся расплавов и пирокластических толщ, а  $CO_2$  являлся ведущим (если не единственным) преобразующим фактором гидротермальной активности, формировались продукты углекислотного (гидрокарбонатного) метасоматоза. Так, в дейтероогенных областях (гидротермальные системы забайкальского типа) отсутствуют аргиллизированные пропилиты (водоносные горизонты) и соответствующие им каолинитовые глины (зона аэрации), но широкомасштабное распространение приобретают цеолитовые и смектитовые (цеолит-сметитовые, смектит-цеолитовые) метасоматиты, которые в районах посторогенной активизации образуют самостоятельную формацию. Гидротермалиты лишены вертикальной зональности, но в продуктах постмагматического изменения кислых гиалотуфов устанавливается следующая горизонтальная метасоматическая зональность: адуляр + морденит + кристобалит + (иллит) → морденит + (адуляр + кристобалит + иллит-сметит) → морденит + (иллит-сметит + кристобалит) → морденит + клиноптилолит + (кристобалит + смектит) → клиноптилолит + (морденит + смектит + кристобалит) → клиноптилолит + смектит + (кристобалит) → смектит + (кристобалит + клиноптилолит) → смектит. Отмеченная зональность возникает как результат взаимодействия горячих вод с породами в обстановке изменения их температуры и щёлочности при удалении от экструзивных куполов.

Адуляр, иллит-сметиты и гидрослюда в данном случае образуются в результате локального перераспределения калия в породах, первоначально обогащённых щелочами. Указанные минералы распространены в массивах (интенсивно сваренных) гидротермально изменённых кислых витротуфах, где возникали в закрытой (близкой к автоклавной) обстановке преобразования исходных пород. Увеличение проницаемости вулканитов приводило к исчезновению адуляра, гидрослюда и росту числа монтмориллонитовых слоёв в иллит-сметитах вплоть до образования смектитов чистой линии в зонах дробления и литологического контакта. В этом состоит принципиальное отличие от островодужных условий, где упомянутые минералы, как и серицит (мусковит), обязаны своим происхождением калию из высокотемпературного щелочнометалльного хлоридного флюида. Адуляр в таких случаях является индикатором зон повышенной проницаемости, где наблюдаются вскипание, дегазация и резкое ощелачивание перегретых растворов.

Наконец, в тех случаях, когда основным энергетическим источником гидротермального процесса (при ведущей роли  $CO_2$ ) было тепло внедряющихся в водонасыщенные породы расплавов (тафрогенные области), региональное распространение получала смектитизация ( $150-80^\circ C$ ). Сметиты являются той финальной кристаллической фазой, которой в регрессивном гидротермальном процессе заканчивается история развития целой серии породообразующих минералов. Сметитизированные породы лишены как вертикальной, так и горизонтальной метасоматической зональности.

В геологических структурах, где гидротермальный процесс проходил последовательно сменяющие друг друга стадии (хлоридно-сернисто-углекислую → сернисто-углекислую → углекислую или сернисто-углекислую → углекислую), наблюдается закономерное выпадение самых крайних взаимозависимых членов общей вертикальной метасоматической зональности. При этом происходит изменение формационно-фациальных взаимоотношений в образующемся инверсионном гомологическом ряду гидротермалитов как отражение нарастающей по своей интенсивности гидротермальной аргиллизации.

Гомологические ряды вертикальной зональности отражают установленный принцип корреляции метасоматических фаций, согласно которому наличие определённых зон изменения на термопроявлениях всегда предполагает присутствие конкретных зон изменения в недрах рассматриваемой гидротермальной системы. Исключение составляют цеолитовая и смектитовая фации гидротермальных аргиллизитов, которые являются осью симметрии инверсионных гомологических рядов метасоматитов. Отдельно взятые зоны общей метасоматической колонны образуют единую систему, в которой невозможно изолированное перерождение отдельных фаций.

Гомологическим рядом гидротермальных метасоматитов в областях наземного вулканизма следует называть группы гидротермально изменённых пород, соседние члены которых образовались в близких геологических обстановках, но отличаются друг от друга крайними взаимозависимыми зонами вертикальной метасоматической колонны. Крайние зоны в таких случаях нужно именовать гомологической разностью, или «гомологическим шагом» метасоматитов. Они – чуткий индикатор меняющихся условий гидротермального процесса.

Специфичность минералообразования при гидротермальном метасоматозе в разных зонах континентальной коры приводит к формированию в них строго определённого набора полезных ископаемых. Так, в областях завершённой складчатости и вовлечённых в тектономагматическую активизацию чрезвычайно широкое развитие получали низкотемпературные гидротермальные процессы, которые необходимо рассматривать как индикаторы ОТМА. Эти процессы играли исключительную роль в формировании месторождений бентонитовых глин, высококремнистых цеолитов, эпитептермальных полиметаллов, флюорита, радиоактивных и редких щелочных металлов и т. д.



Как показали специальные исследования, гидротермальная деятельность в дейтероорогенных областях привела к образованию региональных метасоматитов, с которыми сопряжены стратиформные месторождения цеолитов и гидротермально-метасоматических бентонитов. Каждый вид полезных ископаемых локализуется в определённых типах наложенных структур: цеолитовые туфы залегают в вулcano-тектонических депрессиях в непосредственной близости от кислых экструзивных куполов и в самом их теле, а бентониты – в смежных вулcano-седиментационных впадинах. Это позволило автору выделить Центрально-Азиатскую и Шаньдуньскую Восточного Китая бентонито-цеолитоносные провинции и теоретически обосновать существование аналогичных провинций – Геньхэ-Хайларской Северо-Восточного Китая и Фудзянь-Чжецзянской Юго-Восточного Китая.

Эпитермальный рудогенез (накопление Zn, Pb, радиоактивных и редких щелочных элементов, флюоритообразование), свойственный ОТМА, генетически связан с глубинными (мантийными) интрузиями и протекал на фоне широкомасштабных низкотемпературных гидротермальных процессов. Приуроченность эпитермальных месторождений к ОТМА, видимо, объясняется тем, что только в пределах зрелой континентальной коры могло сочетаться возникновение гидротермальных систем забайкальского типа в наложенных структурах с внедрением в них в более позднее время глубинных интрузий. С одной стороны, это предотвращало рассеивание в атмосферу дифференцированно отделяющихся магматических эманаций от субвулканических тел, что способствовало наиболее полному вовлечению их в гидротермальный процесс, с другой – обеспечивало появление закономерного ряда эпитермальных рудных месторождений как отражение универсального характера дегазации мантийных расплавов.

Дифференцированное отделение магматических эманаций от внедряющихся в водообильные структуры мантийных щёлочно-базальтовых расплавов вызывало образование в начальную стадию высоконагретых рудоносных щелочнометалльных хлоридных терм. Эти термы взаимодействовали с нисходящими более холодными и менее минерализованными гидрокарбонатными водами гидротермальных систем забайкальского типа, что приводило к появлению в зоне смешения гибридных рудообразующих растворов. Последние, будучи обогащёнными NaCl и KCl и обладая повышенной температурой, вызывали локальную слюдизацию регионально смектитизированных пород. Охлаждающая роль вмещающих пород проявилась, с одной стороны, в отложении сульфидов Zn и Pb, а с другой – в ослаблении перерождения «дорудного» смектита в серецит при удалении от рудных жил. Сказанное выражается в увеличении содержания разбухающих (смектитовых) межслоёв от растворопроводящих трещин к периферии и является надёжным признаком рудоносности аргиллизированных пород.

Последовательное прекращение поступления в зону смешения соединений хлора, сероводорода, фтора сопровождалось снижением температуры магматических эманаций и приводило к выравниваю физико-химических параметров гибридных и нисходящих гидрокарбонатных растворов. Это определило последовательную смену во времени жильных и околотрещинных рудных и рудосопровождающих минеральных парагенезисов сульфидно-флюоритовой формации – например, вызывало накопление различных форм кремнезёма (кварца, опала, кристобалита, халцедона), а также алюмосиликатов (цеолитов, смектитов, иллит-смектитов), которыми заканчивается рудогенез, за счёт привноса в зоны смешения огромных количеств Si, Na, K, Mg, Al и др. Эти элементы переходили в подвижное состояние при смектитизации и цеолитизации осадочно-вулканогенных пород структур активизации.

Таким образом, кремне(и алюмосиликато-)накопление в ОТМА развивалось независимо от рудогенеза и обязано своим происхождением широкомасштабным низкотемпературным процессам, там проистекавшим. Следовательно, существующие представления о совместном переносе горячими растворами всех или большинства компонентов, входящих в состав рудных и жильных минералов эпитермальных месторождений, необходимо коренным образом пересмотреть. Это позволит устранить многие противоречия, с которыми современная теория гидротермального рудообразования постоянно сталкивается на протяжении последних десятилетий.

Кроме того, понижение температуры гибридных растворов и снижение их контрастности по отношению к нисходящим термам сказывалось на всё возрастающей опосредующей роли широкомасштабных низкотемпературных гидротермальных процессов ОТМА в локализации месторождений плавикового шпата, редких щелочных и радиоактивных металлов. Последнее обстоятельство объясняет отсутствие видимой связи рудогенеза с магматизмом на так называемых телетермальных месторождениях.

Оценивая перспективность ОТМА на эпитермальный флюорит, необходимо в первую очередь уделять внимание тем наложенным структурам активизации, в которых развиты смектитизированные породы повышенной основности. Эти вулканыты в процессе гидротермальной аргиллизации являлись источником подвижного кальция, необходимого для образования плавикового шпата (при условии одновременного поступления фтора в зоны смешения).

Отделяющийся при гидролитическом разложении мантийных интрузий, а также вмещающих пород коры континентального типа фтор увлекал с собой редкие щелочные металлы (Cs, Rb, Li) и радиоактивные элементы (U, Th). Попадая в вулcano-тектонические депрессии, где находились цеолитизировавшиеся кислые гиалотуфы, цезий, обладая чрезвычайной способностью к сорбции, активно аккумулировался клиноптилолитом и (или) морденитом. Схожее поведение обнаруживает рубидий. При этом возникали Cs(Rb)-носные цеолиты и смектит-цеолитовые метасоматиты.

Уран в таких случаях поступал в зоны смешения с кислыми растворами в составе уранил-фторидных комплексов. Взаимодействие с нисходящими щелочными (щёлочно-близнеитральными) гидрокарбонатными термами вызывало нейтрализацию или изменение pH этих растворов, интенсивный распад комплексных ионов и массовое осаждение U. В структурах забайкальского типа, где располагались перерождающиеся кислые стекловатые породы, ионнообменные и сорбционные свойства смектитов и высококремнистых цеолитов обуславливали избирательную аккумуляцию осаждающегося радиоактивного элемента. Это определило пласто-

образный тип рудных залежей U сорбционной породы, метаколлоидную структуру и дисперсный характер рудных минералов. Если в структурах активизации аргиллизировались вулканиты повышенной основности, освобождавшийся из них  $\text{Ca}^{+2}$  в момент смешения с фтороносными богатыми уранил-фторидными комплексами растворами связывался в плавиковый шпат. Резкое сокращение в гидротермах концентрации несвязанного аниона ( $\text{F}^-$ ) приводило к совместной кристаллизации в жилах урана (в виде настурана) и флюорита. Следовательно, в разных гидротермальных обстановках структур активизации существовал неодинаковый механизм накопления U.

Крупные скопления эпитептермального флюорита в ОТМА свидетельствует о больших перспективах на уран, рубидий, цезий. При поисках высоких концентраций редких щелочных и радиоактивных элементов в эндогенных образованиях надо в первую очередь ориентироваться на вулcano-тектонические депрессии с находящимися в них кислыми экструзивами и палеокальдерами тех районов, где гидротермальные системы были связаны с подкоровыми зонами.

Цеолитизированные и смектитизированные перлиты ОТМА необходимо рассматривать как новое перспективное сырьё сорбционной природы на рубидий, цезий и уран.

Таким образом, гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма проявляется через специфику образования гидротермальных метасоматитов и генетически сопряжённых с ними полезных ископаемых в разных геологических структурах земной коры. Особенности гидротермального литогенеза зависят от природы гидротермальных систем, то есть механизма их формирования (энергетических факторов – в первую очередь) и источников основных их компонентов (воды и минерального вещества).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авакян Г. С.* Бентониты в верхнемеловых отложениях Северной Армении. Ереван: Айастан, 1977. 243 с.
- Аверьев В. В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки // Труды лаборатории вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 80–98.
- Аверьев В. В., Белоусов В. И.* Геологический очерк района // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 8–22.
- Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийт Б. И.* Современный гидротермальный метаморфизм в областях активного вулканизма // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, № 2. С. 132–136.
- Александров Г. В., Рублёв А. Г., Шергина Ю. П.* Радиологическое датирование низкотемпературных гидротермальных процессов (на примере Забайкалья) // Сов. геология. 1986. № 12. С. 101–109.
- Андреева О. В., Вольфсон И. Ф., Головин В. А.* Поведение урана в процессе низкотемпературного изменения вмещающих пород на урановых месторождениях // Геохимия. 1990. № 2. С. 206–215.
- Андреева О. В., Головин В. А.* О цеолит-гидрослюдисто-монтмориллонитовом типе аргиллизитов, вмещающих урановое оруденение // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 4. С. 940–944.
- Арсанова Г. И.* К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей // Молодые гидротермально изменённые породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 153–160.
- Арсанова Г. И.* Щелочные элементы в гидротермах Узона // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 195–210.
- Архангельская В. В.* Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье) // Труды ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 93. 212 с.
- Архипчук Р. З.* Генезис и зональность некоторых флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 63–74.
- Ахведиани И. Р.* Анальцимовый геотермометр // Научные труды Груз. политехн. ин-та. 1982. № 3 (248). С. 63–70.
- Ахундов Ф. А.* Генетические особенности агата и высококремнистых цеолитов, связанных с верхнемеловыми вулканическими формациями Малого Кавказа // Геология месторождений твёрдых полезных ископаемых Азербайджана. Баку: Азерб. гос. ун-т, 1988. С. 29–32.
- Бакуменко И. Т.* Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах // Проблемы петрологии и генетической минералогии: в 2 т. Т. 2. М.: Наука, 1970. С. 259–271.
- Балицкий В. С.* Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М.: Недра, 1978. 143 с.
- Барнс Х. Л., Эрнст У. Дж.* Идеальность и ионизация в гидротермальных флюидах. Система  $MgO-H_2O-NaOH$  // Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С. 183–211.
- Барсуков В. Л.* К геохимии олова // Геохимия. 1957. № 1. С. 36–45.
- Барсуков В. Л., Волосов А. Г.* Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружения слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях // Геохимия. 1967. № 11. С. 37–48.
- Барсуков В. Л., Гладышев Г. Д., Козырев В. Н.* Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М.: Атомиздат, 1972. 312 с.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. А.* О формах переноса олова в гидротермальных растворах // Геохимия. 1966. № 8. С. 98–107.
- Басков Е. А., Ветштейн В. Е.* Изотропный состав Н, О, С, Аг, Не термальных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области как показатель их формирования // Геохимия. 1973. № 2. С. 180–189.
- Белоусов В. И.* Геолого-структурное положение Паужетского месторождения // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 23–25.
- Белоусов В. И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 172 с.
- Белоусов В. И., Сугробов В. М.* Геологическая и гидротермальная обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Наука, 1976. С. 5–22.
- Бердников Н. В., Приходько В. С.* Углекислотная дегазация щёлочно-базальтоидных магм // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 3. С. 708–710.
- Бернэм К. У.* Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 71–121.
- Беус А. А., Диков Ю. П.* Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). М.: Недра, 1967. 145 с.
- Билибин Ю. А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Записки ВМО. 1951. Ч. 80, № 2. С. 81–87.
- Богомолов Г. В., Плотников Г. Н., Титова Е. А.* Кремнезём в термальных и холодных водах. М.: Наука, 1967. 112 с.
- Богородицкий К. Ф.* Высокотемпературные воды СССР. М.: Наука, 1968. 167 с.
- Борисова В. Н.* Сапонит как один из основных минералов гидротермально-метасоматически изменённых пород типа вторичных кварцитов // Учён. зап. Хабар. гос. пед. ин-та. 1971. Т. 34. С. 3–12.

- Борщевский Ю. А. Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопии кислорода и водорода // Геохимия. 1980. № 11. С. 1650–1661.
- Борщевский Ю. А., Оболенский А. А., Борисова С. Л. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. Новосибирск, 1984. Вып. 587. С. 100–113.
- Буров А. И., Аблямитов П. О., Михайлов А. С. О критериях прогнозирования и поисков месторождений цеолитов // Методы диагностики и количественного определения содержания цеолитов в горных породах. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. С. 169–175.
- Буров А. И., Глухов Ю. С., Глушков В. М. Шабазитовые породы рек Чамба и Южная Чуня (бассейн р. Подкаменная Тунгуска) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 2. С. 451–454.
- Бурьянова И. З. Восточно-Китайский вулканический пояс // Вулканические пояса востока Азии (геология и металлогения). М.: Наука, 1984<sub>1</sub>. С. 292–293.
- Бурьянова И. З. Южно-Корейский вулканический пояс // Вулканические пояса востока Азии (геология и металлогения). М.: Наука, 1984<sub>2</sub>. С. 291–292.
- Бушляков И. Н. Галогены в эндогенном петрогенезисе: автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1989. 46 с.
- Василевский М. М. Вулканизм, пропилизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 276 с.
- Вахромеев С. А., Семинский Ж. В. Металлогения Восточной Сибири. М.: Недра, 1983. 140 с.
- Вдовец А. З. Минеральные парагенезисы и схема формирования Беганьского алунитового месторождения // Новые небокситовые виды глинозёмного сырья. М.: Наука, 1982. С. 64–73.
- Вергасова Л. П., Серафимова Е. К., Главатских С. Ф. Минералогия и геохимия возгонов // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 341–356.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры: в 4 т. Т. 2. История природных вод. Ч. 1, вып. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1933. 175 с.
- Ветштейн В. Е. Новые данные о содержании кислорода-18 в некоторых вулканических термальных и минеральных водах Курильских островов, Камчатки и Забайкалья // Сов. геология. 1971. № 9. С. 98–108.
- Виар Ж., Сабатье Г. Экспериментальное воспроизведение глин и офитов кейпера // Проблемы петрологии и генетической минералогии: в 2 т. Т. 1. М.: Наука, 1969. С. 57–72.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Власов Г. М. О генетических типах вторичных кварцитов и их отношении к рудам // Труды Лаборатории палеовулканологии КазИМС. 1964. Вып. 3. С. 40–47.
- Власов Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации // Геология рудных месторождений. 1965. № 5. С. 56–59.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально изменённые породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 218 с.
- Волянюк Н. Я. Вулканические стёкла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования (к вопросу ликвации в кислых лавах). М.: Наука, 1972. 148 с.
- Высокоостровская Е. Б., Шатков Г. А., Шаткова Л. Н. Фтор и хлор в геологических формациях Восточного Забайкалья // Записки Всесоюз. минер. о-ва. 1974. Ч. 103, вып. 2. С. 192–204.
- Высокотемпературные гидротермальные резервуары. М.: Наука, 1991. 160 с.
- Ганеев И. Г. О возможной форме переноса кремнезёма в гидротермальных растворах // Сов. геология. 1963. № 12. С. 103–111.
- Ганеев И. Г. Физико-химическая модель переноса минерального вещества гидротермальными растворами // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1984. № 6. С. 66–80.
- Геологический словарь: в 2 т. М.: Недра, 1973.
- Гептнер А. Р., Кристманнсдохтир Х., Селезнёва М. А. Вторичные минералы базальтоидов, изменённых гидротермальных рассолов на полуострове Рейкьянэс (Исландия) // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 2. С. 25–41.
- Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 3. 288 с.
- Гинзбург А. И., Ставров О. Д. К геохимии цезия // Геохимия. 1969. № 4. С. 396–402.
- Головин В. А., Андреева О. В. О цеолит-монтмориллонитовом типе метасоматитов в связи с урановым оруденением // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1964. С. 152–160.
- Гомологические ряды. Советский энциклопедический словарь. М.: Сов. энцикл., 1980. 325 с.
- Гончаренко О. П. Температурные условия развития геотермальной системы вулкана Баранского (о. Итуруп) // Геохимия. 1993. № 2. С. 237–243.
- Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Гордиенко И. В., Жамоцина Л. Г., Зонхоева Э. Л. Цеолитонность базальтов Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 96 с.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
- Грачёв А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
- Гугушвили В. И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980. 184 с.
- Гугушвили В. И., Ахвледиани Р. А., Микадзе Г. А. О критериях разделения меловых и палеогеновых поствулканических явлений в меловом вулканическом комплексе Аджаро-Триалетии // Сообщения АН ГрузССР. 1976. Т. 83, № 3. С. 19–23.
- Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И. Кристаллохимическая специфика триоктаэдрических Fe<sup>+3</sup>-содержащих смектитов – продуктов вторичного изменения океанических и континентальных базальтов // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1458–1461.
- Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И. О механизме вторичных преобразований Fe<sup>+3</sup>-содержащих смектитов из континентальных базальтов // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 2. С. 110–117.

- Добрецов Н. Л. Низкотемпературные метасоматические процессы и региональный эпигенез. Цеолитовая фация // Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. С. 224–230.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г. Сметиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и в океанах // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7–37.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования (Тр. ГИН АН СССР. 1990. Вып. 446). 214 с.
- Дугэрсурен Ж., Храпов А. А. О перлитах МНР // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966. С. 191–195.
- Еремеев В. П., Крупа А. А., Наседкин В. В. Перлиты Центральной Монголии // Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла (его свойства и применение). М.: Наука, 1969. С. 80–88.
- Еркин В. М. Особенности сероносных фаций вторичных кварцитов Камчатки и Корякского нагорья // Молодые гидротермально изменённые породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 102–112.
- Ероцев-Шак В. А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона (Труды ГИН РАН 1992. Вып. 476). 135 с.
- Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 123 с.
- Жамойцина Л. Г. Цеолитонность мезозойских вулканогенных пород Забайкалья: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 1990. 21 с.
- Жариков В. А., Имбулатов Р. А., Литвин Ю. А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях // Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. 1980. Вып. 403. С. 8–18.
- Жданов Ю. А. Гомология в органической химии. М.: Изд-во МГУ, 1950. 96 с.
- Жданов Ю. А., Уёмов А. И. Гомология // Философская энциклопедия: в 10 т. Т. 1. М.: Сов. энцикл., 1960. С. 387.
- Жовинский Э. Я., Кураева И. В. Геохимия фтора (прикладное значение). Киев.: Наукова думка, 1987. 160 с.
- Зверев В. П. Об энергетическом эффекте геохимических процессов // Труды Московского о-ва испытателей природы. 1972. Т. 46. С. 144–154.
- Зеленов К. К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 214 с.
- Злобин Т. К., Знаменский В. С. Геология и глубинное строение геотермального района (о. Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1991. № 4. С. 3–15.
- Знаменский В. С. Алунитовые проявления Курильских островов // Новые небокситовые виды глинозёмного сырья. М.: Наука, 1982. С. 73–88.
- Знаменский В. С. Гидротермально изменённые породы Мутновского (Камчатка) и Кипящего (о. Итуруп) геотермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 5. С. 110–123.
- Знаменский В. С., Гриненко В. А., Устинов В. И. Интраструктурное и интерминеральное распределение изотопов кислорода и серы при решении вопросов генезиса алунитовых пород (Курильские острова Камчатки) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 5. С. 380–393.
- Знаменский В. С., Никитина И. Б. Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 44–65.
- Знаменский В. С., Носик Л. П. Изотопный состав серы и генезис вулканогенных серных месторождений (Южные Курильские острова) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 10. С. 120–136.
- Иванов В. В., Кононов В. И. Проблема генезиса терм регионов активного вулканизма // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1977. № 11. С. 131–143.
- Иванова А. А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1974. 154 с.
- Иванова А. А., Михайлова Ю. И., Терновой В. В. Гелого-генетические модели фтороносных магматических и фторсодержащих рудных формаций // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 315–323.
- Иванова А. А., Москалюк А. А. О параметрах флюоритообразования // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. II. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. С. 236–241.
- Ильин В. А. Исследование энергетического баланса современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1977. 106 с.
- Ильин В. А. Энергетика современных гидротермальных систем. М.: Наука, 1983. 135 с.
- Казицын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 145 с.
- Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к пересчёту баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 47 с.
- Карпов Г. А. Экспериментальное минералообразование в геотермальных скважинах // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 121–144.
- Карпов Г. А. Гидротермальные растворы верхней зоны пропилитовой фации на примере месторождений современных гидротерм на Камчатке // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. С. 185–189.
- Карпов Г. А. Экспериментальные исследования минералообразования в геотермальных скважинах. М.: Наука, 1976. 172 с.
- Карпов Г. А. Параметры цеолитизации по данным экспериментов в геотермальных скважинах Камчатки // Геология, генезис и использование природных цеолитов: тез. докл. Звенигород, ГИН АН СССР. 1978. Ч. I. С. 32.
- Карпов Г. А. Субповерхностные ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение и метасоматоз в современных вулканогенных гидротермальных системах: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Владивосток, 1991. 52 с.
- Карпов Г. А., Долгова Т. В. Фации гидротермальных глин на современном термальном поле Камбального хребта // Молодые гидротермально изменённые породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 89–94.
- Катаяма Н., Кубо К., Хироно С. Генезис урановых месторождений рудного поля Тонно, Япония // Образование месторождений урана. М.: Мир, 1976. С. 452–467.
- Кашикай Ч. М. Физико-химические условия алунитообразования. Баку: Элм, 1972. 97 с.
- Кепежинская К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1971. Вып. 103. 312 с.).
- Киров Г. Н., Сендеров Э. Э., Печигаргов В. И. Экспериментальная цеолитизация вулканического стекла по данным сканирующей электронной микроскопии // Геохимия. 1984. № 9. С. 1283–1292.

- Кириухин А. В., Сугробов В. М. Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки. М.: Наука, 1987. 152 с.
- Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Самойлов В. С. Новые рудные проявления Монголии // Совместная Советско-Монгольская научно-исслед. геол. экспедиция. Вып. 49. М.: Наука, 1990. С. 187–213.
- Ковальский Ф. И. Геология и оптимальные условия промышленного использования Мухор-Талинского месторождения вулканических стёкол (Бурятская АССР): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1968. 20 с.
- Ковальский Ф. И., Костромин С. В., Костромина Л. Н. Геологическое строение и условия формирования месторождений вулканических стёкол Забайкалья // Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла (его свойства и применение). М.: Недра, 1969. С. 62–67.
- Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава // Геохимия. 1961. № 12. С. 1068–1076.
- Когарко Л. Н., Кригман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 128 с.
- Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия. 1978. № 9. С. 1293–1321.
- Комаров П. В., Комарова Г. Н. Совмещённое разновозрастное оруденение и магматизм. М.: Наука, 1986. 176 с.
- Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма // Труды ГИН АН СССР. 1983. Вып. 379. 216 с.
- Кононов В. И., Поляк Б. Г. Геологическое значение газовой зональности современных гидротерм (на примере Исландии) // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980. С. 98–108.
- Коплус А. В. Модель формирования оруденения эпитептермального флюоритового формационно-генетического типа // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 323–332.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 75–149.
- Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133, № 5. С. 1122–1124.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях // Труды лаборатории вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 5–11.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Коробов А. Д. О генезисе бентонитов Убаганской структурно-фациальной зоны (Тургайский прогиб) // Бентониты. М.: Наука, 1980. С. 104–110.
- Коробов А. Д. О бентонитовых глинах месторождения Тулдон (Бурятская АССР). Саратов, НИИ геологии при Саратов. гос. ун-те, 1985<sub>1</sub>. 16 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ 18.09.85 № 6691–85 Деп.).
- Коробов А. Д. Хлорофитовые базальты Кушмурунского грабена (Тургайский прогиб) // Сов. геология. 1985<sub>2</sub>. № 8. С. 80–86.
- Коробов А. Д. Эпитептермальный барит в продуктах гидротермальной аргиллизации пород удинской свиты (Еравнинская депрессия, Западное Забайкалье) / Саратов. ун-т. Саратов, 1986<sub>1</sub>. 36 с. Деп. в ВИНТИ 17.11.86., № 7960-В 86.
- Коробов А. Д. Гидротермальные аргиллиты и продукты околожильного изменения флюоритовых тел (Эгитинское рудное поле, Западное Забайкалье) / Саратов. ун-т. Саратов, 1986<sub>2</sub>. 73 с. Деп. в ВИНТИ 12.06.86., № 4350-В 86.
- Коробов А. Д. Ископаемые озёра в юрских вулканогенных толщах Западного Забайкалья и их роль в формировании месторождений цеолитов / Саратов. ун-т. Саратов, 1986<sub>3</sub>. 10 с. Деп. в ВИНТИ 12.06.86., № 4330-В 86.
- Коробов А. Д. Нижнемезозойские гидротермалиты Кушмурунского грабена. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1988<sub>1</sub>. 166 с.
- Коробов А. Д. Тектономагматическая активизация и её роль в формировании стратиформных месторождений бентонитов и высококремнистых цеолитов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1988<sub>2</sub>. № 9. С. 47–54.
- Коробов А. Д. Эпитептермальное флюоритообразование в областях тектономагматической активизации // Сов. геология. 1988<sub>3</sub>. № 9. С. 12–20.
- Коробов А. Д. Бентонито-цеолитоносные провинции Центрально-Восточно-Азиатских вулканических поясов // Докл. АН СССР. 1989<sub>1</sub>. Т. 309, № 4. С. 935–937.
- Коробов А. Д. Современное глинообразование в недрах Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Современное минералообразование вулканических областей: тез. докл. Петропавловск-Камчатский: Б. и., 1989<sub>2</sub>. С. 20–21.
- Коробов А. Д. Позднемезозойские осадочно-вулканогенные формации Забайкалья и их роль в формировании бентонитовых, цеолитовых и сульфидно-флюоритовых месторождений // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации и их полезные ископаемые: тез. докл. Баку: Элм, 1990. С. 90.
- Коробов А. Д. Широкомасштабные гидротермальные процессы в областях тектономагматической активизации и эпитептермальная полиметаллически-флюоритовая формация (геолого-генетическая модель) / Саратов. ун-т. Саратов, 1991<sub>1</sub>. 126 с. Деп. в ВИНТИ 22.05.91., № 2092-В 91.
- Коробов А. Д. Урановая минерализация и эпитептермальный флюорит в областях тектономагматической активизации / Саратов. ун-т. Саратов, 1991<sub>2</sub>. 21 с. Деп. в ВИНТИ 22.10.91., № 4025-В 91.
- Коробов А. Д. Геотермальная система вулкана Баранского (о. Итуруп, Курильская гряда). Модель гидротермального процесса / Саратов. ун-т. Саратов, 1992<sub>1</sub>. 44 с. Деп. в ВИНТИ 26.05.92, № 1744-В 92.
- Коробов А. Д. Геолого-генетическая модель эпитептермальной полиметаллически-флюоритовой формации // Геология рудных месторождений. 1992<sub>2</sub>. № 2. С. 114–122.
- Коробов А. Д. Особенности развития регрессивной смектитизации в пропилитах современных островодужных систем (о. Итуруп, Курилы) // Вулканизм в структурах земли и различных геодинамических обстановках: тез. докл. Иркутск: Б. и., 1992<sub>3</sub>. С. 70–71.
- Коробов А. Д. Региональные метасоматиты в районах наземного вулканизма – индикаторы геодинамических обстановок // Вулканизм в структурах земли и различных геодинамических обстановках: тез. докл. Иркутск: Б. и., 1992<sub>4</sub>. С. 26–27.

- Коробов А. Д. Широкомасштабные гидротермальные процессы в областях тектономагматической активизации и эпitherмальный рудогенез // Вулканизм в структурах земли и различных геодинамических обстановках: тез. докл. Иркутск: Б. и., 1992<sub>5</sub>. С. 71–72.
- Коробов А. Д. Гомологический ряд региональных метасоматитов в областях наземного вулканизма с различными геодинамическими обстановками / Саратов. ун-т. Саратов, 1992<sub>6</sub>. 15 с. Деп. в ВИНТИ 28.04.92, № 1408-В 92.
- Коробов А. Д. Магматические эманации на последовательных этапах становления континентальной земной коры и их роль в формировании гомологических рядов региональных метасоматитов (к проблеме эволюции гидротермального процесса) / Саратов. ун-т. Саратов, 1993<sub>1</sub>. 60 с. Деп. в ВИНТИ 26.02.93, № 497-В 93.
- Коробов А. Д. Гомологические ряды региональных метасоматитов как отражение эволюции гидротермального процесса на последовательных этапах становления континентальной земной коры и их роль в прогнозе месторождений полезных ископаемых / Саратов. ун-т. Саратов, 1993<sub>2</sub>. 21 с. Деп. в ВИНТИ 26.02.93., № 496-В 93.
- Коробов А. Д. Гидротермальные процессы в различных областях вулканизма // Отечественная геология. 1993<sub>3</sub>. № 2. С. 85–92.
- Коробов А. Д. Геодинамические условия формирования эпitherмальных месторождений флюорита, радиоактивных и редких щелочных металлов в дейтероорогенных областях с позиций гомологических рядов региональных метасоматитов // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: Изд-во УРО РАН, 1994. С. 183–184.
- Коробов А. Д. Гомологический ряд региональных метасоматитов на последовательных этапах становления континентальной земной коры // Программа «Университеты России». Геология. Т. 2, ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1995<sub>1</sub>. С. 212–218.
- Коробов А. Д. К вопросу о взаимозависимости (корреляции) отдельных метасоматических зон, слагающих общую вертикальную метасоматическую колонну / Саратов. ун-т. Саратов, 1995<sub>2</sub>. 32 с. Деп. в ВИНТИ 24.01.95, № 202-В 95.
- Коробов А. Д. Условия накопления кремнезёма и алюмосиликатов в эпitherмальных сульфидно-флюоритовых месторождениях Забайкалья // Записки Всерос. минерал. о-ва. 1995<sub>3</sub>. №1. С. 104–113.
- Коробов А. Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / ГИН РАН. М., 1995<sub>4</sub>. 44 с.
- Коробов А. Д., Гончаренко О. П., Главатских С. Ф., Рихтер Я. А., Рычагов С. Н. Минералообразующие и геохимические процессы в структуре гидротермальной системы. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 88–120.
- Коробов А. Д., Гуцаки В. А. Процессы аргиллизации в зоне разгрузки термальных вод Мутновского вулкана (Камчатка) // Минералообразование из вскипающих растворов: тез. докл. 4-й сессии Сев.-Кавказ. отд. ВМО АН СССР. Терскол, апрель 1988. Пермь: Б. и., 1988. С. 59–60.
- Коробов А. Д., Гуцаки В. А. Гидротермальная аргиллизация пород в районе кипящих котлов Дачных термальных полей Мутновского вулкана (Камчатка) / Саратов. ун-т. Саратов, 1993. 51 с. Деп. в ВИНТИ 31.03.93., № 792-В 93.
- Коробов А. Д., Краснова В. Н. Цеолиты из гидротермально-метасоматических пород Убаганской структурно-формационной зоны (Кустанайская область) // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 153–158.
- Коробов А. Д., Рихтер Я. А., Гуцаки В. А. Стадийность постмагматических процессов в недрах Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Современное минералообразование вулканических областей: тез. докл. Петропавловск-Камчатский: Б. и., 1989. С. 19–20.
- Коробов А. Д., Солдаткин С. И. Геохимический аспект депонирования радионуклидов и тяжёлых металлов с целью создания техногенных месторождений в действующих островодужных гидротермальных системах // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 6. С. 74–79.
- Коробов А. Д., Ульзутуев Н. М. Бентонитовые глины проявления Таряты (Эгитинское рудное поле, Западное Забайкалье) // Геология народному хозяйству / Саратов. ун-т. Саратов, 1984. С. 77–86. Деп. в ВИНТИ 17.01.85., № 462–85 Деп.
- Коробов А. Д., Ульзутуев Н. М. Некоторые особенности формирования высококремнистых цеолитов Холинского месторождения перлитов (Бурятия) // Геология и геофизика. 1985<sub>1</sub>. № 2. С. 129–136.
- Коробов А. Д., Ульзутуев Н. М. Цеолиты и глинистые метасоматиты Холинского месторождения Бурятии (происхождение и состав) / Саратов. ун-т. Саратов, 1985<sub>2</sub>. 48 с. Деп. в ВИНТИ 4.12.85, № 8326-В.
- Коробов А. Д., Ульзутуев Н. М. Морденитовые цеолитолиты месторождения Мухор-Тала (происхождение, состав и последующие изменения) // Саратов. ун-т. 1987. 108 с. Деп. в ВИНТИ 02.12.87, № 8467-В 87. Реферат в РЖ Геология. 1988. ЗИ56 Деп.
- Корытов Ф. Я., Якубович К. И., Пузанов Л. С. О зональности флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 1. С. 166–169.
- Котлова А. Г., Ольшанский Я. И., Цветков А. И. Некоторые закономерности расслоения в двойных силикатных и обратных системах // Труды ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 42. С. 3–20.
- Котов Н. В., Соколова И. Ю., Франк-Каменецкий В. А. Гидротермальные преобразования гейландита и ломонтита в чистой водной и Mg-хлоридной средах при повышенных Р-Т параметрах // Геология, генезис и использование природных цеолитов: тез. докл. Ч. I. Звенигород: ГИН АН СССР, 1978. С. 29.
- Котов П. А., Лисицина Н. А. О сходстве между вертикальной зональностью в гидротермально изменённых околожильных породах флюоритовых месторождений Забайкалья и в корах выветривания // Докл. АН СССР. 1967. Т. 167, № 3. С. 657–659.
- Кременецкий А. А., Лебедева Л. И., Солодов Н. А. Цезиеность вулканогенных образований СССР // Геохимия. 1973. № 4. С. 504–515.
- Кринари Г. А., Суркова А. Н. Структурный типоморфизм каолинитовых минералов в околорудных ореолах аргиллизации // Реальная структура и свойства минералов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1989. С. 59–70.
- Кудряшова В. И. Гидротермальная минерализация в связи с траппами среднего течения р. Нижней Тунгуски // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1959. № 9. С. 31–39.
- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 7–18.
- Курносков В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 249 с.
- Лебедев Л. М. Современные рудообразующие растворы. М.: Недра, 1975. 260 с.

- Лебедев Л. М., Горохова Л. М. О современном минералообразовании в технических сооружениях Паужетки (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 6. С. 1399–1401.
- Лебедева Л. И. Литий, рубидий и цезий в вулканических стёклах // Геохимия. 1973. № 11. С. 1678–1688.
- Лебедева Л. И. Вулканические стёкла Забайкалья // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 51–70.
- Лебедева Л. И., Шаткова Л. Н. Распределение лития, рубидия и цезия в вулканических породах кислого состава // Геохимия. 1975. № 14. С. 576–583.
- Левин В. Н., Боярская Р. В., Белова Л. Н. Новые данные об урансодержащих вулканических стёклах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 5. С. 1215–1218.
- Летников Ф. А. Флюидный режим литосферы и проблемы петрогенезиса // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. С. 78–81.
- Летников Ф. А. Флюидный режим // Современная динамика литосферы континентов. Платформы. М.: Недра, 1991. С. 99–108.
- Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселёв А. И. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977<sub>1</sub>. 216 с.
- Летников Ф. А., Логачёв Н. А., Емельянов Е. М. Флюидный режим рифтовых зон // Основные вопросы рифтогенеза. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977<sub>2</sub>. С. 51–60.
- Литасов Н. Е. Паужетская вулкано-тектоническая структура // Вулканы и гидротермы Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 47–72.
- Лукьянова В. Т., Голубева Н. П., Халезов А. Б. Каолинит и диксит в мезозойских впадинах Урало-Тургайской области // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 3. С. 66–79.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
- Лутц Б. Г. Химические критерии различия океанических и островодужных базальтов // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. С. 102–108.
- Лутц Б. Г. Дегазация Земли и магматические процессы, формирующие континентальную и океаническую кору // Дегазация Земли и геотектоника: тез. докл. III Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1991. С. 10–11.
- Магер А. В. Закономерности распределения и вещественный состав цеолитовых месторождений Западного Забайкалья: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / ИГЕМ АН СССР. М., 1989. 21 с.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Наука, 1977. 130 с.
- Маракушев А. А. Периодическая система экстремальных состояний химических элементов. М.: Наука, 1987. 209 с.
- Маракушев А. А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
- Масайтис В. Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Записки ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 412–425.
- Масуренков Ю. П. Геохимия метасоматических растворов формации пропицитов – вторичных кварцитов Юго-Восточной Камчатки // Молодые гидротермально изменённые породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969. С. 137–153.
- Мацуо С. О происхождении вулканических газов // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 61–77.
- Мельников В. П. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца М.: Недра, 1988. 216 с.
- Меняйлов И. А. Фтор в вулканическом процессе // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 329–340.
- Меняйлов И. А. Вулканические газы на различных стадиях вулканической активности // Гидротермальный процесс в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1977. С. 126–140.
- Мироненко М. В., Наумов Г. Б. Физико-химические условия образования ломонтита в углекислых гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 4. С. 597–602.
- Михайлов Б. М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания // Материалы совещания во Львове по исследованию и использованию глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958. С. 157–163.
- Михалёва Л. А., Тычинский А. А. О характере связи полиметаллического оруденения с магматизмом (Восточное Забайкалье) // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. 1983. Вып. 540. С. 156–164.
- Моисеенко В. Г., Сахно В. Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
- Мухина А. М., Ломоносова Т. К. Гидротермальная природа монтмориллонитовых глин бассейна р. Нижней Тунгуски (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1976. № 7. С. 123–128.
- Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций // Тр. лаборатории вулканологии АН СССР. 1959. Вып. 16. 304 с.
- Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород // Сов. геология. 1962. № 1. С. 40–53.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 17 с.
- Набоко С. И. Минералогия действующих гидротермальных систем и минералогический критерий температурного режима в их недрах // Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 3–12.
- Набоко С. И. Эволюция гидротермальных систем и их металлоносность // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974<sub>1</sub>. С. 391–400.
- Набоко С. И. Химические типы вулканических вод // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974<sub>2</sub>. С. 8–14.
- Набоко С. И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 200 с.
- Набоко С. И., Главатских С. Ф. Медное, гематитовое и ванадиевое эксгаляционное рудообразование // Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 318–341.
- Набоко С. И., Главатских С. Ф. Элементы-индикаторы в эксгаляционном и гидротермальном процессе // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 40–53.
- Набоко С. И., Карпов Г. А., Розникова А. П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76–118.



- Набоко С. И., Рябчикова Е. П. Условия алунизации в вулканических областях (на примере вулкана Эбеко, о-в Парамушир) // Бюллетень вулканологической станции АН СССР. 1962. № 32. С. 45–51.
- Нагибина М. С., Шувалов В. Ф., Мартинсон Г. Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 113–183.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1964. 339 с.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М.: Недра, 1968. 336 с.
- Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стёкла кислого состава, их генезис и изменения // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 98. 212 с.
- Наседкин В. В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 207 с.
- Наседкин В. В. Основные закономерности формирования месторождений водосодержащих стёкол и пути их промышленного использования // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 17–42.
- Наседкин В. В., Наседкина В. Х. Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовой минерализации вулканических областей // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 122–134.
- Наумов Г. Б. Некоторые физико-химические особенности поведения урана в гидротермальных растворах // Геохимия. 1961. № 2. С. 115–132.
- Наумов Г. Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 213 с.
- Наумов Г. Б., Миронова О. Ф., Наумов В. Б. Соединение углерода во включениях гидротермальных кварцев // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1975. С. 3–4.
- Наумов Г. Б., Наумов В. Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования // Геология рудных месторождений. 1977. № 1. С. 13–23.
- Нацаг-Юм Л., Очиров Ц. О. Геологическое строение Замын-Уланского и Баян-Ундурского месторождений перлитов и витрокластических туфов в Восточной Монголии // Материалы по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий. Труды отдела геологии БурФАН. Улан-Удэ, 1968. Вып. 1 (9). С. 88–108.
- Никитина Л. П. Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 80 с.
- Оболенский А. А., Борисенко А. С., Оболенская Р. В. Генетические ряды рудных формаций эпитеермальных месторождений и их металлогеническое значение // Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1981. С. 64–66.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Критерии связи эпитеермального оруденения с магматизмом // Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. 1982. Вып. 503. С. 96–107.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Борисенко А. С. Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпитеермальных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. Т. 1. С. 154–160.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Борисенко А. С. Генетические ряды рудных формаций эпитеермальных месторождений областей мезозойского дейтероорогенеза и их прогнозно-металлогеническое значение // Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. 1986. Вып. 662. С. 47–58.
- Овчинников Л. Н. О роли SO<sub>2</sub> в гидротермальном рудообразовании // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, № 3. С. 680–683.
- Овчинников Л. Н., Моссалович А. М. Экспериментальные исследования гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 130 с.
- Олби А. Л., Зен-Е-Ан. Зависимость фаций цеолитов от химических потенциалов CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O // Очерки физико-химической петрологии: в 2 т. Т. 1. М.: Наука, 1969. С. 47–58.
- Омельяненко Б. И., Андреева О. В., Воловикова И. М. Тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слоистые силикаты ураноносных околорудных метасоматитов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1988. № 8. С. 79–91.
- Омельяненко Б. И., Андреева О. В., Воловикова И. М. Тонкочешуйчатые диоктаэдрические калиевые слюды как индикаторы гидротермального генезиса метасоматитов // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов) М.: Наука, 1989. С. 225–236.
- Омельяненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А. О содержании понятия «серицит» // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1982. № 5. С. 69–87.
- О'Нил Дж. Р., Зильберман М. Л. Соотношение стабильных изотопов в эпитеермальных золотосеребряных рудах // Стабильные изотопы проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 338–357.
- Павленко Ю. В. Перспективы выявления цеолитсодержащих пород в Читинской области и ближайшие задачи по их оценке // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве: тез. докл. Николаевск-на-Амуре: Б. и., 1987. С. 27–28.
- Пампура В. Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 153 с.
- Панов Б. С., Янь Хуньцуйань. Особенности флюоритовых месторождений на востоке КНР (провинция Чжэцзян) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 3. С. 52–59.
- Пат. 2173490 РФ. Способ захоронения радиоактивных и других токсичных жидких отходов / А. Д. Коробов, С. И. Солдаткин // Бюл. изобр. № 25 от 10.09.2001.
- Петраченко Р. И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 170 с.
- Петров В. П. Вулканическое стекло и цеолитообразование // Водные вулканические стёкла и поствулканические минералы. М.: Изд-во АН СССР, 1967. С. 113–127.
- Петрова В. В., Бадамгаров Д., Соколова А. Л. Новый тип цеолитов вулканогенно-лимнического генезиса (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 4. С. 88–109.
- Петрова Н., Киров Г. Н. Калориметрическое исследование цеолитизации вулканических стёкол // Докл. Болг. АН. 1988. Т. 4, № 6. С. 51–54.
- Пилипенко Г. Ф. Гидротермы кальдеры Узон // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. С. 24–32.
- Писцов Ю. П. Верхнемезозойские озёрные бассейны Центрального и Восточного Забайкалья // Мезозойские и кайнозойские озёра Сибири. М.: Наука, 1968. С. 22–28.

- Писцов Ю. П., Карелин С. П., Муратова И. И. О типовых геологических обстановках близ поверхностного гидротермального оруденения в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. 1983. № 4. С. 51–57.
- Поляк Б. Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
- Поляк Б. Г., Кононов В. И., Гаврилина Г. Б. Взаимосвязь современной гидротермальной и тектонической активности на территории СССР // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 66–73.
- Попов А. А. Синтез мусковита и парагонита при температурах 350–500°C // Геохимия. 1967. № 10. С. 1064–1071.
- Природные изотопы гидросферы. М.: Недра, 1975. 277 с.
- Прокофьев В. Ю., Наумов В. Б., Миронова О. Ф. Исследования флюидных включений с сероводородом высокой плотности // Геохимия. 1990. № 7. С. 948–953.
- Пузанов Л. С., Колпун А. В., Корытов Ф. Я. Об обратной вертикальной температурной зональности на месторождениях флюорита // Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1972. С. 150–155.
- Ратеев М. А. Особенности глинообразования при гидротермальных изменениях вулканогенных пород в различных геосинклинальных зонах // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 5. С. 46–69.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 4. С. 93–109.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и её роль в формировании бентонитов Саригтох (Армянская ССР) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. № 12. С. 41–56.
- Рёддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2 т. Т. 2. Использование включений при изучении генезиса пород и руд. М.: Мир, 1987. 632 с.
- Рогова В. П. Региональная зональность низкотемпературных метасоматитов в активизированных областях Забайкалья // Метасоматизм и рудообразование: тез. 5-й Всесоюз. конф. Л.: Недра, 1982. С. 163–164.
- Рогова В. П. Методика минералогических поисков и прогнозирования месторождений на основе соотношения метасоматической зональности локальных и региональных эндогенно-эпигенетических изменений и оруденения // Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1990. С. 49–56.
- Рогова В. П., Корниенко О. Н., Москалёв О. М. Соотношение региональной и локальной зональности низкотемпературных метасоматитов активизированных областей // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 231–238.
- Русинов В. Л. Процессы алунизации в некоторых областях молодого вулканизма // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 258–269.
- Русинов В. Л. Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропилитизации (на примере Камчатки) // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 218–237.
- Русинов В. Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
- Рыбалов Б. Л., Омеляненко Б. И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1989. 280 с.
- Рыженко Б. Н. Термодинамика равновесий в гидротермальных растворах. М.: Наука, 1981. 191 с.
- Рычагов С. Н. Кольцевые структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных полей. Владивосток: Изд-во ДВ НЦ АН СССР, 1984. 148 с.
- Рычагов С. Н. Брекчиевая структура геологической среды / Ин-т вулканологии. Петропавловск-Камчатский, 1989. 62 с. Деп в ВИНТИ 04.04.89. № 2138-В 89.
- Рычагов С. Н. Гидротермальная система вулкана Баранского (о. Итуруп): модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2. С. 30–47.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Рябчиков И. Д., Хамилтон Д. Л. О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197, № 4. С. 933–935.
- Сабитов А. А. Прогнозная оценка территории СССР на бентонитовое сырьё // Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР. М.: Недра, 1981. С. 183–194.
- Савинков В. И., Саксин Б. Г., Суркова А. Н. Закономерности локализации цеолитовой минерализации в вулканитах // Сов. геология. 1992. № 7. С. 28–36.
- Самсонова Н. С., Русинова О. В. Слоистые силикаты – индикаторы зональности околорудных ореолов (Геол. методы поисков и разведки м-ний метал. полезн. ископаемых. Обзор ВМЭМС). М., 1987. 49 с.
- Седакова М. Т., Ковальский Ф. И., Сергеев Н. И. Технологические свойства витрокластических туфов Мухорталы и производства пористых заполнителей и бетонов на их основе // Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла (его свойства и применение). М., 1969. С. 205–210.
- Семёнов Е. Ф. Особенности размещения и генетические типы цеолитов Приморья // Методы диагностики и количественного определения содержания цеолитов в горных породах: тез. докл. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. С. 189–191.
- Семинский Ж. В. Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. М.: Наука, 1980. 130 с.
- Сендеров Э. Э. Влияние CO<sub>2</sub> на устойчивость ломонтита // Геохимия. 1973. № 2. С. 190–200.
- Сендеров Э. Э. Состав растворов и равновесия цеолитов в районах современного минералообразования // Труды конф. по вопросам геологии физ.-хим. свойств и применения природных цеолитов. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 25–33.
- Сендеров Э. Э. Физико-химические аспекты современного цеолитообразования в вулканически активных областях // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 3. Геотермия, действующие гидротермальные системы и рудообразование: тез. докл. Петропавловск-Камчатский: Б. и., 1985. С. 186.
- Сендеров Э. Э., Петрова В. В. Современное состояние проблемы природных цеолитов (Итоги науки и техники) // ВИНТИ. 1990. № 8. 144 с.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 283 с.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции сапонитов и хлорофитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1947. Ч. 76, № 3. С. 177–189.
- Серёжников А. И. Щелочные металлы и фтор в водах и породах Больше-Банного геотермального месторождения (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 4. С. 955–959.

- Серёжников А. И. Поведение кремнезёма в природных растворах в кислой среде // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 1. С. 210–214.
- Серёжников А. И. Геологические соотношения в вулканических областях между действующими гидротермальными системами и гидротермальными рудными месторождениями // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 51–64.
- Симанович И. М., Кудрявцев Д. И. Хлорофенит в эффузивных базальтах // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 4. С. 43–54.
- Симанович И. М., Кудрявцев Д. И., Сколотнев С. Г. Постэруптивные процессы в базальтах. М.: ГИН АН СССР, 1988. 155 с. Деп. в ВИНТИ 16.04.88. № 3310-В 88.
- Скобло В. М. Ископаемые озёра в юрских вулканогенных толщах Западного Забайкалья // Мезозойские и кайнозойские озёра Сибири. М.: Недра, 1968. С. 9–21.
- Соболев Р. Н. О происхождении гранитов // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1992. № 1. С. 3–23.
- Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских платформ. М.: Наука, 1973. 257 с.
- Степанов В. М. Гидрогеологические структуры Забайкалья. М.: Недра, 1980. 176 с.
- Столяров Ю. М. Гипогенная сульфид-сульфатная зональность медно-порфировых месторождений // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 47–57.
- Столяров Ю. М. Микровключения ангидрита как свидетельство присутствия и высокой активности SO<sub>2</sub> в магматическом флюиде // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 5. С. 1224–1227.
- Сугробов В. М., Воронков В. А. О распределении трития в водах Паужетского геотермального месторождения // Водные ресурсы. 1985. № 5. С. 171–173.
- Сугробов В. М., Сугрובה Н. Г. Температура в недрах Паужетского месторождения по данным разведочных скважин // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 43–48.
- Сысолова Г. Г. Генезис цеолитов триасовых образований Тунгусской синеклизы // Геология алюминиевого сырья Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. С. 106–112.
- Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–298.
- Тейлор Х. П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–328.
- Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ероцев-Шак В. А. Особенности современного гидротермального литогенеза. 1. Наземный гидротермальный литогенез // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 6. С. 3–15.
- Ткаченко С. И., Таран Ю. А., Коржинский М. А. Газовые струи вулкана Кудрявый, о. Итуруп, Курильские острова // Докл. АН (Россия). 1992. Т. 325, № 4. С. 823–828.
- Тулмин П. Ш., Кларк С. П. мл. Температурные условия рудообразования // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 367–388.
- Устиев Е. К. Проблемы вулкано-плутонизма. Вулкано-плутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1963. № 12. С. 3–30.
- Устиев Е. К. Основные проблемы изучения вулкано-плутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений // Вулканические и вулкано-плутонические формации. Т. 2. М.: Наука, 1966. С. 183–189.
- Устинов В. И., Гриненко В. А., Знаменский В. С. Генетическое значение интраструктурного распределения изотопов кислорода в алунитах Курильских островов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 2. С. 410–412.
- Файзиев А. Р., Коппус А. В. Рубидий, литий и цезий в флюорите из эндогенных месторождений разных минералогеохимических типов // Геохимия. 1987. № 4. С. 509–523.
- Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 140 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
- Хитаров Д. Н., Шмарович Е. М., Реутин Ю. В. Физико-химические особенности растворов, сформировавших гидротермальные месторождения урана // Сов. геология. 1980. № 5. С. 90–99.
- Хитаров Д. Н., Шмарович Е. М., Ашихмин А. А. Растворы газово-жидких включений на гидротермальных молибденурановых месторождениях // Сов. геология. 1982. № 12. С. 109–115.
- Холланд Г. Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. 560 с.
- Хомич В. Г. Краино-континентальные вулканические пояса // Вулканические пояса востока Азии (геология и металлогения). М.: Наука, 1984. С. 400–410.
- Хундадзе А. Г., Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Экспериментальные данные по составам синтетических анальцимов // Геохимия. 1970. № 5. С. 588–601.
- Челищев Н. Ф., Володин В. Ф., Крюков В. Л. Ионнообменные свойства природных высококремнистых цеолитов. М.: Наука, 1988. 128 с.
- Чухров Ф. В. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений // Геология рудных месторождений. 1964. № 1. С. 3–14.
- Шарапов В. Н., Черепанов А. Н. Физическая модель генетической связи оруденения с интрузивными массивами // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. 1986. Вып. 662. С. 110–118.
- Шатков Г. А. О форме нахождения цезия в кислых вулканических стёклах // Геохимия. 1971. № 7. С. 875–878.
- Шувалов В. Ф. Палеогеография и история развития озёрных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озёрные бассейны Монголии (петрография, литология, палеобиогеохимия, палеонтология). Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982. С. 18–25.
- Шутов В. Д. Эпигенез океанических базальтов // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 4. С. 32–42.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 280 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 201 с.
- Щеглов А. Д. Флюоритовые месторождения – индикаторы процессов тектоно-магматической активизации // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 2. С. 421–423.

- Щеглов А. Д. Закономерности размещения и образования флюоритовых месторождений в областях тектоно-магматической активизации // Флюорит (ресурсы, закономерности образования и размещения). М.: Наука, 1976. С. 40–45.
- Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
- Щеглов А. Д. Флюоритовые пояса Тихоокеанского сегмента Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 6. С. 1437–1440.
- Эллис А. Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов // Проблемы геохимии. М.: Мир, 1965. С. 167–179.
- Эллис А. Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 389–427.
- Юшко Н. А. Генетические особенности концентрации редких щелочных металлов в осадочно-вулканогенных породах // Минеральное сырьё редких щелочных металлов и проблемы его обогащения. М.: ИМГРЭ, 1979. С. 71–76.
- Яковлева Е. Б. Автоматические брекчии Казахстана // Сов. геология. 1963. № 8. С. 119–123.
- Янев Й., Караджова Б., Андреев А. Цезиеносные перлиты – гидротермальные изменения, геохимические корреляции, генезис // 6-й симпозиум Междунар. ассоциации по генезису рудных месторождений МАГРМ: тез. докл. Тбилиси: Б. и., 1982. С. 127–128.
- Ясько В. Г. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых Сибири. М.: Недра, 1979. 110 с.
- Ясько В. Г. Подземные воды межгорных впадин Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 173 с.
- Čeranič T., Lukic T., Jovic I. The ion – exchange capacity for caesium of natural clinophilolite from the Zlatokop (Vranje) deposit // J. Serb. Chem. Soc. 1987. Т. 52, № 9. P. 553–554.
- Černý P. Modernit z Kozakova // Časop. Narodn. muzea. Odd. prirodoved. 1967. Т. 136, № 1. P. 52–55.
- Christian R., Bruno G., Pierre S. Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control // Bull. Miner. 1988. Т. 3, № 2. P. 207–223.
- Coombs D. S., Ellis A. J., Fife W. S., Tallor A. M. The reolite facies; with comments of interpretation of the hydrothermal synthesis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1959. Vol. 17, № 1/2. P. 53–108.
- Eberl D., Hower J. The Hydrothermal transformation of sodium and potassium smectite into mixed layer clay // Clays and Clay Miner. 1977. Vol. 25. P. 215–227.
- Ellis A. J. The effect of temperature of the ionization of hydrofluoric acid // J. Chem. Soc. 1963. № 9. P. 4300–4304.
- Ellis A. J. Explored geothermal systems // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2<sup>nd</sup> ed. N. Y.: Wiley – Intersci. Publ., 1979. P. 632–683.
- Franče J. Novy pruzkum bentonitu v CSR // Geol. pruzk. 1982<sub>1</sub>. Iss. 24, № 1. P. 25–27.
- Franče J. Bentonite – Lagerstätten in Tschechischen Massiv // Teil 1, 2 – z, angew. Geol. 1982<sub>2</sub>. Т. 28, № 2. P. 51–57; № 3. P. 122–126.
- Gu Zhi-Wei. Distribution and development of nonmarin mesozoic Bevalves and formation in China // Sci. Sinica. Ser. B. 1982. Vol. 25, № 14. P. 438–452.
- Hedenquist J., Henly R. The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. P. 1379–1406.
- Istrate G. The nature and composition of Romanian zeolites // Anu. Inst. Geol. și geofiz. 1980. Vol. 56. P. 143–152.
- Jiranek J. Products of smectite – zeolite alterations of ignimbrites: a new raw material for Central America // Proc. Symp. New Miner. Raw Mater. (NEMJRAM) (Karlovy Vary, June 10–12, 1986). Praha, 1986. P. 81–88.
- Kanazirski M. M., Yanev Y. Ya. Physicochemical analysis of mineral paragenesis of reolitized perlites in the Borovicka area in the Sastern Rhodope Mts. // Докл. Болг. АН. 1983. Т. 36, № 12. С. 1571–1574.
- Kilinc J. A., Burnham C. W. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobare // Econ. Geol. 1972. Vol. 67, № 2. P. 231–235.
- Kirov G. N., Samajova E. Potassium feldspar and SiO<sub>2</sub> minerals in the zeolite diagenesis of rhyolite tuffs // Докл. Болг. АН. 1990. Т. 43, № 1. С. 79–82.
- Kizaki Y. Zeolites from Northern Kanto District // Abstr. Us – Japan seminar «The origin and mineralogy of sedimentary zeolites». Tokyo: University, 1971. P. 64–67.
- Marumo Katsumi. Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan, implications for the origins of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data // Geochim. et cosmochim. acta. 1989. Vol. 53, № 11. P. 2915–2924.
- Mehegan J. M., Robinson P. T., Delaney J. R. Secondary mineralization and hydrothermal alteration in the Reydarfjörður drill core, Eastern Iceland // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, № 8. P. 6511–6524.
- Meyer C. Ore deposits at Butte, Montana // Ore Deposits of the U. S., 1933–1967 / ed. J. D. Ridge. New York. Am. Inst. Min. Eng., 1968. P. 1373–1416.
- Millot G., Bonifas M. Transformation isolumetriques dans les phenomens de lateritisation et beuxitisation // Bull. Serv. Carte Geol. d'Alsace et de Lorraine, 1955. Vol. 8. P. 87–93.
- Mukaijama H. Genesis of Sulphur Deposits in Japan // J. Geol. Soc. Japan. 1959. Vol. 65, № 729. P. 17–24.
- Mumpton T., Roy R. New data on sepiolite and attapulgite // Proc. 5th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals. Washington, 1958. P. 49–51.
- Noh J. H., Kim S. J. Zeolites from Tertiary Tuffaceous Rocks in Yeongil Area, Korea // New Dev. Zeolite Sci. and Technol. Proc. 7th Int. Zeolite Conf. (Tokyo, August 17–22, 1986). Tokyo; Amsterdam e.a., 1986. P. 59–66.
- Phadke Anant V. Natural occurrence of clinoptilolite from Western Maharashtra Its utilisation in refrigeration using solar energy // Proc. Indian Nat. Sci. Acad. 1984. Vol. 50, № 5. P. 479–482.
- Rocher P. Le gisement de clinoptilolyte (zeolite) de Zlatocop en Yougoslavie // Chron. Rech. Miniere. 1991. Vol. 59, № 505. P. 70–71.
- Ross G. J., Kodama H. Experimental alteration of a chlorite into a regularly interstratified chlorite-vermiculite by chemical oxidation // Clay and Clay Miner. 1976. Vol. 24, № 4. P. 183–190.
- Sakai H., Matsubaya O. Stable isotope studies of Japanese geothermal systems // Geothermics. 1977. Vol. 5. P. 97–124.
- Samajova E. Mordenite in miocene acidic volcanoclastics, the western margin of Zemplinske pohorie MTS // Acta Geol. et Geogr. Univ. Comen. Geol. 1982. № 38. P. 113–121.
- Shilling J. G., Berceyron M. B., Evans R. Halogens in the mantle beneath the North Atlantic // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1980. Vol. A 279, № 1430. P. 147–176.

- Sigvaldason G. E., Oskarsson N.* Chlorine in basalts from Iceland // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1976. Vol. 40. P. 777–789.
- Stefanov D., Yanev Y.* Clay minerals accompanying zeolitization of perlites in east Rhodopes, Bulgaria // 9th Conf. Clay Miner. and Petrol. (Zvolen, 31 August – 3 September 1982). Praha, 1984. P. 119–125.
- Sudo T.* Iron – rich saponite found from tertiary iron sand beds of Japan (Rec xamindtion on lemberyite) // *J. Geol. Soc. Japan.* 1954. Vol. 60, № 700. P. 112–120.
- Su Mingai, Dai Changlu.* Дмчжи кэсюэ // *Sci. Geol. Sin.* 1983. № 2. P. 116–126.
- Thompson A. B.*  $\text{PCO}_2$  in low – grade metamorphism; reolite, carbonate, clay mineral, phernite relations in the system  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 33, № 2. P. 145–161.
- Tomasson T., Kristmannsdochtir H.* High temperature alteration minerals and thermal brines Reykjanes, Iceland // *Contribs. Mineral and Petrol.* 1972. Vol. 36, № 2. P. 123–134.
- Varga J.* Prve lozisko zeolitu v Československu: vysledky prieskumu klinoptilolitoveho tufu v Niznom Hrabovci. (Vychodne Slovensko) // *Miner. slov.* 1984. T. 16, № 4. P. 371–376.
- White D. E., Muffler L. J. P., Truesdell A. H.* Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems // *Econ. Geol.* 1971. Vol. 66, № 1. P. 75–97.
- White D. E., Waring G. A.* Volcanic emanations // *U. S. Geol. Surv., Profess. Paper,* 440 – K, 1963. P. 67–88.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Experimental investigations of silicate systems containing two volatile components: Part 2. The effects of  $\text{NH}_3$  and HF in addition to  $\text{H}_2\text{O}$  on the melting temperatures of albite and granite // *Am. J. Sci.* 1961. Vol. 259. P. 128–143.
- Yu Zhenhua.* Дичжи луньпинь // *Geol. Rev.* 1987. Vol. 33, № 5. P. 443–448.
- Zen-E-an.* The reolite facies: an interpretation // *Am. J. Sci.* 1961. Vol. 259, № 6. P. 114–122.
- Zhang Chengi.* Дичжи луньпинь // *Geol. Rev.* 1984. Vol. 30, № 3. P. 253–263.
- Zheng M., Liu J.* Physico-chemical conditions and ore-forming process of the Zhilington Au – Ag deposits, Zhejiang // *Acta Geol. Sin.* 1988. Vol. 1, № 1. P. 75–91.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<b>Часть I. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТЯХ НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА</b>	<b>5</b>
<b>Глава 1. Условия протекания гидротермальных процессов</b> .....	<b>5</b>
<b>Глава 2. Летучие компоненты в интрузивном и вулканическом процессах</b> .....	<b>7</b>
2.1. Галоиды .....	7
2.1.1. Хлор .....	7
2.1.2. Фтор .....	8
2.2. Сернистые газы .....	9
2.3. Углекислый газ .....	10
<b>Глава 3. Гидротермальные метасоматиты в областях наземного вулканизма</b> .....	<b>11</b>
3.1. Островные вулканические дуги .....	11
3.1.1. Вулканы, находящиеся на гидротермальной стадии активности .....	12
3.1.1.1. Гидротермальная система вулкана Баранского .....	12
3.1.1.1.1. Краткая геолого-тектоническая характеристика района .....	12
3.1.1.1.2. Продукты гидротермального изменения пород .....	14
3.1.1.1.2.1. Вторичные кварциты .....	16
3.1.1.1.2.1.1. Серицит-кварцевая зона .....	16
3.1.1.1.2.1.2. Монокварцевая зона .....	18
3.1.1.1.2.1.2.1. Каолинит-опаловая зона .....	19
3.1.1.1.2.1.2.2. Алунит-опаловая зона .....	20
3.1.1.1.2.1.2.3. Моноопаловая зона .....	20
3.1.1.1.2.2. Пропилиты .....	20
3.1.1.1.2.3. Гидротермальные аргиллизиты .....	22
3.1.1.1.3. Специфика минералообразующих процессов гидротермальной системы Кипящая .....	24
3.1.2. Зоны разгрузки гидротермальных систем .....	27
3.1.2.1. Паужетская гидротермальная система .....	27
3.1.2.1.1. Краткая геолого-тектоническая характеристика района .....	27
3.1.2.1.2. Продукты гидротермального изменения пород .....	29
3.1.2.1.2.1. Пра-Паужетка. Обстановка минералообразования .....	31
3.1.2.1.2.1.1. Среднетемпературные пропилиты .....	31
3.1.2.1.2.1.2. Низкотемпературные пропилиты .....	33
3.1.2.1.2.1.2.1. Зона высококремнистых цеолитов и смектитов .....	36
3.1.2.1.2.1.2.2. Гидротермальные глины (аргиллиты) .....	36
3.1.2.1.2.2. Современная обстановка минералообразования .....	37
3.1.2.1.3. Специфика минералообразующих процессов Паужетской гидротермальной системы .....	41

3.2. Дейтероорогенные области . . . . .	44
3.2.1. Забайкалье . . . . .	44
3.2.1.1. Краткая характеристика продуктов мезозойского вулканизма . . . . .	45
3.2.1.1.1. Продукты гидротермального изменения пород в вулкано-тектонических депрессиях . . . . .	46
3.2.1.1.1.1. Продукты изменения кислых пород . . . . .	46
3.2.1.1.1.1.1. Иллит-морденитовая с адуляром зона . . . . .	47
3.2.1.1.1.1.2. Иллит-смектит-морденитовая с адуляром зона . . . . .	49
3.2.1.1.1.1.3. Смектит-морденитовая зона . . . . .	51
3.2.1.1.1.1.4. Смектитовая зона (гидротермальные глины) . . . . .	51
3.2.1.1.1.2.1. Клиноптилолитовая зона . . . . .	52
3.2.1.1.1.2.2. Смектит-клиноптилолитовая зона . . . . .	52
3.2.1.1.1.2.3. Смектитовая зона (гидротермальные глины) . . . . .	54
3.2.1.1.1.2. Продукты изменения основных пород . . . . .	56
3.2.1.1.2. Продукты гидротермального изменения пород в вулкано-седиментационных депрессиях . . . . .	57
3.2.1.1.2.1. Продукты изменения кислых пород . . . . .	57
3.2.1.1.2.2. Продукты изменения средних по составу пород . . . . .	58
3.2.1.1.2.3. Продукты изменения основных пород . . . . .	58
3.2.1.2. Специфика минералообразующих процессов гидротермальных систем забайкальского типа . . . . .	62
3.2.2. Сопредельные с Забайкальем территории . . . . .	69
3.3. Тафрогенные области . . . . .	71
3.3.1. Кушмурунский грабен Тургайского прогиба . . . . .	71
3.3.1.1. Краткая характеристика продуктов раннемезозойского вулканизма . . . . .	71
3.3.1.2. Продукты гидротермального изменения пород . . . . .	73
3.3.1.2.1. Продукты аргиллизации базальтов . . . . .	75
3.3.1.2.2. Продукты аргиллизации гиалопаритов и гиалодацитов . . . . .	75
3.3.1.3. Специфика минералообразующих процессов гидротермальных систем тафрогенной области . . . . .	76
<b>Глава 4. Гомологические ряды вертикальной метасоматической зональности . . . . .</b>	<b>81</b>
<b>Часть II. ЭПИТЕРМАЛЬНЫЙ РУДОГЕНЕЗ В ОБЛАСТЯХ ПОСТОРОГЕННОЙ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ . . . . .</b>	<b>86</b>
<b>Глава 5. Модель образования полиметаллически-флюоритовой рудной формации . . . . .</b>	<b>87</b>
5.1. Условия накопления сульфидов и плавикового шпата . . . . .	87
5.2. Условия накопления кремнезёма и алюмосиликатов . . . . .	94
<b>Глава 6. Эндогенная аккумуляция редких щелочных металлов . . . . .</b>	<b>96</b>
<b>Глава 7. Эндогенное уранонакопление . . . . .</b>	<b>100</b>
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>103</b>
<i>Список литературы . . . . .</i>	<i>107</i>

Научное издание

**Коробов Александр Дмитриевич**

**ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ  
В ОБЛАСТЯХ НАЗЕМНОГО ВУЛКАНИЗМА**

Редактор *Е. А. Митенёва*  
Технический редактор *Т. А. Трубишкова*  
Корректор *Т. К. Певная*  
Оригинал-макет подготовил *И. А. Каргин*

---

Подписано к использованию 18.12.2019. Формат 60 × 84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Усл. печ.л. 13.95 (15). Объем данных 18,2 Мб.

---

Издательство Саратовского университета.  
410012, Саратов, Астраханская, 83.