

А.А.Годовинов
О.И.Рипинен
С.Г.Моторин

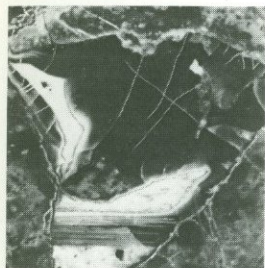
АГАТЫ



А.А.Годовиков
О.И.Рипинен
С.Г.Моторин

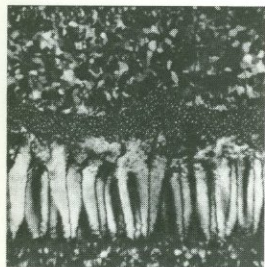
АГАТЫ

Часть 1



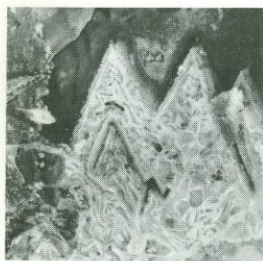
**МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
АГАТОВ
РАЗНЫХ
ГЕНЕТИЧЕСКИХ
ТИПОВ**

Часть 2



**МИНЕРАЛОГИЯ
И СТРОЕНИЕ
АГАТОВ**

Часть 3



**УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ
АГАТОВ**

А.А. Годовиков
О.И. Рипинен
С.Г. Моторин

АГАТЫ



Москва
«Недра»
1987



Годовиков А. А., Рипинен О. И., Моторин С. Г. Агаты.— М.: Недра, 1987, 368 с.: ил.

Рассматриваются особенности агатов, привлекающих внимание еще не решенными вопросами их генезиса. На фактическом материале, полученном при изучении агатов различных месторождений СССР, МНР, НРБ и других стран, освещаются особенности форм выделения, внутреннего строения, минералогии агатов. Дано описание псевдоморфоз одних минералов по другим, а также результаты экспериментального изучения процессов диффузии в студнях. По-новому представлены условия образования агатов. В книге много цветных иллюстраций, показывающих природную красоту и разнообразие агатов.

Для минералогов, геохимиков, специалистов по генетической минералогии; будет интересна широкому кругу любителей камня.

Табл. 7, ил. 267, список лит.— 276 назв.

Рецензент: *Е. Я. Киевленко*, д-р геол.-минер. наук (Центр кварцсамоцветы)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прделанная работа и изучение обширного литературного материала позволили обнаружить неизвестные ранее детали строения агатов, понять ряд моментов в их образовании, и выявить неясные стороны этих процессов, требующие сбора дополнительных фактов, их осмысливания. Это дело не только будущих исследователей-минералогов, но и многочисленных любителей камня, коллекционеров, которые найдут в данной книге много новых фактов, облегчающих понимание камня, сбор необходимых дополнительных данных о нем. Одновременно они познакомятся с результатами некоторых простейших приемов изучения образцов, таких, как травление соляной кислотой, окрашивание поверхности анилиновыми красителями, позволяющих получить весьма интересную и важную информацию о взаимоотношении различных минералов. Все это, несомненно, повысит ценность собираемых коллекций и доставит много радостных моментов их владельцам, повысит их интерес к научной обработке сборов, приведет, как мы надеемся, к пополнению рядов минералогов активными исследователями, относящимися с большим интересом и любовью к камню.

Вместе с тем изложенный материал должен быть интересен и для широкого круга геологов, минералогов, петрографов, специалистов смежных дисциплин, поскольку в нем впервые с такой полнотой рассматриваются многие черты строения агатов, взаимоотношения различных минералов, находящихся в агатовых выделениях, ряд общих вопросов образования минералов и их агрегатов, генезиса вулканитов основного и кислого состава.

Материалы для исследования получены при полевых сборах на Айнабулакском, Аягузском и Павлодарском месторождениях в КазССР, Тулдуновском, Тарбальджейском, Мурундинском и Мулиной горе — в Восточном Забайкалье, Сергеевском — в Приморье, месторождениях агата в районе пос. Палана на Камчатке, окрестностях городов Кырджале и Момчиловграда в Болгарии, агатопроявлениях в восточной части хр. Арц-Богдо и в районе Далан-Туру в Монголии. Кроме того, были использованы материалы, имеющиеся в фондах Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР, переданные многими исследователями и любителями камня, среди которых особо надо отметить образцы, полученные от Л. В. Агафонова *, А. И. Альмухамедова, Е. В. Артюшкова, Т. Л. Барановой *, И. А. Белицкого *, Б. А. Бобылева, Г. В. Букина *, Н. В. Владыкина *, В. Ю. Забродина, В. В. и К. Б. Кепежинская *, А. Н. Коробкова, Н. Ф. Красова, Н. А. Крылова *, М. Малеева, Б. Г. Ненашева *, Б. М. Полянцева *, Н. А. Прусевич *, В. В. Рябова, К. М. Садиленко *, В. И. Степанова *, Т. М. Телюшенко *, Ю. Г. Толпегина, С. П. Тришина *, В. И. Финько *, Ю. А. Чульжанова *.

* Помечены звездочкой фамилии лиц, безвозмездно передавших свои образцы в 1984 г. в Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана АН СССР, что в большой мере способствовало полноте открытой в нем экспозиции «Агаты и их парагенезис».

Наряду с этим были просмотрены образцы агатов, имеющих в фондах минералогических музеев Ленинградского горного института им. Плеханова, Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе, Центрального геологического музея института геологии и геофизики им. 60-летия СССР СО АН СССР, ряд коллекций минералогов-любителей — Е. В. Артюшкова, Ю. А. Борзаковского, Б. З. Кантора, А. Н. Коробкова, К. М. Садиленко, которым авторы искренне благодарны.

В ходе исследования были изучены агаты более 100 месторождений, сделано несколько тысяч их шлифов, большое число прозрачных шлифов, выполнены некоторые экспериментальные работы.

При подготовке работы весьма полезными были обсуждения возникших вопросов с Л. В. Булгаком, В. В. и К. Б. Кепежинским, Н. П. Ковалевым, Н. А. Кулик, В. В. Наседкиным, В. И. Степановым, В. И. Финько, М. Е. Яковлевой, что в значительной мере способствовало написанию этой книги; Г. П. Барсанов и М. Е. Яковлева предоставили авторам микрофотографии, дав к ним исчерпывающие комментарии. В подготовке книги принимали участие сотрудники Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР Л. В. Булгак, А. Н. Петропавловская, С. К. Розен, М. А. Смирнова, В. И. Степанов, М. А. Терентьев и М. Б. Чистякова.

Основная масса фотографий в книге выполнена С. Г. Моториным, им же выполнены и все цветные слайды размером 6×9 см; слайды 6×6 см сделаны в ЛАФОКИ АН СССР, а микрофотографии — в фотолаборатории ИГЕМ АН СССР.

Образцы агатов, описанные в этой книге, переданы в Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана АН СССР и послужили основой специальной экспозиции агатов. Большинство их дубликатов находится в Центральном геологическом музее ИГиГ СО АН СССР, где организована аналогичная выставка.

Образцы, хранящиеся в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР выделены тем, что для них приведены (в конце подрисуночных подписей) инвентарные номера.

Агат описывался еще в древности (372—287 гг. до н. э.), впервые в трактате «О камнях» Теофраста, связывающего его название с р. Агатес (совр. Дирилло) на о. Сицилия [231]. Первоначально это название давалось твердым, легко принимающим полировку ритмично окрашенным поделочным камням, основу которых составляет халцедон. По этой причине во многих работах по минералогии, геологических словарях и справочниках агат определяется как ритмичноокрашенная разновидность халцедона. Однако в составе этого декоративного камня обычные не только минералы семейства кремнезема — кварц, кварцин, опал, низкотемпературные кристобалит и тридимит, но и другие минералы, среди которых наибольшую роль играют карбонаты, гётит, иногда цеолиты, селадонит, флюорит и т. д. Наряду с этим к агатам относят разновидности халцедона, содержащие декоративные включения — моховые, сагенитовые и др.

Таким образом, агатом следует называть ритмично-зональные (зонально-концентрические и параллельно-слоистые) сростания различных минералов семейства кремнезема, среди которых преобладает халцедон, с зонами и включениями других минералов (карбонатов, гётита, цеолитов, селадонита и др.), а также прозрачные, полупрозрачные и окрашенные разновидности халцедона, содержащие моховидные, игольчатые или иные включения характерной формы, получившие по ним название моховых, сагенитовых, дендритных агатов и т. п. Поэтому термин «агат» в строгом смысле относится не к какому-то определенному минеральному виду, а к ювелирно-поделочному камню и имеет торговое-ювелирное (геммологическое) значение.

Агаты, с одной стороны, отличаются от халцедона — мономинеральных незональных скоплений этого минерала, в том числе и его окрашенных разновидностей, а с другой — от гидротермальных яшм, иногда находящихся в тесной ассоциации с агатами, генетически связанными с основными и средними вулканитами, представляющих собой халцедоновые образования, содержащие кварц, кварцин и различные механические примеси — гётит, гематит, селадонит, хлорит и другие, содержание которых достигает 20—30%, отличающихся непрозрачностью даже в тонких осколках *. Подобные яшмы могут слагать отдельные части агатовых миндалин (обычно донные) или образовывать прослой

* Подобные яшмы, в отличие от вулканогенно-осадочных и метаморфогенных, иногда называют яшмоидами [51].

(зоны) в агате, вплоть до многократных,— подобный поделочный камень называется яшм-агатом*.

Сложность состава и неповторимость рисунка каждого из отдельных образцов агата дали повод большому знатоку ювелирного и поделочного камня Л. Квику писать: что «в то время как сотня сапфиров среди сотни других имеет точно такой же вид, сотня агатов представляет собой сотню разновидностей форм выделения, окраски или того и другого одновременно. Нет даже двух одинаковых агатов, и это то несходство, которое делает агаты особенно желанными».

Халцедон, являющийся основой агата, относится к скрыто-кристаллическим представителям семейства кремнезема, насчитывающего большое число минеральных видов и разновидностей, отличающихся структурой и степенью кристалличности, знаком оптического удлинения (рис. 1, табл. 1).

Разнообразие форм выделения агата, окраски, декоративности рисунка, включений других минералов привело к выделению большого числа разновидностей халцедона и агата (табл. 2), имеющих не столько минералого-генетическое, сколько декоративное и ювелирно-художественное значение.

Халцедон и агат встречаются в различных минеральных ассоциациях, образующихся главным образом на поздних этапах вулканических процессов, связанных с излиянием лавовых потоков, в том числе подводных, отложений пепла. В меньших количествах они известны в низкотемпературных гидротермальных жилах и ассоциациях, возникающих в поверхностных условиях (в корях выветривания, осадочных породах, особенно карбонатных и глинисто-карбонатных). Все это приводит к разнообразию геолого-минералогической обстановки, в которой встречается агат (табл. 3), затрудняет выяснение общих и частных условий его образования, в том числе в виде крупных скоплений. При систематическом описании минералогических особенностей агата это вызывает осложнения.

В то же время основная масса промышленных месторождений агата связана с вулканогенными комплексами: в большей степени с базальтами, в меньшей — с андезитами [51, 81]. За рубежом известны также многочисленные крупные агатопоявления в риолитовых покровах; на территории СССР они менее значительны, хотя встречаются во многих районах. Меньшее значение имеют агаты, связанные с осадочными породами.

* Границу между агатом и яшмой иногда провести весьма трудно, на что обращал внимание исследователей еще А. Е. Ферсман [115, с. 211], писавший, что «внешнее отличие яшмы от агата и халцедона действительно затруднено. С минералогической точки зрения оно заключается в преобладании в яшме кварцевого материала, а не ... разновидностей кремнезема типа халцедона и кварца (на самом деле это не так и, согласно Г. П. Барсанову, М. Е. Яковлевой [10], типичные пластовые яшмы могут содержать халцедон, в том числе и в преобладающих количествах — Авт.). Практически различие обычно сказывается в степени прозрачности по краям: яшмы совершенно непрозрачны или слабо просвечивают в осколках; более сильное просвечивание приводит к тем разностям, которые получили название яшмового агата... и, наконец, настоящие агаты просвечивают сплошь».

ТАБЛИЦА 1

Основные скрытокристаллические и близкие к ним минералы семейства кремнезема (по литературным данным)

Название		Морфология выделений	Характеристика	
Минеральный вид	Разновидность		оптическая	структурная
Опал	А-опал (аморфный) а) Обычный	Сплошные массы с раковистым изломом, часто трещиноватые	Изотропный	Глобулы кремнезема разного диаметра (в пределах 10—100 нм) без регулярной укладки с кластерами α -тридимита, α -кристобалита, кварца
	б) Благородный			Глобулы кремнезема одного диаметра (средний размер 250 нм), уложенные в плотнейшую упаковку с точечными и линейными дефектами
	КТ-опал (кристобалит-тридимитовый опал)			Анизотропный (перистый с напряжениями; разноориентированные тончайшие волюкны)
α -кристобалит	а) Скрытокристаллический К-опал (кристобалитовый опал; люссалит)	Сплошные массы с раковистым изломом; мелкосферолитовые агрегаты, иногда трубчатые (на иглах морделинита, «мембранных» трубках) или [011]	Анизотропный, иногда тонкосферолитовый; волокна одноосные с положительным удлинением по [110], [101]	Дефектная структура α -кристобалита с редкими кластерами α -тридимита и А-опала
	б) Кристаллический кристобалит	α -Мелкие (менее 1 мм) тетрагональные кристаллики бипирамидального габитуса	Анизотропный, одноосный с положительным удлинением	Структура α -тридимита

Название		Морфология выделений	Характеристика	
Минеральный вид	Разновидность		оптическая	структурная
Кварц *	Халцедон	Сферолиты и сферолитовые корки	Тонковолокнистый, часто ге-ликоидально закрученный до степени тонкопластинчатого, анизотропный, удлинение отрицательное по $[11\bar{2}0]$, реже по $[10\bar{1}0]$	Структура α -кварца низкой кристалличности с разупорядочением
	а) Тонковолокнистый			
	б) Глиноподобный	Плотные мелкокристаллические прослойки до ультрамелкокристаллических	Анизотропный до оптически изотропного	Структура α -кварца низкой кристалличности (размер кристалликов от 1—5 до 10—20 мкм); удлинение халцедоновое
	Кварцин	Сферолиты и сферолитовые корки	Тонковолокнистый, анизотропный с положительным удлинением по $[0001]$	Структура α -кварца низкой кристалличности

* Здесь и далее слово «кварц» означает низкотемпературный α -кварц.

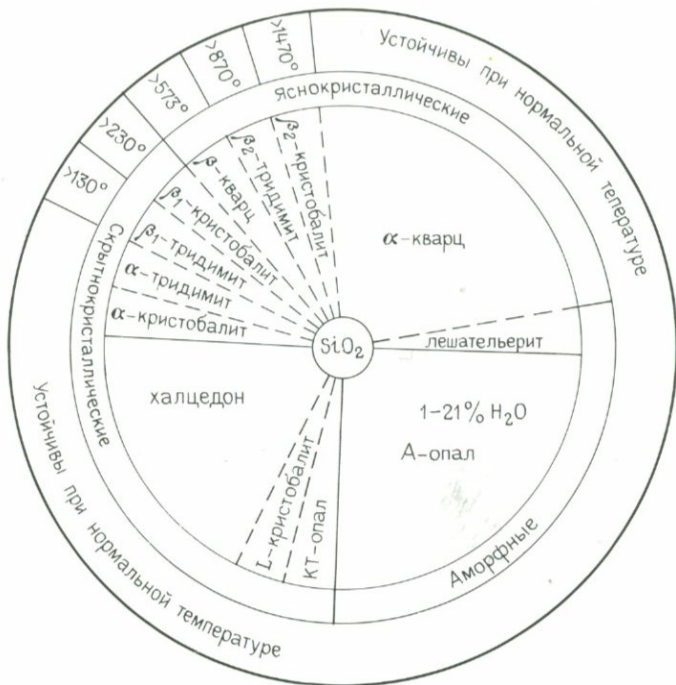


Рис. 1. Взаимосвязь различных модификаций кремнезема, устойчивых при обычном давлении, по Г.-Г. Шмитцу [247], с дополнениями авторов.

Этим объясняется обилие каменного материала в различных музеях и литературы по агатам базальтов и андезитов, резкое сокращение исследований агатов кислых вулканитов и тем более осадочных пород, хотя для выяснения общих особенностей строения и генезиса агата необходим анализ всех известных типов его проявления. Попытку такого подхода к исследованию агата представляет данная книга. Последовательность описания агатов отвечает последовательности перечисления основных типов их месторождений, принятой в табл. 3.

Для каждого генетического типа агатопроявлений прежде всего рассматриваются условия образования различных полостей, заполняемых агатом, с особым вниманием к их морфологии или минеральных агрегатов, замещаемых агатом. После этого описываются специфические особенности агатов каждого типа. В заключение рассматриваются общие для агатов всех типов черты, позволяющие судить о причинах его образования, зональной окраске, типоморфных, т. е. свойственных отдельным типам ассоциаций и отдельным месторождениям, особенностях.

По указанной выше причине в нашем распоряжении оказалось также значительно больше материалов по основным эффузивам, чем по средним, кислым вулканитам и тем более осадочным породам. Сказанное необходимо учитывать при сопоставлении изложенных результатов и

Основные разновидности халцедона и агата ¹

Название	Краткое описание	Примеры (фото)
I. По форме выделения		
Ботриодальный агат	Агат, по форме напоминающий гроздь винограда, состоящую из небольших слипшихся сфер	138
«Громовые яйца» ²	Литофизы с агатом в центральной части	108
Жеодовый агат	Миндалины в эффузивах или стяжения в осадочных породах, заполненные халцедоном, иногда полые внутри (обычно со шеткой кристаллов кварца или аметиста)	1
Звездчатый агат	Агат звездообразного очертания — сечения, центральное заполнение некоторых «громовых яиц»	110, д
Каравай	Уплощенные миндалины, напоминающие по форме каравай (лепешку)	—
Миндалины	Минерализованные газовые пузыри в эффузивных породах (базальтах, андезитах и т. п.) шаровидной, баллонообразной, грушевидной и другой формы	1—7
Трубообразный агат ³	Халцедоновые (агатовые) трубообразные миндалины, иногда ветвящиеся	8
II. По окраске		
Гелиотроп	Луково- до грязно-зеленого цвета с красными пятнами халцедон	—
Иризирующий (радужный) агат; ирис — агат	Агат, отливающий радужными цветами иризации при сквозном освещении тонких пластинок	—
Карнеол	Мясо-красный халцедон	63; 110, г
Муаровый агат	Тонкополосчатый агат с контрастной окраской полос, с муаровой картиной при изменении положения полированной поверхности	17
Облачный халцедон (агат)	Халцедон (агат) с расплывчатыми пятнами	—
Оникс	Параллельно-слоистый агат	30; 31; 32, в; 33; 39; 119; 121
Плазма	Травяно-зеленый халцедон	—
Пламенный (пламевидный) агат (халцедон)	Агат (халцедон) с пламевидными участками красной окраски	—
Сапфирин ⁴	Голубой до синего халцедон	18
Сардер	Коричневый до красноватого халцедон	—
Синий агат (халцедон)	Синий, фиолетово-синий агат (халцедон)	—
Фарфоровик	Матово-белый, иногда сероватый, непрозрачный халцедон (агат)	—

Название	Краткое описание	Примеры (фото)
Хризоколла-агат	Халцедон голубовато- до ярко-зеленого цвета из-за включений силикатов меди	—
Хризопраз	Яблочно- до травяно-зеленого цвета халцедон, окрашенный минералами никеля	—
Цер-агат	Светло-желтый (золотисто-желтый) агат	—
Яшм-агат	Непрозрачный интенсивно (часто неравномерно) окрашенный халцедон, фарфоровидный в изломе, с большим количеством примесей (гематит, селадонит и др.)	—

III. По особенностям рисунка (строения) агата

Бастионный агат ⁵	Агат с зонально-концентрическим строением	
Брекчированный агат	Агат, разбитый на обломки (часто разноориентированные), сцементированные халцедоном (агатом) или кварцем	102; 140
Ландшафтный агат	Агат с ландшафтным рисунком	77
Мозаичный агат ⁶	Агат, заполняющий полигональные участки между пластинами папиришпата или псевдоморфозами кварца по папиришпату, различающиеся цветом и строением	124
Очковый (глазчатый) агат	Агат с концентрически-зональным строением и темным центральным кругом — результат поперечного сечения псевдоста-лактитов	27
Плитоидный агат	Агат с отдельными зонами, разделенными на «кирпичики»	127; 128
Полосчатый агат ⁷ (см. также оникс)	Агат параллельно-слоистого строения	30; 31; 32в; 33; 119; 121
Руинный агат	Агат с рисунком, напоминающим руины; обычно брекчированный бастионный агат	
Сферический агат	Концентрически-зональный агат (с облегающей зональностью, идущей параллельно стенкам миндалины); синоним бастионного агата	
Точечный агат	С точечным рисунком	
Фортификационный агат	Синоним бастионного агата	

IV. По морфологии включений

Дендритный агат (моксский камень, мокам)	Агат (халцедон) с древовидными включениями (разводами)	66
--	--	----

Название	Краткое описание	Примеры (фото)
Конехвостный (Kreisachal, нем.) агат (халцедон)	Агат (халцедон) с инородными метельчатыми включениями	69
Моховый агат (моховик)	Агат (халцедон) с моховидными инородными включениями зеленого, коричневого, черного и др. цвета	68; 77; 78
Оолитовый агат	Агат с небольшими округлыми включениями, напоминающими оолиты, состоящие из мелких сцементированных зернышек кальцита	—
Сагенитовый агат	Агат (халцедон) с тонкоигольчатыми инородными включениями	69
Трубчатый агат	Агат с трубчатыми инородными включениями	138
Шелл-агат	Агат с включениями окаменевших раковин моллюсков	—

V. Псевдоморфозы халцедона (агата) по различным органическим остаткам

Деревянный (древесный) агат	Псевдоморфоза халцедона (агата) по дереву	143; 144
Коралловый агат	Псевдоморфоза халцедона (агата) по ископаемым кораллам	149—151
Шелл-агат	Псевдоморфоза агата по ископаемым моллюскам (см. также раздел IV)	—

Примечания: 1. Большое число местных и торговых разновидностей халцедона, агата и кварца можно найти у Л. Квика [231]; 2. Более подробно морфологические особенности «громовых яиц» рассмотрены при описании агатов в риолитах; 3. Трубообразный агат иногда неверно называют трубчатым агатом (см. раздел IV этой таблицы); 4. Сапфирин здесь не путать с минералом сапфирином; 5. Бастионный агат называют агатом бразильского типа, хотя в месторождениях Бразилии известны также агаты параллельно-слоистого строения; 6. Термин мозаичный агат иногда используют как синоним брекчированного агата; 7. За полосчатым агатом часто сохраняют название уругвайского агата, хотя на месторождениях Уругвая не все агаты имеют параллельно-слоистое (ониксовое) строение.

анализе выводов, которые могут быть в дальнейшем дополнены, очевидно, прежде всего за счет увеличения внимания именно к менее известным агатопроявлениям.

Следует сказать и еще об одной причине неполноты данных по генезису и парагенетическим ассоциациям агатов. Дело в том, что геологи, занимающиеся промышленной оценкой агатопроявлений и тем более разработкой месторождений, а также любители камня, сосредоточивают внимание именно на агатах, совершенно упуская из вида остальные минеральные проявления — выделения кальцита, цеолитов, яшм, генетически тесно связанные с процессами образования агата. В лучшем случае их упоминают в перечне минералов, но их взаимоотношения с вмещающими породами и агатом описывают часто весьма фрагментарно.

**АГАТОВЫЕ МИНДАЛИНЫ
ИЗ БАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИТОВ
ФОРМА МИНДАЛИН**

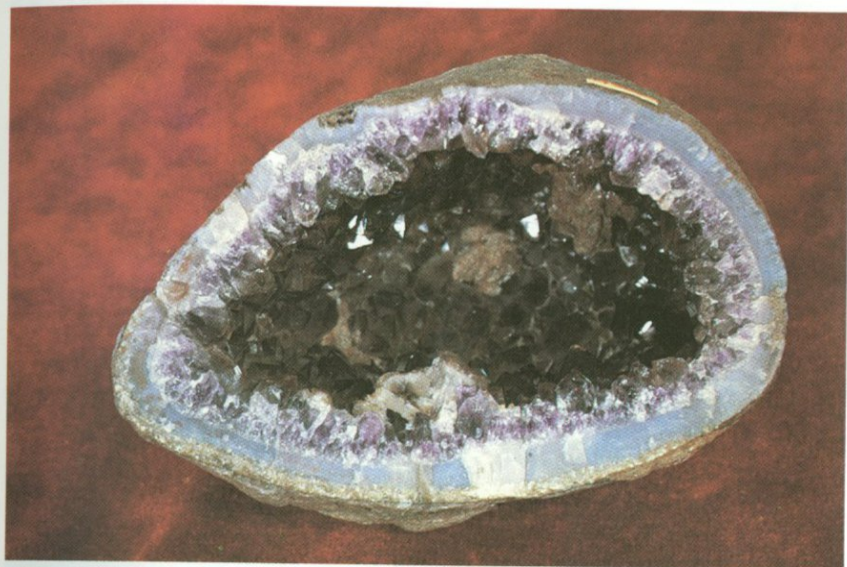


Фото 1. Округло-уплощенная миндалина с халцедоновой оторочкой и крупной полостью, стенки которой выстланы аметистом. Мулина Гора, Читинская обл. $9,0 \times 5,5$ см. № 3251.

Фото 2. Округлая миндалина с уплощенным дном, выполненная зонально-концентрическим халцедон-кварцевым агатом; тонколучистые сферолиты у стенки — морденит. Иджеван, АрмССР, 13×10 см. № 83059.

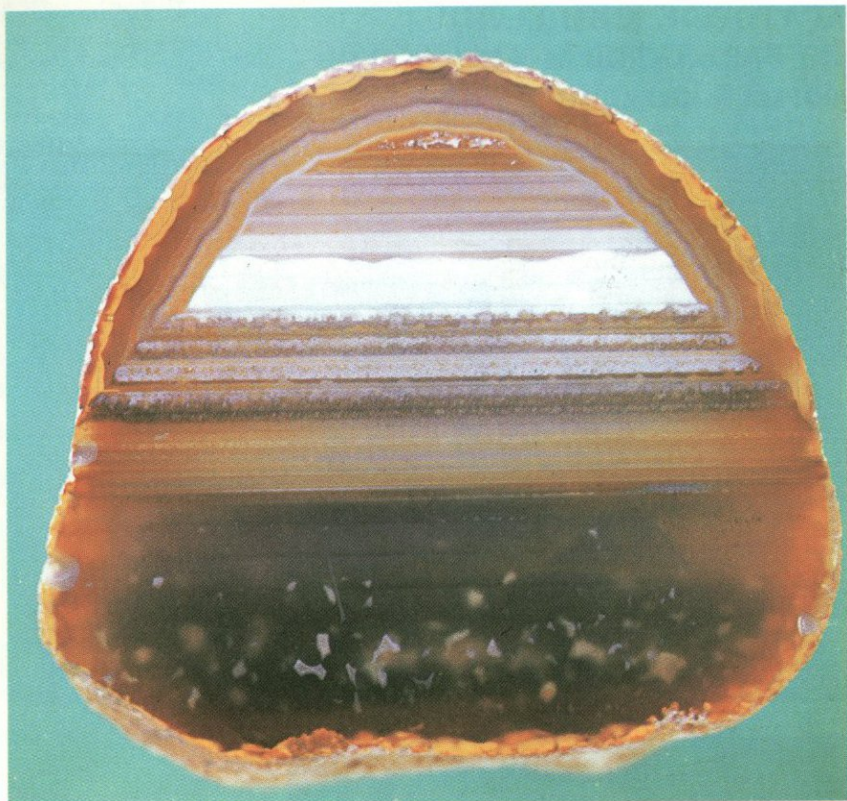


Фото 3. Округлая миндалина с уплощенным дном, выполненная в основном параллельно-зональным (ониковым) агатом. Снизу видна мощная зона с многочисленными «микроминдалинами», образовавшимися в промежутках между микросферолитами халцедона. Затем идут горизонтальные слои, упирающиеся в тонкую зонально-концентрическую зону, два горизонтальных слоя, переходящих в зонально-концентрическую зону, и снова параллельно-слоистый агат, упирающийся в облакающую зону; белая зона в его основании имеет волнистые поверхность и строение. Агат пигментирован оксидами и гидроксидами железа. Мексика. 5,5×5,0 см. Из колл. Е. В. Артюшкова.

70000



Фото 4. Вертикально вытянутая овальная миндалина с параллельно-слоистым (ониксовым) агатом, слои которого упираются в халцедоновую корку снизу и, начиная с последнего верхнего белого слоя, переходят в зонально-концентрический (облекающий) халцедон; полость сверху заполнена крупнокристаллическим кварцем. На нижних горизонтальных слоях оникса — многочисленные отчетливые следы перекристаллизации. Арц-Богдо, Монголия. 12,5×7,5 см. вел. № 83053.





Фото 5. Баллонообразная миндалина с тремя «поколениями» параллельно-слоистого агата и слоями, упирающимися в слои зонально-концентрического халцедона, облегающего стенки миндалины, разделенные двумя и заканчивающиеся третьим «поколением» параллельно-слоистого агата, переходящего в зонально-концентрический халцедон; вверху левой стенки видно соединение внутренней части миндалины и поверхности с помощью «питающего» канала. Мексика. $7,0 \times 5,0$ см. Из колл. Е. В. Артющкова.

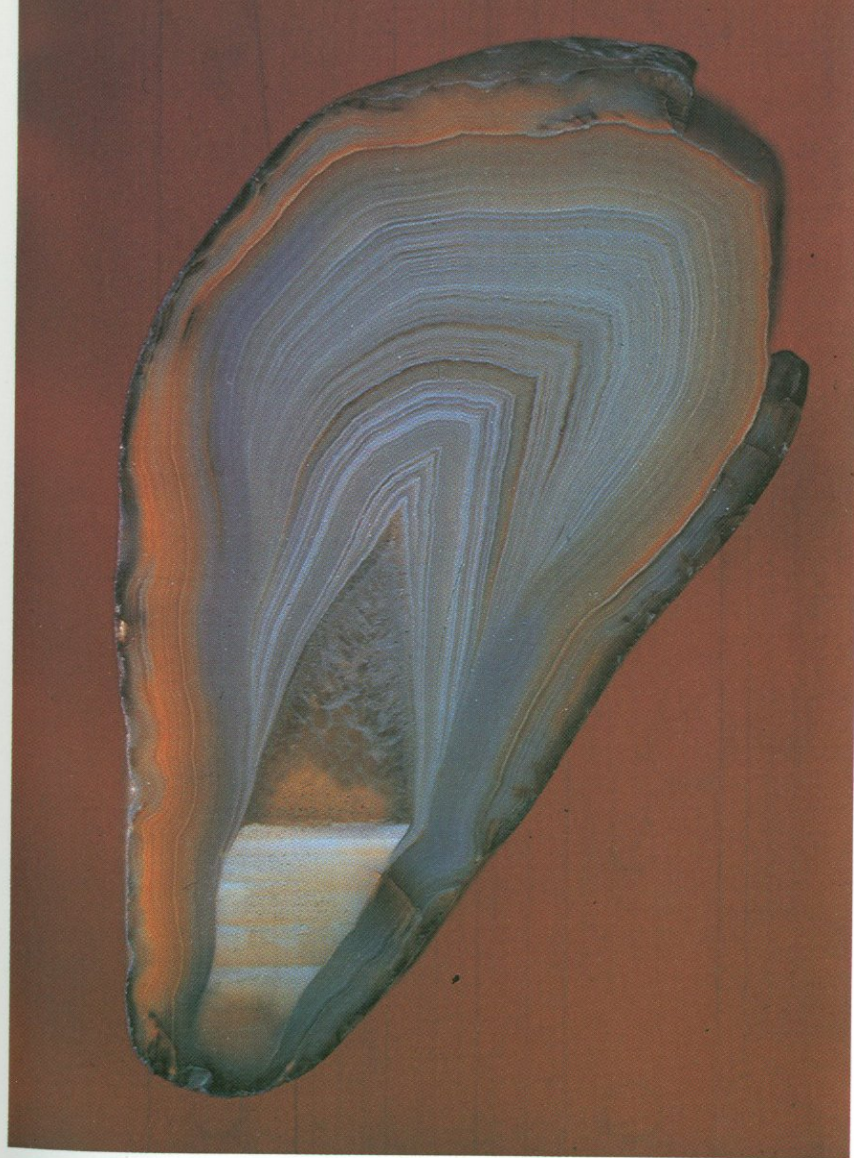


Фото 6. Грушевидная миндалина с широким «питающим» каналом, снизу заполненным халцедоновым ониксом; выше — крупнозернистый кварц. Хорошо видно выклинивание отдельных зон халцедона, облегающего стенки миндалины и заполняющего верхнюю ее часть по мере их приближения к периферии. Россыпи по р. Зея, Амурская обл. 6,5×4,0 см.



Фото 7. Уплощенная неравномерно-треугольная миндалина с зонально-концентрическим агатом, в центре — аметист. Горная Кула, район Крумовграда, Болгария. Длина 10 см. № 84763.



Фото 8. Трубчатая миндалина, заполненная зонально-концентрическим агатом и аметистом. Мыс. Теви, Камчатка. 1,5×6,0 см. № 82992.

ТАБЛИЦА 3

Основные типы агатовой минерализации

Агатоносная геологическая формация	Тип пород	Вмещающие породы	Характер агатоносной минерализации	Примеры месторождений
А. Эндогенные месторождения				
I. Вулканогенные комплексы древних платформ	Основные вулканиты (трапповые комплексы)	Толейтовые базальты	Миндалины; пространства между шарами пиллоу-лав; (Чаицын Нос, Левая Иевка реке неправильной формы гнезда, линзы, короткие прожилки	Север Тиманского кряжа (Чаицын Нос, Левая Иевка и др.); траппы Сибирской платформы, Декканского нагорья (Индия), Бразилии и Уругвая
II. Вулканогенные комплексы складчатых областей	1. Основные вулканиты	Базальты, трахибазальты, андезитобазальты Пепловые отложения	Миндалины; неправильные выделения, линзы и прожилки в трещинах Псевдоморфозы по дереву; трубчатые миндалины в ходах древоточцев	Окрестности пос. Палана, Камчатка; Мулина гора в Восточном Забайкалье
	2. Средние до кислых вулканиты	Стекловатые андезиты, деллениты, грубообломочные вулканогенные брекчи и конгломераты с туфовым цементом	Миндалины; неправильные выделения в межглыбовых пространствах, линзы, прожилки, небольшие штокверки; трубообразные тела Выполнение полостей разной формы (центральных — линзовидных, звездчатых и т. п., полостей отслаивания) в литофизах — громовые яйца	Окаменелый лес Аризоны (США); окрестности пос. Палана, Камчатка Ахалцихе, ГрузССР; Иджеван, АрмССР; Аджикент, АзССР
	Кислые вулканиты	Литофизные риолиты		Айнабулакское, Аягузское и др. месторождения КазССР; Тарбальджейское, Вост. Забайкалье; Магнитогорское, Челябинская обл.; Сергеевское, Приморский край; Йеллоустонский парк, многочисленные месторождения в штатах Орегон, Монтана, Юта, Калифорния, Колорадо и др. (США); Бинна-Бура (Австралия); Исландия; Япония

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

Агатоносная геологическая формация	Тип пород	Вмещающие породы	Характер агатоносной минерализации	Примеры месторождений
Б. Экзогенные месторождения				
I. Месторождения в осадочных породах (диагенетические)				
Осадочные комплексы платформ и геосинклиналей	Карбонатные и глинисто-карбонатные породы	Известняки, мергели с халцедоновыми (кремнистыми) прослоями и жеодами	Выполнение каверн выщелачивания в силицифицированных карбонатах	Голутвинское и Ступинское, Московская обл.
			Псевдоморфозы по конкрециям ангидрита и др. минералов, главным образом в мергелях	Кафигшемское, СССР; ЙАР, Саудовская Аравия; Центральная часть США
II. Россыпные месторождения				
Элювиальные и делювиальные россыпи	Рыхлые отложения	Глинистые породы кор выветривания	Остаточные миндалины в корях выветривания (почвах) по агатоносным эффузивам	Павлодарское, КазССР; Магнитогорское, Челябинская обл.; Арц-Богдо, Далан-Туру, Улугей-Хид, МНР и др.
Аллювиальные россыпи	Рыхлые отложения	Аллювиальные отложения	Галечниковые, песчаные, валунно-галечниковые отложения кос и террас	Тулдунское, Бурятская АССР; Зейское и Бурундинское, Амурская обл.; Чукотский нац. округ; россыпи шт. Гуджарат (Индия); бассейн р. Уругвай и др.
Примечание: Жирным шрифтом выделены месторождения, образцы которых использованы в работе				

Еще хуже дело обстоит с исследованием россыпей, в которых собирают, как правило, только агаты, и в большинстве наиболее декоративные.

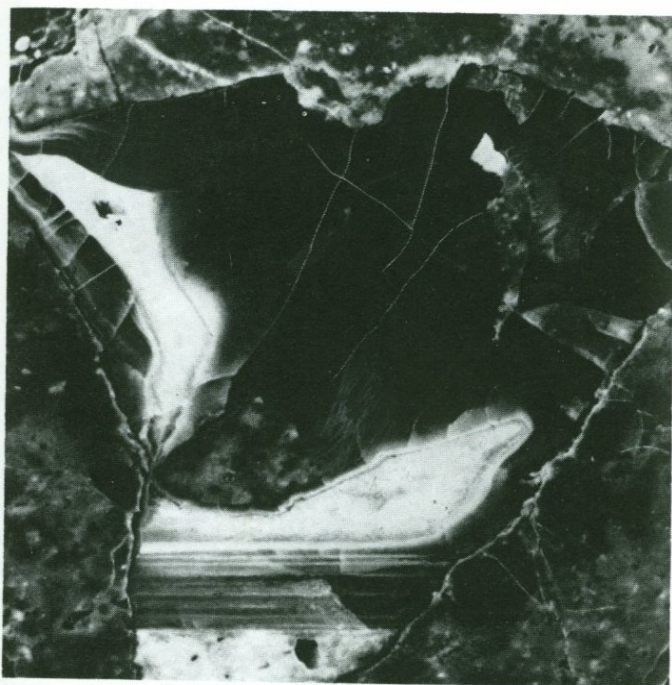
На время выделения агатов существуют различные точки зрения. Из наиболее общей и, как будет показано изложенным ниже материалом, наиболее правдоподобной следует признать отложение агатов в уже готовых пустотах — газовых пузырях базальтов и андезитов, межшаровых пространствах шаровых лав, пустотах литофиз в риолитах, трещинах и гнездах различного происхождения, полостей от выгорания растительных остатков, пустотах выщелачивания осадочных пород или метасоматическим путем, т. е. путем замещения на поздних этапах минералообразования более ранних минералов. Поэтому внешняя форма агатовых образований, а также их текстуры, рисунок агата, парагенезис минералов в большой мере зависят от условий образования полостей в различных агатосодержащих породах, их морфологии от морфологии замещенных халцедоном минеральных образований и их состава. В свою очередь эти вопросы нельзя рассматривать, не углубляясь в вопросы генезиса соответствующих пород, путей образования в них полостей или минеральных агрегатов, заполняющихся или замещаемых агатом. Более того, оказалось, что в ряде случаев исследование морфологии агатовых выделений позволяет по-новому осветить вопросы генезиса вмещающих их пород, часто дискуссионные, что расширяет значение выполненных работ.

Учитывая сказанное, ниже для каждого генетического типа агатопроявлений, прежде всего, рассматриваются условия образования различных полостей, заполняемых агатом, с особым вниманием к их морфологии или строению минеральных агрегатов, замещаемых минералами семейства кремнезема. После этого описываются особенности агатов каждого типа. В заключение рассматриваются общие для агатов всех типов черты, позволяющие судить о причинах образования агата, его зональной окраски, типоморфных, т. е. свойственных отдельным типам ассоциаций и отдельным месторождениям особенностях.

Всем перечисленным вопросам посвящена текстовая часть работы, иллюстрированная черно-белыми рисунками и цветными фотографиями*.

* Для удобства ссылки на эти рисунки они выделены как фото, тогда как черно-белые рисунки, помещаемые в тексте, обозначаются «рис.» Последовательность в цветных фотографиях не отвечает изложению материала в тексте, а соответствует переходу от агатов базальтов и андезитов к агатам риолитов и затем к агатам, связанным с осадочными породами (см. оглавление цветных иллюстраций), что, по мнению авторов, дает возможность более непосредственно контролировать типоморфизм каждого.

Часть 1



МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АГАТОВ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

АГАТЫ, СВЯЗАННЫЕ С БАЗАЛЬТАМИ И АНДЕЗИТАМИ

В базальтах и андезитах агаты, с одной стороны, выполняют различные замкнутые полости, образовавшиеся в эффузивах, с другой — тектонические трещины и гнезда, трещины отдельности, межшаровые пространства в шаровых пиллоу-лавах и т. д. Не исключено и метасоматическое образование их по ранее выделившимся минералам.

АГАТОВЫЕ МИНДАЛИНЫ В БАЗАЛЬТАХ И АНДЕЗИТАХ

Минерализованные газовые пузыри, называемые миндалинами, известны во многих базальтовых и андезитовых потоках и покровах. В ряде случаев они играют существенную роль в строении пород, получивших специальное название миндалекаменных пород, или мандельштейнов* (рис. 2).

Форма миндалин неоднократно привлекала внимание исследователей. Достаточно разносторонне этот вопрос был затронут М. Ф. Хеддлем [190, с. 58—59], который еще в 1901 г. писал: «форма пузырей пара определяется количеством летучих или вязкостью изливающихся пород, в пределах которых они поднимаются, а также состоянием потока — его течением или покоем. Если он не движется или движется медленно и имеет высокую подвижность, пузыри, особенно мелкие, оказываются круглыми. Если вязкость лавы была настолько высокой, что пузыри поднимались с трудом, а сама лава двигалась, пузыри превращались в более или менее стержнеподобные формы и часто залегают горизонтально — более округлая их часть указывает направление течения. Если движение лавы медленное и она относительно подвижна, то пузыри приобретают форму груши или воздушного шара (баллона). При определенной скорости течения и относительной подвижности потока пузыри оказываются клиновидными. При высокой скорости течения и относительной подвижности расплава они оказываются ланцетовидными. У очень крупных пузырей в центре их основания часто наблюдается поднятие, наподобие того, которое имеется в вогнутом дне бутылки. Агаты с плоским основанием почти всегда оникс-агаты. Такое уплощение может быть результатом затвердевания на постоянном удалении от подстилающей охлаждающей поверхности». Интересно отметить закономерное изменение формы газовых пузырей в лавопадах (рис. 3), влияющих на рисунок их выполнения.

* От немецких слов Mandel — миндалина и Stein — камень.

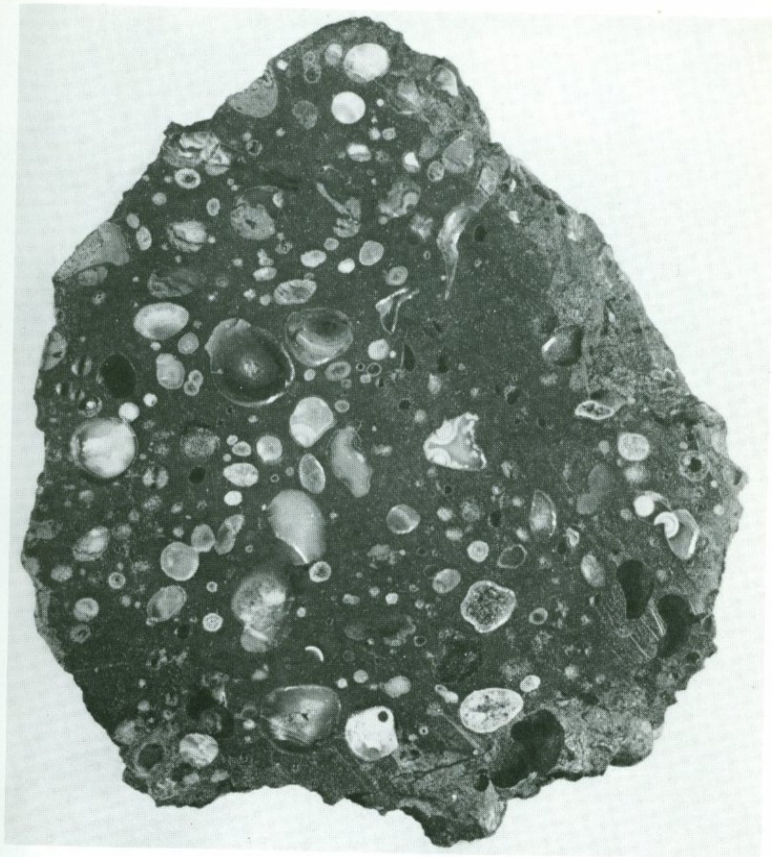


Рис. 2. Миндалекаменный базальт с газовыми пузырями, частично заполненными халцедоном (агатом), кальцитом и яшмой. Гора Мурунда, Читинская обл. Нат. вел., № 83035.

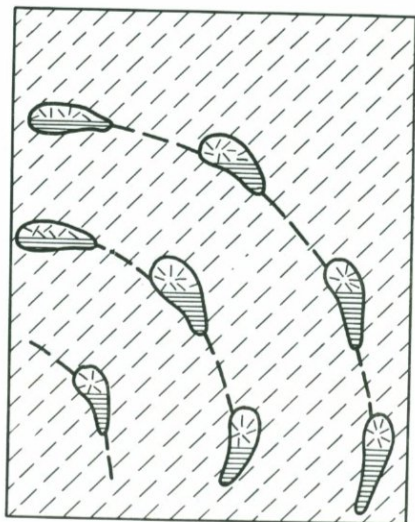


Рис. 3. Изменение формы миндалей и их заполнения в базальтовом лавопаде [178].

**НАСТЫЛЬНЫЕ ЛАВОВЫЕ СОСУЛЬКИ,
ДОННЫЕ ЛАВОВЫЕ НАСТЫЛИ И ДРУГИЕ
ОБРАЗОВАНИЯ В АГАТОВЫХ МИНДАЛИНАХ**



Фото 9. Настыльные лавовые сосульки, свешивающиеся с верхней части агатовой миндалины, служащие основанием многочисленных псевдосталактитов халцедона, и первоначально пористая донная лавовая настыл (в нижней части газового пузыря в базальте), пустоты которой заполнены халцедоном (агатом). Сев. Тиман. 11,0 × 8,0 см. № 83895.



Фото 10. Моховый агат, образовавшийся в результате заполнения халцедоном удлиненного газового пузыря с большим числом настывных сосулек, позже гидролизированных; в правой нижней части виден участок небольшого ониксового агата. Мулина Гора, Читинская обл. 17,0×10,5 см (повернут $\approx 30^\circ$) № 83069.

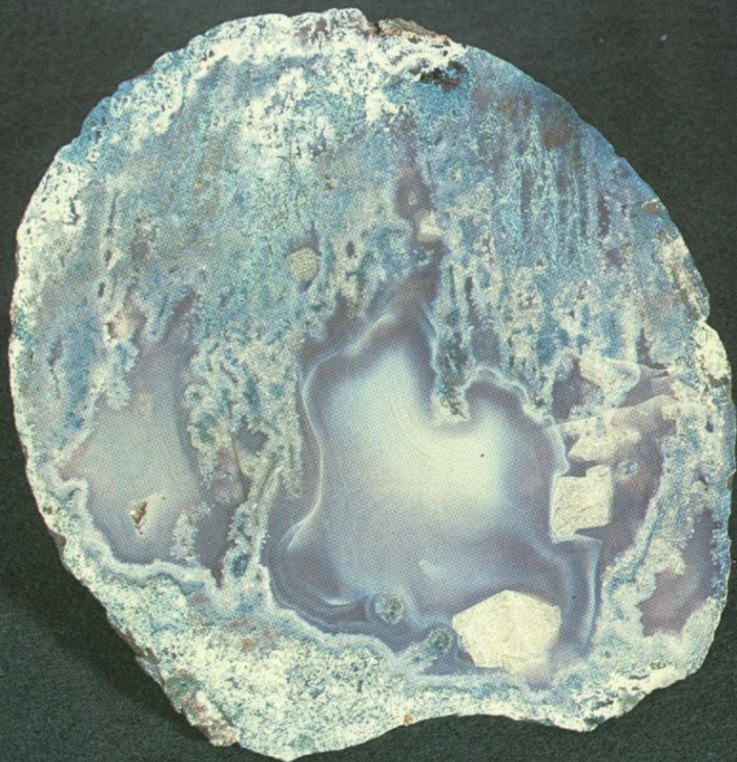


Фото 11. Моховый агат, возникший в результате заполнения халцедоном изометричного газового пузыря с большим числом тонких настельных сосулек, свешивавшихся с его кровли, позже гидролизованных, и донной настелью внизу; в правой части — кальцит. Иджеван, АрмССР. 12,0×11,0 см. № 74036.



a



б

Фото 12. Выветрелые настывные сосульки (?) и псевдосталактиты халцедона на них:

a — продольная и *б* — поперечная приполировка одного образца. Арц-Богдо, Монголия. 7,0×5,0 см. № 84773.

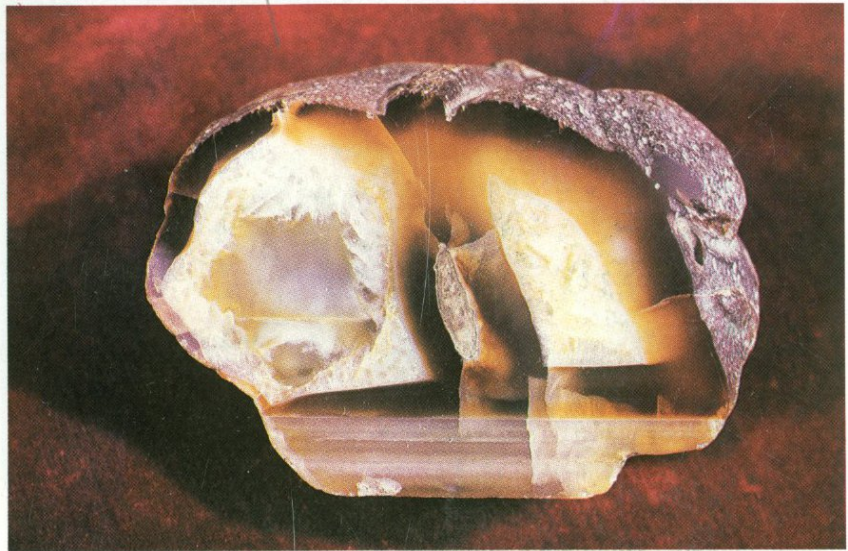


Фото 13. Лавовые пережимы, обросшие слоями халцедона, имеющие в срезе сходство с псевдосталактитами. Мулина Гора, Читинская обл. 11,0×6,0 см. № 83757.

Фото 14. Лавовый стержень (показано сечение), разделивший газовый пузырь на две камеры, позже заполненные ониксом с зонально-концентрическим агатом с последовательностью отложения: карнеол → кварц → халцедон. Р. Седдила, Якутская АССР. 8,0×5,0 см. № 83737.



a



б

Фото 15. Агатовая миндалина с множеством халцедоновых псевдосталактитов, имеющих центральное отверстие, вероятно, ранее выполнявшееся тончайшими настальными сосульками:
a — вид с поверхности, *б* — поперечное сечение. Арц-Богдо, Монголия. 10,0×7,0 см. № 83741, 84477.

Условия образования газовых пузырей и других замкнутых полостей в базальтах и андезитах

В настоящее время все разнообразие условий образования замкнутых полостей в базальтах и андезитах можно свести к следующим важнейшим случаям.

1. Появление газовых пузырей при снижении растворимости газа, находящегося в излившемся силикатном расплаве, вследствие снижения давления при его излиянии [209, 254].

2. Появление газовых пузырей вследствие частичной кристаллизации излившегося силикатного расплава (ретроградное вскипание), поскольку в твердой фазе растворяется значительно меньше газа, чем в жидкой [146, 228, 276].

3. Газовые пузыри и «трубы» * появляются при излиянии лавы на диссоциирующие (карбонатные, глинистые и т. д.) или обводненные породы [208].

4. Газовые пузыри и «трубы» появляются на месте захваченных лавой растительных остатков при их пиролизе и выгорании [133].

5. Газовые трубы возникают при истечении лавы из частично затвердевшего эффузивного тела [208].

Перечисленными условиями, а также типом излияния — подводного или субаэрального, с одной стороны, определяется состав газов, образующих полость, и прежде всего отношение паров H_2O , углекислоты и углеводородов в них, с другой — форма полостей, их взаимоотношения друг с другом, на чем следует остановиться подробнее. При этом каждый из указанных случаев является крайним и редко лишь он один проявляется в природе, хотя часто преобладание одного из них — решающее в определении форм полостей, условий их залегания в эффузивном теле.

Образование газовых пузырей при снижении растворимости газа вследствие снижения давления при излиянии силикатной магмы на поверхность наиболее подробно рассмотрено, в том числе теоретически, Р. С. Дж. Спарксом [254]. Он показал, что указанный процесс вызывает зарождение мельчайших газовых пузырей на некоторой глубине от поверхности, определяющейся составом магмы, концентрацией в ней летучих, ее температурой и величиной изначального давления. Далее по направлению к поверхности эти пузыри разрастаются как за счет диффузии летучих компонентов расплава по направлению к зародышам пузырей, так и за счет их коалесценции. Все это приводит к увеличению размера пузырей и росту давления в них [106], что вызывает взрыв достаточно крупных пузырей, образование открытых каверн на поверхности лавы. Таким образом, для газовых пузырей, возникших в результате вскипания при снижении давления, характерны следующие особенности.

1. Приуроченность к верхней (внешней) поверхности эффузивного тела.

2. Ограниченность их распространения на глубину некоторой определенной поверхностью.

* «Трубами» здесь называются замкнутые полости, сильно вытянутые в одном направлении с овальным или круглым поперечным сечением.

3. Увеличение размера пузырей к наружной части от этой поверхности.

4. Кавернозная поверхность эффузивного тела — результат взрыва наиболее крупных пузырей при выходе их на поверхность.

5. Морфология пузырей, увеличивающих размеры в результате диффузии газа из расплава, должна быть в спокойном расплаве шаровидной; пузыри, возникающие при коалесценции мелких пузырьков, должны иметь поверхность, отвечающую суммарной поверхности сливающихся пузырей-шаров, т. е. с шаровидными выступами в разных участках возникающего более крупного «бородавчатого» шара. Движение расплава приведет к отклонению формы одиночных пузырей от шарообразной; соответственные изменения проявятся и на формах коалесценции.

Иная картина, наиболее полно изученная на лавовых озерах о. Гавайи [228, 276], наблюдается при ретроградном вскипании расплава. В этом случае наружная поверхность базальтового тела представляет собой корку закалки, толщина которой определяется составом, температурой и мощностью эффузивного тела, условиями его поверхностного охлаждения. Газовые пузыри здесь зарождаются у нижней границы этой корки и увеличиваются по мере продвижения внутрь тела до определенной граничной поверхности, ниже которой газовые пузыри уменьшаются в размере, а затем исчезают, и которая определяется условиями охлаждения основания эффузивного тела. Таким образом, пузыри в этом случае концентрируются в средней части эффузивного тела, ближе к его поверхности.

Важной особенностью, выявленной при изучении охлаждения таких тел, является их вспучивание на определенном этапе. Это наблюдается на лавовых озерах о. Гавайи при температуре около 1000°C и происходит при максимальном развитии газовых пузырей. Затем начинается сокращение объема эффузивного тела, его сжатие и растрескивание.

Таким образом, важнейшие морфологические особенности газовых пузырей, образующихся в результате ретроградного вскипания, и расположение их в потоке оказываются следующими.

1. Пузыри приурочены к области потока, находящейся ниже корки закалки и в целом смещенной вверх от средней его линии.

2. Размер пузырей увеличивается от корки закалки вниз, а затем снова уменьшается с глубиной.

3. Поверхность базальтового потока без каверн и ее строение определяются особенностями состава лавы и условиями ее охлаждения (канатные лавы, лавы типа *aa* и т. д.).

4. Морфология пузырей, как и в предыдущем случае определяется динамическим режимом расплава.

Условия появления газовых пузырей и более крупных полостей в лавовых потоках при их излиянии на диссоциирующие или обводненные породы кратко, но очень четко описаны Г. Макдональдом [208]. В этом случае (рис. 4). от подошвы потока вверх поднимаются цепочечные или столбчатые скопления газовых пузырей, протягивающиеся вверх на несколько футов. Этим же путем могут образоваться вертикальные газовые замкнутые «трубки», обычно менее 1,3 см в диаметре, поднимающиеся вверх до 60 см от основания потока. Это так называемые «трубча-

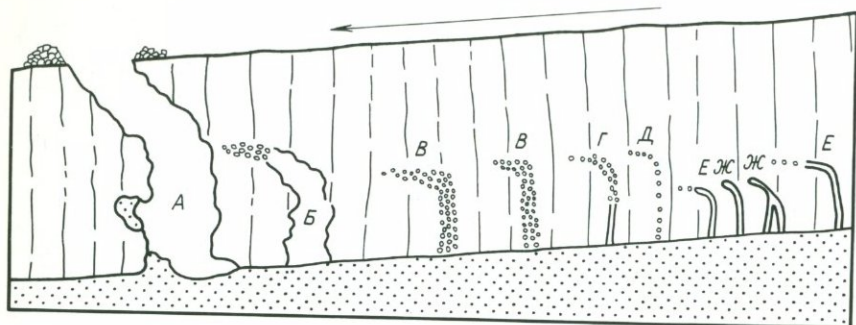


Рис. 4. Схематический поперечный разрез лавового потока.

А — крупная газовая полость — спиракула, которая прорвала поток и достигла поверхности, с некоторым количеством выброшенного из подстилающего слоя осадочного материала; В — газовая полость, переходящая в цилиндрическую группу газовых пустоток; В — цилиндрические группы газовых пустоток; Г — трубчатая газовая полость, переходящая в небольшую цилиндрическую группу газовых пустоток; Д — цепь газовых пустоток; Е — трубчатая газовая полость, переходящая в цепь газовых пустоток; Ж — трубчатые газовые полости. В — Ж изображены в более крупном масштабе по сравнению с А и Б. Стрелка показывает направление движения потока.

тые газовые полости», описанные еще в 1907 г. А. Л. Дю Тойтом. Если нижняя поверхность эффузивного потока уже затвердела и представляет собой прочную корку, то выделяющиеся газы могут вызвать взрыв с образованием зияющих цилиндрических отверстий, выходящих на поверхность, — так называемых спиракул (рис. 4, А). В лавовом потоке Педрегал на окраине г. Мехико известны спиракулы до 30 м высоты [208]. Течение лавы вызывает отклонение верхушки облака газовых пузырей в сторону течения; в этом же направлении отклоняются и верхние части газовых трубок (см. рис. 4, Е — Ж).

Таким образом, основными отличительными чертами газовых пузырей, образующихся указанным путем, будут следующие.

1. Приуроченность пузырей и газовых трубок к подошве эффузивных тел.
2. Цепочечное выделение газовых пузырей (каждой цепочки от своей точки генерации зародышей газовых пузырей); образование ими вертикальных столбчатых скоплений, отклоняющихся в верхней части при течении лавы по направлению движения потока.
3. Вертикальные тонкие газовые трубки с загнутыми верхними концами, ориентированными в направлении течения лавы.
4. Появление при коалесценции пузырей в вертикальных столбчатых скоплениях, а также смежных газовых трубок, крупных вертикальных газовых камер с сечением, приближающимся к кругу (у Г. Макдональда [208] описаны камеры, куда помещается несколько человек).
5. Появление в некоторых из таких потоков спиракул, захватывающих обломки подстилающей почвы и выносящих их на поверхность.

При захвате лавой растительных остатков, они могут разлагаться путем пиролиза и выгорать с образованием на их месте полостей, сохраняющих часто исходную форму. Наибольший интерес в этом отношении представляют обломки деревьев.

В случае их пиролиза и неполного выгорания возникают очень своеобразные пустоты, если эти деревья предварительно были повреждены древоточцами. Такие полости полностью сохраняют форму соответствующих ходов в древесине, которые позже могут, как и газовые пузыри, заполняться халцедоном и кальцитом (рис. 5). При полном выгорании древесины возникают древовидные, иногда ветвящиеся трубчатые полости, в некоторых случаях даже с реликтами древесной коры [133]. В отличие от газовых труб, возникающих по предыдущему механизму, эти «трубы» могут иметь как вертикальную, так и горизонтальную ориентацию в лавовом потоке. Они могут находиться в любой его части, хотя «трубы», образующиеся при выгорании пней или несломанных деревьев, располагаются в подошве эффузивного тела и имеют вертикальную ориентировку.

Таким образом, главнейшими морфологическими особенностями пустот, образующихся в эффузивных телах в результате пиролиза и выгорания растительных остатков, можно считать следующие.

1. Приуроченность полостей к любой части потока; как исключение,— приуроченность пустот, образующихся при выгорании пней, к подошве эффузивного тела.

2. Размер пустот и их форма определяются размером и формой соответствующих растительных остатков — это своеобразные отрицательные (полые) псевдоморфозы, сохраняющие лишь морфологические особенности поверхности (рисунок коры или древесины под корой, ветвление, сучки и т. п.). Особый случай представляют пустоты типа ходов древоточцев, сохраняющихся в некоторых древесных остатках, подвергшихся пиролизу.

3. Течение потока ориентирует соответствующим образом весь растительный остаток целиком, а не «поворачивает» вдоль течения отдельные его части (исключение могут представлять длинные трубы, возникающие по пням и подобным остаткам, закрепленным у основания в подошве потока).

Относительно труб, возникающих при истечении лавы из частично затвердевшего эффузивного тела, Г. Макдональд [208, с. 78] пишет: «В районе развития лавовых толщ на северо-востоке Калифорнии такие пещеры служили убежищем для капитана Джека и его индейских воинов во время модокских войн. Некоторые лавовые трубки прослеживаются на расстоянии более мили. Большинство из них имеет несколько футов * в диаметре, однако диаметр некоторых трубок достигает 15 м.» Особенностью таких труб является близкое к горизонтальному залегание, неровные внутренние поверхности — с шипами, выступами, натеками лавы, настыльными лавовыми «сосульками». В таких трубках нередко загораются углеводородные газы, что приводит к оплавлению труб изнутри, образованию в некоторых местах настыльных сосул.

* 1 фут = 0,3 м (прим. ред.).

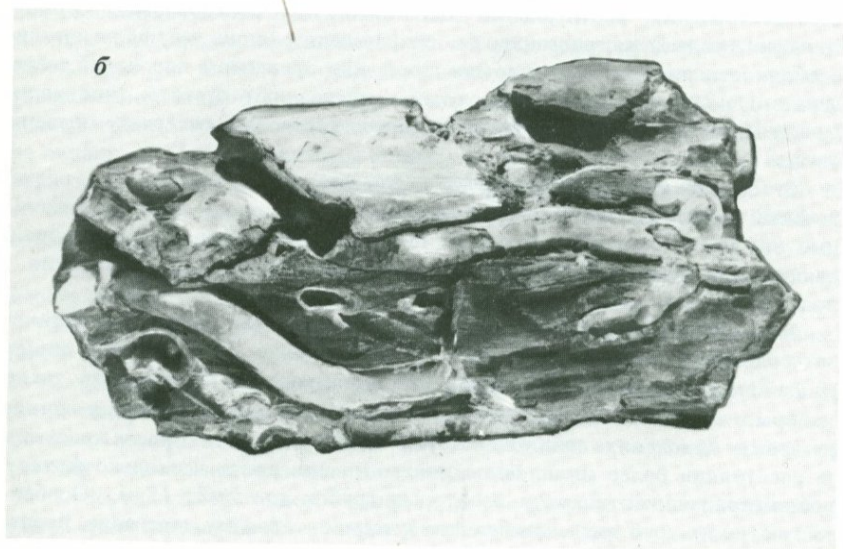
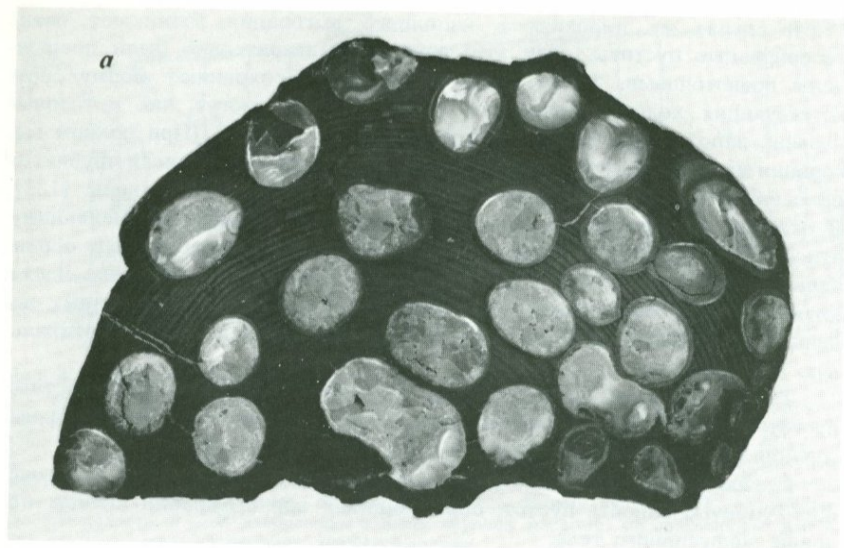


Рис. 5. Халцедоновое и кальцитовое выполнение ходов древоточцев:
a — поперечный, *б* — продольный срез. Мыс Теви, Камчатка. Нат. вел.: *a* — № 83046,
б — № 3482.

Форма миндалин

Внешняя форма агатовых миндалин из базальтов и андезитов привлекала к себе внимание большого числа исследователей. Из отечественных работ, посвященных этому вопросу, следует выделить работу Г. А. Чернова [128] по северотиманским агатам, в которой наиболее подробно разбирается морфология агатовых миндалин месторождений этого региона (рис. 6).

Сопоставление приведенного описания миндалин, данного Г. А. Черновым [128], с изложенными ранее условиями формирования газовых полостей показывает, что на месторождениях Северного Тимана газовые пузыри образовались в широком интервале по мощности лавовых потоков — начиная от их оснований, где формировались лепешкообразные и трубчатые полости, и далее по направлению к центральной и вплоть до поверхностной частей потока. Форма миндалин свидетельствует о том, что они образовывались практически в застойных условиях. Ланцетовидных миндалин очень мало, незначительны и отклонения верхних частей миндалин от вертикали. Лишь в основании потоков Г. А. Чернов отмечает присутствие лепешкообразных миндалин, на форму которых, очевидно, влияло течение лавы. Особо следует отметить незначительное число слипшихся миндалин, причем это слипание происходит по боковой стенке, а не по вертикали, когда можно допустить, что отдельные пузыри подпирали друг друга, а затем и объединялись. Таким образом, формирование газовых полостей в северотиманских месторождениях происходило, очевидно, в результате как излияния лавы на диссоциирующие или обводненные породы субстрата, так и ретроградного вскипания и вскипания вследствие падения давления при излиянии лавы. Причем все эти процессы протекали в сравнительно вязком расплаве, находящемся в спокойном состоянии.

Формы миндалин (см. рис. 6) в той или иной мере типичны для других месторождений агатов, связанных с базальтами и андезитами (фото 1—3; 7; 94; 100). Так, для агатов района пос. Палана на Камчатке характерны миндалины (см. рис. 6, 1, 2, 4, 5; рис. 7); кроме того там известны изометричные, лепешкообразные и трубчатые миндалины (фото 8). Миндалины, встречающиеся на месторождениях Ахалцихского района в Грузии и Иджеванского района в Армении, чаще всего сравнительно изометричные или эллипсоидальные в разрезе, караваяподобные (фото 2), баллонообразные (фото 97), реже здесь встречаются миндалины конусовидные с вогнутым дном (см. рис. 6,4); отсюда (месторождение Памач) известны и трубкообразные миндалины, выполняющие пустоты от разложившихся древесных остатков [133].

Округлые миндалины с неровной поверхностью (см. рис. 6,5) изометричные, лепешкообразные, иногда конусовидные миндалины (см. рис. 6,4) с вогнутым дном и караваяобразные миндалины с плоским дном (см. рис. 6,1) характерны для россыпей в окрестностях Еравнинских озер (Тулдунское месторождение в Бурятии), Павлодара (КазССР), россыпей по р. Зее и в Хабаровском крае, Арц-Богдо, Далан-Туру и других районов МНР.

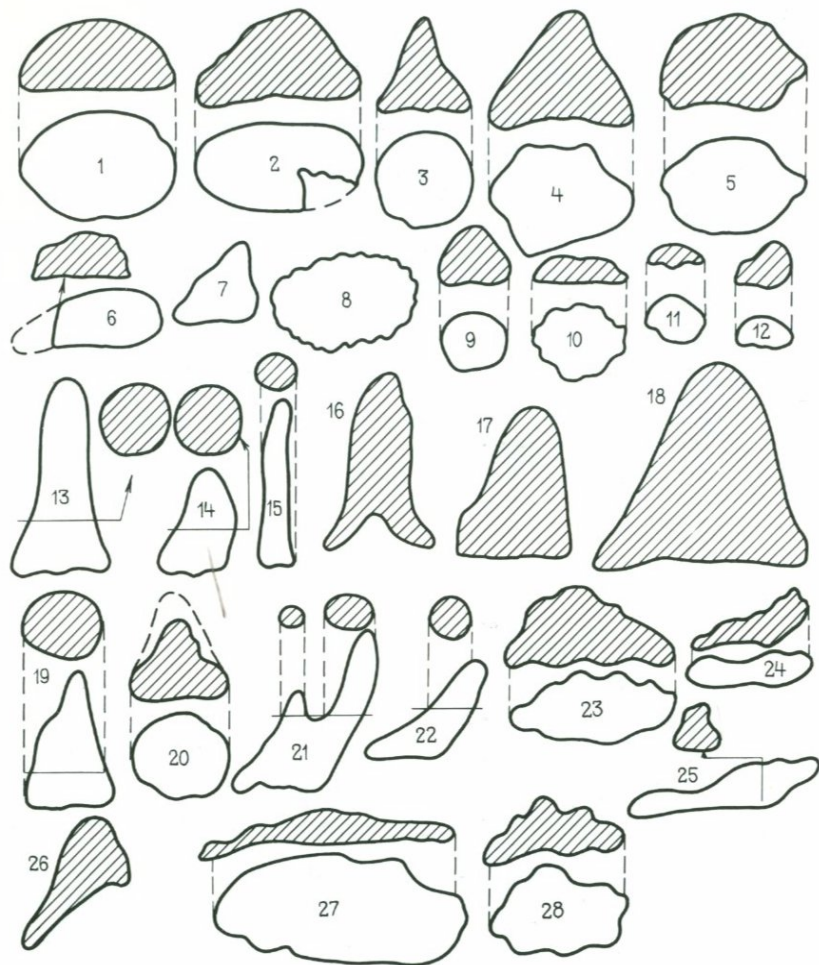


Рис. 6. Форма минерализованных газовых пузырей (1—28) в базальтах Сев. Тимана [128].

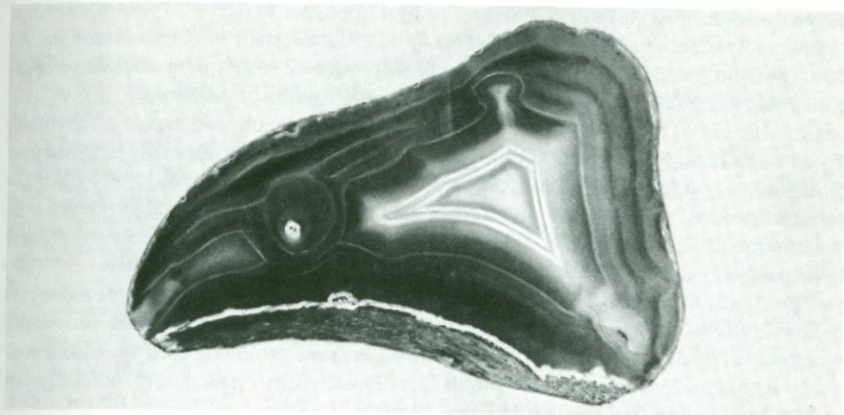


Рис. 7. Конусовидная халцедоновая (агатовая) миндалина с вдавленной формой дна (близкая к миндалинам типа 4 на рис. 6); слева — поперечный срез псевдосталактита на настальной сосульке (?). Мыс Теви, Камчатка. 0,75 нат. вел. № 82990.

Миндалины базальтов Мулиной горы и горы Мурунда в Кличкинском районе часто ланцетовидные с изометричным или уплощенным поперечным сечением; у крупных вертикальных миндалин в этих базальтах верхние части сильно отклонены в сторону; оба эти признака говорят о большом влиянии течения лавы на форму газовых пузырей и выполняющих их миндалин, чем эти миндалекаменные базальты существенно отличаются от пород Северного Тимана, Паланы, Ахалцихского и Иджеванского районов. В то же время в других местах на Мулиной Горе и горе Мурунда, известны изометричные (см. рис. 2) или слегка уплощенные (фото 1; 96) миндалины, свидетельствующие о значительно более спокойной гидродинамической обстановке.

Изометричными и близкими к изометричным формами характеризуются знаменитые шотландские гальки (scotch pebbles), описанные К. Ф. Хеддлем [190]. Сильно уплощенные с ланцетовидным сечением миндалины известны в районе Ротавы, ЧССР (фото 34). Кроме того, в ряде мест известны вертикальные вытянутые (фото 4) и баллонообразные (фото 5; 6) миндалины.

Рассматривая условия образования различных, в том числе агатовых, миндалин в базальтах и андезитах, необходимо затронуть и мощные вулканогенные покровы, слагающие трапповые формации. В СССР хорошо известны траппы Сибирской платформы, покрывающие площадь $6,75 \times 10^5$ км при мощности в центральной части до 2000 м, а в краевых п. 100 м. Наиболее подробно условия образования газовых пузырей в сибирских траппах рассмотрены И. М. Симановичем и Д. И. Кудрявцевым [97]. Исследуя большой фактический материал о взаимоотношении базальтов различных текстурных типов в пределах Тунгусской синеклизы, они пришли к выводу, что мандельштейны в этих трапповых формациях образуются за счет вскипания вод, пропитывающих туфы, разделяющие отдельные слои эффузивных пород, или ис-

парения вод небольших озер и болот, образовавшихся в пониженных участках палеорельефа *. При этом у подошвы потока возникают мелкие (обычно менее 2 см) изометричные газовые пузыри в виде куполообразных скоплений, а иногда и газовые трубки диаметром до 3 см, редко 10 см. Продвижение газовых пузырей вверх местами затруднялось возникающей перед фронтом движущихся пузырей в результате охлаждения расплава зоны закалки. В других же местах они прорывались сквозь всю толщу расплава, образуя иногда у поверхности воронкообразные скопления. Геологические наблюдения и форма пузырей показывают, что они возникали и мигрировали в застойной лаве.

В Индии траппы покрывают площадь около 5×10^5 м при мощности более 2000 м [236]. Мощная кора выветривания, развившаяся по ним, привела к возникновению горизонтов агатовых конгломератов миоценового возраста и большого числа аллювиальных россыпей, известных во многих местах западной Индии [244].

Некоторые из месторождений этого типа известны с глубокой древности; например, у Геродота (48 г. до н. э.) есть указание на поступление индийских агатов на рынки Римской империи. Более определенно на обработку агата в Куруле, вблизи Гульбарга указывал Афанасий Никитин (1468—1474). Одно из крупнейших и наиболее известных месторождений агата — Раджпила находится примерно в 250—300 км к северу от Бомбея. Интересно, что индийские агаты имеют недостаточно яркую окраску и индусы уже не одно столетие применяют способ их облагораживания — длительное экспонирование на воздухе и прокаливание [244].

Огромную площадь занимают средне-нижнемеловые траппы и в бассейне р. Парана (Бразилия) — около $1,2 \times 10^5$ км при средней мощности 650 м, а местами более 1500 м [166], послужившие источником богатейших россыпей агатов Бразилии и Уругвая, из которых известны жезды до 7 м в поперечнике **.

Состав газа в газовых пузырях

Некоторые исследователи полагают, что основная масса газа в газовых пузырях представлена парами H_2O и делают теоретические выводы исходя из этого [254]. В то же время изучение в последнее время пиллоу-базальтов показало, что во многих из них около 95% массовой доли газа составляет CO_2 . Это особенно характерно для базальтов больших глубин [209, 216], тогда как в мелководных базальтах увели-

* Ранее считали, что газовые пузыри мандельштейнов в районе Тунгусской синеклизы возникли в результате дегазации лавы при ее излиянии [61].

** Высокую продуктивность траппов Индии, Бразилии и Уругвая в отношении агатов Е. Я. Киевленко (1986, устное сообщение) связывает с излиянием их непосредственно на породы фундамента, тогда как сибирские траппы и траппы формации Карру в Южной Африке изливались на осадочные породы с мощными толщами карбонатов и эвапоритов, существенно влияющих на состав минералообразующих термальных вод, что, по-видимому, и привело к образованию своеобразных цеолит-кальцитовых минеральных провинций, относительно обедненных агатом.

чивается содержание H_2O [209]. Установлено также, что газы, находящиеся в пузырьках мелководных и субаэральных базальтов, бедны серой, тогда как для субаквальных базальтов количество ее в газе достигает максимума на глубине ~ 200 м и далее практически не изменяется*.

Отмечается определенная связь между содержанием летучих в эффузивной породе и ее составом. Так, Дж. Г. Мур [215] на основании экспериментальных данных установил, что бедные К океанические толеиты изначально содержат $\approx 0,25\%$ H_2O , гавайские толеиты имеют среднее содержание К $\approx 0,5$, а щелочные базальты — $\approx 0,9\%$ H_2O . Анализ свежих пиллоу-базальтов также подтверждает эту закономерность: бедные К океанические толеиты содержат $0,06—0,42\%$ H_2O^+ , гавайские толеиты $0,31—0,60$, щелочные базальты $0,49—0,98$. Содержание K_2O , P_2O_5 , F и Cl возрастает прямо пропорционально содержанию H_2O^+ и при массовой доле H_2O равной 1% достигает 1,58 для K_2O ; 0,55 — для P_2O_5 ; 0,07 — для F; 0,1% — для Cl. Исследование содержания дейтерия показало, что в парах H_2O в газовых пузырях практически никакой роли не играет морская вода.

С. Е. Хаггерти [186] подчеркивает, что количество летучих в базальтах и соотношение отдельных их компонентов изменяются от многих причин. Среди них он выделяет: 1) путь эволюции магмы, степень проявления частичного фракционирования; 2) условия дегазации магмы при ее подъеме к поверхности; 3) степень закрытости магматической системы и возможность ее обмена компонентами, в том числе летучими, с вмещающими породами; 4) характер развития процесса охлаждения эффузива. В качестве главных вулканических газов (молярная доля, %) он отмечает H_2O ($\sim 30—80\%$), CO_2 ($\sim 10—40$) и SO_2 ($\sim 10—30$); H_2S , S, O_2 , галогены; благородные газы содержатся чаще в небольших количествах ($\sim 0,1$). В то же время содержания отдельных газов широко колеблются в разных вулканах и даже в одном и том же вулкане в разное время.

Коалесценция газовых пузырей

Газовые пузыри, поднимаясь друг за другом в толще лавы, могут объединяться (коалесцировать) и образовывать полости более сложной формы. К этому же приводит разрастание соседних газовых пузырей за счет диффузирования к ним газа из окружающего расплава.

В результате коалесценции возникают более крупные газовые полости с лавовыми перетяжками, маркирующими границу между объединившимися пузырями, — либо глубоко врезающимися в объединенную полость, либо сохраняющимися на поверхности пузыря в виде небольших валиков. В ряде случаев такие кольцевые пережимы могут быть существенно асимметричными.

* Этим некоторые авторы объясняют типичность сульфидной рудной минерализации для субаквальных базальтов и самородной меди — для субаэральных базальтов [217].

МИНЕРАЛЫ, СЛАГАЮЩИЕ МИНДАЛИНЫ

Минералы семейства кремнезема

Зонально-концентрические агаты

Халцедон

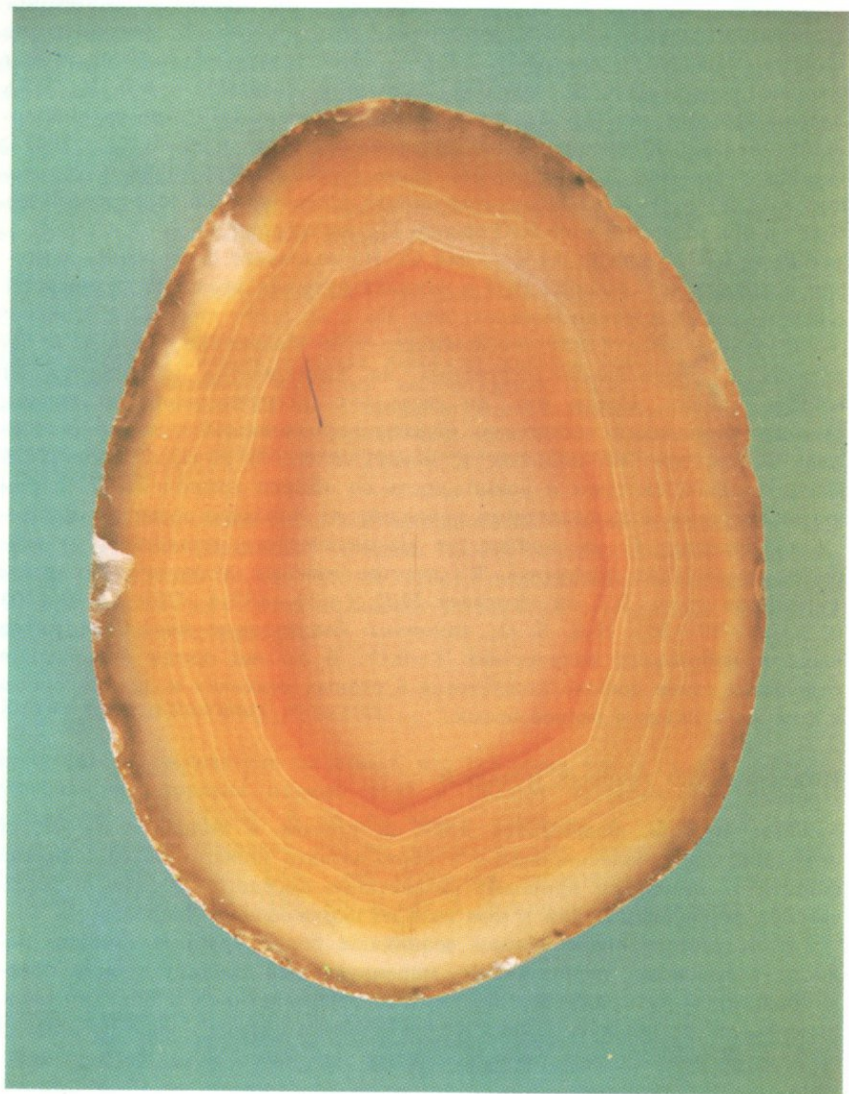


Фото 16. Халцедоновый карнеол-агат зонально-концентрического строения. Россыпи по р. Зея, Амурская обл. 4,5×3,0 см. № 83910.



Фото 17. Серый халцедоновый агат с муаром. Поперечный срез миндалины. Сев. Тиман. 4,5×4,0 см.

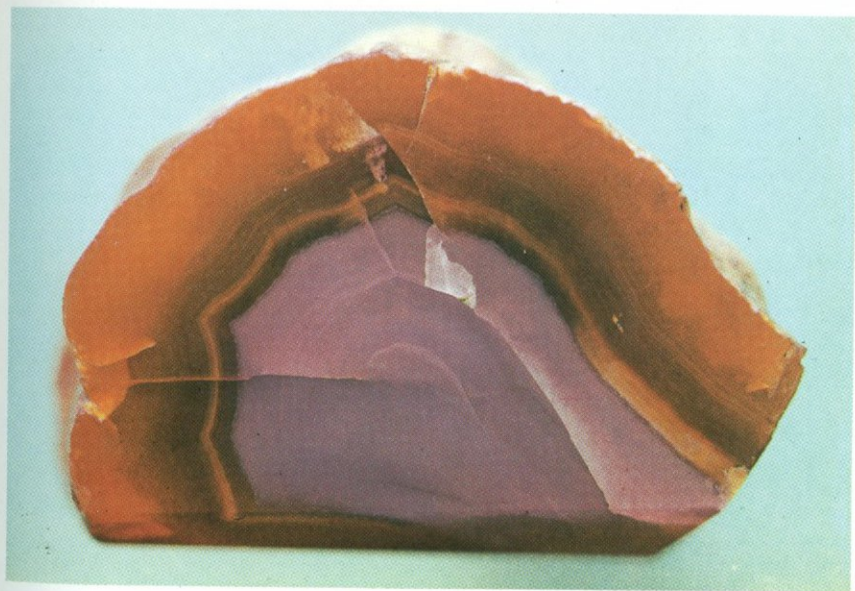


Фото 18. Темно-сапфириновый халцедон с широкой каемкой карнеола. Арц-Богдо, Монголия. 3,5×2,5 см.

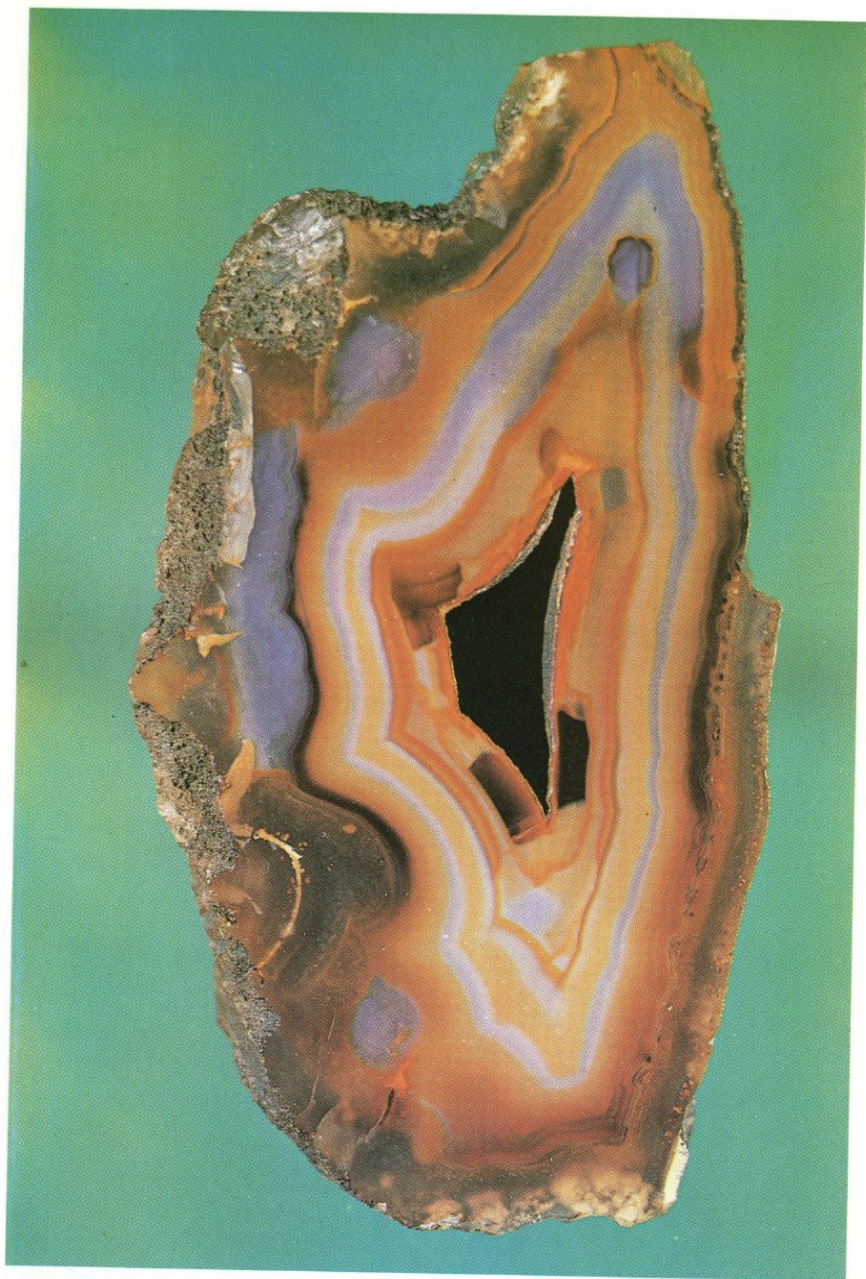


Фото 19. Зонально-концентрический халцедон в уплощенно-округлой миндале с полостью в центре; окраска предпоследнего слоя свидетельствует о его сильной перекристаллизации с образованием отдельных «кирпичиков», интенсивно вторично окрашенных. Арц-Богдо, Монголия. 8,0×4,5 см. № 84759



Фото 20. Кварц-халцедоновый зонально-концентрический агат с двумя поколениями (генера́циями?) халцедона; в левом нижнем углу — зонтик кварца. Поперечный срез миндалины. Сев. Тиман. $6,0 \times 5,5$ см. № 84744.



Фото 21. Зонально-концентрический халцедон-кварц-халцедоновый агат. Поперечный срез миндалины. Сев. Тиман. $6,5 \times 5,5$ см. № 84746.

Фото 22. Зонально-концентрический халцедон-кварцевый агат со сменой слоев в последовательности: халцедон→кварц→халцедон→кварц. Тулдунское месторождение, Бурятская АССР. $9,0 \times 7,5$ см.



Фото 23. Зонально-концентрический халцедон-кварцевый агат с широкой белой зоной параллельно-шестоватого кварца и ядром из зернистого кварца. Иджеван, АрмССР. 25×20 см. № 83752.

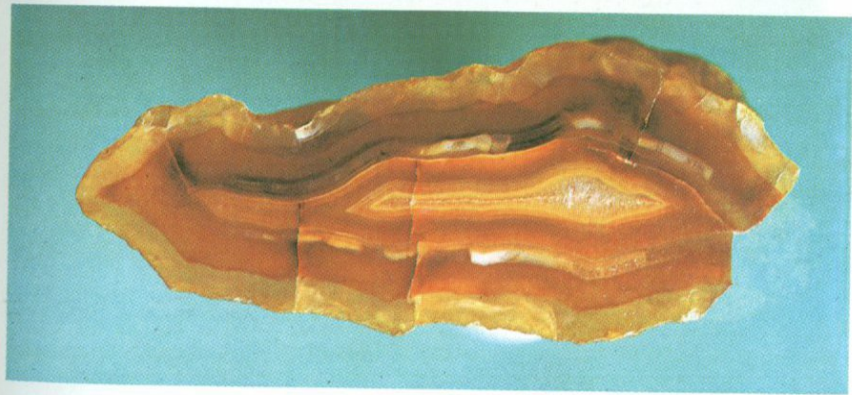


Фото 24. Зонально-концентрический карнеол-агат с небольшим кварцевым ядром; в одном из промежуточных халцедоновых слоев отчетливо видны следы перекристаллизации с образованием характерных (белое) ящичных обособлений. Россыпи по р. Зея, Амурская обл. 9,0×3,5 см.



a

Фото 25. Проявление скорлуповатой отдельности агатом по поверхностям концентрации мельчайших зернышек кварца:
a — общий вид; *b* — миндалина с отделившейся внутренней частью. Сев. Тиман. $6,0 \times 5,0$ см. № 83761.



При минерализации подобных объединенных полостей на поверхности миндалин сохраняются кольцевые бороздки, отвечающие местам внедрения кольцевых перетяжек в газовый пузырь. На поперечном сечении такие миндалины оказываются разделенными на несколько камер лавовыми перегородками, которые в сечении напоминают основание псевдосталактитов халцедона (фото 13), за которые их часто принимают; тонкие перегородки этого типа иногда рассматривают как мембранные трубки.

При коалесценции сразу нескольких газовых пузырей между ними может возникнуть перегородка в виде лавового стержня, протыкающего объединенный газовый пузырь. В случае выветривания подобного лавового стержня, например в россыпях, образуются своеобразные миндалины со сквозным отверстием, известные на некоторых месторождениях Монголии. Толстые стержни такого происхождения в срезе миндалины иногда делают ее на две самостоятельные камеры, каждая из которых может выполняться халцедоном самостоятельно (фото 14). В других случаях коалесценция газовых пузырей сопровождается уплотнением пограничных поверхностей объединяющихся пузырей, вызванным подпиранием нижнего пузыря (рис. 8), что приводит к существенному искажению наружной формы миндалины, появлению не шарообразного, а многоугольно-округлого ее выполнения (рис. 9).

Важно отметить, что агаты с кольцевыми перетяжками такого генезиса типоморфны для вполне определенных месторождений и в то же время они известны в определенных участках разных месторождений агата (на Мулиной Горе в Читинской области; в районе мыса Теви на Камчатке; в Шотландии; Улугей-Хид, МНР и др.).

Следует иметь в виду и возможность образования плоского дна у газового пузыря (рис. 10) вследствие распространения фронта охлаждения расплава* (а следовательно, его дегазации), продвигающегося параллельно горизонтальной кровле или подошве потока, на возможность чего указывал еще М. Ф. Хеддл [190].

О форме полостей, связанных с газовыми пузырями, заполняемыми позже халцедоном (агатом), следует сказать, что до заполнения некоторые из пузырей могут деформироваться, находясь в толще консолидировавшейся лавы. В некоторых случаях поздние подвижки в породе могут привести к смещению отдельных частей газового пузыря относительно друг друга (рис. 11,а), причем такой деформированный пузырь полностью заполняется позже халцедоном (агатом) как единое целое (рис. 11,б).

* В россыпях иногда находят миндалины с плоским дном, возникающим при отслаивании по плоскости окис-агата, не имеющие ничего общего с описанными. Для последних характерны плоская корка заалки и цельный, не нарушенный рисунок внутреннего минерального заполнения.

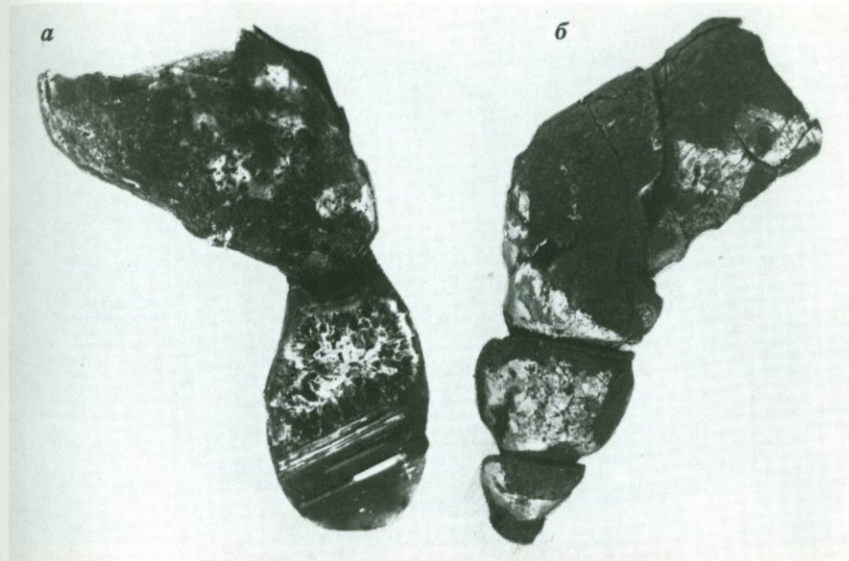


Рис. 8. Слипшиеся газовые пузыри с широкой коркой закалки:
a — два пузыря, нижний из которых вскрыт — в нем виден халцедоновый ониск, позволяющий ориентировать оба пузыря в пространстве (вверху — аметист); *б* — несколько пузырей с характерными валиками деформации корки закалки в местах их слипания. Верхние пузыри на обоих снимках отклонены вдоль движения лавового потока. Мулина Гора, Читинская обл. *a* — нат. вел., *б* — 0,5 нат. вел.; *a* — № 83040, *б* — № 83039.

Рис. 9. Деформированный сегмент из серии слипшихся пузырей. Мулина Гора, Читинская обл. Нат. вел. № 83038.



Рис. 10. Два слипшихся газовых пузыря с характерной кольцевой перетяжкой, нижний из которых имеет плоское дно. Мыс Теви, Камчатка. Ув. 1,5.

Настыльные лавовые сосульки и донные настыли в газовых пузырях

Механические нарушения сплошности газового пузыря, находящегося в силикатном расплаве, могут вызвать внедрение в него вмещающей лавы. Этому в значительной мере должно способствовать повышение внутреннего давления силикатного расплава в кульминационный момент ретроградного вскипания, приводящего, в частности, к вспучиванию эффузивных тел, которое уже отмечалось выше. Кроме того, при частичной кристаллизации расплава создается определенное кристаллизационное давление на остаточный расплав, заполняющий в результате этого некоторые мелкие газовые пустоты нацело [146, 148, 246].

Вследствие низкой вязкости базальтового расплава в случае его внедрения в газовый пузырь возникают образования разной формы. Так, это могут быть различной толщины и длины настыльные *

* На настыльные сосульки, позже часто замещающиеся селадонитом, обратил внимание еще Ф. М. Хеддл [190], писавший, что если оболочка, окружающая газовый пузырь, обладает необычной толщиной, появляются нити, свешивающиеся с верхней части полости. Подобные нити после внедрения кремнеземистых растворов определяют образование так называемых сталактитов (правильнее, псевдосталактитов.— Авт.), формируя их центр. Когда они оказываются в большом количестве, формируется пересекающаяся сетка нитей. Такие сетки после внедрения растворов кремнезема определяют образование моховых агатов [190].

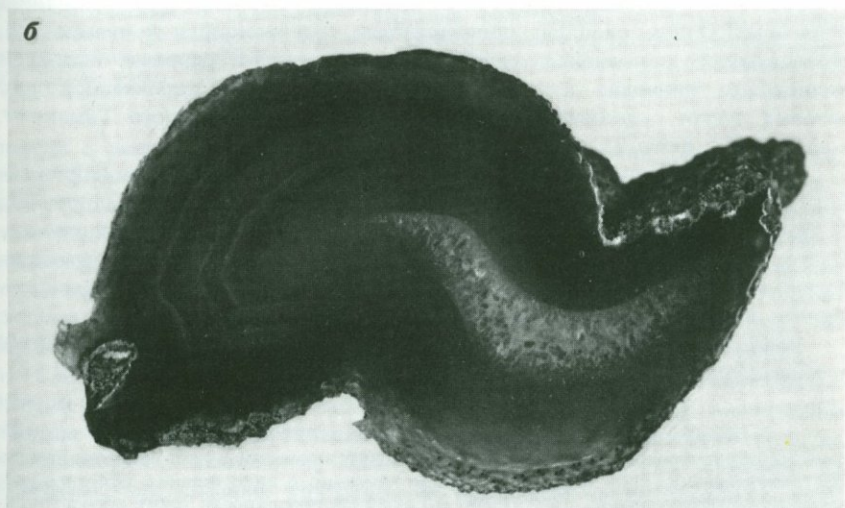


Рис. 11. Деформация газового пузыря со смещением одной его половины относительно другой в горизонтальной плоскости:

a — вид с поверхности; *б* — сечение этого пузыря, заполненного полосчатым халцедоном (по периферии) и кварцем (в центре). Мулина Гора, Читинская обл. Ув. 3. № 84523.

(фото 9—12). В некоторых случаях их диаметр меньше 1 мм и они могут образовывать как своеобразную щетку на верхней поверхности пузыря, так и объемные занавеси. Последние особенно характерны в том случае, если проникновение лавы происходит не только по порам проплавления, но и по трещинам, когда появляются тончайшие лавовые провисы, соединяющие отдельные настельные сосульки друг с другом. В дальнейшем сосульки и занавеси покрываются сферолитовыми корками халцедона, становясь их основаниями (рис. 12). Если настельные сосульки свисают с потолка до пола газового пузыря и в последующем заполняются халцедоном, то возникают весьма своеобразные халцедоновые миндалины, обладающие большим числом параллельных сквозных каналов * и характерным красивым узором с поперечным сечением халцедоновых псевдосталактитов, типичные для некоторых россыпей на востоке хр. Арц-Богдо (фото 15).

В некоторых случаях расплав, проникающий в пузырь, капает на его дно, образуя пористые донные настели. Особенно четко они видны во многих северотиманских миндалинах, в которых донные настели составляют значительную часть объема отдельных пузырей (рис. 13; фото 9). Иногда магматический расплав заполняет пузыри нацело.

Говоря о донных настелях, надо отметить следующие особенности. Первое — это высокая пористость некоторых из них, если слипанию отдельных капель расплава препятствовал содержащийся в пузыре газ. Последующее заполнение многочисленных пустот донных настелей халцедоном приводит к появлению картины, столь характерной для газовых пустот с донными настелями в базальтах Северного Тимана ** (см. рис. 13; фото 9).

Вторая особенность — это появление в апикальной части изначального крупного пузыря более мелкой газовой полости с вогнутым дном ***. В большинстве оставшихся апикальных газовых пузырей высота немного уступает диаметру, но иногда она значительно меньше, что приводит к образованию уплощенных выпукло-вогнутых пузырей серповидных в поперечном разрезе ****.

Заполнение апикальной части газового пузыря халцедоном приводит к образованию агата обычно с облекающей зональностью (см. рис. 13),

* Обычно настельные сосульки сильно изменяются последующими процессами минералообразования, их материал становится рыхлым и либо не сохраняется при выветривании, либо сохраняется лишь частично в виде породы, обогащенной селадонитом-глауконитом, смектитами. По внешней поверхности таких образований часто развиваются цеолиты — в основном представители рода гейландита—клинотилолита.

** Скорее всего, пористые донные настели, заполненные халцедоном, были приняты М. М. Хрущинской [125] за результат метасоматического замещения базальта халцедоном, не отмечавшегося исследователями ни на одном месторождении.

*** На эту особенность многих агатовых миндалин указывал М. Ф. Хеддл [190].

**** Выпукло-вогнутую, серповидную в разрезе форму газовые пузыри приобретают и в результате зарождения на вершине обломков ксенолитов или чаще автолитов, столь характерных для верхней и нижней частей разреза лавовых потоков, в частности андезитов [86].

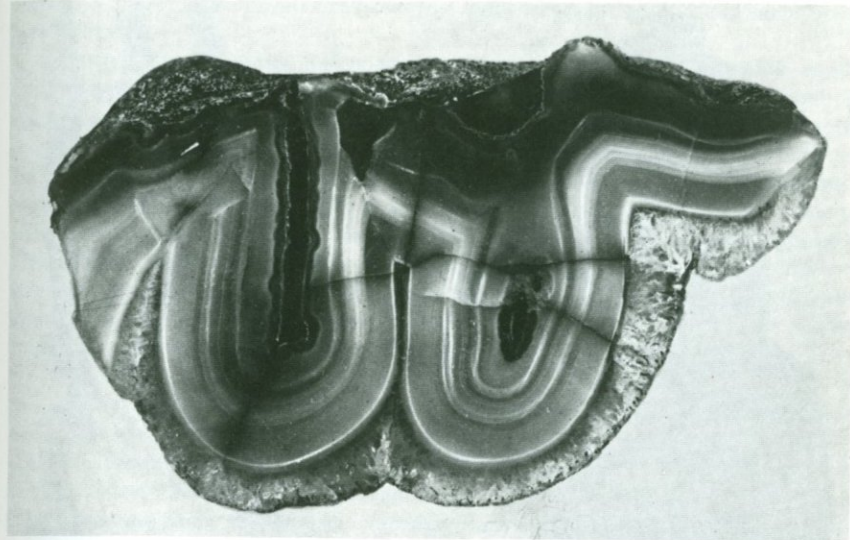


Рис. 12. Зональность полосчатого халцедона, облекающего настывные сосульки (темное в центре псевдосталактитов) и кровлю миндалины, подтверждающая псевдосталактитовую природу этих образований; наружная корка — кварц. Камчатка. Ув. 1,5. № 82991.

иногда с псевдосталактитами на настывных сосульках (фото 9). При этом наиболее интересный в ювелирном отношении рисунок агата проявляется на поперечных (тангенциальных), а не на продольных срезах подобных апикальных миндалин, пока эти срезы не достигают донных настывлей. Именно такие срезы фигурируют в большинстве работ, описывающих северотиманские агаты [80, 93], хотя они дают недостаточно материала для понимания строения миндалин и условий их образования, тем более что авторы не указывают направление среза.

Граница между халцедоном (агатом), выполняющим апикальный пузырь, и донной лавовой настывью ослабленная. Поэтому в россыпях обе эти части обычно разделяются. Сборщики агата, «охотясь» лишь за «миндалинами», возникшими при выполнении апикальных пузырей, не обращают, как правило, внимания на остальные части исходных миндалин, как мало пригодные для использования.

Таким образом, судить о форме исходных газовых пустот только по форме агатовых миндалин, извлеченных из россыпей, в ряде случаев весьма рискованно.

В заключение следует отметить, что, описывая лавовые трубы, возникшие в результате истечения лавы из эффузивного тела, Г. Макдональд [208] отмечает образование в некоторых из них настывных сосул (рис. 14), неправильно называя их сталактитами. Причем подобные лавовые настывные сосульки имеют очень характерную форму, напоминая настывные сосульки северотиманских агатов (см. фото 9).

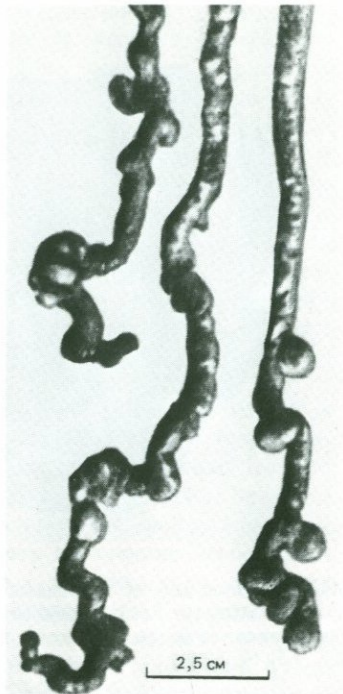
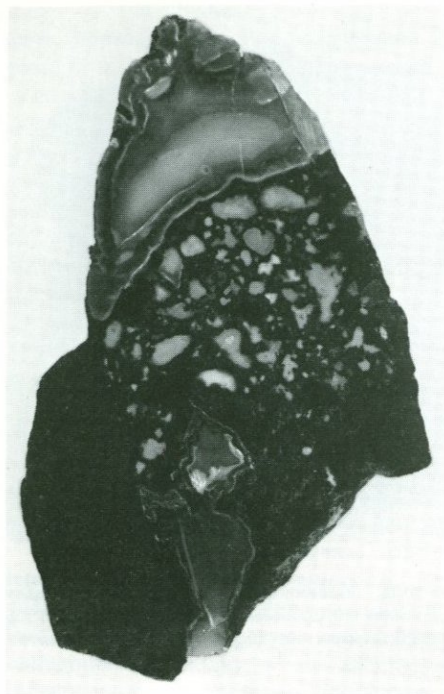


Рис. 13. Пористая донная настель, выполняющая более 3/4 объема газового пузыря с конусовидной в сечении агатовой «нашлепкой», имеющей вогнутое дно; пустоты в настели заполнены халцедоном (агатом). Сев. Тиман. Ув. 1,5. № 84489.

Рис. 14. Настельные лавовые сосульки, спускающиеся с кровли лавовой трубы в кальдере Килауэа, о. Гавайи [208].

ДОННЫЕ ЯШМЫ В АГАТОВЫХ МИНДАЛИНАХ

Морфология собственно агатовых выделений в миндалинах, образующихся в газовых пузырях основных и средних эффузивов, подчиняется не только форме этих пузырей и донных настелей в них, но и имеющимся в некоторых миндалинах скоплениям донной яшмы. Яшмы чаще серовато-желтые, зеленые, темно-красные отмечались практически во всех месторождениях подобных агатов [11, 51, 93, 114, 237]. Они могут полностью или частично выполнять миндалины, а местами образовывать самостоятельные метасоматические залежи.

В случае частичного выполнения миндалин для таких яшм характерно донное положение. Если миндалины полые, то верхняя поверхность донных яшм горизонтальная или почти горизонтальная. В соседних полых миндалинах горизонтальность поверхности яшмы сохраняется. В случае заполнения миндалина халцедоном, поверхность раздела

яшма — халцедон обычно оказывается либо плоской, либо типа вогнутого дна бутылки.

Нами донные яшмы наблюдались в мандельштейнах Мулиной горы, горы Мурунда в Забайкалье (см. рис. 2) и в агатопроявлениях восточной части хр. Арц-Богдо, Монголия. Характерными особенностями описываемых яшм являются их мелкозернистое (равномернозернистое) строение, горизонтально-плитчатая отдельность; окраска либо равномерная, либо диффузионно-пятнистая. Для этих яшм характерны полигональные трещины на верхней поверхности, выклинивающиеся с глубиной. При заполнении халцедоном оставшейся части миндалины он проникает в полигональные трещины (сокращения?) (фото 99), благодаря чему при отделении от яшмы нижняя часть такой халцедоновой «миндалины» имеет своеобразную тонкоробристую скульптуру.

Рассматриваемые донные яшмы скорее всего метасоматические и по составу и свойствам аналогичны пластовым яшмам, имеющимся в областях развития базальтового и андезитового вулканизма [10, 237]. Однако, какой материал считать исходным для их образования, полной ясности нет. Очевидно, им иногда могут быть донные лавовые настывы (это типично для некоторых донных яшм североиманских месторождений). Допускается, что донные яшмы могут возникать и при гидротермальной переработке и силицификации карбонатов, скапливающихся на дне пузырей (подобные яшмы иногда вскипают от HCl), пеплового материала или той «грязи», которая захватывается газовыми пузырями при излиянии лавы на обводненные породы и отстаивается позже на дне пузырей*. К такой яшме близки по внешнему виду яшмоподобные образования, возникающие в некоторых широких зонах горизонтально-слоистого агата, разбитых более поздними трещинами (фото 98). В россыпях, однако, донные яшмы (см. рис. 2; фото 96; 97) обычно отделяются от халцедоновой апикальной части изначальных миндалин по той же причине, по которой отделяются халцедоновые обособления от донных лавовых настывей, о чем речь шла выше. Поэтому же и роль яшм в строении миндалин ускользает от внимания многих исследователей. В тех случаях, когда удастся обнаружить миндалину с донной яшмой, по последней можно безошибочно ориентировать образец в пространстве в соответствии с его положением в эффузивном теле в момент образования яшмы и агата (см. рис. 2).

АГАТЫ, ВЫПОЛНЯЮЩИЕ ПОЛОСТИ ИНОГО ТИПА

Если морфология миндалин, выполняющих газовые полости в базальтах и андезитах, традиционно интересовала практически всех исследователей, занимавшихся агатом, морфология иных полостей, также выполняемых агатом, изучена значительно хуже. Связано это, очевидно, прежде

* А. Х. Хакимов [122, с. 51] считал, что растворы (поздние, гидротермальные.— Авт.) в пути следования обогащались истертым материалом вмещающих пород и, проникая в газовые пустоты и подпруженные участки трещин, т. е. застойные зоны, благоприятные для эндогенной седиментации взвешенных частиц, образовывали яшму.

всего с тем, что такой агат реже имеет законченный рисунок, который особо ценится ювелирами. Определенную роль здесь должны играть также обилие в подобных полостях других минералов, особенно кальцита, меньшая устойчивость этих выполнений в россыпях по сравнению с миндалинами, меньшая мощность сплошных выделений халцедона, снижающих их техническую ценность. Вкратце рассмотрим морфологические особенности агатов, выполняющих подобные полости.

Наиболее полное описание жильного выполнения в базальтах Северного Тимана дается Г. А. Черновым [128]. Все встреченные жилы он делит на три типа (категории).

Жилы первой категории расположены обычно вертикально в каком-нибудь определенном азимуте направления, сохраняют мощность на значительном расстоянии, обычно они кварцевые либо халцедоновые и палагонитовые, а внутри содержат кристаллы кварца, аметиста и редко кальцита. Кристаллы кальцита иногда находятся в средней части жилы и тянутся вдоль нее на значительном расстоянии. В периферической части таких жил, как показали микроскопические исследования, кальцито-халцедоновые выполнения включают угловатые неправильные обломки измененного базальта. Эта категория жил обычно не связана с одним каким-нибудь базальтовым потоком, а прорезает и рядом лежащий.

Жилы второй категории не имеют определенных направлений, резко меняются в толщине и сравнительно на небольшом протяжении совсем выклиниваются.

Такие жилы встречаются обычно в средней и верхней частях потока и состоят из кристаллов кальцита, окрашенных в розовый и зеленоватый цвет; молочно-белые кристаллы непрозрачны. В центральной части кальцитовых жил встречаются друзы кварца и халцедона.

Жилы третьей категории развиты по трещинам отдельностей и встречаются довольно редко. Хорошим примером таких жил могут служить кварцевые жилы вокруг столбчатой отдельности на берегу моря к северу от устья р. Черной. Толщина их не превышает 0,5—1 см. Более сложное строение имеют жилы между шаровой отдельностью, выполненные кристаллами кальцита, кварца и аметиста. Среди таких жил часто встречаются кальцито-халцедоновые, сложенные тонко чередующимися цветными полосками халцедона и кальцита» [128, с. 95—99].

Прожилковая агатовая минерализация отмечена практически на всех месторождениях Закавказья [18, 120, 133]. Жилки с агатом здесь обычно маломощные (1—10 см) и короткие (2—6 м). Агат в них трещиноватый. Халцедоновые прожилки протяженностью 150—160 м по простиранию мощностью около 12 см известны в эффузивах Карадага [90].

На месторождениях Ахалцихского района Грузии отмечены агатовые выделения прихотливой формы, возникающие на месте пересечения трещин или в рыхлом цементе туфобрекчий — так называемый «узловой» агат [5]. На месторождении Орали отмечены четковидные прожилки, облекающие крупные обломки андезита в туфобрекчии и агатовые желваки между глыбами в них [5].

Агатовые выделения в виде вкрапленников неправильной формы (гнезд) в андезитах и туфобрекчиях описаны на месторождениях этого же района Грузии [18]. Агатовая минерализация прожилкового (рис. 15) и гнездового (рис. 16) типов наблюдалась нами в образцах из базальтов мыса Теви, Камчатка, базальтов района г. Кырджале, Болгария. В то же время отметим, что, сопоставляя прожилковую агатовую минерализацию с трещинами отдельности базальтов, Г. А. Чернов [128] подчеркивает их самостоятельное значение; в трещинах отдельности он отмечает лишь очень маломощные и короткие кварцевые выделения. Более того, И. М. Симанович и Д. И. Кудрявцев [97] обращают внимание исследователей на отсутствие минерализации в трещинах отдельности траппов Тунгусской синеклизы.

Агатовые и халцедоновые желваки прихотливых очертаний отмечены в межшаровых пространствах покрова диабазов на месторождениях Мухи и Рустави в Ахалцихском районе Грузии. Неправильной формы выделения халцедона (в том числе и агата) установлены в межшаровых пространствах пиллоу-лав, широко развитых в Тунгусской синеклизе [97].

Выделения халцедон-агата, заполняющего полости от выгоревших деревьев, неоднократно отмечались на Памачском месторождении Ахалцихского района Грузии [5, 18, 133] и наиболее подробно описаны Б. И. Шароновым [133]. Они достигают 5 м в длину и 0,3—0,5 м в поперечнике. Подобный трубообразный * агат залегает в верхней части разреза туфобрекчии без определенной ориентировки — горизонтально и наклонно лежащие агатовые тела сплюснуты и имеют эллиптическое сечение, вертикально стоящие — круговое. Вблизи крупных трубообразных тел «наблюдается масса беспорядочно ориентированных цилиндрических полостей, диаметры которых варьируют от нескольких миллиметров до 3—4 см, а длины достигают первых десятков сантиметров» [133, с. 284]; появление их автор связывает с выгоранием мелких сучков и веточек. Рядом с таким агатом отмечались также отпечатки листьев [5].

Наконец, касаясь форм выделения агата, возникших при заполнении пустот, связанных с растительными остатками, нельзя не упомянуть еще раз о своеобразных образованиях, возникающих при заполнении халцедоном, кальцитом и другими минералами полостей, имевшихся ранее в древесине, например ходов древоточцев (см. рис. 5).

* Исследователи Закавказских месторождений агата этот агат называют трубчатым [5, 18, 133], что вряд ли оправдано, поскольку под трубчатым понимается агат, содержащий трубчатые включения, иногда полые [231], или агат, заполняющий трубообразные газовые пузыри.

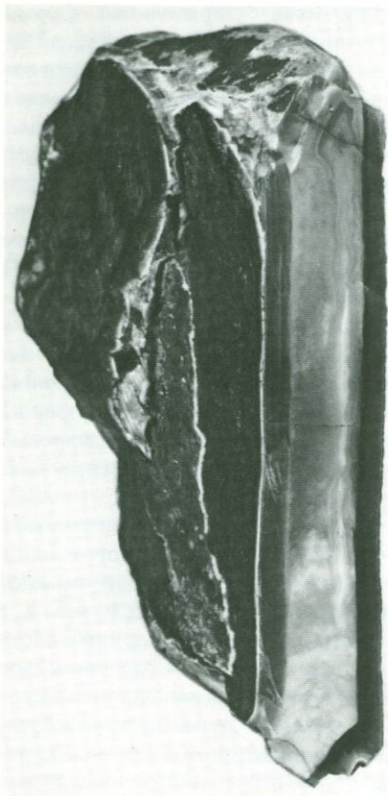
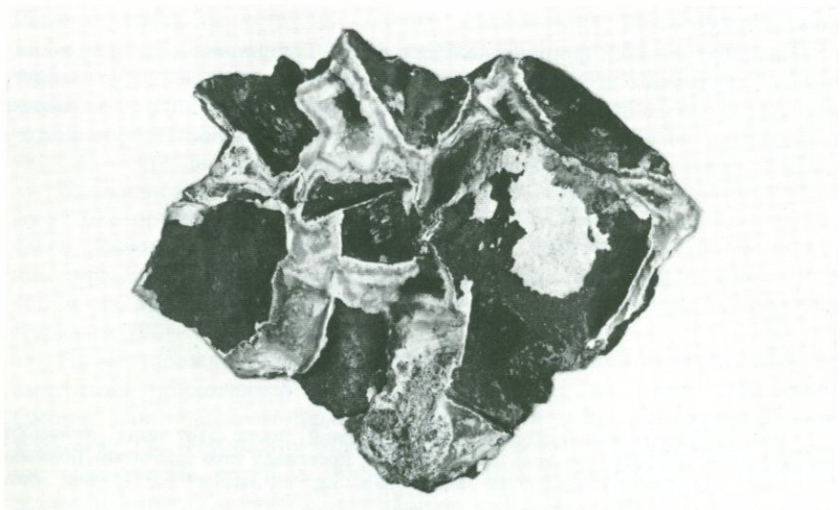


Рис. 15. Прожилки агата, близкого к симметричному строению, в базальте. Мыс Теви, Камчатка. Нат. вел. № 83278.

Рис. 16. Гнездовая халцедон-кварцевая минерализация в базальте. Мыс Теви, Камчатка. 0,5 нат. вел. № 83277.



АГАТЫ В КИСЛЫХ ВУЛКАНИТАХ

Кислые вулканиды, с которыми связаны агаты, представлены в основном риолитами и риодацитами.

«Риолитами (от греческого рео — река, течение) называют кислые вулканические породы, для которых постоянно характерна полосчатость течения» [67, с. 567], отличающиеся содержанием $\text{SiO}_2 \sim 73\%$ при суммарном содержании $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в пределах 7—8,1%. Породы с более низким содержанием SiO_2 (68—73%) относятся к риодацитам, более высоким содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — к трахириолитам. Однако, из-за постепенных переходов между ними, риолитами часто называют и породы с несколько более низким содержанием SiO_2 , чем 73% и немного более высоким, чем 8,1%, содержанием суммы щелочей, которые, строго говоря, следовало бы рассматривать как риодациты или трахириолиты соответственно*. Для свежих риолитов и риодацитов характерны гиалиновая, витрофировая и перлитовая структуры. Это стекла (обсидианы, перлиты, пехштейны), пемзы**.

Агаты, однако, приурочены главным образом не к свежим риолитам, а к их девитрифицированным, в том числе и палеотипным их разновидностям, — фельзитам, фельзофирмам и т. п. породам. Фельзиты и фельзофиры представляют собой риолиты и риодациты, для которых характерна перлитовая, скрытокристаллическая (фельзитовая), сферолитовая, фибролитовая, микролитовая, кристаллитовая, микропайкитовая и т. п. структура основной массы, в которой часто отмечаются вкрапления ранних минералов, ориентированные по флюидалности и округлые (сферолоидные) образования, достигающие иногда более 1 м в поперечнике, обладающие сферолитовой или фельзитовой структурой.

Риолитовые расплавы, обедненные летучими, имеют очень низкую вязкость — на несколько порядков ниже, чем у базальтов [83]. Поэтому для них, наряду с дайками, штоками и sillами, характерны купола, неки, воздымающиеся иногда на несколько сотен метров [78]. Повышение содержания летучих резко снижает вязкость риолитовой магмы [83], и в этом случае могут возникать короткие лавовые потоки, обычно отличающиеся относительно большой мощностью и тупым утолщенным окончанием [78].

Наконец, во многих местах земного шара известны риолитовые покровы в виде плато, достигающие десятков тысяч км² площади и мощности в сотни метров [78, 112], образование которых находится в явном противоречии с высокой вязкостью риолитовых расплавов.

Эти противоречия тревожат геологов, занимающихся исследованием риолитовых плато уже более 100 лет, и в качестве решения их В. Ф. Фритхе и В. Райсс еще в 1868 г. высказали, очевидно,

* В СССР риолиты до недавнего времени называли липаритами; термин «риолит» рекомендован Терминологической комиссией петрографического комитета ОГГГН АН СССР вместо синонима «липарит».

** Обсидианы, как и пемзы, могут иметь не только риолитовый или риодацитовый состав, но и дацитовый, базальтовый и трахитовый.



Фото 26. Крупные зонтики кварца (снизу в левой и средней части) в халцедон-кварцин-кварц (крупнокристаллический)-кварциновом выполнении миндалины. Сев. Тиман. 4,5×3,0 см. № 84745.

Фото 27. Поперечные сечения кварциновых зонтиков в кварцин-халцедоновом глазчатом агате. Россыпи по р. Зея. Амурская обл. 5,0×3,0.

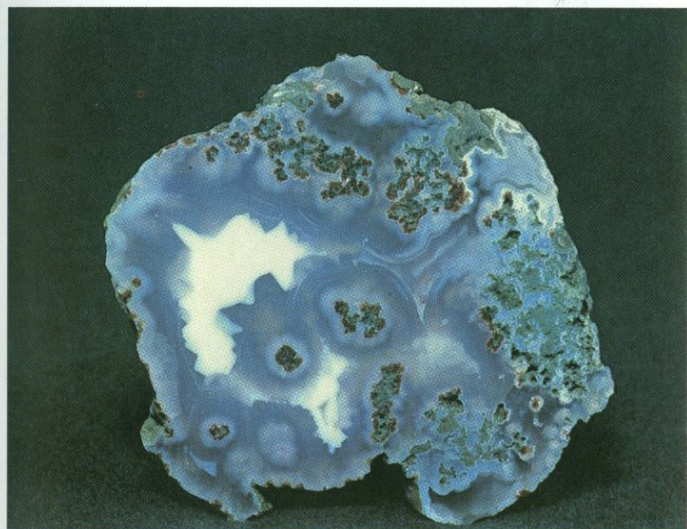


Фото 28. Зонально-концентрический кварцин-халцедоновый агат с широкими белыми зонами кварцина; в центре — кварц. Далан-Туру, Монголия. 7,0×5,0 см. № 84755.

Фото 29. Кварцин (белый в центре и левом крае миндалины) с отчетливыми зонтичными выступами в основании выделения в кварцин-халцедоновом агате с многочисленными включениями селадонитизированных реликтов лавовых настелей (темно-зеленые), окруженных мелкими пластиночками клиноптилолита (красно-коричневые). Иджеван, АрмССР. 5,0×5,0 см. № 83900.

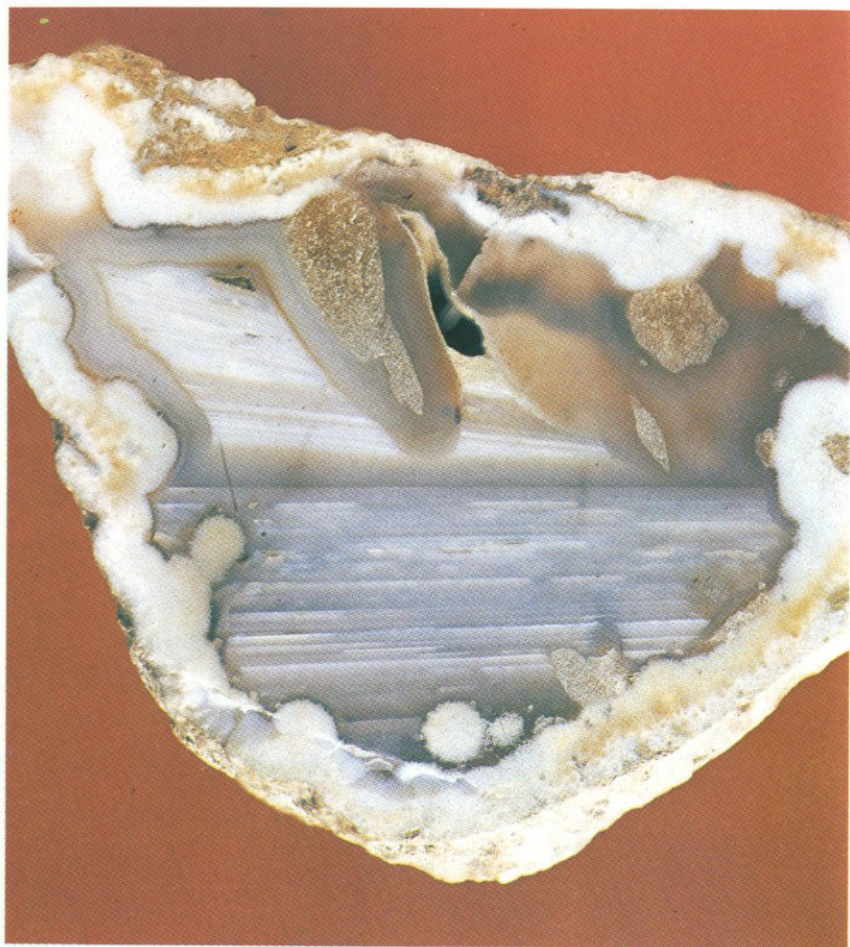


Фото 30. Широкая кайма (белая) α -кристобалита, облекающая сферолитовые корки и «ежи» морденита, которые окаймляют параллельно-слоистый (ониксовый) агат с изменяющимся наклоном отдельных слоев, упирающихся в халцедоновый слой облекающей зональности снизу и в значительно более мощный халцедоновый слой сверху, образовавшийся до поворота миндалина (поскольку этот слой покрывает последний горизонтальный слой нижнего оникса); сверху — псевдоморфоза облекания халцедона вокруг крупного кристалла кальцита. Шурдо, ГрузССР. $20\times$ $\times 12$ см. № 84771.

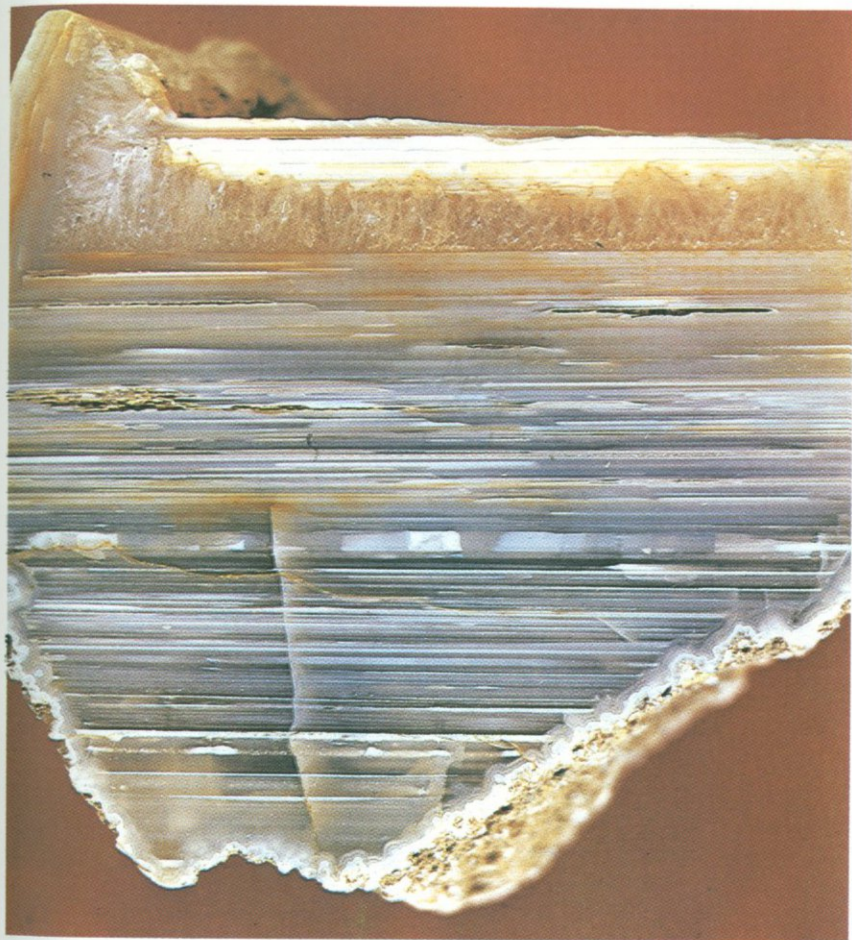
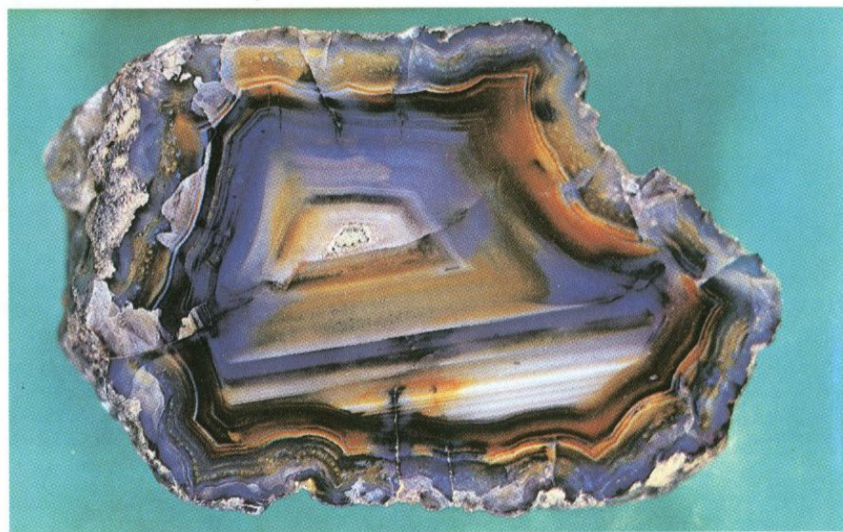


Фото 31. Параллельно-слоистый (ониксовый) агат — два поколения, разделенные слоем шестоватого кварца, переходящего в облекающую зону; некоторые из тонких слоев оникса также переходят в облекающую зональность. Оникс первого поколения сильно раскристаллизован, причем некоторые из слоев приобрели ящичную текстуру, в других — есть узкие полости выщелачивания (или сокращения?). Окрестности г. Кырджали, Болгария. 11×8 см. № 84195.



a



б

Фото 32. Взаимоотношения параллельно-слоистых (ониксовых) слоев с облекающими: *a* — утыкание их справа и переход в облекающие с противоположной стороны. Окрестности г. Актюбинска, КазССР. $6,5 \times 3,5$ см; *б* — утыкание нижних ониксовых зон в халцедон с зонально-концентрическим облекающим строением снизу и постепенный переход от одного к другому сверху $8,5 \times 5,0$ см; *в* — несколько поколений ониксового агата, упирающегося слоями в зонально-концентрический халцедон, разделенный зонами перехода ониксовой в зонально-концентрическую зональность $11,5 \times 5,0$ см. № 84465; *a* — окрашен гидроксидами железа; *б* — окрашен в голубовато-черный цвет за счет тонкодисперсного пирита, *в* — окрашен гидроксидами железа. № 84458. *б, в* — Рывьем, Чукотский п-ов.





Фото 33. Ониксовый агат с изменением угла наклона слоев и постепенным увеличением толщины ониксовых слоев, переходящих в облекающую зональность; в широком белом нижнем ониксовом слое хорошо видна его перекристаллизация с образованием ящичных элементов текстуры. Магаданская обл. 6,0×3,5 см. № 84749.

впервые предположение о том, что риолитовые плато представляют собою не что иное как сваренные туфы. Более определенно такую же точку зрения на риолиты Иеллоустонского парка позднее изложил Дж. П. Иддингс [193].

Значительно более прочную почву эти представления получили после исследований К. Н. Феннера [174], показавшего, что среди отложений палящих туч вулкана Катмаи, заполнивших прилегающую к нему речную долину*, имеются спекшиеся риолитовые породы, возникшие при уплотнении отложений высокотемпературного аэрозоля, состоявшего из горячего вулканического газа, содержащего мельчайшие частицы расплавленной лавы и обладавшего очень низкой вязкостью.

Эти представления далее были развиты П. Маршаллом [211], исследовавшим риолитовые плато Новой Зеландии и предложившим для обозначения подобных спекшихся и сваренных образований термин игнимбриит (от лат. ignis — огонь и imber — ливень). К настоящему времени установлено, что игнимбрииты могут иметь не только риолитовый состав, но и относиться к дацитам [272], андезитам [221] и даже базальтоидам [273] или трахириолитам и трахитам.

Низкая вязкость аэрозоля, образующего игнимбриит, т. е. высокая его подвижность, приводит часто к флюидалной текстуре отложений, аналогичной той, которая может возникнуть при течении лавы, в результате чего игнимбрииты не всегда легко отличить от застывшей жидкой лавы, текущей по поверхности в виде обычного расплава. Большое значение здесь имеют дополнительные признаки как петрографические, так и общегеологические. К петрографическим следует отнести прежде всего характерность для игнимбриитов так называемых фьямме — линзовидных или уплощенных частичек вулканического стекла неправильной формы, обычно возникающих за счет уплотнения обломков пемзы. К геологическим признакам относится изменение характера разреза игнимбриитов от рыхлого туфового или пемзового материала у основания к плотному лавоподобному материалу в нижней — средней части отложений (собственно сваренные туфы, представленные обычно вулканическим стеклом или фельзитами и фельзофирами) и рыхлому материалу в верхней их части, прорываемой обычно многочисленными фумаролами и гейзерами.

Представления К. Н. Феннера и П. Маршалла о генезисе игнимбриитов нашли дальнейшее развитие и подтверждение за рубежом [92, 149, 192, 234, 253] и в СССР [40, 41, 43, 112, 138].

Разработка проблемы игнимбриитов выявила значительные ее сложности. Они связаны как с трудностями отнесения определенных эффузивов к сваренным туфам или игнимбриитам так и с разным толкованием термина игнимбриит, из-за чего многие авторы, прежде чем его использовать, вынуждены были давать его определение [92]. Особого внимания заслуживает работа Р. ван Беммелена [17], в которой обосновывается особый тип извержений, приводящих к образованию игнимбриитов, связанный с излияниями трещинного типа при образовании кальдер просе-

* Получившую название по многочисленным фумаролам название Долины Десяти Тысяч Дымов.

дания в эпохи относительно быстрого поднятия земной поверхности с образованием геантиклиналей, куполов, хребтов.

Существуют различные представления о физическом состоянии среды, из которой образовались игнимбриты, — от пепловых палящих туч и аэрозолей, содержащих твердые и жидкие частицы, до высокоподвижных, переполненных летучими изливающимися лав, в том числе перетекающих через края вулканических аппаратов наподобие убегающего молока, как это наблюдалось Т. Вольфом при извержении в 1877 г. вулкана Катобахи [274] и допускалось для генезиса игнимбритов А. Лакруа [201]. Особо следует отметить представления Г. Тазиева [107] о том, что игнимбритовые аэрозоли могут обладать высокой текучестью, подчиняясь гравитации только в том случае, если преобладающим газом аэрозоля является тяжелый CO_2 .

А. Стайнер [103] обратил внимание на присутствие в игнимбритах двух разновидностей стекол, различающихся по показателю преломления и образующих мезостазис и мельчайшую эмульсионную вкрапленность в нем. Это явление А. Стайнер объяснял ликвацией кислого расплава сразу после его излияния на поверхность. Эта работа фактически послужила импульсом к появлению большого количества работ, особенно многочисленных в СССР, когда с ликвацией стали связывать любые округлые образования в кислых эффузивах, включая сферолоиды [84, 118].

Не вдаваясь далее в детали происхождения кислых вулканитов, следует особо подчеркнуть типичное для них разнообразие структур, флюидальную текстуру, частое содержание мелких обломков фенокристаллов, высокое содержание летучих, прежде всего H_2O и F^* . Для риолитов характерна генетическая связь с различными геологическими процессами, приводящими к образованию даек, штоков, лакколлитов, куполов, одиночных потоков, покровов большой площади, игнимбритов и т. п. Особо следует отметить, что кислые вулканиты часто являются членами единых кислотно-основных серий вулканитов и образуют в этом случае прослой в мощных отложениях вулканитов, в том числе в основании риолит-дацит-базальтовых серий.

АГАТЫ, ВЫПОЛНЯЮЩИЕ ПОЛОСТИ ЛИТОФИЗ

Литофизы, геометрические особенности полостей в них и агатовых слепков этих полостей

Термин литофиза был предложен Ф. Рихтгофеном [238] для обозначения полых внутри округлых образований, обнаруженных им в венгерских риолитах (от греч. литос — камень — физа — пузырь). Они встречаются в многих риолитах, особенно палеотипных, причем полости в них могут быть пустыми или минерализованными халцедоном (агатом), кварцем,

* Известны риолиты, содержащие в качестве типоморфных минералов флюорит [95], топаз и обогащенные фтором слюды; последние получили даже особое название онгонитов [55]. Высокое содержание H_2O (около 10% в пехштейнах) связано с процессами вторичного обводнения (гидратации) кислых вулканических стекол [78].

кальцитом и другими минералами. Таким образом, литофизы можно в известной мере ставить в параллель с газовыми полостями в базальтах и андезитах.

Первое наиболее обстоятельное описание литофиз и вмещающих их кислых вулканических стекол можно найти у Дж. Иддингса [193], давшего также их превосходные зарисовки. Дж. Иддингс показал, что литофизы могут иметь различное внутреннее строение (рис. 17, а). Так, во многих из них внутри имеется серия сферических пустот, чередующихся со сферическими перегородками из вулканического стекла. Такие литофизы в сколе напоминают цветки розы или луковицы (рис. 17, б) *. Некоторые из литофиз характеризуются асимметричным строением (рис. 17, в), в других литофизах с симметричным строением в центре оказываются крупные остроугольные пустоты (рис. 17, з), в том числе и имеющие близкую к шаровой симметрию (рис. 17, з), что позволило Дж. Иддингсу сравнивать их с полостью в перезревшем арбузе. Им же были описаны и литофизы с крупными ацентричными полостями в виде вогнутого блина, имеющими характерное серповидное сечение (рис. 18, а), рассмотрено взаимоотношение полостей в литофизах с флюиальностью (рис. 18, в — ж).

Литофизы со сферолитовой внешней коркой описаны Ф. Райтом [275] из обсидианов Храфтиннхриггур, Исландия. Особо его внимание привлекли литофизы с полостью в виде отрицательного реберного куба с размером ребра, достигающим 2,5 см, морфологически идентичные известным в обсидианах Карабахского нагорья (фото 103).

Касаясь деталей поверхности отдельных граней отрицательного реберного куба, Ф. Райт [275, с. 270] отмечает, что «от вершины каждой из четырехгранных пирамид к его сторонам направлены радиальные линии; в дополнение к ним наблюдается вторичная система структурных линий, ребер и трещин..., представляющая собой как бы систему волн, расходящихся от центра».

Далее Ф. Райт подчеркивает [275, с. 270—271]: «исследуя эти кубические грани более тщательно, можно обнаружить, что любая неправильность на одной из граней отражается относительно точно в том же месте на поверхности, непосредственно примыкающей к ней».

Изучая полости литофиз в риолитах Бинна-Бурра в горах Тамборин (Юго-Восточный Квинсленд, Австралия), В. Х. Брайан [159, с. 60—69] отмечал, что в этих литофизах «полости варьируют в размере от мелких до открытых каверн почти 90 см в диаметре. Они также варьируют в размере относительно содержащих их литофиз. В некоторых литофизах полость составляет лишь небольшую часть всего объема, тогда как в других твердого материала немногим более, чем облегающая корка. Примечательно, что чем больше роль каверн по отношению к литофизе, тем более близка последняя к правильной сфере...

В значительном большинстве случаев пустоты обладают более или менее правильными секущими лучами, в результате чего оболочка каждой литофизы делится на несколько радиальных секторов, каждый из которых

* Крупные литофизы-луковицы диаметром около 30 см описаны М. Г. Руб [95] из кислых вулкаников Приморья.

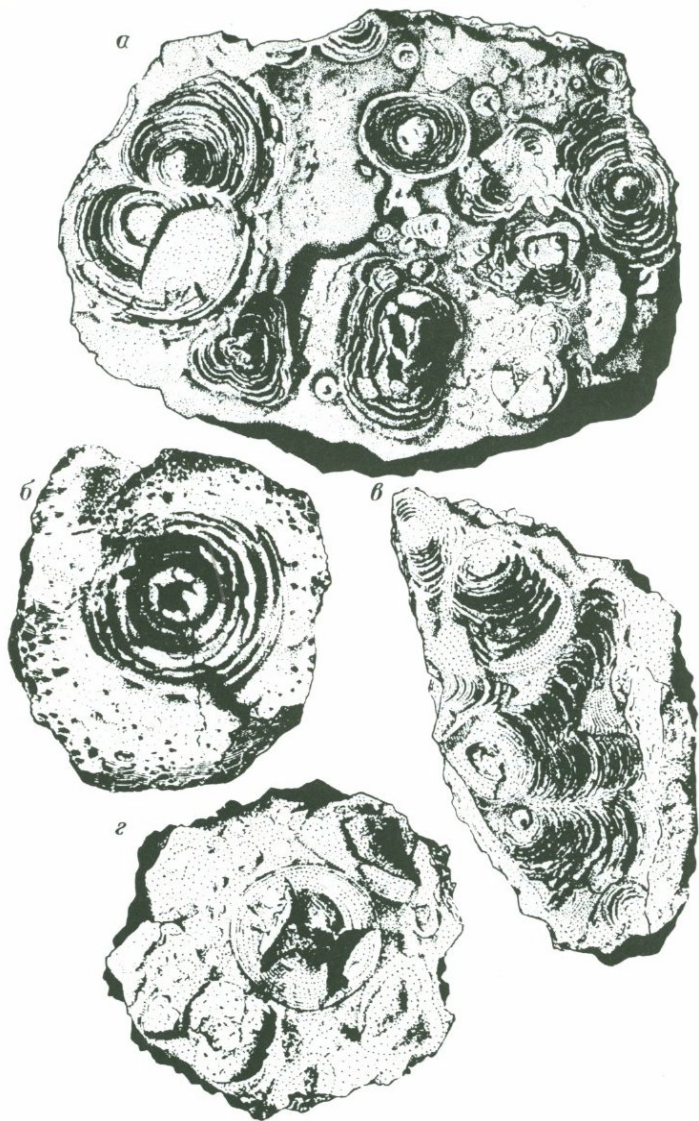


Рис. 17. Литофизы в обсидиане

a — разного размера и формы; *б* — со строением типа головки лука или цветка розы; *в* — с асимметричным строением; *г* — с полостью, напоминающей в сечении двутавровую балку. Обсидиан Клифф, Йеллоустонский национальный парк, США. Нат. вел. [193].

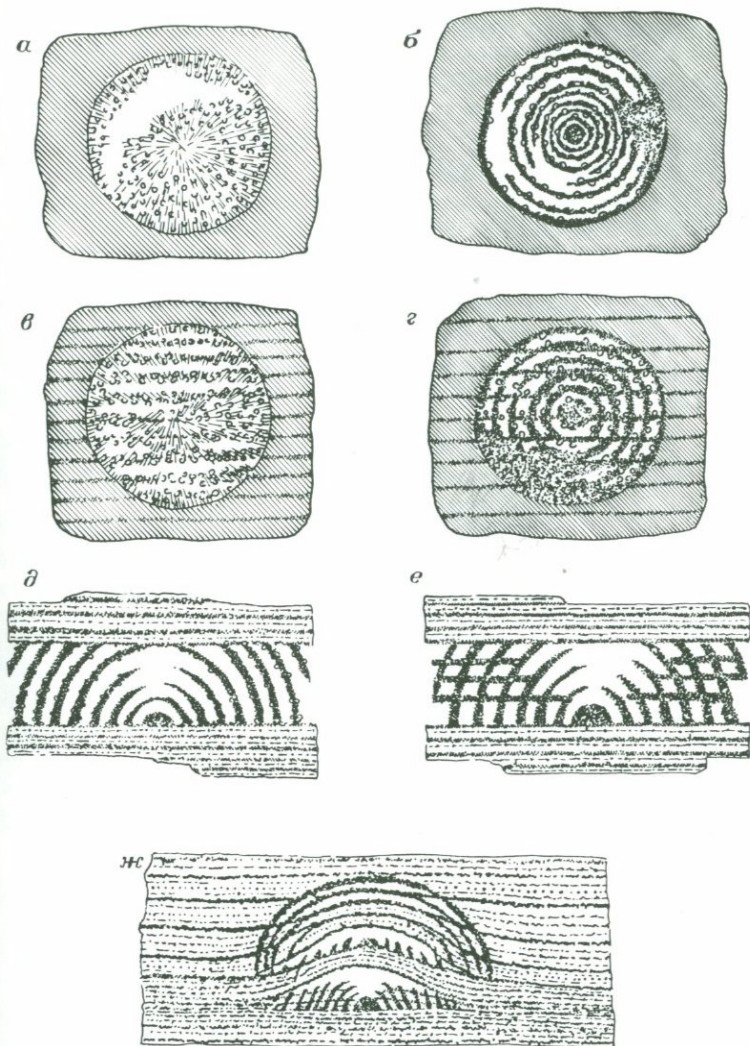


Рис. 18. Схематическое сечение литофиз в однородных литоидных породах (а, б) и в породах с флюидальностью (в — ж)
 а — с крупной асимметричной полостью, имеющей серповидное сечение; б — типа головки лука (цветка розы) с большим числом сферических полостей; в, г — секущиеся флюидальностью; д, е — развивающиеся между трещинами флюидальности; ж — деформирующие флюидальность [193].

узкой частью направлен внутрь литофизы. Число секторов значительно колеблется и может достигать от четырех до двадцати четырех. В очень многих литофизах виден центральный пузырь. В некоторых случаях он отлично сохраняется, тяготея к внутреннему концу одного из сегментов. В других случаях он разорван и представлен продолжающимися вогнутыми поверхностями внутренних окончаний всех или нескольких сегментов.

Примечательной чертой, которую можно обнаружить во многих полостях литофиз, является система радиальных бороздок или желобков, декорирующих поверхность сектора. Они, учитывая их природу и расположение, точно отвечают радиальному распределению волокон полевого шпата, характеризующих соответственно сферолитовую структуру. Более тщательное исследование обнаруживает, однако, что эти детали рисунка лишь поверхностны, будучи ограниченными лишь поверхностью сегментов.

Таким образом, по своему происхождению они не связаны со сферолитами, а представляют картину трещиноватости, возникающую при разрыве материала с высокой вязкостью.

Небольшое число образцов обнаруживает, кроме радиальных желобков, располагающихся под правильными углами, иную картину, представленную серией концентрических прерывающихся невысоких ступенек, покрывающих всю поверхность секторов». Множество превосходных пустотелых литофиз с оболочкой из сегментов аноктоклаз-кварцевых сферолитов известны в районе курорта Истису в обсидианах Карабахского нагорья (фото 103), причем среди них можно найти литофизы со всеми деталями внутренней поверхности, подробно описанными Ф. Райтом и В. Брайаном. При вылущивании литофиз из обсидиана образуются близкие к сферическим или сферолоидальным полости, на поверхности которых видны отпечатки сферолоидных трещин, создающих картину панциря черепахи.

Литофизы, полость которых заполнена халцедоном (агатом) или реже кальцитом, характеризуются своеобразной внешней поверхностью. Она может быть гладкой или покрытой бородавчатыми наростами более мелких сферолитов (иногда литофиз). На ней часто появляются типичные халцедоновые (или кальцитовые) валики — хребтики, соответствующие следам выхода на поверхность литофиз клиновидных окончаний ребер их полостей. Если полости имеют вид чечевицы, то это всего лишь халцедоновый пояс по экваториальной части литофизы. Картина усложняется, когда внутренняя полость имеет вид реберного тетраэдра. В этом случае литофиза с поверхности делится ребрами тетраэдра на четыре треугольно-сферических сегмента (фото 108, а). Число подобных сегментов достигает 6, если внутренняя полость — реберный куб, 12 — реберный пентагондодекаэдр и становится значительно большим при постепенном приближении внутренней полости к форме шара. Литофизы с многочисленными халцедоновыми ребрами на поверхности приобретают вид панциря черепахи.

При заполнении литофиз халцедоном (агатом) возникают своеобразные породы — фельзофиры (фото 105; 106), иногда неправильно описываемые как мандельштейны, когда за миндалину — минерализован-

ное выполнение газового пузыря — принимают минерализованные литофизы.

При удалении внешней коры литофиз — явлении, известном в россыпях, обнажаются своеобразные халцедоновые (агатовые) слепки внутренних полостей литофиз, обладающие весьма характерной морфологией.

Впервые наиболее полное представление о форме этих слепков дал В. Брайан [157], приведший их фотографию, на которой видны слепки чечевицеобразной формы (рис. 19, *1a* и *1б*), в виде реберного куба (рис. 19, 3), реберного тетраэдра (рис. 19, 2) и их комбинаций (рис. 19, 4). К. Росс [242] описал форму халцедоновых (агатовых) слепков пустот в литофизах из Центрального Орегона в виде реберного пентагондодекаэдра.

Чечевицеобразные халцедоновые (агатовые) слепки и слепки в виде реберных тетраэдров (рис. 20), реберных кубов (фото 109), более сложных многогранников кубической сингонии, в том числе деформированных, и в виде комбинаций указанных форм известны на Магнитогорском месторождении агатов, приуроченном к сильно аргиллитизированным риолитам [31], и на многих месторождениях Северо-Востока СССР. Нами они наблюдались в образцах из Айнабулакского месторождения.

Говоря о морфологических особенностях халцедоновых слепков пустот из литофиз, надо особо отметить отчетливую скульптуру на их поверхности в виде радиальных и сферических бороздок, а также шаровидные вспучивания (или вмятины) в центре некоторых из отрицательных граней (см. рис. 19, *1a*, 4; фото 103; 109).

Принимая во внимание подобную форму слепков, легко понять и особенности форм их сечения. Так, для чечевицеобразных слепков они будут линзовидными (фото 110, *a*, *б*), для сечений реберного тетраэдра или перпендикулярных тройной оси реберного куба — треугольными (фото 107; 108, *б*; 110, *в*), в том числе иногда с вогнутыми сторонами; для сечений, параллельных граням реберного куба, форма чаще всего будет соответствовать картине «бабочки» (фото 110, *г*) или двутавровой балки (ср. с формой полости в литофизе, описанной Дж. Иддингсом — см. рис. 17, *г*), для многих сечений реберного пентагондодекаэдра типична форма сечения в виде пятилучевой звезды (фото 110, *д*), для пустот в форме более сложных реберных многогранников сечение оказывается полигональным. Известны случаи, когда несколько литофиз срastaются друг с другом, объединяя полости по две (фото 128; 136), по три и более, приобретая внешне форму своеобразных «гусениц». В других случаях они группируются вдоль определенных плоскостей (обычно плоскостей флюиальности), образуя своеобразные макроаксиолиты.

Особенности внешней формы литофиз и их выполнения столь характерны для них, что в ряде случаев литофизы и халцедоновые слепки их полостей получили нарицательные названия. Так, литофизы, заполненные халцедоном (агатом) и другими минералами, в США известны под названием громовых яиц* (thunder eggs) [168—170, 250], а хал-

* Это название переводят в отечественной литературе как драконы или чертовы яйца.

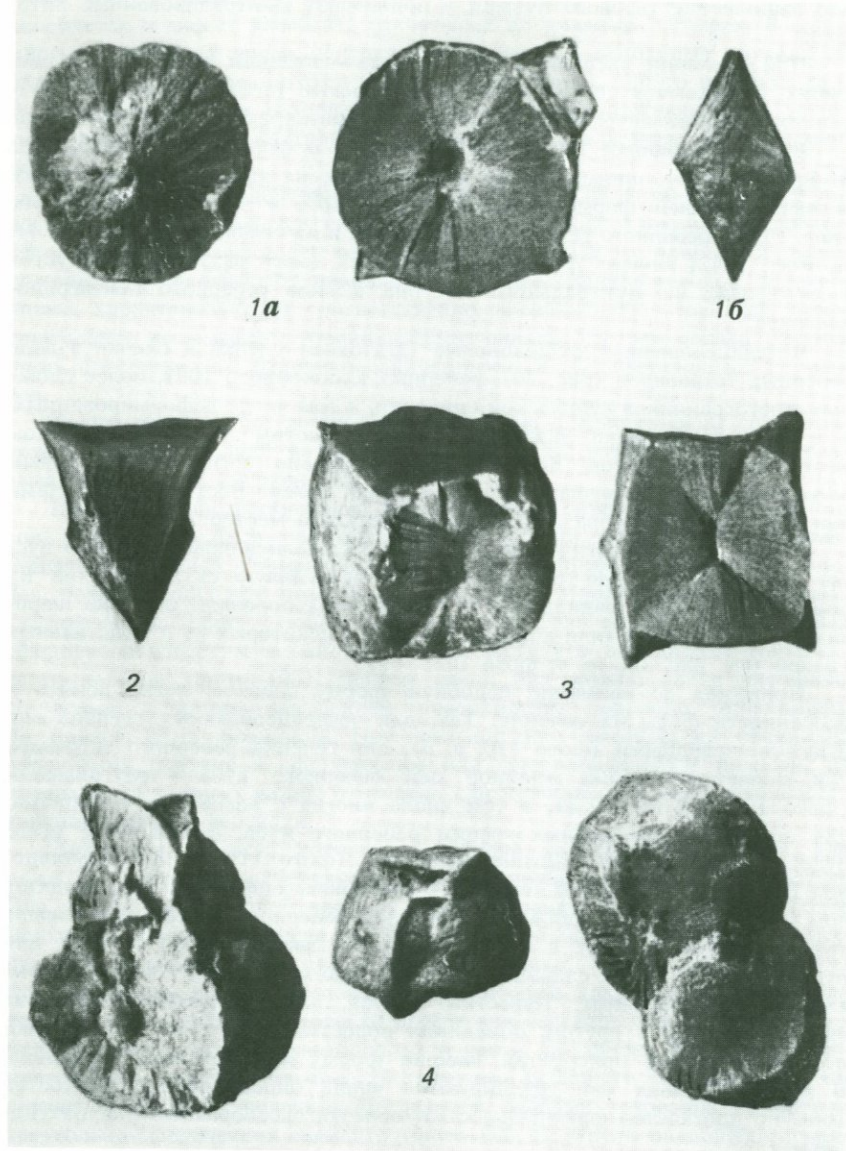


Рис. 19. Формы халцедоновых слепков из литофиз в риолитах в виде: 1—чечевицы (1а — вид сверху, 1б — вид сбоку), 2—реберного тетраэдра, 3—реберного куба, 4—их комбинаций. Бинна-Бурра, горы Тамборин, Юго-Восточный Квисленд, Австралия.

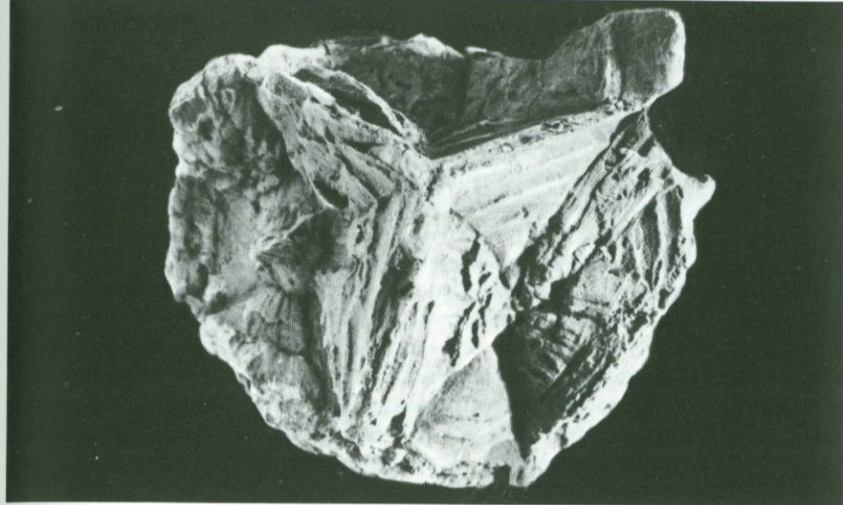


Рис. 20. Халцедоновый слепок полости литофизы в виде реберного тетраэдра с четкой скульптурой поверхности. Магнитогорское месторождение, Челябинская обл. Ув. 2, № 83242.

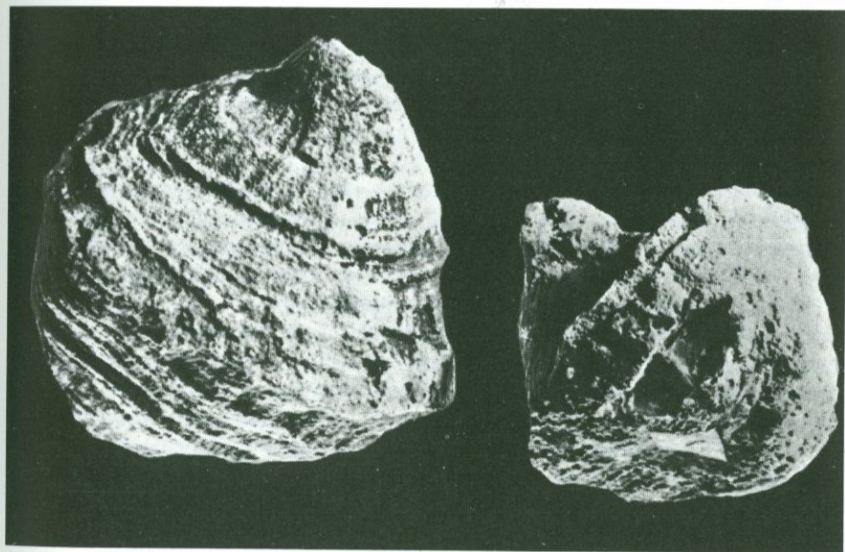


Рис. 21. Халцедоновые (агатовые) слепки внутренних полостей литофиз в форме «косточек для счетов» (sorobandamaishi). Камиакадани, преф. Нигата, Япония. Ув. 1,9 [194].

цедоновые чечевицеподобные слепки внутренних полостей литофиз в Японии называются «косточками для счетов» (рис. 21).

Петрографические особенности строения литофиз и их положение во вмещающих породах

Наиболее обстоятельно петрографические особенности литофиз и генетически тесно связанных с ними иных сферических образований рассмотрены В. Брайаном [159], который подробно изучил литофизы риолитовых покровов Бинна-Бурра в горах Тамборин.

«Риолиты, фельзиты, перлиты, с которыми связаны литофизы, образуют здесь пачку кислых вулканитов суммарной мощности в несколько десятков метров, находящуюся в основании мощных отложений, представленных преимущественно базальтами и андезитами и рассматриваемых как поздние неоген-палеогеновые, не позднее олигоценовых. Вулканическая серия слагает ряд плато, разделенных узкими ущельями и каньонами. Риолитовые породы обнажаются в отвесных утесах, представляющих превосходный материал для исследований.

В риолитовых породах во множестве встречаются малые минеральные тела с близкой к шаровидной или сфероидальной поверхностью, включая сферолиты радиально-лучистого строения, сферические образования с фельзитовой структурой и литофизы, которые могут иметь радиально-лучистую или фельзитовую внешнюю часть. Для обозначения подобных минеральных тел В. Брайан в этой работе предложил термин сферолоид (spheruloid) *.

В риолитах Бинна-Бурра сферолоиды «имеют размер от мельчайших бусин до гигантских сфер более 90 см в диаметре, обнаруживая значительные колебания в форме агрегации и внутреннем строении. Тем не менее индивиды, принадлежащие одному потоку, чаще близки к определенному стандарту, типичному для данного потока»...

В каждом сферолоиде отчетливо выделяется кора (скорлупа), отличающаяся темным цветом и более тонкой структурой от заключенного в ней материала. Толщина коры колеблется в широких пределах; обычно, хотя и не всегда, чем больше сферолоид, тем толще кора... В одиночных сферолоидах кора имеет правильную форму и постоянную толщину, (рис. 22, А), но в сложных сферолоидах толщина коры может изменяться даже в пределах одного образца в соответствии с условиями образования несколько выпячивающихся участков.

В тех случаях, когда пузырчатые наросты покрывают более мелкие законченные сферолоиды ранней генерации и частично их поглощают, можно видеть на расколотых образцах выпяченные участки, имеющие

* Первоначальное определение термина сферолоид отличается от данного в последнем издании Петрографического словаря [85, с. 418], в котором он еще имеет и генетически спорный смысл, поскольку в нем мы находим, что «сферолоид — шаровые образования в кислых лавах, не обладающие радиально-лучистым строением, формирование которых связано с ликвацией силикатного расплава перед излиянием лавы». Надо предостеречь и от ошибочного определения литофизы как синонима секреции, данного в этом же словаре.

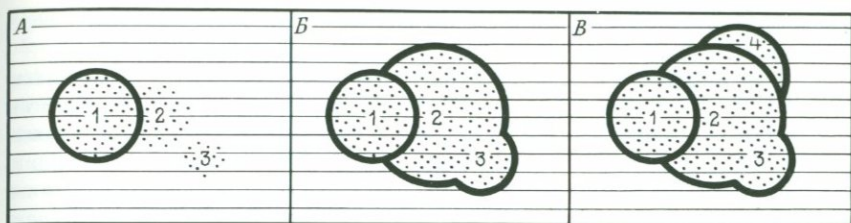


Рис. 22. Диаграмма, иллюстрирующая рост и коалесценцию сферолоидов; после образования корки-коры (черная) дальнейшее расширение сферолоида прекращается [159].

собственную законченную кору, которая может утолщаться в выдающейся части вложенного (раннего) сферолоида (рис. 22, B1). В других случаях нарост выглядит как часть сферолоида той же генерации, с которой произошла коалесценция до того, как возникла наружная корка. В соответствии с этим, если выступающая часть сферолоида покрыта наростшей коркой более крупного сферолоида, внутренняя их часть не обнаруживает следов коры (см. рис. 22, B3). Третий тип неправильностей представляют наросты в строгом смысле слова. Они представлены наростами более поздней генерации, наложенными на более ранний крупный сферолоид. Такие наросты покрыты с периферии собственной относительно тонкой коркой и покоятся на более толстой коре крупных сферолоидов (см. рис. 22, B4)...

Все три описанных случая могут наблюдаться в одном образце, образуя неправильный сложный сферолоид с бородавчатой или сосцевидной внешней формой (см. рис. 22).

В одном особенно интересном образце сферолоид полностью поглощен темной серой коркой, которая частично также поглощена другим сферолоидом такого же размера, который в свою очередь находится внутри толстой красной коры. В этом образце, как и во всех других случаях с подобными неправильными сферолоидами, флюидалность прослеживается непрерывно через оба сферолоида, в том числе через их выступающие части и корки без разрыва и ветвления.

В некоторых случаях кора имеет достаточную толщину, чтобы содержать овоидальные включения неопределенного материала, обладающего сферолоидными свойствами. Часто кора отделяется от внутренней части сферолоида внутренней тонкой прослойкой (кожицей) обычно менее 1 мм толщиной, отличающейся цветом и структурой от самого сферолоида. Линзы сферолоидного материала, включенные в толстой внешней коре, также обладают подобным внутренним мешком. Внутренняя кожица может отделяться как от коры, так и от сферолоида тонкими пленками гематита. Их внутренняя часть очень правильная, а внешняя — менее правильна и включает мелкие нарастания внутренней пленки.

Специфическая черта, связанная с одним из крупных сферолоидов (литофизой), заслуживает более детального рассмотрения. Это присутствие в литофизе, имеющей около 60 см в диаметре, нескольких

образований, напоминающих «сталагмиты», которые выступают вверх по поверхности миниатюрной пещеры.

Более внимательное исследование показало, что эти «сталагмиты» представляют собой массы риолитовой лавы с продольными бороздками и желобами, которые внедрились через неправильные трещины в основании литофизы. В описываемом образце лава была такой консистенции, что она сохраняла на поверхности следы продавливания через трещины, которые действовали в основном так же, как приспособление для выдавливания лент крема при изготовлении пирожных.

Вязкость внедрившейся лавы была недостаточной, чтобы удерживать «ленты» в вертикальном положении, и по мере роста они оседали под собственной тяжестью. Наблюдения показывают, что, в то время как поперечное сечение лавовой ленты постепенно увеличивается от вершины к основанию, детали отпечатков на их поверхности сохраняются неизменными. Это позволяет сделать предположение, что трещина, через которую происходило внедрение лавы, постепенно расширялась. Отчасти зазубренные края лавовых лент являются следствием эффекта выпавания, возникающего при высокой вязкости...

Почти во всех случаях сферолоиды четко отличаются от вмещающей их массы. Различия могут выражаться в окраске или структуре и ясно видимы даже если линия флюиальности прослеживается через вмещающую породу и сферолоид, а затем снова через вмещающую породу. Различия особенно отчетливы, когда вмещающей породой служит стекло: хотя сферолоиды обнаруживают вариации в строении, они никогда не состоят из стекла.

Несмотря на значительное различие в форме и очертаниях, сферолоиды обнаруживают замечательную литологическую общность. Во всех случаях, если исследуется свежая поверхность, обнаруживаются светлая окраска (розовая, кремевая или серая) и фельзитовая структура. В этой фельзитовой вмещающей массе наблюдается относительно большое количество свежих фенокристаллов кварца и полевого шпата около 1 мм в диаметре и более мелких фенокристаллов черного железо-магнезильного минерала.

Флюиальность проявляется во всех образцах — и иногда в виде неопределенных (неясных) цветных полосок или жилок в породе с однотипной структурой. Флюиальность отчетливо влияет на положение и форму фенокристаллов. В литоидных сферолоидах линии флюиальности проходят поперек образца, будучи полностью независимыми от их очертаний, но в литофизах обнаруживают влияние внешней формы, хотя они и не полностью концентричны с краем литофиз, но находятся в определенном соответствии с ним» [159, с. 52—56].

Изучая внутреннее строение сферолоидов, В. Брайан установил, что минералогически каждый сферолоид является гетерогенным агрегатом и отдельные черты его структуры могут быть независимы друг от друга и не согласны с общей структурой сферолоида в целом. Более того, внутренняя часть сферолоида не является результатом одновременной кристаллизации или определенной последовательности событий, но выглядит как результат интеграции и дифференциации минералов, и на различных стадиях сложной истории сферолоида развиваются различные текстуры.

С этой точки зрения отдельные компоненты сферолоидов можно объединить в три четкие группы — фенокристаллы (в основном санидин, реже кварц, в том числе бипирамидальный, олигоклаз, биотит), минералы, на которые воздействует флюиальность (в основном ортоклаз), минералы, независимые от флюиальности (в основном рода флогопита).

Обстоятельное петрографическое описание сферолоидов и вмещающих их пород, данное В. Брайаном [159], практически исчерпывает основные особенности их строения, наблюдавшиеся нами в образцах с Айнабулакского месторождения в Казахстане, Тарбальджейского в Читинской области, месторождений Северо-Востока СССР и подробно описанные Н. Я. Волянюком [21] для сферолоидов, литофиз и вмещающих пород хр. Мухор-Тала, Бурятская АССР.

Наконец, особо надо подчеркнуть приуроченность скоплений сферолоидов и литофиз к направлениям плоскостей флюиальности вмещающих пород, которое отмечает В. Брайан и на что обращал внимание Ф. Райт [276, с. 263], писавший, что сферолиты и литофизы «не равномерно распределены в породе, а приурочиваются к определенным лентам и прослойкам, свидетельствуя о том, что кристаллизация в этих участках происходила быстрее, чем в других. В случае проявления отчетливой слоистости (флюиальности) потока сферолиты и литофизы секут флюиальность. Не наблюдалось ни одного случая их обтекания флюиальностью, что должно было бы быть, если бы сферолиты (и литофизы) были бы более ранними, чем флюиальность».

Четкая приуроченность литофиз, заполненных халцедоном (агатом), к флюиальности отмечалась многими исследователями. Нами она наблюдалась на Айнабулакском месторождении (фото 104). При этом отдельные литофизы оказываются как бы нанизанными на тонкие халцедоновые жилки-проводнички, развивающиеся по флюиальности. Интересно отметить и то, что благодаря одинаковой ориентировке оникс-агата в таких литофизах, параллельной плоскостям флюиальности, на сколах породы по флюиальности на Айнабулакском месторождении обнажаются плоские слои оникс-агата.

Особенности химического состава сферолоидов

Первые исследования химического состава сферолоидов и вмещающего их вулканического стекла, выполненные К. Хауром [188], показали, что между ними нет существенной разницы. Аналогичные результаты получил Ф. Райт [276], сравнивавший химический состав коры литофиз и вмещающих их обсидианов из Исландии (Крафла и Хлитхарфьялла), Обсидиан Клиф, Йеллоустонский парк, США, Церро-де-лас-Навагос, Мексика, отложений вулкана Катмаи на Аляске, Вье-Хабитанте, Гваделупа, Корино, Никарагуа, и вулкана Кава-Манок, Ява. Более поздние химические исследования Дж. Баина [147] и В. Брайана [159] обнаружили, однако, между некоторыми сферолоидами и вмещающими их породами определенную разницу состава. Она была подтверждена и многими последующими исследованиями [13, 43, 53, 54, 173], в результате чего можно утверждать, что сферолоиды в риолитах иногда не отличаются по составу от вмещающей породы фельзитовой или перлитовой структуры, но чаще

Карбонаты

Кальцит

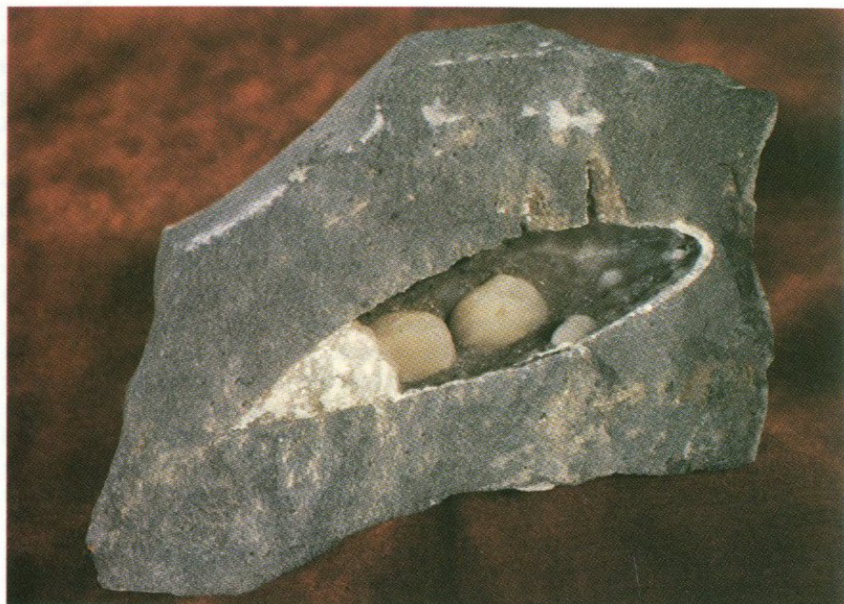
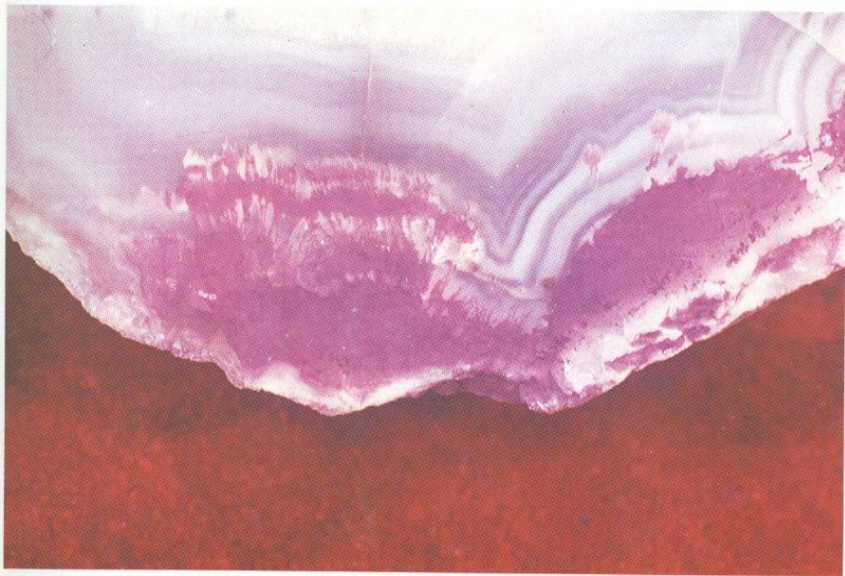


Фото 34. Сферолиты кальцита на стенках полого газового пузыря уплощенно-вытянутой формы; в базальте сверху хорошо видны две клиновидные трещины, выходящие устьями в полость пузыря. Ротава, ЧССР. 11,0×7,0 см. № 39401.

Фото 35. Уплющенная карбонатная миндалина с пережимом, выполненная зонально-концентрическими сферолитами кальцита и равномернозернистым кальцитом. Мулина Гора, Читинская обл. 5,0×2,0 см. № 83041.



a



б

Фото 36. Замещение сферолитовой корки кальцита (красный), выделившейся на стенке газового пузыря, зонально-концентрическим халцедоном:
a — общий вид; 7,0×5,5 см; *б* — деталь, показывающая взаимоотношение халцедона с кальцитовым сферолитом, ув. 2. Мыс Теви, Камчатка. Протравлено кислым раствором ализарин-сульфата-S. № 83744.



Фото 37. Зонально-концентрические сферолиты кальцита, выросшие на стенки газового пузыря, заполненного позже зональным халцедоном. Мыс Теви, Камчатка. $10,0 \times 4,5$ см. № 83044.

Фото 38. Полностью замещенные халцедоном сферолиты кальцита в периферической части халцедоновой миндалины; темно-бурое — гидроксиды железа, выделившиеся при псевдоморфизации кальцита. $6,0 \times 3,0$ см. Мыс Теви, Камчатка. № 82988.



Фото 39. Зонально-концентрические сферолиты кальцита (?), нараставшие на стенки газового пузыря, замещенные халцедоном и кварцем, заполненного позже ониксовым агатом; хорошо видны перекристаллизация белых слоев оникса до кварца с образованием полостей сокращения (выщелачивания?), ящичное строение некоторых слоев, их волнистая поверхность и характер перехода от ониковой зональности к облекающей, выражающийся в утонении облекающих слоев по мере их перехода в ониковые (вблизи и под широким слоем шестоватого кварца, слагающего горизонтальный слой и переходящего в облекающий — вверху). Россыпи по р. Зей, Амурская обл. $4,0 \times 2,5$ см. № 84767.



Фото 40. Широкая симметричная зонально-концентрическая сферолитовая корка кальцита, покрывающая стенки миндалины; в средней части — халцедон (голубовато-белый). Мыс Теви, Камчатка. $7,0 \times 4,0$ см. № 83045.

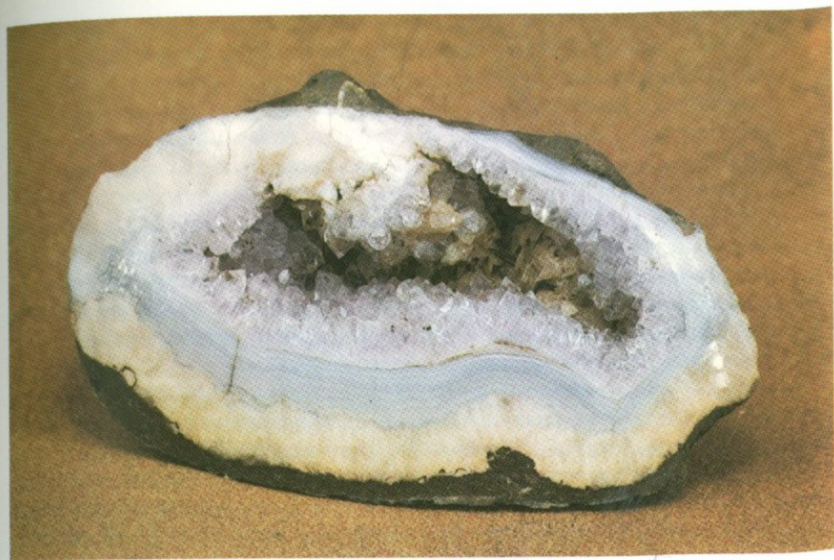


Фото 41. Широкая асимметричная сферолитовая корка сферолитового кальцита в основании миндалины, заполненной зонально-концентрическим халцедоном, а затем аметистом, выстилающим стенки центральной полости. Мыс Теви, Камчатка. 11,0×6,0 см. № 83755.

Фото 42. Кальцит-халцедоновая миндалина с оторочкой селадонита (очень тонкая) и кальцита по периферии и зональным кальцит (серое)-халцедоновым (белое) агрегатом, возникшим при частичном замещении сферолитового кальцита миндалины в базальте. Р. Нижняя Тунгуска, Эвенкийский авт. округ. 1,0×1,0 см. № Т-132 (из керна траппов с глубины 115,3 м).

их состав характеризуется следующими наиболее важными отличительными чертами: а) более высоким содержанием SiO_2 ; б) относительным повышением содержания Na_2O , т. е. повышением отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; в) пониженным содержанием H_2O^+ .

Условия образования литофиз

Сферическая внешняя форма литофиз, достигающих более 1 м в поперечнике, своеобразие их сечений (см. рис. 17, 18; фото 107, 108, 110—112, 114) и обилие их на некоторых участках земной поверхности в виде продуктов выветривания кислых вулканитов (например, в штатах Орегон, Айдахо, Юта и ряде других в США) не могли не привлечь к себе внимания людей, пытавшихся понять их образование.

К самым ранним из таких попыток относятся, очевидно, взгляды индейцев США, объясняющих появление громовых яиц. Так, согласно Дж. Синканкасу, индейцы племени Горячего источника из Центрального Орегона «полагали, что эти твердые почти круглые халцедоновые конкреции являются метательными снарядами, выбрасывавшимися высшими богами вулканов Каскадных гор всякий раз, когда эти надменные божественные создания выходили из себя» [250, т. 1 с. 309].

Более вероятно, что название громовое яйцо связано со словом громовая птица (thunderbird), существующем в английском языке и относящемся к мифологической птице некоторых сказаний североамериканских индейцев — огромной птице, порождавшей гром, молнию и дождь [268]. В этом случае литофизы — это яйца громовой птицы.

Первое научное объяснение образования пустот в литофизах принадлежит, очевидно, Ф. Рихтгофену [238], связывавшему их появление с расширением газа, разрывающего вязкую лаву. Близкие взгляды высказывал и Дж. Иддингс [193].

В дальнейшем исследователи высказывали самые различные мнения о происхождении литофиз, в том числе и взаимоисключающие друг друга. Не касаясь всех них, приведем лишь некоторые либо наиболее живучие, либо «новейшие» из представлений.

Так, И. Сцабо [258] считал, что литофизы — это первая стадия химического и механического изменения сферолитов, теряющих сначала блеск, а затем цемент. При этом он считал, что нерастворимые частицы удалялись механическим путем, а кремнезем концентрировался в образовавшихся кавернах в виде халцедона (агата).

Среди американских исследователей, преимущественно геммологов, широко распространены представления о том, что литофизы возникли в результате сокращения объема глинистого материала (грязи), заполнявшего первичные пустоты в риолитах. В дальнейшем кремнесодержащие растворы силицифицировали этот материал, отлагали агат в образовавшихся пустотах [267].

Некоторые исследователи склонны трактовать литофизы как вулканические бомбы, представляющие собой вырвавшиеся из вулканических жерл сгустки кислой магмы, получившие круглую форму и флюидальную текстуру в результате вращения в воздухе, а полость — в результате сжатия при охлаждении, упавшие в потоки кислой лавы. Эти представле-

ния высказываются в сравнительно недавних работах [227] и проникают даже на страницы некоторых современных учебников по петрографии [86].

Особенно большое число работ посвящено объяснению образования сферолоидов, в том числе и литофиз, в риолитах в результате кристаллизации двух несмешивающихся силикатных расплавов с образованием эмульсионной вкрапленности одного силикатного стекла в матрице другого * [84, 118, 147, 259].

Литофизы, заполненные халцедоном (агатом), иногда объясняются как продукты захвата риолитовой магмой обломков вмещающих кремнисто-сланцевых пород, перерабатывающихся в яшму и даже расплавлявшихся в капли SiO_2 (много летучих), образующих эмульсию в породе в результате несмесимости и ставших ядрами литофиз [152] — гибридная гипотеза среди гипотез захвата ксенолитов и ликвации.

Существуют также представления о субаквальном генезисе сферолоидов, очевидно возникшие по аналогии с образованием шаровых (подушечных) базальтов. Наиболее четко эту точку зрения выразили И. М. Воловикова и О. П. Елисеева [20], которые, рассматривая условия формирования шаровых лав состава кварцевого порфира, образующих прослой в 1,5—2 м в кислых эффузивах верхнего карбона в Кураминском хребте, писали: «Верхнекарбонные прослой шаровых лав образовались, скорее всего, в водных бассейнах. Об этом свидетельствуют четко слоистые горизонты туффитов и туфопесчаников, которые подстилают прослой шаровых лав.

Поток кислой лавы, насыщенной ксенолитами, попадая в водную среду, распадается на «шары», которые далее, перекатываясь движением потока воды, отлагаются на дне бассейна в более спокойных участках, где затвердевают окончательно.

«Шары», отложившиеся раньше, деформируются и сплющиваются от столкновения с последующими «шарами». ...Последующими выбросами пирокластического материала состава кварцевого порфира (в дальнейшем уплотненного и раскристаллизованного с образованием сферолитовой структуры) шары были сцементированы» [20, с. 262—263].

Не углубляясь далее в этот перечень, отметим прежде всего наиболее важные геолого-петрографические особенности литофиз и условий их залегания, которые необходимо учитывать при решении вопроса их генезиса.

1. Литофизы приурочены к кислым вулканитам риолит-дацитового состава, причем литофизы, заполненные халцедоном (агатом), связаны в основном с измененными, в том числе палеотипными породами — фельзитами, фельзофирами и т. п. **.

* Несостоятельность этих представлений рассмотрел Н. Я. Волянюк [21].

** На территории СССР такие породы наиболее широко распространены в районах Южного и Юго-Восточного Казахстана (Айнабулак, Малай Сары, Архарлы, Айтын-Эмель, Гюртас, Семей-Тау) и Северо-Востока СССР (бассейн р. Колымы, Чукотский полуостров), а также в Забайкалье (Мухор-Тала, Тарбальджей), Закавказье (Сарицох, Кечалдаг и др.), Приморье (Сергеевка) [20, 21, 46—49, 84].

2. Литофизы, как и сферолоиды, обычно располагаются вдоль линий флюиальности породы, на что обращали внимание после Дж. Иддингса [193] многие исследователи, описывающие условия залегания литофиз и сферолоидов.

3. Текстура литофиз тесно связана с текстурой вмещающих их пород — в породах с флюиальной текстурой и литоидной (фельзитовой) внешней оболочкой литофиз флюиальность, как правило, продолжается в литофизах, иногда без изменения направления, а иногда немного изгибаясь вокруг внутренней полости.

4. Литофизы типичны для некоторых природных толщ вулканического стекла, в том числе образующих прослойки в игнимбритах, но отсутствуют в продуктах девитрификации технического стекла, в том числе в сферолитах, среди которых нет сферолитов с полостями (Б. Варшал, устное сообщение).

5. Состав сферолоидов (в том числе литофиз) близок к суммарному составу вмещающих пород, хотя и отличается иногда некоторыми деталями (увеличение содержания SiO_2 , отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и уменьшение содержания H_2O^+), аналогичными различиям между техническим стеклом и его сферолитовыми девитрификатами [13].

Все это заставляет признать образование литофиз и сферолоидов вообще как продуктов своеобразной кристаллизации непосредственно во вмещающей их породе. В этой связи особого внимания заслуживают работы Ф. Райта [275], В. Брайана [157; 158; 159], Дж. Х. Фета и Дж. В. Антони [175], К. С. Росс и Р. Л. Смита [94], В. В. Наседкина [78], Н. Я. Волянюка [21], В. П. Ковалева [53], В. П. Ковалева и Ю. В. Тикунова [54], тщательно изучивших строение сферолоидов и литофиз и связь их с вмещающими породами в Исландии; шт. Квинсленде (Австралия), шт. Орегоне (США), Закавказье, Забайкалье, Тувинской АССР, многих других районах.

Резюмируя свои наблюдения по этому вопросу, Ф. Райт [275] пишет, что газ, выделяющийся магмой при ее кристаллизации, был активным фактором в развитии литофиз в обсидианах Храфттиннухриггур. Он вызывает рекристаллизацию и вносит основной вклад в увеличение размера каверн (пузырей) по мере развития процесса кристаллизации. Ф. Райт также считает, что в обсидианах Храфттиннухриггур, вероятно, как и в большинстве других обсидианов, давление газа повышается при его выделении из магмы за счет кристаллизации, а также при уменьшении гидростатического давления в результате усадки центральных частей магмы при ее охлаждении, что является важнейшим фактором развития литофиз.

Образование литофиз, по Ф. Райту, происходило в высоковязком расплаве, поскольку при внедрении черного обсидиана в литофизы, наблюдавшегося в нескольких случаях, обсидиан из-за высокой вязкости приобретал в полости форму языка, сохраняя в поперечном сечении форму полости, через которую он внедряется, и. продольные бороздки, возникающие как отпечатки неровностей ее поверхности.

Рассматривая условия образования сферолоидов, В. Брайан пишет: «Сферолоиды не являются результатом выветривания и замещения истинных сферолитов, поскольку в подавляющем большинстве они совер-

шенно свежие и не обнаруживают следов радиальной структуры. Тот факт, что те же плоскости течения являются общими для сферолоидов и примыкающей вмещающей породы, которые могут быть прослежены непрерывно как в сферолоидах, так и во вмещающей породе, указывает на то, что сферолоиды не могут быть *заполнением пустот, ксенолитами* внешнего происхождения (такими, как бомбы ближайших кратеров), *автолитами*, затвердевшими на более ранней стадии и захваченными потоками лавы. Сферолоиды не являются *шариками* ликвидированного стекла в основной массе другого стекла. Они не представляют собой *включений* окружающего *девитрифицированного* стекла, поскольку имеется доказательство вязкости лавы, внедрившейся через трещины в полый сферолоид, свидетельствующее в пользу того, что сферолоид был твердым до того как вмещающая лава превратилась в стекло.

Остается только одна *альтернативная возможность*, что сферолоиды образовались как кристаллические агрегаты в том самом месте, где они находятся до того момента, когда произошла витрификация (застекловывание) вмещающей лавы» [159, с. 62].

Однако вывод В. Брайана относительно стекла недостаточно очевиден, поскольку «внедрение языков лавы» в литофизы, которые рассматриваются им как основа для подобного заключения, могут происходить и тогда, когда лава уже застекловалась, но еще была достаточно подвижной (например, при температуре несколько ниже температуры полного плавления) или прогрелась при термометаморфизме до соответствующей температуры.

К. Росс и Р. Смит [94] отмечают, что в том случае, когда в пепловых потоках в процессе сваривания сохранилось небольшое количество летучих, которые могут создать давление пара, происходит образование пустот с появлением типичных минералов литофиз. В некоторых районах настоящие литофизы развиваются в весьма значительных количествах, причем содержание их может быть настолько большим, что происходит полное или почти полное уничтожение признаков сваренных туфов, которые могут наблюдаться в полевых условиях.

Появление сферолитов и литофиз в игнимбритах К. Росс и Р. Смит связывают с процессами девитрификации — одной из наиболее характерных, по их мнению, особенностей туфов пеплового потока, отличающегося не только высоким содержанием SiO_2 , но и большим количеством летучих, подчеркивая, что они наиболее полно разрушают первичную туфовую текстуру породы. Отмечая, что литофизы в сваренных туфах менее обычны, чем в соответствующих экструзивных породах, К. Росс и Р. Смит подчеркивают, что весьма обильные литофизовые пустоты особенно заметны в одном из обширных месторождений сваренного туфа на юго-востоке Айдахо. Они считают, что эти пустоты образуются при выделении летучих в процессе раскристаллизации; предполагается, что это особый пепловый туф, который сохранял необычно высокое количество летучих, растворенных в стекле. К подобным же образованиям они относят и громовые яйца из Орегона.

Для понимания процессов формирования сферолоидов, в том числе не имеющих сферолитовой структуры, а представленных фельзитовой массой, большой интерес представляют работы В. П. Ковалева и

Ю. В. Тикунова [54]. Эти авторы опираются на достаточно тщательные полевые и петрографические исследования и на определение содержания U и Th в исследованных образованиях. Критикуя представления о ликвационном или метасоматическом генезисе сферолоидов, они особо подчеркивали, что гипотеза ликвации «вступает в противоречие с целым рядом фактов: таких, как высокая вязкость кислых и ультракислых расплавов, близость химизма шаровых тел и расплавленной массы, наличие нескольких генераций сферических образований, отсутствие одновременно сосуществующих пар стеклофаз в кайнотипных вулканитах, отсутствие эмульгировавших лав на действующих вулканах, появление сферолитов в эксплозивных породах». Они же отмечают, что «высокая вязкость стекла ниже линии ликвидуса не позволит фазе, занимающей меньший объем, образовать достаточно крупные шаровые выделения» [54, с. 112—113]. Кроме того, ликвационной гипотезе противоречит образование сферолоидов в риолитовых игнимбритах.

Критикуя метасоматическую гипотезу генезиса сферолоидов, В. П. Ковалев и Ю. В. Тикунов [54] отмечают, что с этих позиций трудно объяснить резкую границу между веществом шаров и вмещающей массы, а главное — трудно вообразить такую циркуляцию раствора, которая обеспечивала бы сферическую форму выделений. Выполненное ими определение содержания U и Th в вулканогенных породах, включающих сферолоидные риолиты, и U в сферолоидах, цементирующей их массе, породе в целом и в других образованиях приводит авторов к выводу, что «сферолитсодержащие породы не накапливали добавочных количеств урана, подобно измененным вулканогенным породам, и не теряли его. Равное трем Th-U отношение и абсолютные содержания U и Th в них близки к таковым в других сходных по составу вулканитах быскарской серии, и потому эти образования никоим образом нельзя параллелизовать с гидротермально-эффузивными породами». И далее, отмеченные различия в содержании урана в шарах и цементе свидетельствуют о связи наблюдаемого перераспределения элементов с процессом образования шаровых обособлений, а соответствие суммарных содержаний урана и тория в сферолитовых породах содержаниям тех же элементов в обыкновенных породах района доказывает, что этот процесс изохимичен и, по-видимому, не только в отношении одного урана» [54, с. 114—115].

Из фактических наблюдений, которые существенны при решении вопроса об условиях образования сферолоидов, В. П. Ковалев и Ю. П. Тикунов особо выделяют: 1) наложение сферолоидов на первичную флюидальность породы, 2) обычность реликтов перлитовой отдельности в массе, вмещающей сферолоиды, 3) ограниченное распространение сферолоидов, тяготеющих к маломощным интрузиям, жерлам вулканов, экструзивным куполам.

Отсюда авторы делают вывод, что сферолоиды развиваются в гидратированных стеклах или стекловатых породах при их вторичном разогреве [54].

Упрощенно преобразование гидратированного стекла при прогреве они описывают реакцией: гидратированное стекло \rightarrow «сухое стекло» + H_2O . Эта реакция тормозится в замкнутом объеме и должна приводить к

возникновению выделений сухого стекла в гидратированном, причем сухое стекло, образующее в данной системе самостоятельную фазу, будет принимать каплевидную (шарообразную) форму, что и вызывает появление фазовых границ раздела между двумя стеклами.

Поскольку реакция образования сухого стекла экзотермична, то его свободная энергия будет выше, чем у гидратированного. Это, в свою очередь, будет способствовать его раскристаллизации в сферолит, что и наблюдается во многих (но далеко не во всех!) сферолоидах. Образование паровой (газовой) фазы при этом процессе приводит к появлению полостей в сферолоидах и к разрывным явлениям в них, т. е. к образованию из сферолоида литофизы.

Таким образом, подводя итоги сказанному, следует заключить, что сферолоиды и литофизы возникают как своеобразные продукты кристаллизации при девитрификации риолитов, имеющих в это время состояние очень вязкой жидкости (стекла ниже температуры плавления). К этому выводу приходят как исследователи, посвятившие изучению сферолоидных риолитов многие годы [21, 53, 54, 94, 111, 142, 173], так и авторы, исследовавшие геолого-петрографические особенности кислых вулканитов [78] и занимавшиеся сопоставлением этих явлений с явлениями девитрификации технического стекла [13].

В качестве благоприятного фактора развития девитрификации с образованием сферолоидов и литофиз необходимо выделить длительное прогревание риолитовых отложений с сохранением в их толще летучих компонентов. Это может достигаться различными путями. Наиболее очевидно: 1) перекрытие обводненного вулканического стекла (перлита, пехштейна), залегающего в нижней части разреза игнимбритов, мощными толщами горячих отложений того же или последующего игнимбритового потока; 2) перекрытие обводненных риолитовых пород мощными толщами вулканитов базальт-андезитового состава, как например, в Бинна-Бурра; 3) термометаморфизм гидратированных риолитовых пород под влиянием более поздних интрузивных тел в условиях литостатической нагрузки [53, 54, 111].

При этом особо надо отметить частую выдержанность среднего размера литофиз в некоторых породах (фото 105, 106), которую проще всего объяснить величиной литостатического давления, определяющей возможности расширения (разрастания) газового пузыря в центре литофиз до его взрыва.

Механизм формирования полостей в литофизах

Продукты сферолитовой девитрификации технических стекол, характеризующихся очень низким содержанием летучих и прежде всего H_2O , отличаются тем, что внутри таких сферолитов никогда не бывает открытых полостей (Б. Варшал, устное сообщение). Из этого следует, что сокращение объема, сопровождающее девитрификацию сухого стекла, недостаточно для образования литофиз, возникновение которых, таким образом, может быть связано только с расширением газового пузыря, появляющегося в центре литофизы (сферолита) при раскристаллизации богатых летучими продуктами стекол.

Подобные представления о генезисе литофиз появились у первых их исследователей [193, 238], причем наибольшее внимание к себе привлекали полости в литофизах центрального типа, которые особенно интересны с точки зрения заполнения их халцедоном (агатом), образующим в этом случае их слепки с характерной внешней формой (см. рис. 19 и 20), сечением (фото 110) и скульптурой поверхности (см. рис. 19 и 20).

Описывая эту скульптуру, Ф. Райт [275] обращал внимание, что в ней легко обнаружить отпечатки продольных (радиальные элементы скульптуры) и сферических («система волн, расходящихся от центра») волн, возникающих в результате разрывных деформаций, развивающихся от некоторой точки (центра).

Подобный взгляд Ф. Райт подтверждает скульптурой скола обсидиана из Храфтиннхригфур, выявляющейся при ударе по его блокам молотком, и подчеркивает «завораживающее» постоянство скульптуры поверхности скола, достигающей иногда 1 м. Аналогичную картину можно наблюдать на поверхности скола других однородных горных пород, например, на поверхности базальтовой брусчатки*. В дополнение к сказанному он пишет, что любые неправильности одной из граней обнаруживают свой отпечаток на прилегающей грани и пересечении ими ребер куба, доказывают, первоначальное примыкание этих граней и постепенное их раздвигание по мере развития процесса кристаллизации. Ф. Райт считает, что куб может рассматриваться состоящим из набора шести четырехгранных пирамид. Если начать с небольшого сферолита, вызвать его симметричное растрескивание вдоль линий пирамид куба в результате внутреннего газового давления и позволить непрерывно развиваться процессу кристаллизации с сопутствующим выделением летучих компонентов, которые будут продолжать дальше раздвигать твердые стенки, мы получим описанные формы (рис. 23).

В качестве еще одного из доказательств постепенности развития пустот в литофизах от центра к периферии Ф. Райт приводит изменение их зернистости; наибольшая зернистость отвечает их центру, тогда как к периферии структура постепенно становится все более и более мелкозернистой.

При этом центральная крупнозернистая часть сферолита, в случае его разрыва, сохраняется в виде небольшого шарика (или его сегмента), выступающего на одной из плоскостей, по которой происходит разрыв, тогда как на другой плоскости сохраняется точно такая же сферическая выемка. Эти детали внутренних полостей литофиз центрального типа отчетливо выступают на многих образцах (см. рис. 19, 3 и 4; фото 103; 106, б; 109), хотя и не были показаны В. Брайаном на схемах формирования подобных полостей (рис. 24).

Наряду с литофизами, возникающими по механизму однократного взрыва, известны литофизы, оболочка которых дорастает по мере их

* Прекрасные сколы с отчетливыми продольными и сферическими бороздками и валиками — следами продольных и сферических волн, расходящихся от места удара, можно видеть на базальтовой брусчатке, которой покрыта часть площади им. Ю. Гагарина в Москве.

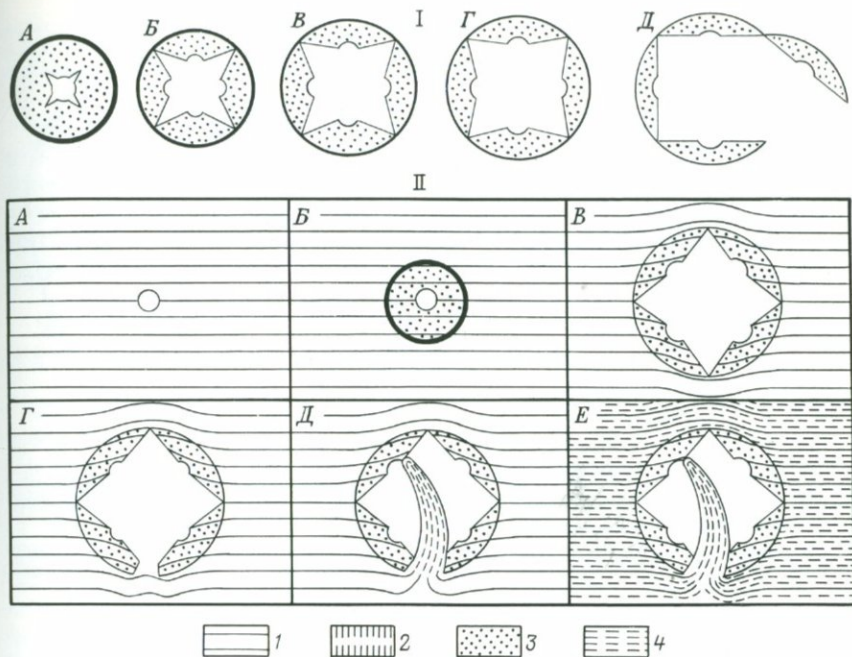


Рис. 23. Схема формирования центральной полости в литофизе в форме реберного куба и открытия литофизы наружу (I) и взаимоотношения образующейся литофизы с флюидальностью вмещающего риолита, внедряющегося в виде языка в литофизи (II), по В. Х. Брайану, с дополнениями авторов

A — E — отдельные стадии процесса:

1 — флюидальная лава; 2 — лава, внедренная в полости литофизы в виде языка; 3 — фельзитовый сферолоид; 4 — перлитовое стекло.

развития. Это особенно ясно видно на литофизах со сферолитовой структурой (см. рис. 24, б).

Разрывная природа образования центральных полостей в литофизах хорошо объясняет появление в некоторых из них донных брекчий — обломков сферолоида, сцементированных полностью или частично халцедоном (агатом). Подобные донные брекчий нами наблюдались в образцах из Айнабулакского, Тарбальджейского и Сергеевского месторождений (фото 116; 117).

Кроме литофиз с центральными полостями известны литофизы с тонкими сферическими полостями, чередующимися с тонкими сферическими перегородками (типа головки лука или цветка розы, см. рис. 17, а, б), обычно с фельзитовой структурой, и образующие совместно нечто вроде макроперлитовой до гигантоперлитовой текстур с размером отдельных литофиз — перлов в десятки сантиметров [95]. Условия их образования пока не ясны и скорее всего их появление может быть связано со сферически-ритмичным образованием мелких газовых пузырей

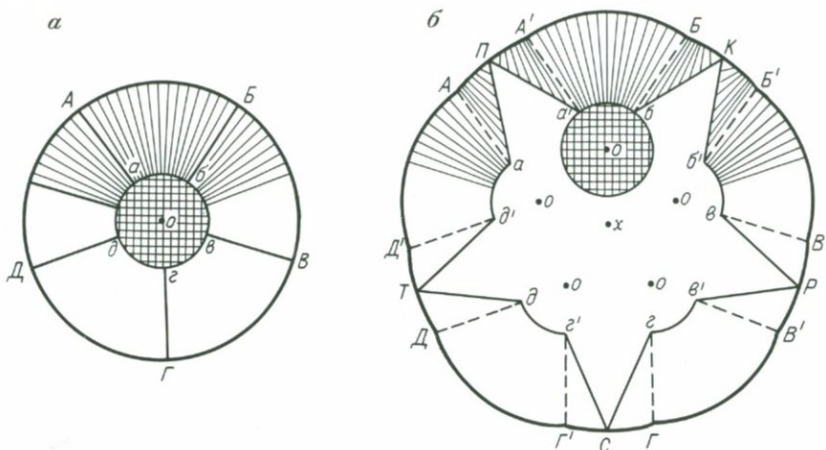


Рис. 24. Формирование литофизы в результате разрыва начального сферолита (а) с последующим доростанием ее сферолитовой корки (б), по В. Х. Брайану, с дополнениями авторов.

Буквы обозначают определенные точки центральной полости литофизы; заштрихован первичный сферолит, сохраняющийся в некоторых литофизах в виде полусферического выступа (фото 103; 106, б; 109).

вместо разрастания одного, как это наблюдается в литофизах центрального типа. Направления растрескивания таких литофиз могут закладываться диффузионной зональностью, проявляющейся при обводнении обсидианов с образованием перлитов [78, 79].

Промежуточное положение между литофизами центрального типа и типа головки лука занимают литофизы с ацентричной полостью, имеющей серповидное сечение (фото 111). Наконец, известны литофизы, характеризующиеся комбинацией полостей различного типа, например, центральной полости и ацентричной полости с серповидным сечением, минерализованные разрезы которых получили название «глаза с бровью» (фото 112). Известны и комбинации в литофизах сферических (луковицеподобных) полостей с полостями центрального типа.

Разрывные явления, приводившие к образованию литофиз, иногда приобретали стадийный характер. Так, например, после образования луковицеподобной литофизы могло происходить образование полости центрального типа с разрывом луковицеподобной сердцевинки на отдельные части (фото 114). Известны также случаи образования «межстадийной» брекчии, когда отрыв участков породы происходил после отложения первых сферолитовых корок халцедона и образование агата завершалось уже после падения таких обломков на донные части центральных полостей (фото 139).

Брекчирование может происходить и после отложения основной части агата. Из-за этого встречаются образцы, разбитые более поздними трещинами, иногда заполненными халцедоном поздней генерации (фото 140), и клиноптилолитом (это особенно характерно для образцов Аягузского месторождения в Казахстане),

кальцитом (Айнабулакское месторождение, Казахстан), которые как правило, снижают качество агата, либо ухудшая его рисунок (как на фото 140), либо вызывая раскалывание литофиз на множество неправильных обломков.

В случае слияния нескольких литофиз их полости могут соединяться друг с другом и после минерализации давать сложные, в том числе гантелевидные (фото 128; 136) и гусеницеподобные выделения с пережигами, отвечающими местам коалесценции литофиз. В тех же случаях, когда у слипшихся литофиз полости не объединяются, они могут иметь одинаковый (фото 113,а) или различный (фото 113,б) тип минерализации.

АГАТЫ, ВЫПОЛНЯЮЩИЕ ПОЛОСТИ ИНОГО ТИПА

Кроме литофизной минерализации в риолитах проявляются и иные формы выделения халцедона (агата), кварца, кальцита и других минералов. Они выполняют небольшие трещины, развивающиеся по флюидалности, образующие иногда местные линзовидные раздувы. Эти же минералы могут выделяться и в более поздних трещинах, секущих риолиты (фото 118), что особенно характерно для месторождений, приуроченных к риолитам Северо-Востока СССР [123], образовывать иногда не только жилки, но и линзы, гнезда во вмещающей породе. Подобные формы выделения агата практически не отличаются по морфологии от обычных жильных и гнездовых выполнений, рассмотренных выше в связи с описанием морфологии агатов в базальтах и андезитах, и более подробно рассматривать их нецелесообразно.

АГАТЫ, РАЗВИВАЮЩИЕСЯ ПО ОРГАНИЧЕСКИМ ОСТАТКАМ И В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Относительно агатов, возникающих при замещении растительных остатков и связанных с осадочными породами, известно значительно меньше, чем об агатах, связанных с вулканитами. Поэтому ниже дается лишь самая общая характеристика их морфологических особенностей, в такой последовательности: 1) псевдоморфозы агата по дереву; 2) псевдоморфозы агата по конкрециям других минералов; 3) псевдоморфозы агата по остаткам фауны; 4) морфология агатов, выполняющих полости выщелачивания в силицитах.

ПСЕВДОМОРФОЗЫ АГАТА ПО ДЕРЕВУ

В различных местах земного шара известны псевдоморфозы халцедона (агата) и других минералов семейства кремнезема по дереву. Образование большинства из них в том или ином виде связано с вулканической деятельностью. Из важнейших причин такой связи можно назвать: а) массовую гибель деревьев на значительных площадях леса, покрывающего склоны вулканических аппаратов; б) возникновение мощных грязевых, селевых, аэрозольных и подобных потоков, способных вызы-

вать гибель деревьев и сносить их * в долины, создавая там иногда крупные скопления из-за резкой потери скорости движения; в) быстрое захоронение деревьев в вулканическом материале, предотвращающее их медленное гниение; г) большую физико-химическую активность туфогенного вулканического материала, слагающего основную часть грязевых, селевых и других потоков, из-за его тонкодисперсного состояния, обилия в нем стекла, повышенной температуры, способствующих разложению древесины и замещению ее кремнеземом, большой активностью которого характеризуются грунтовые (часто термальные) воды, циркулирующие в подобных породах **.

Псевдоморфозы кремнезема по дереву известны поэтому практически во всех областях палео- и современного вулканизма. На территории СССР они обнаружены в Ахалцихском районе ГрузССР, в Южном Приморье, на Камчатке.

Из зарубежных крупных скоплений псевдоморфоз минералов кремнезема по дереву назовем Окаменелый лес в окрестностях Улугей-Хида на юге пустыни Гоби в Монголии и широко известный Национальный парк США — Окаменелый лес Аризоны (фото 141—144). Образование окаменелых деревьев последнего наиболее полно изучено. Поэтому ниже дается описание условий их образования по данным Б. Бродрика и И. Смит [156, 252], которое может в известной степени служить примером для описания других проявлений окаменелого дерева.

Окаменелый лес Аризоны находится в восток-северо-восточной части шт. Аризона примерно в 90 км к востоку от места слияния рек Пуэрко и Зуни и образования ими р. М. Колорадо, т. е. в юго-восточной части региона, известного как Красочная Пустыня. Национальный парк занимает площадь около 1000 км², но псевдоморфозы халцедона по дереву известны и в прилегающих районах.

Образование скоплений деревьев в этом районе относится к триасовому периоду, когда большая часть Северо-Восточной Аризоны была широкой областью сноса, низкой, илистой и болотистой. Считается, что основная масса деревьев была принесена сюда со склонов гор и высокогорных плато, находившихся в 75—150 км к западу и юго-западу от современной территории Национального парка. О транспортировке деревьев свидетельствуют: а) отсутствие коры, веток и корней при хорошей сохранности остатков болотной флоры; б) следы глубоких наружных повреждений; в) иной характер растительности болотистых мест их захоронения, для которых были типичны различные папоротники, саговые пальмы, камыши и тростники; остатки их обнаружены в породах форма-

* Цветную фотографию подобной деятельности вулканов можно видеть в книге, посвященной описанию извержения вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. (G. S. USA, Profess. Pap., 1981, N 1250).

** В случае захоронения деревьев в толще вулкаников непосредственно на месте произрастания обычно происходит их пиролиз, не сопровождающийся псевдоморфизацией халцедоном и т. п. минералами, которые, однако, могут отлагаться, например, в ходах древоточцев, поразивших эти деревья при жизни (см. рис. 5); известны и случаи, когда вулканики как бы консервируют лес, что описано, например, для разреза кислых вулкаников Йеллоустонского парка [193].

ции Чинл, вмещающих окаменелый лес *. В то же время эти осадки содержат много вулканического пирокластического материала, в том числе гидролизованного в бентонитовые глины. Считается, что эти отложения сносились реками, вынесшими деревья окаменелого леса на равнину с горных районов. Однако более вероятным представляется вынос этих деревьев мощными вулканогенными потоками типа селей и лахар.

Захоронение деревьев происходило многократно на разных уровнях формации Чинл, общая мощность которой составляет около 190 м.

Многократное захоронение деревьев также свидетельствует о каких-то повторяющихся катаклизмах, но не о сносе отмерших деревьев реками, как считают многие американские геологи. Такие катаклизмы наряду с вулканическим пеплом и бентонитом — типичными компонентами этих отложений — хорошо согласуются с представлениями о выносе деревьев не речными, а вулканогенными потоками.

В юрский и меловой периоды происходило опускание этой части территории США, что привело к образованию 1000-метровой толщи осадочных пород, перекрывающих формацию Чинл.

В конце мела (около 60 млн. лет назад) началось формирование Скалистых гор и осадочные отложения мела, юры, а затем и триаса стали денудироваться. В результате почти полностью была смыта 1100-метровая толща пород, перекрывающих формацию Чинл, и она оказалась на поверхности. Эрозия этой формации в условиях пустынного климата привела к образованию крутых оврагов, каньонов, из стенок которых торчат стволы окаменелых деревьев (фото 142). Их обломки из-за высокой плотности не уносились дождевыми потоками, а накапливались на месте, в результате возникли участки на эродированной поверхности с большим числом обломков окаменелых стволов (например, на дне оврагов, видимых на фото 142) **; по той же причине они в большом количестве скопились на дне оврагов и каньонов. Отдельные «поленья» здесь имеют диаметр до 1,5—2 м, а самые крупные стволы достигают в длину 15—20 м.

Псевдоморфизация дерева с замещением его халцедоном и кварцем происходила, очевидно, путем медленного просачивания через ствол дерева растворов (возможно, термальных), обогащенных кремнеземом (за счет пирокластического материала, превратившегося в бентонит) при одновременном выносе или пиролизе органического материала. В результате образовались псевдоморфозы халцедона по дереву, сохраняющие особенности его внешнего и внутреннего строения (фото 143; 144),

* Болотистый характер этой местности в триасе подтверждается находками остатков различных триасовых земноводных, например фитоавра — крокодилоподобного пресмыкающегося размером до 10 м и массой около 1 т, панцироподобных.

** Образование обломков — «поленей» — связывают с разрывом стволов, закладываемым при землетрясениях в результате прохождения вдоль стволов сейсмических волн. В дальнейшем по этим ослабленным зонам развивались трещины либо под действием массы обнажившейся его части, либо за счет многократного замерзания воды в наметившихся трещинах.

вплоть до очертаний годичных колец и отдельных клеток. Следует отметить, что в настоящее время этот халцедон окрашен в яркие красные, черные и другие цвета, что делает эти псевдоморфозы весьма красивыми (фото 143; 144) и крайне интересными для коллекционеров *. Местами в трещинах и различных полостях в этих псевдоморфозах встречаются кристаллические щетки кварца и аметиста. Именно в результате хищнических поисков аметиста в конце прошлого — начале этого века, еще до организации на этой территории Национального парка, было взорвано большое количество крупных стволов и поленьев окаменелого леса, что наряду с хищническими разработками Окаменелого леса, могло бы привести к полному его уничтожению.

ПСЕВДОМОРФОЗЫ АГАТА ПО КОНКРЕЦИЯМ ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ

Агат, связанный с псевдоморфозами минералов семейства кремнезема по конкрециям других минералов, известен издавна во многих осадочных толщах земного шара. В СССР он привлек к себе внимание исследователей в последнее время в связи с обнаружением ювелирного агата этого типа в районе пос. Адрасман и очень характерных псевдоморфоз различных минералов семейства кремнезема по конкрециям, обнаруженных в верхне-юрских песчаниках и глинах с целестином, кальцитом, гипсом гор Туаркыр.

Рассмотрение их целесообразнее начать с псевдоморфоз последнего типа, как наиболее полно изученных. Внешне такие псевдоморфозованные конкреции имеют очень характерную форму. Они либо шароподобные со своеобразной «курчавой» поверхностью, на которой выделяются отдельные углубленные центры, от которых в стороны отходят дугообразные валики (фото 145, а), либо реже имеют грушевидную, трубообразную и иную форму и сходную поверхность. За округлую курчавую поверхность такие конкреции в американской литературе получили специальное, хотя и не совсем точное название «цветной капусты» (cauliflower). Известны случаи, когда эти конкреции разбиты трещинами разрыва с образованием септарий, особо характерным для месторождений Саудовской Аравии [212].

За рубежом значительные площади, покрытые такими конкрециями, установлены на севере ЙАР, в западной (окрестности Таният Тураяф) и восточной частях Саудовской Аравии (окрестности Ад-Даммана и Абкуайка) [212], в окремнелых доломитах, доломитизированных известняках и сланцах Варшавской формации и формации Кеокук, обнажающихся во многих местах штатов Иллинойс и Теннесси, формаций Форт-Пайн и Пеннингтон в штатах Теннесси, Алабама и Джорджия, формации Гюрден на востоке от Цинциннати, шт. Кентукки, формации Рамп-Крик в окрестностях Харродсбурга, шт. Индиана, т. е. на площади около 6500 км². Столь широкое распространение подобных конкреций в центральных штатах США привлекло к ним внимание исследователей

* Пестрота и яркость окраски окаменелого леса Аризоны послужили причиной для его названия «Окаменелая радуга».

более 100 лет назад, которое не ослабевает до настоящего времени. Именно этим, очевидно, и объясняется большой прогресс в их исследовании, достигнутый американскими учеными, работы которых и кладутся в основу описания рассматриваемых образований.

Первоначальные представления об их генезисе сводились к тому, что конкреции со столь характерной поверхностью являются силицифицированными организмами, образующими кораллоподобные группы. Значительно позже Ф. ван Тайл [263] пришел к выводу, что они возникли при силификации карбонатных конкреций. Эта точка зрения была принята многими исследователями [189], хотя наряду с нею появились и представления [239] об образовании таких конкреций при дегидратации сингенетических сгустков геля кремнезема.

Подробное изучение этих образований, выполненное Т. М. Чаунсом и Дж. Е. Элкинсом [163], показало, что большинство из них возникло при замещении кварцином, халцедоном и кварцем ангидритовых конкреций, образовавшихся в эвапоритах лагунных бассейнов. К. Л. Милликин [214] установил для подобных псевдоморфоз 4 главных типа минерализации (рис. 25).

Доказательства образования основной части кремнеземистых жеод как псевдоморфоз по ангидритовым конкрециям, приведенные Т. М. Чаунсом и Дж. Е. Элкинсом, однако, не исключают, что часть их может образоваться и при псевдоморфизации карбонатных конкреций, как это показал Дж. Б. Хейс [189]. Об этом свидетельствует: 1) присутствие незамещенных карбонатных конкреций в тех же слоях, что отмечается Дж. Хейсом, Т. Чоунсом и Дж. Е. Элкинсом, 2) постепенный переход конкреций карбонатного ряда к кремнеземистым жеодам, описанный Дж. Хейсом, 3) наблюдения образования каевок халцедона вокруг зерен кальцита в массе портландцемента, отвечающей по составу доломитизированным известнякам [150].

Минеральный состав жеод Варшавской формации изучал Р. Трипп [262], установивший в них: кварц, халцедон, кальцит, доломит, анкерит, барит, арагонит, смитсонит, пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, самородную серу, гётит, гематит, пиролюзит, каолинит, малахит, гипс, лимонит.

В Саудовской Аравии [212], кроме жеод с курчавой поверхностью — «цветной капусты», обнаружены: а) многочисленные септарии, б) полностью яшмовые конкреции с гладкой внешней поверхностью, разбитой тончайшими трещинками, что приводит к сегментарному вылушиванию отдельных участков внешней коры толщиной несколько миллиметров (точно такие же яшмоидные конкреции известны в горах Туаркыр); в) конкреции «смешанного» строения — с яшмоидной коркой и заполнением, аналогичным типичному для Кеокукских жеод; г) жеоды с ангидритовым выполнением.

В Саудовской Аравии рассматриваемые образования приурочены к доломитам, доломикритам (с кристалликами доломита от 5 до 25 мкм, многочисленными гётитовыми иглами и меньшим количеством кварца, монтмориллонита и палыгорскита), ракушечниковым известнякам и окремненным породам эоценового и палеоценового возраста. Около 10% жеод в районе Таният-Тураях имеют грубо меридиональный пояс

или канавку, параллельные напластованию *, что доказывает их образование на месте, без изменения положения.

Здесь же известны жеоды с поверхностью типа цветной капусты, полностью яшмоидные конкреции и кальцитовые жеоды.

В отличие от жеод США, жеоды Саудовской Аравии бывают либо полыми, либо полностью заполненными халцедоном (пористым, белым или голубовато-белым), кварцем, ангидритом; во внутренней части их встречаются свободные и слегка сцементированные двухконечные кристаллики кварца (2—7 мм в поперечнике и 5—17 мм в длину) и их сферолитовые сростки (от 3 до 10 мм в поперечнике). Важно также отметить, что во внешней кварцевой корке некоторых из жеод обнаруживаются реликты ангидрита, а в других — кальцита. Таким образом, псевдоморфизации подвергались ангидритовые и кальцитовые конкреции. Отмечены также псевдоморфозы халцедона по какому-то кубическому минералу, предположительно галиту.

В полостях некоторых жеод обнаружены кристаллики гётита (до 1 мм), нарастающие на грубокристаллический друзовый кварц. В халцедоне и мелкозернистом кварце обнаружены небольшие количества базальюминита, хлорита, доломита, гётита, гипса, гематита, иллита, монтмориллонита и палыгорскита.

Заканчивая краткую характеристику кремнеземистых жеод Саудовской Аравии, следует еще раз отметить типичность для них конкреций-септарий с поверхностью типа панциря черепахи, не описанных ни одним автором в триасовых отложениях Центральной части США. Подобные особенности, очевидно, связаны с различиями в соотношениях скоростей отложений минералов кремнезема и выноса ангидрита. В отложениях США довольно скоро после короткой фазы замещения с сохранением объема происходило интенсивное выщелачивание ангидрита. Это привело к появлению многочисленных полых жеод лишь с небольшими реликтами ангидрита.

В Саудовской Аравии, например, известно много жеод, центр которых заполнен ангидритом. В этом случае легко представить, что гидратация такого ангидрита после образования вокруг конкреции корки минералов семейства кремнезема, сопровождающаяся большим увеличением объема, может вызвать растрескивание внешней корки — скорлупы и образование септарии по тому же механизму, что и растрескивание сферолоидов при формировании литофиз с центральной полостью. Косвенным подтверждением такого механизма является обнаружение в конкрециях США катаклазированного кварца, в том числе и со следами ангидритовых кристаллов в центре [214].

Среди причин, способных привести к образованию септарий, не следует исключать очень простой механизм их формирования при разрыве за счет увеличения объема воды, пропитывающей конкреции в случае промерзания водоема до дна. Ритмично повторяющееся промерзание, столь характерное для природных условий, может привести к расширению первоначально небольших внутренних полостей и образовавшихся

* Поверхность жеод, вышедших наружу, при эрозии значительно сглаживается, а иногда становится и совершенно гладкой под полирующим воздействием воздушных потоков, несущих песок.

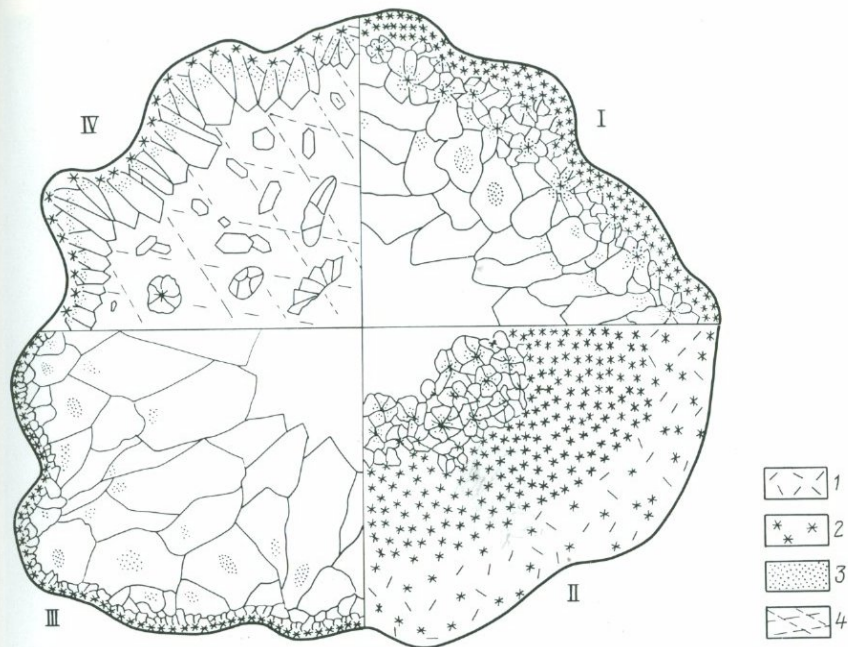


Рис. 25. Схематическая зарисовка строения псевдоморфоз минералов кремнезема по ангидритовым конкрециям с различным типом минерализации (I—IV): I — волокнистый разноориентированный микрокристаллический кварц; 2 — сферолиты кварца; 3 — включения ангидрита; 4 — кальцит [214].

трещин с одновременным уплотнением самой конкреции. Это представляется тем более вероятным, что все исследователи, изучавшие конкрециеобразование, сходятся на том, что оно происходит на стадии отложения осадка или раннего диагенеза, когда осадок пропитан жидкостью. Что же касается рассматриваемых конкреций, то представление об их промерзании хорошо согласуется с малой глубиной бассейнов лагунного типа, в которых они возникли, хотя повышение солёности жидкости, типичное для лагунных условий, должно требовать особо низких температур для промерзания. Сказанное хорошо согласуется и с температурой силицификации конкреций, которая по содержанию ¹⁸O оценивается колеблющейся от поверхностной и достигающей не более 40° С при захоронении конкреций [214].

Подобный механизм может быть причиной образования и других септарий. Он представляется значительно более вероятным, чем общепринятая концепция возникновения трещин сокращения септарий при синерезисе гипотетического геля. Развиваемые представления подтверждаются и тем фактом, что среди немногих септарий, находящихся в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР, имеется кальцит-глинистая септария с п-ва Мангышлак (№ 5737, сбор 1904 г.), в которой наружная поверхность кальцитового слепка полости имеет ту же скульптуру, что и халцедоновые слепки центральных полостей литофиз — с продольными и сферическими валиками — следами продольных и сферических волн, возникающих при хрупкой деформации с разрывом однородного материала. В качестве активатора этого процесса могут выступать преобразо-



Фото 43. Крупный кристалл кальцита призматического габитуса с тупоромбоэдрической головкой в полости халцедон-амethystовой миндалины. Биркенфельд. Идар — Оберштейн, ФРГ. 7,5×6,0 см. № ОП-8860.



Фото 44. Ячеистый агат, образовавшийся в виде псевдоморфозы по сростку крупных кристаллов кальцита (следует обратить внимание на тончайшие ажурные перегородки между отдельными ячейками из мембранных трубок (?), развившихся по границам кристаллов кальцита — сравни с фото 85) в основании зонально-концентрического сардер-агата; кальцит отложился после образования каймы голубовато-серого халцедона, до зоны шестоватого кварца, облекающей, как и кальцит, халцедоновую кайму («кору»). Далан-Туру, Монголия. 7,7×5,5 см.

Фото 45. Кварц-халцедоновая псевдоморфоза по радиально-шестоватому сростку длинно-скаленоэдрических кристаллов кальцита (продольный срез). Окрестности г. Павлодара, КазССР. 7,0×5,0 см. № 83275.

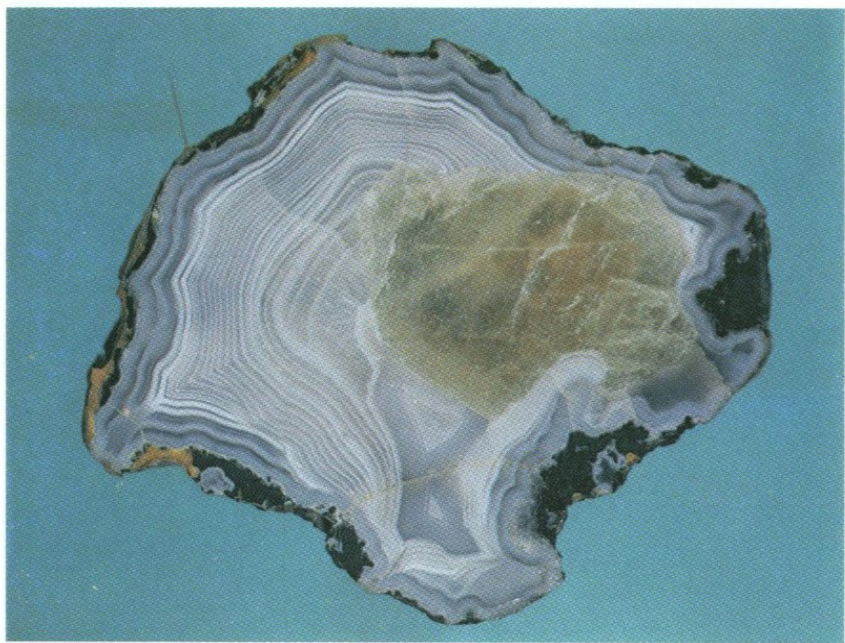


Фото 46. Кварц-халцедоновая псевдоморфоза по кальциту (поперечный срез кристаллов). Окрестности г. Павлодара, КазССР.

Фото 47. Миндалина с агатом двух поколений; агат первого поколения замещается кальцитом (светло-желтый блок в правой части фотографии), что хорошо видно справа снизу, где кальцит срезает зональность этого агата; агат второго поколения нарастает сверху на кальцитовый блок (вверху в центре); видно несколько «питающих» каналов, из которых левый достигает начала агата первого поколения, а второй (вверху) — второго поколения. Мыс Теви, Камчатка. 10,0×8,0 см. № 84768.



Фото 48. Псевдоморфоза халцедона по сростку столбчатых кристаллов арагонита (?) из полости халцедоновой миндалины. Арц-Богдо, Монголия. 8,0×5,0 см. № 84511.



Фото 49. Сферолитовая зона доломита, отделяющая зонально-концентрический агат центральной части минералы от халцедоновой внешней корки. Арц-Богдо, Монголия. 13,0×10,0 см. № 83052.

Фото 50. Отдельные сферолиты доломита и их сростки нарастают на белую зону зонально-концентрического халцедона и покрыты зоной шестоватого кварца; в центре минералы — халцедон и немного кварца; хорошо видны многочисленные «питающие» каналы, углубляющиеся в наружную халцедоновую зону или пересекающие ее. Арц-Богдо, Монголия. 17,0×9,5 см. № 83054.



Фото 51. Сферолиты доломита (светло-желтое) на слое карнеолового халцедона; в левой верхней половине — псевдосталактиты халцедона; центральная часть миндалины заполнена кварцем и поздним халцедоном (белое); черное — полость. Далан-Туру, Монголия. $7,5 \times 4,5$ см. № 83055.

Сидерит



Фото 52. Сферолиты сидерита на поверхности крупного газового пузыря. Эрдёбанья, Венгрия. $16,0 \times 14,0$ см. № 77348.

вания осадка на стадии диагенеза, сопровождающиеся переходом в парообразное состояние воды, типичной для осадочных толщ. В этом случае должен происходить разрыв конкреции под действием разрастающегося в их центре пузырька пара, образующегося при прогреве пород на самой ранней стадии метаморфизма.

Псевдоморфозы минералов семейства кремнезема по другим конкрециям изучены значительно хуже, хотя с ними иногда связаны скопления ювелирного агата. В СССР к таким образованиям относятся агаты, иногда халцедоновые, а иногда халцедон-кварциновые (фото 147) со сферолитовой коркой кварца до 1,5 см толщиной (фото 148), обнаруженные в окрестностях пос. Адрасман, выполняющие полости в псевдоморфозах по конкрециям скорее всего кальцита.

Своеобразные псевдоморфозы, возникающие, вероятно, при замещении минералами семейства кремнезема кальцитовых конкреций, известны и в окрестности Бейнеу (северная часть возвышенности Туаркыр). Для них характерны мелкобугорчатая поверхность, халцедоновая оторочка и крупные полости в центре, покрытые обычно кристалликами кварца. Иногда на них нарастают корка мелкокристаллического (ребро менее 1 мм) бесцветного флюорита и отдельные кристаллы такого же флюорита и их двойники прорастания (ребро 5 мм). В других случаях в полости оказываются короткопризматические или скаленоэдрические кристаллы кальцита более 1 см в поперечнике. Известны конкреции, заполненные минералами полностью. В этом случае в центральной их части могут оказаться крупнозернистые кальцит, кальцит и барит, целестин. Особо надо подчеркнуть, что удалось обнаружить индукционные грани по границе кварца и барита, доказывающие более позднее заполнение конкреций баритом.

Говоря о метасоматических халцедон-кварцин-кварцевых конкрециях с кристаллами кварца и кальцита в центральных полостях, образующихся при замещении кальцита, нельзя не остановиться хотя бы коротко на подобных образованиях, известных в верхнем карбоне Подмосковья [99]. Особого внимания здесь заслуживает тенденция распада плоских линз атласного шпата на отдельные прямоугольные сегменты, возникающие при сокращении объема в результате перекристаллизации атласного шпата. Последующее замещение по этим трещинам и с поверхности линз атласного шпата приводит к формированию серии жезд с кварцевой или кварцин-халцедоновой коркой, близких к тем, которые известны в доломитах у дер. Русавкино. Следует отметить и распространенность в этих жездах двухголовых не прикрепленных кристаллов кварца и их сростков, образовавшихся первоначально метасоматическим путем в кальците, выполнявшем центральную часть замещаемого объема, и высвободившихся из кальцита при его выщелачивании. Этим жезды типа русавкинских напоминают метасоматические жезды, образовавшиеся по ангидриту, описанные выше. К сожалению, с подобными жездами в Подмосковье не связана агатовая минерализация и их приходится затрагивать лишь в связи с образованием метасоматических жезд в целом.

Весьма интересны метасоматические кремни и халцедоны (агаты), часто замещающие не только вмещающие карбонатные породы с сохранением их текстуры, но и кальцитовые и целестиновые конкреции, обнаруженные С. К. Смирновой [102] в зонах краевой разгрузки Сурхандарьинского нефтяного бассейна. Здесь ею отмечены многочисленные выходы нефти и нефтяных хлор-кальциевых вод, которые могли растворять кремнезем, переносить его и переотлагать при смещении с поверхностными сульфатными водами; в тесной генетической связи с халцедоном форми-

ровались скопления серы и целестина. С. К. Смирнова [102] описывает красиво окрашенные в голубовато-серые и молочные тона конкреции халцедона подобного генезиса из района Иетимтау, достигающие 0,5 м в диаметре; горизонт с конкрециями ею прослежен на 4 км. Приуроченность подобного халцедона к зонам разгрузки нефтяных вод, нефте- и битумопроявлениям хорошо согласуется и с данными о высоком содержании кремнезема в нефтях — около 14% SiO_2 в нефтях из нефтяного песка [22], откуда он может выделяться при разложении нефти и битумов, например, при их окислении. На это же указывает и широкое распространение в описываемых районах черных кремней, а также самородной серы.

Очевидно такой же генезис имеет и кварцин, выделяющийся в виде крупных конкреций в карстовых карманах верхней части продуктивной толщи Раздольского серного месторождения, халцедон многих других мест [102].

ПСЕВДОМОРФОЗЫ АГАТА ПО ОСТАТКАМ ФАУНЫ

В осадочных, прежде всего карбонатных толщах очень широко развиты процессы метасоматического замещения кальцита, реже — других карбонатов минералами семейства кремнезема, среди которых главную роль играют халцедон и кварц [137, 195]. При этом часто образуются псевдоморфозы, сохраняющие все текстурные особенности исходных пород, в том числе и внешние формы различных частей организмов, состоявших из кальцита или арагонита. В некоторых случаях эти псевдоморфозы представлены халцедоном (агатом), отличающимся яркой, редко черной и другой окрасками; из-за этого и специфических форм такие агаты издавна привлекали внимание людей.

Среди рассматриваемых образований прежде всего следует назвать халцедоны (агаты), связанные с кораллами. Здесь халцедон может полностью замещать кораллы, от которых остается лишь рисунок строения их построек (фото 149), образовывать псевдосталактиты на кораллах (фото 150), либо выделяться в углублениях коралловых построек, частично их замещая (фото 151, 152). Скорее всего эти явления протекали в эпигенетическую стадию формирования осадков, причем в некоторых случаях, как, например, при образовании псевдоморфоз халцедона по кораллам в районе г. Кырджали, НРБ, этому в большой мере благоприятствовала подводная вулканическая деятельность. Такие осадки иногда могли денудироваться и давать повышенные концентрации содержащихся в них псевдоморфоз, в россыпях, например, прибрежно-морских, как это известно на Балласт-Пойнт, Флорида, США, где эродируются силицифицированные породы формации Тампа.

Силицификация кораллов в этой формации связывается с воздействием на эти отложения поверхностных и близповерхностных вод, которое происходит и в настоящее время [165].

Особый интерес представляют псевдоморфозы халцедона по раковинам пресноводных брюхоногих *Goniobasis*, существовавших в оз. Госиуд, шт. Вайоминг, США, около 47 млн. лет назад в эоцене, принимавшихся ранее за псевдоморфозы по раковинам *Turitella* [154]. *Goniobasis* обитали в озере, имевшем максимальную глубину около 25 м, в условиях высокого

Ен и пониженной солености. Б. Брейтгаупт [154] считает, что замещение карбонатов отложений гониобазисного горизонта кремнеземом произошло под действием грунтовых вод с образованием прекрасного темно-коричневого до черного гониобазисного агата. Скопления подобного агата встречаются обычно в породах, покрывающих небольшие холмы на территории юго-восток Вайоминга — северо-запад Колорадо, США.

АГАТЫ, ВЫПОЛНЯЮЩИЕ ПОЛОСТИ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ В СИЛИЦИТАХ

Литературных данных по морфологии агатов, выполняющих полости в силицитах, практически нет, хотя образование подобных выделений кремнезема отмечалось неоднократно [19, 99, 109].

Из них в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР наиболее полно представлены агаты Подмосковья из окрестностей г. Голутвина и дер. Старая Ситня.

Морфологические особенности подобных агатов определяются прежде всего морфологией полостей, в которых они отлагаются. Так, они могут иметь близкую к изометричной в сечении форму и характерную струйчатую скульптуру поверхности (фото 155), либо иметь весьма прихотливые очертания с большим числом углублений, разделенных мелкими остроконечными валиками с неправильными границами (фото 156).

Характерный признак таких агатов, выявляющийся на их полированной поверхности, — обилие в некоторых из них тонких плоских и иглоподобных в сечении реликтов вмещающей породы, образующих местами своеобразные скопления (фото 158; 161).

Псевдосталактиты халцедона (агата), нарастающие на эти реликты, создают характерную и подчас красивую текстуру подмосковного агата (фото 158; 161). В полостях выщелачивания, содержащих лишь псевдосталактиты, легко видеть, что последние могут приобретать положение не только почти подчиняющееся силам гравитации (фото 162, а), но и существенно отклоняющееся от них (фото 162, б).

Для подобных подмосковных агатов типичны сравнительно небольшая толщина халцедонового слоя (обычно в пределах 1—2 см, редко 5 и даже 10 см) и большое число незаполненных халцедоном полостей (фото 159; 161).

По-видимому, с пустотами выщелачивания в силицитах связаны и агаты, выполняющие полости в конкрецеподобных желваках в известняках района г. Кособа, Целиноградской обл., Казахстана, имеющиеся в фондах Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР. Для этих образований (фото 153; 160), достигающих 20 см в поперечнике, типична уплощенная конкрецеподобная форма. Их периферическая часть представлена серым силицитом, вмещающим местами остатки кораллов и различных моллюсков (фото 160, б) мощностью около 1—2 см. Центральная часть их содержит полость (иногда несколько полостей), обычно лишь частично заполненную коркой из плотно прилегающих крупных кристаллов кварца или ясно полосчатым халцедоном с типичной почковидной поверхностью, образующим корки примерно 1,5 см толщиной. В отдельных жеодах обнаружены псевдоморфозы облекания халцедона по кристаллам темно-фиолетового флюорита (фото 160, в). В этом же районе известны кварц-халцедоновые и халцедоновые (агатовые) жилоподобные тела в

силицитах и кварцевые, иногда халцедон-кварцевые жеоды в рыхлых бурых известняках (фото 153).

Из агатов ювелирного качества, развивающихся в полостях в песчаниках, нельзя не упомянуть агаты бассейна р. Непа на севере Иркутской обл. (около 400 км к северу от оз. Байкал). Давая их характеристику, В. К. Жданов писал: «Агаты тяготеют к нижней части разреза Тушанской свиты и приурочены к прослоям зеленовато-серых аргиллитов, мощность которых от 3 до 30 см. ...Обычно секречии массивные, реже с одной или несколькими внутренними полостями различной формы. Стенки полостей гладкие, либо покрыты щетками кальцита, барита, кварца, реже аметиста. В некоторых секречиях перед заполнением внутренней полости кальцитом выкристаллизовался пирит в виде сростков кристаллов кубической формы.

Формирование непских агатов происходило в пустотах, которые образовались среди слабосцементированных мелкозернистых песчаников, приуроченных к прослоям более плотных аргиллитов раннекаменноугольного возраста. В пустотах образовались типичные агаты. В линзах слабосцементированных песчаных пород происходило формирование яшмовидных агатов. Здесь халцедон выполнял многочисленные пустоты самой разнообразной формы, вследствие чего получались многогранные, пестро окрашенные агаты с включением в виде реликтов зеленовато-серых песчаников и песчаных алевролитов.

Непосредственной связи с изверженными породами сибирских траппов здесь не наблюдается. Однако парагенезис минералов и наличие трапповых интрузий в пределах распространения отложений тушанской свиты позволяют предполагать генетическую связь агатов с этими породами. Интенсивное проявление разрывной тектоники в районе создает благоприятные условия для циркуляции водных растворов» [39, с. 292—293].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал показывает, что агатовая минерализация развивается практически в любых пустотах и полостях вулканитов основного, среднего и кислого состава — газовых пузырях, литофизах, полостях выгорания древесных остатков, трещинах и полостях, возникающих в межшаровых пространствах пиллоу-лав, в результате тектонических нарушений; в меньшей мере они связаны с трещинами отдельности и флюидалности, полостями, возникшими по тем или иным причинам в древесине, захороненной в вулканитах. Все это говорит о связи агатовой минерализации с процессами гидротермальной деятельности, проявляющимися после излияния вулканических пород на более поздней или заключительной стадии процессов, развивающихся в областях активного вулканизма.

В осадочных породах агаты, с одной стороны, заполняют пустоты разного типа, например полости выщелачивания силицитов, с другой образуют псевдоморфозы по конкрециям других минералов (преимущественно кальцита и ангидрита), по различным органическим остаткам.

Все это свидетельствует о большой активности кремнезема не только в гидротермальных растворах, возникающих на поздних стадиях вулканических процессов, но и в процессах седиментации, диагенеза и даже при современном минералообразовании.

В заключение первой части работы целесообразно привести сводную таблицу морфологических особенностей агатов разного генезиса (табл. 4), служащую основой для выявления их морфологических типоморфных особенностей, отметив наиболее важные черты агатов разного типа.

Агаты, связанные с основными и средними вулканитами (базальтами и андезитами)

1. Для рассматриваемых агатов чрезвычайно характерны выделения в виде миндалин, заполняющих газовые пузыри. Касаясь условий формирования крупных газовых пузырей, представляющих собой местами наиболее интересные в промышленном отношении агатов, следует отметить, что весьма важным в их формировании является излияние лавы на обводненные и диссоциирующие породы. Приведенные данные показывают, что именно эти условия наиболее благоприятны для формирования большого числа, в том числе крупных газовых пузырей и мандельштейнов. Более того, известно [97], что излияние базальта на сухой субстрат приводит к образованию плотных пород, практически не содержащих газовых пузырей.

2. Причины возникновения газовых пузырей и различных полостей в базальтоидах достаточно разнообразны. В то же время по морфологическим особенностям этих полостей, взаимоотношениям их друг с другом, положению в эффузивном теле они существенно отличаются друг от друга, что позволяет в ряде случаев выявить конкретные условия их образования.

3. Изучение формы агатовых миндалин, особенностей слипания их друг с другом помогает пониманию физико-химического состояния излившегося расплава, динамических условий его застывания. Перспективные условия для образования крупных пузырей, а следовательно, и наиболее ценных в прикладном отношении агатовых миндалин — излияния лавы на обводненные породы и спокойное ее состояние в период выделения газовых пузырей.

Форма агатовых миндалин типоморфна для отдельных месторождений или их участков.

4. В постмагматическую стадию газовые полости в эффузивных телах, как и прочие полости в них, включая трещины разрыва, часто заполняются различными минералами, среди которых во многих случаях преобладают халцедон (агат), кварц (в том числе и аметист), кальцит.

5. В газовых пузырях в базальтоидах при определенных условиях могут возникать настельные лавовые сосульки, иногда образующие «щетки» в потолке пузыря, настельные занавеси и донные настели, позже гидролизующиеся в гидросиликаты, являющиеся основными красящими пигментами многих агатовых моховиков и яшм. Настельные лавовые сосульки и донные настели типичны для агатовых миндалин в базальтоидах и представляют собой типоморфные образования для

ТАБЛИЦА 4

Морфологические особенности агатов

Минеральные тела	Форма выделений	Генетический тип
Миндалины (слепки газовых пузырей)		Агаты основных и средних эффузивов
а) одиночные	Шаро-, яйце- и баллоноподобные Грушевидные Конические Трубчатые Ланцетовидные	
б) слипшиеся	Гантелевидные Множественные: а) беспорядочные б) аксиальные (слипшиеся вдоль определенной, чаще вертикальной, оси) в) объемные	
в) с лавовыми пережимами и втёками	С лавовыми пережимами С настальными сосульками С донными настьями	
г) с донной яшмой	Агат, выполняющий апикальные части миндалин; поверхность раздела с донной яшмой часто в виде вогнутого дна бутылки	
Слепки полостей иного рода	Слепки полостей от выгоревших растительных остатков Слепки ходов древоточцев	
Литофизы		
а) одиночные	Чечевицеобразные (косточки для счетов) Слепки центральных полостей, отвечающих отрицательным реберным кристаллам кубической сингонии (громовые яйца) Выполнение сферических полостей луковицеподобных литофиз Выполнение ацентричных серповидных в сечении полостей литофиз Выполнение литофиз с комбинированными полостями: а) центральной полости и ацентричной («глаз с бровью»); б) сферической (луковицеподобной) и шаровидной центральной	Агаты риолитов
б) слипшиеся	Без объединения полостей: а) гантелевидные; б) аксиальные; в) аксиолитовые (плоскостные) С объединением полостей: а) гантелевидные б) аксиальные в) аксиолитовые	
в) с лавовыми «стагмитами»	С лавовыми втёками	
г) с донной брекчий	Каркас донной брекчий	

Минеральные тела	Форма выделений	Генетический тип
Брекчия дробления	Каркасные формы цемента брекчии	Агаты основных, средних и кислых эффузивов
Прожилки в трещинах: а) контракции б) тектонических в) выщелачивания	Прожилки: а) нацело выполненные халцедоном и другими минералами; б) имеющие центральные полости, ограниченные поверхностью сферолитовых корок халцедона, щетками кварца (аметиста) и т. д.	Агаты разных генетических типов
Метасоматические прожилки		
Гнезда	Гнезда в межшаровых пространствах пиллоу-лав Гнезда в местах пересечения прожилков	Агаты основных и средних эффузивов Агаты разных генетических типов
Слепки полостей выщелачивания силицитов	Близкие к изометричным Причудливо-искривленные	Агаты силицифицированных осадочных пород
Псевдоморфозы по: а) минеральным конкрециям б) органическим остаткам	По курчавым ангидритовым конкрециям («цветная капуста») По карбонатным конкрециям По: а) деревьям б) кораллам в) моллюскам	Агаты осадочных пород

отдельных месторождений. Точно так же типоморфными для отдельных месторождений являются кольцевые и полукольцевые пережимы миндалин, лавовые стержни, протыкающие некоторые из них.

6. Изложенный материал не подтверждает представлений о генезисе агатовых миндалин в базальтоидах ликвационным путем, высказываемых отдельными исследователями [16]*. Против ликвации, в частности, свидетельствуют следующие факты: а) халцедон (кварц и т. п.), кальцит и другие минералы заполняют обычно часть газовых пустот полностью, тогда как остальные оказываются частично заполненными или незаполненными вовсе; б) свободная поверхность частично заполненных или незаполненных вовсе пузырей обычно гладкая, блестящая, что исключает выщелачивание «ликвационных капель» на позднем этапе; в) проникновение лавы в газовые пузыри с образованием настальных сосулек, донных настелей или с полным их заполнением; г) формы деформации и коалесценции газовых пузырей, особенности их распределения в эффузивных телах.

* Обстоятельную критику работы П. Б. Вайнермана и А. С. Смирновой дали Н. В. Аркадьев и Б. Н. Шаронов [6].

Сказанное не исключает ликвацию изначальной магмы, выражающуюся в появлении в эффузивном теле инородных эмульсионных капель, обычно мелких, силикатного состава, замещающихся позже хлоритом и подобными минералами [86, 119], капле (шаро)видных вкрапленников сульфидов [217], карбонатов [42, 240], в том числе и образовавшихся при захвате магмой карбонатных жил [58], дифференциация эффузивного расплава в результате частичной кристаллизации с «впрыскиванием» остаточного расплава в газовые пузыри [146, 148, 246], что со своей стороны могло быть одной из причин образования настельных сосулек и донных настелей в них.

7. Основными поисковыми критериями на коренные агатопроявления в базальтах и андезитах, основанными на изучении месторождений Закавказья и Северного Тимана, Б. Н. Шаронов, Н. А. Аркадьев и Е. В. Настасиенко считают: а) расположение месторождений агата в районах проявления основного и среднего вулканизма, тяготеющих к определенным геолого-структурным зонам. В складчатых областях они находятся в подвижных зонах эвгеосинклинального типа развития; б) размещение месторождений агата в благоприятных геолого-структурных зонах контролируется разрывными нарушениями; в) месторождения агата являются гидротермальными низкотемпературными приповерхностными образованиями, оторванными от периода формирования вмещающих пород значительным промежутком времени. Этот фактор весьма важен для оценки перспектив месторождения, так как обильный и длительный подток растворов из глубинного очага, насыщение их кремнеземом за счет вмещающих пород являются непременным условием образования крупных скоплений агата; г) текстурно-структурные особенности эффузивных пород, тектоническая проработка и химический состав их, а также гидротермальное изменение должны рассматриваться как чрезвычайно важные факторы контроля над размещением агатовой минерализации в пределах благоприятных геолого-структурных тектонических зон» [135, с. 216].

Агаты, связанные с риолитами

1. Для рассматриваемых агатов наиболее характерно выделение в виде выполнения полостей литофиз, приуроченных только к сильно обводненным риолитам, из чего следует, что для образования литофиз требуется водяной пар, который должен возникнуть при прогреве подобных пород; сухие стекла, как природные, так и технические, раскристаллизуются с образованием сферолитов, не содержащих внутренних полостей.

2. Отсутствие крупных полостей в сферолитах, образующихся в сухом стекле, свидетельствует о том, что для образования полостей в литофизах сокращения объема при переходе из стеклообразного состояния в кристаллическое недостаточно.

3. Литофизы возникают разрывным путем по мере концентрации газа (главным образом паров H_2O) во внутренней их части при потере исходным стеклом воды и его девитрификации. Этому способствует длительный прогрев стекловатых обводненных риолитов — перлитов, пехштейнов под действием горячих толщ вулканитов, перекрывающих

Другие минералы в агатах

Цеолиты



Фото 53. Сферолиты клиноптилолита (красное) и морденита (белое) в краевой части агатовой миндалины и на базальтовых обломках; хорошо виден «питающий» канал, проходящий до центра миндалины. Мыс Теви, Камчатка. 8,0×5,5 см. № 83072.



Фото 54. Сферолиты морденита (белое) на настельных сосульках и в краевой части миндалины; снизу — блок крупнокристаллического кальцита, замещающего агат. Мыс Теви, Камчатка. 8,5×5,0 см. № 83903.

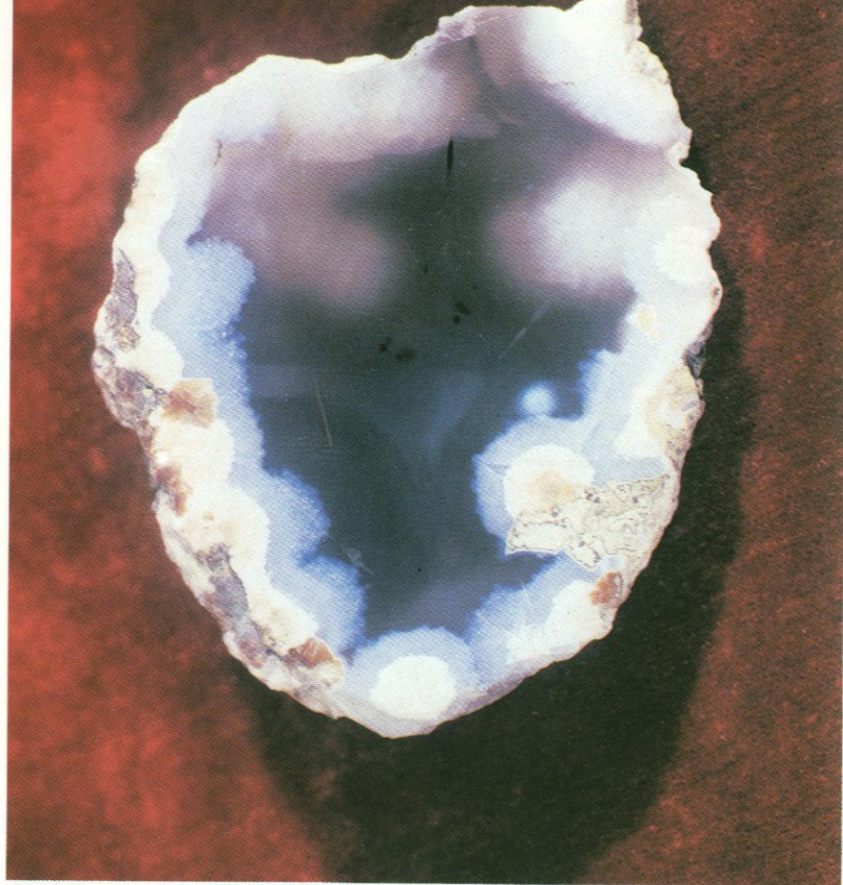


Фото 55. Халцедоновая миндалина с феррьерит (коричнево-красный) — мordenит (белый, сферолитовый) — α -кристобалитовым (голубовато-серый) обрамлением. Шурдо, ГрузССР. 7,5×7,0 см. № 83738.



Фото 56. Псевдоморфоза халцедона по тонколучистому сферолиту морденита (?). Мулина Гора, Читинская обл. 6,0×5,0 см. № 84445.

Флюорит (псевдоморфозы халцедона по флюориту)



a



б

Фото 57. Псевдоморфозы халцедона по флюориту:

a — периферическая зона замещения флюорита халцедоном в светло-сапфириновом халцедон-кварцевом агате. Окр. Далан-Туру, Монголия. 4,0×3,0 см. № 84753; *б* — псевдоморфоза светло-сапфиринового халцедона по корке кристаллов флюорита с хорошо сохранившейся кубической формой кристаллов на поверхности. Хюттенберг, Венгрия. 11,0×8,0 см. № 3295.

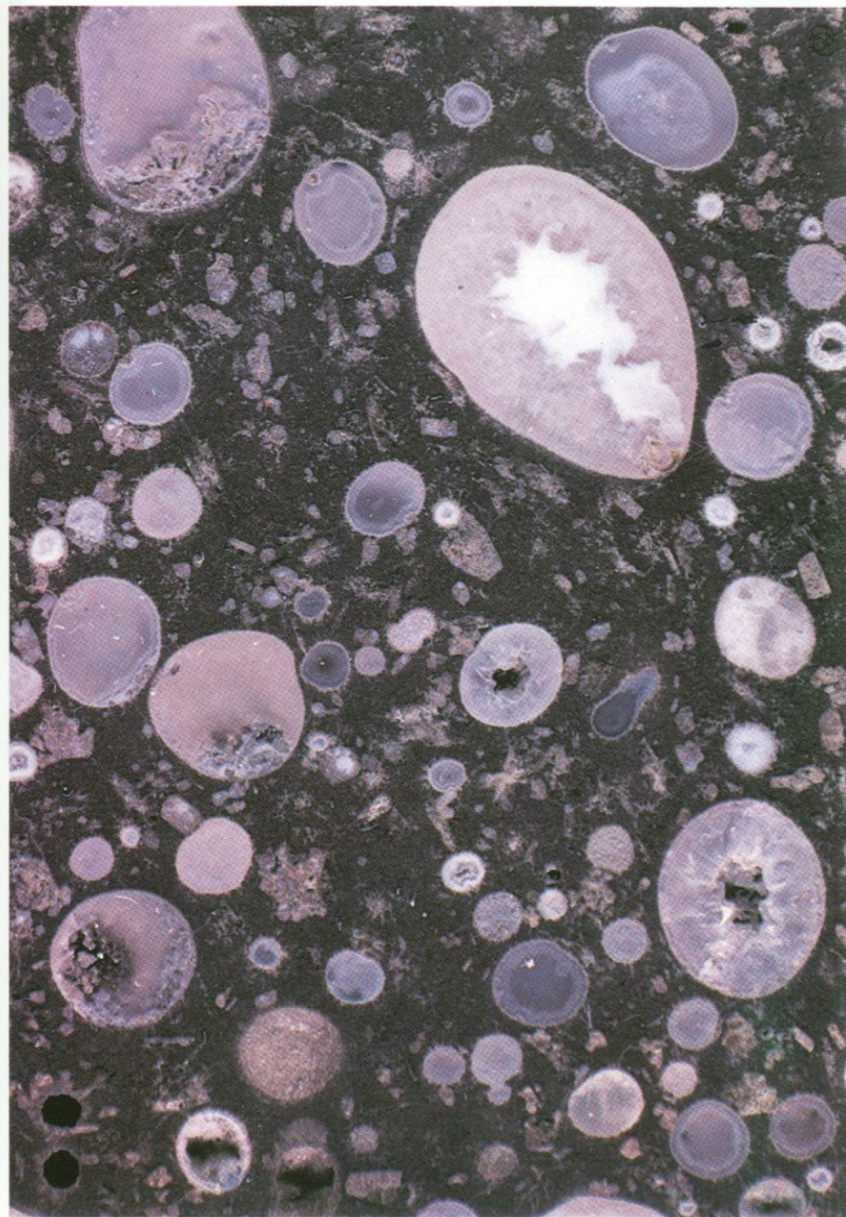


Фото 58. Выделения пирита по периферии халцедоновых миндалин кальцит-халцедонового мандельштейна. Мыс Теви, Камчатка. № 83745.



Фото 59. Дендритные образования пирита, обросшие агатом (в верхней части образец сечется тонкими более поздними кварцевыми прожилками) из гидротермально измененных базальтовых туфов. Ахалцихский район ГрузССР. 13,0×10,0 см. № 84459.



Фото 60. Выделение позднего пирита по плоскостям раздела онисовых зон и трещинам в онисовом агате; пирит образует черные округлые скопления, тонколинзовые выделения и тонкодисперсную вкрапленность, придающие агату голубовато-черную окраску. Чукотка. № 84751.



Фото 61. Пучки игл гётита в кристаллах аметиста, выполняющих ядро халцедон-аметистовой миндалины. ГрузССР. 1,2×1,2 см. № 83742.

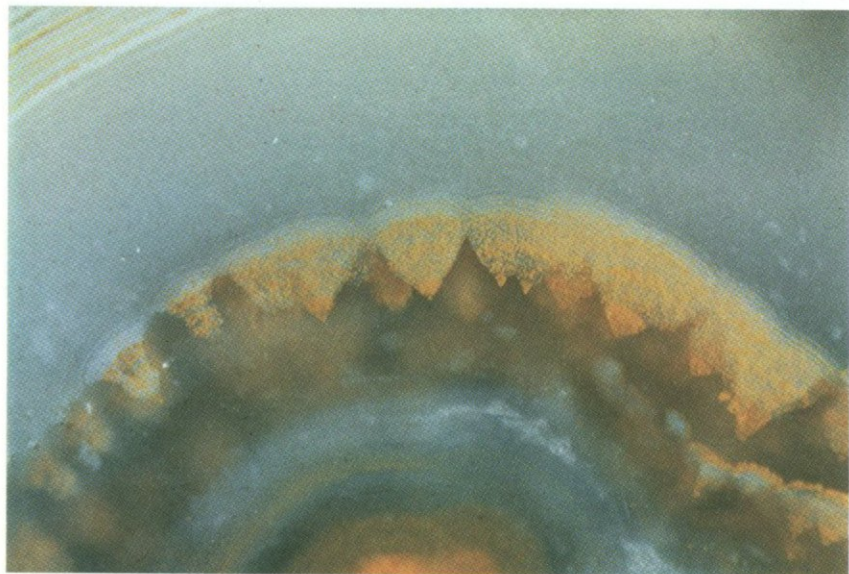


Фото 62. Гётит, облекающий тонкую гофрированную мембранную пленку (?), местами свернутую в трубки, образовавшуюся на слое халцедона, заместившего сферолитовую корку сидерита (?) (местами сохраняются реликты сферолитов, благодаря неполной халцедонизации более раннего опала — тонкие оборванные зоны во внешнем халцедоновом слое), заключенную в более поздний прозрачный халцедон. Монголия. $7,0 \times 4,0$ см. № 84463.

Фото 63. Сардер-агат с карнеоловыми прослоями, окрашенными гидроксидами железа. Россыпи по р. Зейя, Амурская обл. $8,0 \times 5,0$ см. № 84758.



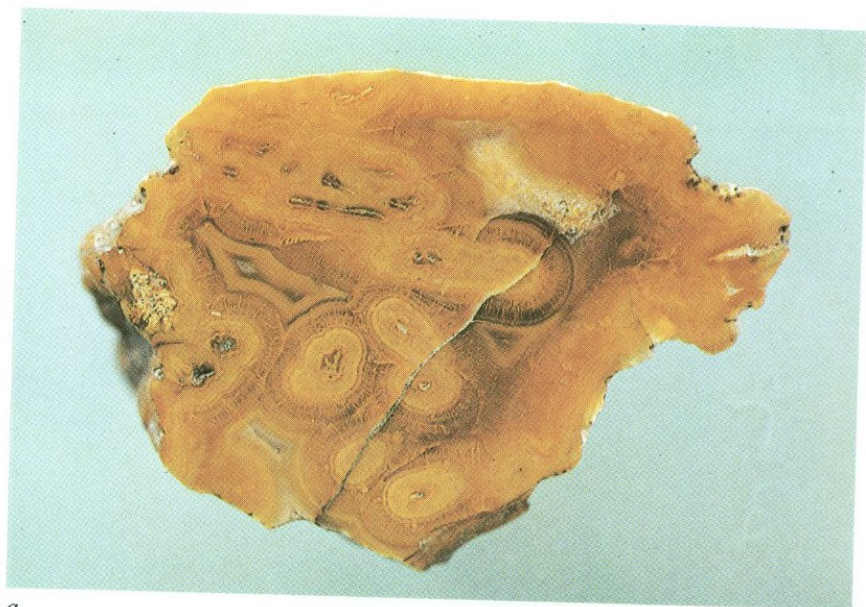
a



b

Фото 64. Прокрашивание халцедона и кварца гидроксидами железа; зеленое — участки, обогащенные селадонитом:

a — общий вид образца, ув. 1,25; *b* — деталь строения, на которой отчетливо видно зональное распределение гётитовых скоплений в зонтиках кварца, тогда как вмещающий их халцедон остается свободным от этих включений. Далан-Туру, Монголия.



a



б

Фото 65. Декорирование дисперсными частицами гидроксидов железа зональности и вытянутых канальных пор в халцедоне, обрастающем мембранные (?) трубки с образованием псевдосталактитов:

a — общий вид образца, 7,0×5,0 см. № 84761; *б* — фрагмент того же образца. Арц-Богдо, Монголия.

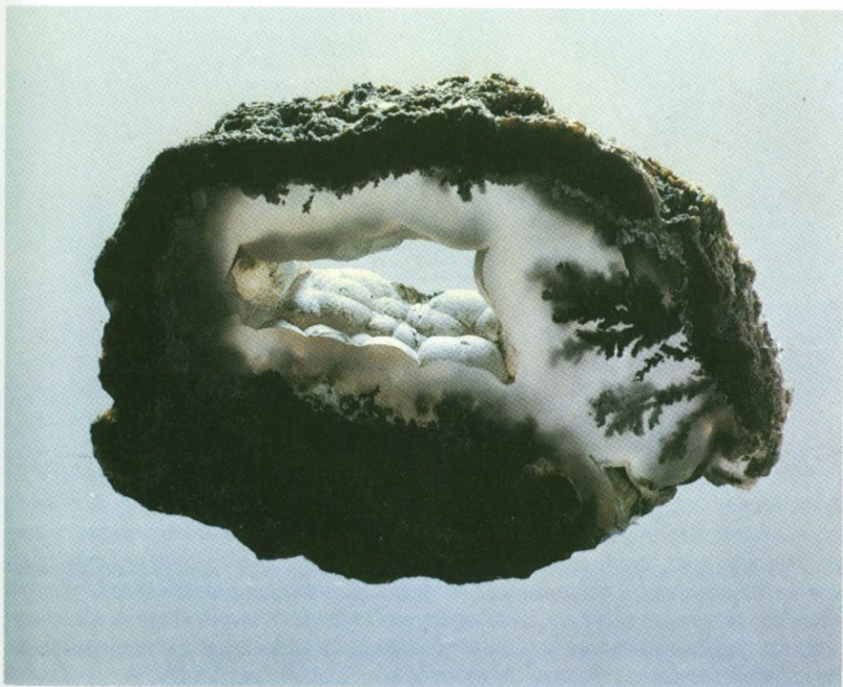


a

Фото 66. Дендритные выделения тодорокита в полупрозрачном халцедоне: *a* — дендриты тодорокита выполняют до 2/3 объема миндалины; 6,5×5,0 см; 84465 *б, в* — «кустистые» выделения тодорокита, нарощие на бурую (ожезленную) корку; *б* — в отраженном, *в* — в проходящем свете. Дервент-Дериту, Монголия. *б, в* — 5,0×7,0 см, 84464.



6



6

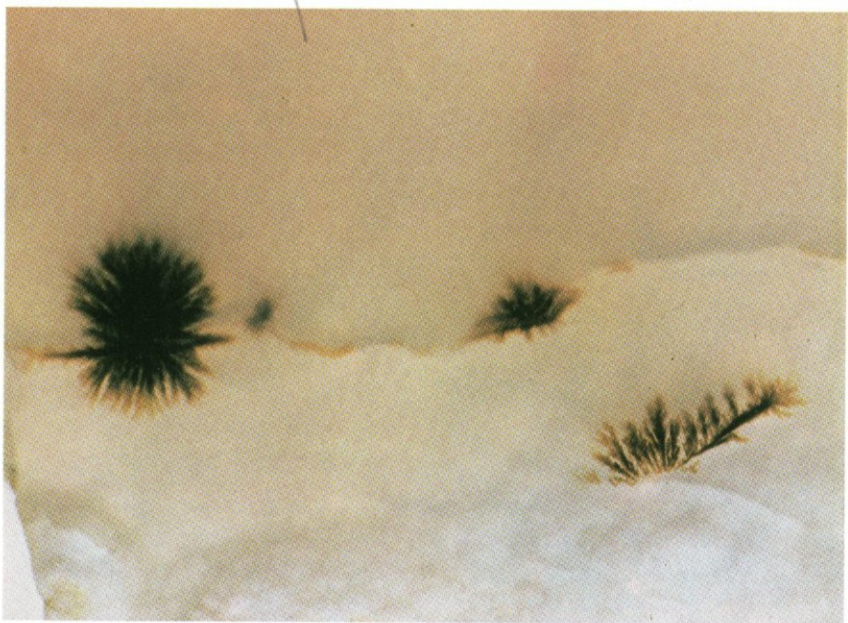


Фото 67. Черный агат, пигментированный тонкодисперсными кристалликами пиролюзита. Окрестности г. Момчиловграда, Болгария. $9,5 \times 5,0$ см. № 83060.

Фото 68. Дендриты оксидов марганца, развившиеся по трещинам в молочно-белом халцедоне. Закавказье. Часть образца (образец $7,0 \times 5,0$ см). № 84772.

риолиты, или при термометаморфизме риолитов под действием внедрившихся пород в условиях достаточно высокой литостатической нагрузки.

4. В нижней части некоторых агатов, выполняющих полости в литофизах, отмечаются донные брекчии, содержащие обломки внутренних частей литофиз и подтверждающие разрывный (скорее взрывной) механизм их образования.

5. Формирование литофиз происходит в твердой или очень вязкой среде, способной иногда образовывать языкообразные втеки в литофизы, но не настольные сосульки и донные настывы, характерные для газовых пузырей в базальтах. Типичность для литофиз тримита и высокотемпературного кристобалита [78] свидетельствует о температуре их формирования около 600—800 °С, когда исходное стекло еще не жидкое, но в то же время достаточно пластичное.

6. Высокая симметричность центральных полостей свидетельствует о равномерной нагрузке, вызвавшей образование литофизы, действовавшей из ее центра по направлению к периферии во все стороны. С этим связаны и особенности скульптуры поверхности многих литофиз, напоминающих черепаший панцирь, т. е. черепаший камни или септарий осадочных пород.

Литофизы по внешнему виду, а часто и по структуре настолько сходны с септариями — осадочными конкрециями, — характеризующимися высокосимметричными внутренними полостями разрыва и выходящими на поверхность трещинами этих полостей, обычно минерализованными, что невольно напрашивается вывод о близком механизме их образования. В этом случае сферолоиды в риолитах приходится рассматривать как высокотемпературные конкреции, образовавшиеся в вулканах. Полости в литофизах и септариях осадочных пород, имеющие не только общие внешние черты, но и аналогичную скульптуру своей поверхности, возникают разрывным путем. Однако если для литофиз это разрыв под действием разрастающегося в центре газового пузыря, то образование полостей в септариях обычно связывают с уменьшением объема при раскристаллизации геля и считают эти полости и трещины осадочными или трещинами сокращения [137, 68]. Остается не ясным при этом, о каком универсальном «геле» идет речь, если эти полости известны в конкрециях разного состава — глинистых, фосфоритовых, кальцитовых, баритовых, азуритовых и др., тем более что ни один из исследователей такого геля до сих пор ни разу не обнаружил. Представляется, что и в случае формирования септарий может действовать тот же механизм, что и при образовании литофиз.

7. Приведенный материал показывает, что халцедоновая (агатовая) минерализация в риолитах связана с поздними процессами отложения минералов и выполняет практически любые полости в риолитах — полости литофиз, трещины, развивающиеся по флюидальности пород и тектоническим путем. Эти процессы могут быть сложными, многостадийными.

8. К типоморфным особенностям агатов в риолитах следует отнести: а) сферическую форму самих литофиз, обладающих гладкой или бороздчатой поверхностью и литоидной (фельзитовой, иногда перлитовой) или сферолитовой внешней корой; б) присутствие на поверхности литофиз минерализованных хребтиков, возникающих при выполнении полостей литофиз халцедоном и другими минералами и делящих поверхность на равновеликие сферические сегменты, из-за чего она напоминает панцирь черепахи; в) форму халцедоновых выполнений пустот в литофизах — чечевицеобразную, в виде реберных многогранников кубической

сингонии и их комбинаций, в виде «сплющенного блина», скульптуру поверхности их плоскостей с радиальными, концентрическими и сферическими выступами (углублениями); г) форму сечения халцедоновых (агатовых) ядер, выполняющих пустоты литофиз — линзовидную, треугольную, в виде «бабочки», пятилучевой звезды и т. д., серповидную, в виде «глаза с бровью».

9. Геологическими признаками, благоприятными для перспективной оценки риолитовых толщ на агаты, являются: 1) широкое площадное распространение и большая мощность риолитов игнимбритового типа при перекрытии их мощными толщами близких по времени образования вулканитов; 2) флюидалная текстура риолитов; 3) девитрифицированная структура вулканических стекол; для многих месторождений характерна интенсивная аргиллитизация (в СССР особенно сильно она развита на Магнитогорском и Сергеевском месторождениях).

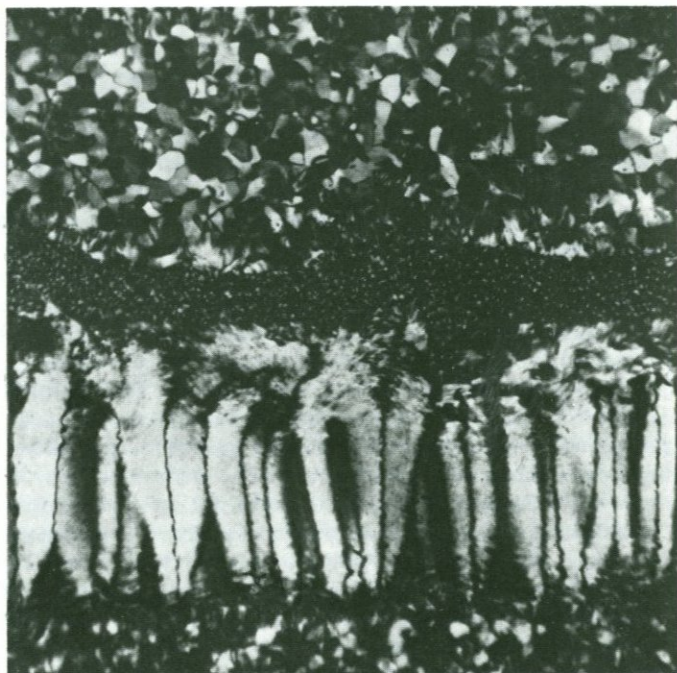
Агаты, связанные с осадочными породами

1. Рассмотрение морфологических особенностей агатов, развивающихся по органическим остаткам и в осадочных породах, показывает, что кремнезем обладает большой подвижностью как в горячих гидротермальных растворах, возникающих в областях активного вулканизма, так и в растворах, находящихся во взаимодействии с осадочными породами в условиях отложения осадков, их диагенеза и эпигенеза, в том числе и в современных грунтовых и близповерхностных водах.

2. Высокая активность кремнезема приводит к ряду важных последствий, среди которых в первую очередь необходимо назвать: а) интенсивное замещение кремнеземом органических остатков, особенно состоящих из кальцита или арагонита; б) широко распространенную псевдоморфизацию минералами семейства кремнезема конкреций кальцита и ангидрита; в) выполнение кремнеземом различных полостей в осадочных породах, образующихся, например, при разложении растительных остатков, полостей коралловых построек, полостей, возникающих при выщелачивании силицитов, полостей в песчаниках.

3. Халцедоновые (агатовые) образования, связанные с осадочными породами, характеризуются рядом типоморфных особенностей, среди которых прежде всего следует отметить: а) сохранение внешней формы и внутреннего строения замещаемых кремнеземом растительных и животных остатков; б) сохранение внешней формы замещаемых кремнеземом конкреций; в) обилие реликтов силицифицированных карбонатов в краевых частях выделений крустификационного халцедона (агата), отлагающегося в полостях выщелачивания силицитов, постоянное присутствие в них псевдосталактитов; г) значительную роль во многих агатах, развивающихся по конкрециям, и крустификационным путем, не только халцедона, но и кварца (отдельные сферолиты во внешней корке; самостоятельные зоны, нарастающие на халцедон), кальцита (часто в кристаллах), а также в псевдоморфозах по конкрециям барита, целестина, гётита, а иногда сфалерита, халькопирита, пирита, марказита, т. е. минералов, типичных для гидротермальных парагенезисов, а кроме того, анкерита, доломита, арагонита, гипса, пиролюзита, каолинита и некоторых других минералов.

Часть 2



МИНЕРАЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ АГАТОВ

Несмотря на большое число работ, посвященных исследованию агатов, достаточно детального описания их минералогических особенностей до сих пор практически нет. Связано это с тем, что отдельные публикации по агатам излагают в основном общегеологическую позицию тех или иных агатовых месторождений, особенности структур и текстур агатов; много работ посвящено непосредственно халцедону и другим минералам семейства кремнезема, сходству и различиям между кварцем, халцедоном и кварцином, изложению различных теорий происхождения агатов; известно и много популярной и научно-популярной литературы, в том числе прекрасно иллюстрированных изданий «салонного» типа (например, [129]), весьма далеких от минералогической науки и практически не вносящих ничего нового в понимание минералогии агатов в целом, условий их образования. Работы по минералогии агатов исчисляются единицами и в большинстве случаев недостаточно полны по содержанию.

Все это требует значительно подробнее, чем это было сделано до сих пор, остановиться на минералогических особенностях агатов, с особым вниманием к их структуре и текстуре, оставляя вне рассмотрения, как правило, физические, химические и т. п. особенности отдельных минералов, что обычно составляет объем минералогических описаний. Последнее сделано сознательно, поскольку эти данные достаточно широко известны и их можно найти во многих справочниках, учебниках и другой литературе по минералогии. Поэтому ниже дается общая характеристика отдельных минералов, слагающих агаты. В то же время особое внимание уделяется формам их выделения, взаимоотношениям друг с другом, процессам замещения одних минералов другими, что особенно важно для понимания генетических особенностей агатов, расшифровки основных (иногда пока лишь отдельных) сторон их образования. Последовательность рассмотрения отдельных минералов отвечает относительной их количественной роли и значению в формировании агатов. Учитывая сказанное, эта последовательность следующая: минералы семейства кремнезема, карбонаты, сульфаты, силикаты, фториды, сульфиды, гидроксиды и оксиды.

МИНЕРАЛЫ СЕМЕЙСТВА КРЕМНЕЗЕМА

Минералы семейства кремнезема — главные составные части агата. Из них прежде всего имеют значение халцедон, кварц, кварцин, А-, К- и КТ-опал*. Роль остальных представителей этого семейства среди минералов, входящих в состав агата, значительно ниже.

Минералы кремнезема, образующие агаты, рассматривались в той или иной мере различными авторами [223], затрагивающими минерало-

* Буквами А, К и КТ обозначаются аморфный, кристобалитовый и кристобалит-тридимитовый опалы соответственно.

гию агатов, а иногда с большой детальностью в описательной минералогии. Однако в обстоятельных работах последнего типа, например Дж. Дэна и др. [37], многие важные детали свойств этих минералов, форм выделения и взаимоотношения друг с другом, необходимые для понимания рассматриваемых вопросов, не нашли достаточно полного отражения. Из работ описывающих минералы семейства кремнезема, непосредственно связанных с агатами, обстоятельностью привлекают исследования Г. П. Барсанова и М. Е. Яковлевой и др. [11]. Это освобождает нас от описания многих деталей, рассмотренных в указанных работах, и позволяет сконцентрировать внимание на других аспектах минералогии минералов семейства кремнезема, используя в то же время, с любезного согласия Г. П. Барсанова и М. Е. Яковлевой, многие из полученных ими микрофотографий.

Халцедон. До сих пор халцедон рассматривался как тонковолокнистая или сферолитовая разновидность кварца, характеризующаяся отрицательным удлинением и вытянутостью волокон вдоль [1120] или [1100] [37]*. Однако обстоятельное его исследование выявило в последнее время** некоторые существенные отличия халцедона от кварца, лежащие тем не менее в границах различия отдельных разновидностей, а не минеральных видов. Из них важнейшими, очевидно, следует считать: 1) различную степень разупорядоченности структуры кварца с нарушением трехмерной связи; 2) микрокристалличность отдельных индивидов — игольчатых или пластинчатых; 3) отрицательное удлинение индивидов; 4) повышение содержания H_2O (иногда почти до 1,5% — частично в виде OH^- [179, 180]) и других примесей (почти до 2%). Следствием этого являются более низкие плотность, показатели преломления и двупреломления халцедона по сравнению с кварцем

Кварц	Халцедон
d 2,65074 \pm 0,0001 (при 4 °C)	2,614—2,637
N_e 1,55336	1,548—1,526 (чаще 1,543—1,541)
N_o 1,54425	1,543—1,530 (чаще 1,538—1,534)
ΔN 0,009	0,002—0,006

Все это позволяет диагностировать халцедон различными физическими (включая микроскопию, ИК-спектроскопию, рентгенографию)

* То, что халцедон и кварц относятся к одному минеральному виду, отмечал еще Г. Розе [241], опиравшийся в этом выводе на близость их физических свойств (плотность, твердость, оптические свойства), состава и на растворимость в HF , KOH , карбонатах щелочей. Этот вывод был подтвержден отношением кварца и халцедона к растворам едкой щелочи [204], одинаковостью теплот растворения кварца и халцедона в HF , хотя скорость растворения у халцедона выше [270], рентгенографически [160, 167]. К выводу об идентичности халцедона, кварца и кварца на основании тщательных оптических исследований пришли также Г. Хайн [191], М. В. Тимофеев [110], В. Ветцель [269].

** Подробнее результаты этих исследований изложены в работе Г. П. Барсанова и М. Е. Яковлевой [11].

и химическими методами *. Достаточно определены и различия между халцедоном и кварцем в формах их выделения, на чем следует остановиться более подробно, поскольку именно эти черты халцедона во многом определяют основные физические свойства агатов.

До недавнего времени халцедон определялся как тонковолокнистая разновидность кварца, выделяющаяся в виде отдельных сферолитов и сферолитовых корок **. Однако при микроскопическом их исследовании очень часто отмечалось волнистое угасание, связываемое с геликоидальной закрученностью волокон (рис. 26). В то же время иногда высказывались представления о том, что это не игольчатые волокна, а тонкие пластинчатые кристаллы, скрученные вдоль оси c , как это было описано Г. Леммлейном [64, 65] для кристаллов кварца, тем более что скрученные его кристаллы часто оказывались сплюснутыми по одной из граней призмы с удлинением $\perp c$ (т. е. по одной из осей L_2) ***.

Наряду со сферолитовым халцедоном известен мелкозернистый (иногда его называют тонкочешуйчатый) халцедон, отдельные индивиды которого образуют тесные сростания, имеющие структуру типа роговиковой (рис. 27).

Г. П. Барсанов и М. Е. Яковлева выделяют четвертую морфологическую разновидность халцедона, которую называют глиноподобным халцедоном ****. Такой халцедон характеризуется чрезвычайно мелкозернистым строением с ориентированным расположением отдельных зерен — признаками, по которым он сопоставим с глинистыми агрегатами. К таким агрегатам полностью применима характеристика, данная М. С. Швецовым [137] глинистым минералам подчеркивавшего в ней чрезвычайно мелкозернистое строение глин, преимущественную ориентировку отдельных частиц, вызывающую под микроскопом почти одновременное угасание всего поля зрения или значительных его участков.

Электронно-микроскопическое изучение глиноподобного халцедона [257] показало, что он состоит из мельчайших кристалликов (1—5 мкм) кварца, причем самые мелкие из них имеют псевдокубический габитус за счет практического отсутствия граней призмы и второго ромбоэдра.

* Ранее, с момента появления работы Й. Фухса [181], существовали представления, что халцедон — смесь тонковолокнистого кварца с тонкодисперсным опалом, основанные главным образом на разной скорости травления отдельных слоев халцедона HF , KOH , Na_2CO_3 . Затем было установлено, что различия в скорости травления связаны с различием в структуре отдельных халцедоновых зон. Присутствие опала никакими другими методами доказано не было. Оно, в частности, опровергается и результатами рентгенографического изучения халцедона после прокаливании его до 800°C , когда обнаруживается только кварц [257], в то время как в присутствии опала в этих условиях должны были бы появиться линии кристобалита.

** Эти корки чаще всего называются колломорфными, поскольку их образование в той или иной форме связывают с коллоидами, хотя уже давно Д. П. Григорьев [28] показал, что никакого отношения к коллоидам они не имеют.

*** Следует отметить, что исследование сферолитового халцедона под электронным микроскопом во всех случаях выявляет пластинчатое или черепично-пластинчатое строение его отдельных индивидов [11].

**** Глиноподобный халцедон за рубежом получил название слабовыраженного (low grade) халцедона.

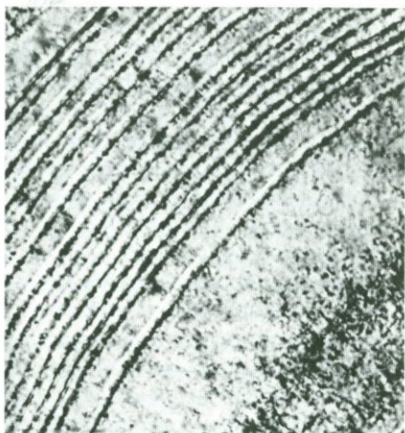
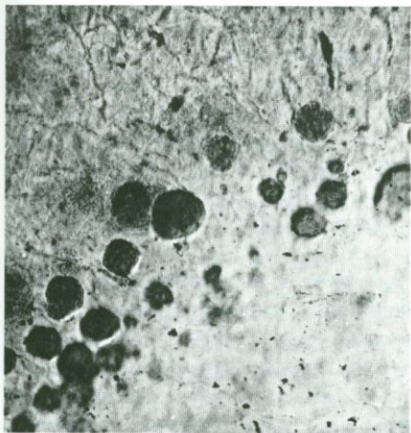
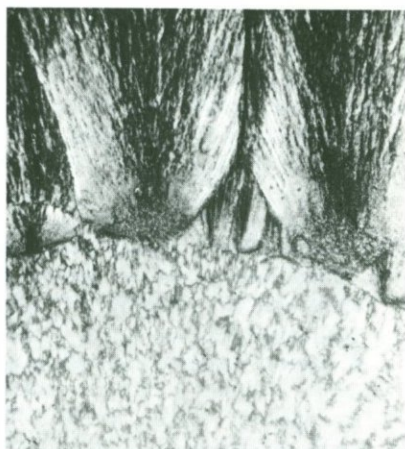
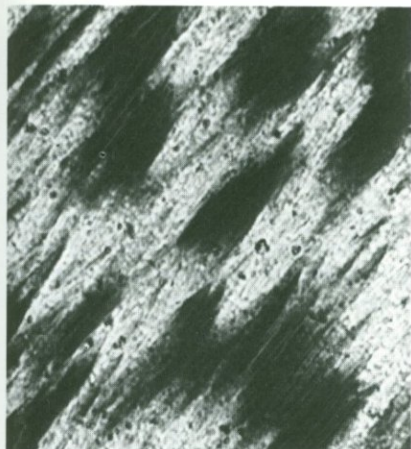


Рис. 26. «Геликоидальная закрученность волокон» халцедона. Исландия. Ув. 125(+). Я (здесь и далее буквой «Я» обозначены микрофотографии, полученные от М. Е. Яковлевой).

Рис. 27. Выделение мелкозернистого (тонкошелуячатого) халцедона в основании тонкоигльчатой сферолитовой халцедоновой корки. Дания. Ув. 40(+). № 17841. Я.

Рис. 28. Закрытые поры на границе двух халцедоновых прослоев. Кафигшем, ТССР. Ув. 320 (||). № 4А. Я.

Рис. 29. Зональный халцедон с чередующимися полосами с высоким (ширина до 10 мкм) и низким (≈ 2 мкм) показателями преломления и ритмичным выделением мелких замкнутых пор. Кафигшем, ТССР. № 3А. Я.

Было установлено также, что одни из слоев глиноподобного халцедона состоят из кристалликов кварца близкого размера, а другие содержат более крупные кристаллики (10-20 мкм в длину и 5—10 мкм в диаметре), интерстиции между которыми заполнены мельчайшими кварцевыми кристалликами (1—3 мкм). Кроме того полосчатость такого халцедона иногда определяется полосчатым расположением пор диаметром около 1 мкм [218].

Все сказанное показывает, что для халцедона характерны по крайней мере три морфологических типа агрегатов: 1) сферолитовые (как отдельные сферолиты, так и сферолитовые корки); 2) мелкочешуйчатые; 3) скрытокристаллические до глиноподобных, но плотные, а не мягкие или рассыпающиеся, как это свойственно глинам.

В агатах наиболее распространены агрегаты первого типа, с рассмотрения которых и следует начать. Однако до этого необходимо сказать, что зональность агатов, в которой наиболее существенную роль играет халцедон, необходимо подразделить на два существенно различных текстурных типа: 1) концентрическую или облекающую (фото 7; 19—28; 49; 50; 87—94; 96—98; 101; 102; 107; 111; 115,а; 125; 131; 134; 145,б в; 147; 148; 157—159; 161 и др.) и 2) параллельно-слоистую — ленточную или ониковую * (фото 3; 14; 74; 78; 105; 108,б; 110,а,б; 113; 117; 119—121; 123—125; 127—130 и др.), причем если известны агаты только с концентрически облекающей зональностью, то агатов с одной параллельно-слоистой зональностью практически нет и в них обычно присутствуют слои с обоими типами зональности (фото 4; 5; 6; 31; 32; 39; 76; 107; 108,б; 110,б; 119; 120; 125; 134; 135), хотя иногда параллельно-слоистая зональность резко преобладает.

В строении концентрически-зональных агатов основную роль играют зональные и ритмично-зональные халцедоновые корки, причины зонального строения которых могут быть различными (табл. 5). Так, среди текстурных причин, вызывающих появление облекающей зональности, основными являются различия между отдельными зонами, связанные с: 1) природой и концентрацией пигмента; 2) концентрацией, формой и ориентировкой пор; 3) различиями в показателях преломления.

Первая из указанных причин легко обнаруживается и связана с тем, что в то время как чистый халцедон является бесцветным и прозрачным, примеси в нем различных минералов и веществ вызывают появление темно-желтой, красновато-коричневой, красной, голубовато-черной, черной и др. окрасок, в зависимости от окраски примесей в отдельных зонах. Подробнее на этом вопросе здесь останавливаться нецелесообразно из-за его очевидности (см. многочисленные фото агатов с облекающей зональностью, различающейся цветом отдельных зон).

* Эти два типа зональности назывались ранее зональностью бразильского и уругвайского типов соответственно, поскольку первоначально представлялось, что агаты Бразилии и Уругвая четко различаются этим признаком. Однако дальнейшие исследования показали, что оба рассматриваемых типа зональности известны не только в агатах из этих стран и довольно часто стали обнаруживать образцы сразу с обоими типами зональности. Поэтому противопоставлять бразильские и уругвайские агаты как агаты, различающиеся типом зональности (слоистости), нецелесообразно.

Текстурные и структурные особенности концентрической (облекающей) зональности халцедоновых корок

Зональность	
текстурная	структурная
1. Чередование зон, различающихся пигментом или его концентрацией 2. Чередование зон, различающихся концентрацией пор: а) замкнутых б) открытых (канальных) 3. Чередование зон, различающихся показателями преломления. Все эти текстуры могут проявляться в халцедоне: а) сферолитовом б) мелкочешуйчатом	1. Ритмичные зоны с повторяющимися циклами — зарождение → геометрический отбор → тонкоигольчатый (или тонкопластинчатый) халцедон — или отдельными их частями 2. Чередование зон халцедона одинакового или близкого строения, но разной толщины 3. Чередование зон халцедона разной структуры, например, тонковолокнистых с грубошестоватыми

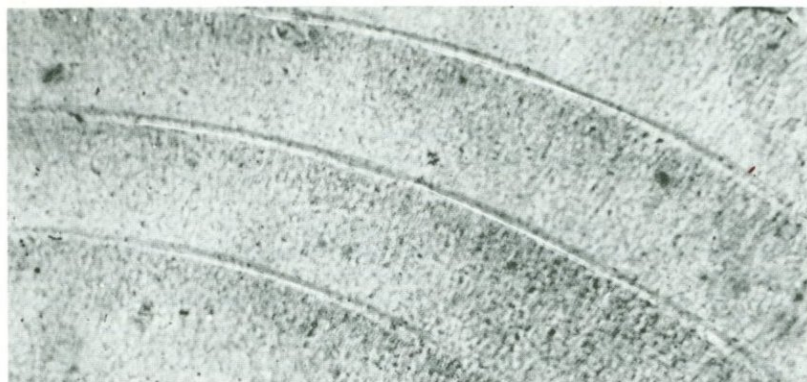
В результате исследования халцедона (особенно при больших увеличениях) в нем обнаруживается то или иное количество пор, чаще всего сферических, закрытых. Такие поры иногда приурочены к границе слоев халцедона с разной структурой (рис. 28), а в других случаях образуют ритмично-чередующиеся зоны (рис. 29), за счет которых создается зонально-ритмичное строение даже мелкочешуйчатого халцедона (рис. 30)*. Причем, такая зональность может наблюдаться и макроскопически, поскольку отдельные зоны, обогащенные порами, приобретают матово-белый до белого цвет из-за внутреннего отражения и рассеивания света поверхностью пор.

Кроме закрытых сферических пор в халцедонах иногда наблюдаются тончайшие открытые канальные поры, от которых также зависит белый цвет подобных зон (рис. 31). Интересно отметить, что на приводимом рисунке тончайшие канальные поры близкой длины почти параллельны друг другу и резко оканчиваются на границе «молочной полосы» (средняя часть рис. 31,а), хотя при скрещенных николях (рис. 31,б) эта граница не фиксируется границами зерен халцедона, и пористая зона в этом образце проходит независимо от структуры халцедона, т. е. так же, как это было показано для зон закрытых сферических пор на предыдущем рисунке (см. рис. 30).

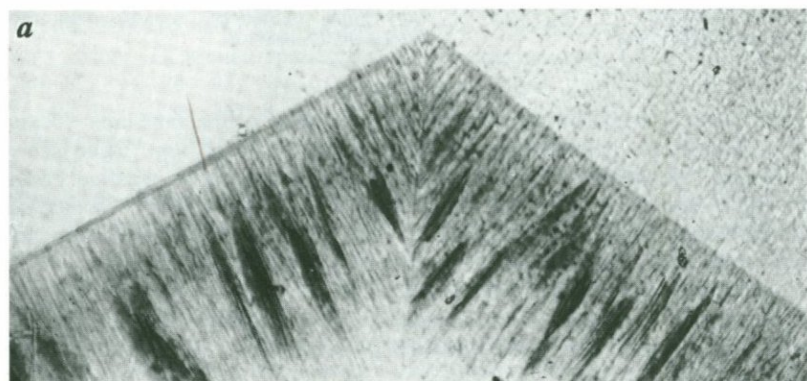
Наконец, следует отметить, что во многих сферолитовых корках можно обнаружить ритмично-зональное строение, связанное с чередованием полос, различающихся показателем преломления (рис. 32).

При более высокой разрешающей способности микроскопа такие зоны оказываются построенными кулисно из примерно равных по длине

* Наряду с порами, определяющими ритмично-зональную текстуру многих агатов, известные ветвистые открытые поры, сливающиеся друг с другом в сложную пористую систему [10], не имеющую, однако, связи с рассматриваемыми явлениями ритмичной зональности.



a



б



Рис. 30. Зональность, связанная с характером распределения мелких (около 50 мкм) закрытых пор в агате. Чаицын Нос, Сев. Тиман. Ув. 40 (+). Я.

Рис. 31. «Молочная полоса» в халцедоне, обладающая повышенной пористостью за счет обилия грубопараллельных трубчатых пор. Ув. 40: *a* — (||), *б* — (+). Я.

участков, располагающихся вдоль сферолитовой корки и ритмично сменяющих друг друга в перпендикулярном направлении.

Таким образом, ритмично-зональные текстуры зонально-концентрических (облекающих) выделений халцедона, выявляемые под микроскопом без анализатора и наблюдаемые в агатах во многих случаях визуально, связаны с тремя важнейшими причинами: а) чередованием зон разного по составу пигмента, его концентрации; б) чередованием зон, различающихся концентрацией пор — замкнутых или открытых канальных; в) чередованием зон, имеющих различный показатель преломления.

В отдельных образцах возможны текстурные зоны разного типа, иногда накладывающиеся друг на друга, — например, зоны различной окраски могут в то же время соответствовать зонам разной пористости. Говоря о подобных зонах, отметим, что, наряду с микроциклами такого типа, которые показаны на рис. 32, б, зоны могут объединяться в более крупные «макроритмы», когда происходит повторное закономерное изменение расстояния между «микрizonaми» (хорошо видно на рис. 32).

Исследование зонально-концентрических (облекающих) халцедонов в скрещенных николях выявляет особенности их ритмично-зональной структуры, которые могут быть связаны также с различными причинами (см. табл. 5).

Так, ритмично-зональное строение сферолитовых корок халцедона можно объяснить чередованием отдельных зон с повторяющейся в каждой из них сменой размера волокон халцедона, вызванной явлениями зарождения → геометрического отбора → роста субиндивидов шестоватой корки (рис. 33). В других случаях зональность сферолитовых корок может быть связана с чередованием зон близкого строения, но разной толщины (рис. 34) или зоны различного строения (рис. 35).

Во всех рассмотренных случаях и для большинства сферолитовых корок халцедона из облекающей зональности границы между отдельными зонами достаточно резкие и четкие. Наряду с этим известны более редкие случаи с расплывчатыми неясными границами между зонами [11].

Таким образом, структурные различия отдельных зон зонально-концентрического (облекающего) халцедона связаны с: а) ритмичным повторением зон, в пределах каждой из которых происходит смена субиндивидов в соответствии с переходом от стадии зарождения через стадию геометрического отбора к стадии параллельно-шестоватого роста; б) чередованием зон близкого или одинакового строения, но разной толщины; в) чередованием зон халцедона с разной структурой.

Следует иметь в виду, что приведенные случаи являются крайними и в отдельных образцах может наблюдаться как их совокупность, так и постепенные переходы между перечисленными типами структур сферолитовых корок халцедона. Кроме того, реальные особенности зонально-концентрического халцедона обычно к тому же определяются наложением друг на друга зон, связанных с текстурными особенностями халцедона и зон, связанных с их деталями структуры, которые иногда существенно различны (ср. рис. 30, 31 и 35).

Наконец, следует отметить, что взаимодействие отдельных сферолитов халцедона на границе их друг с другом (см. рис. 34; рис. 36) четко соответствует описанному для этого случая Д. П. Григорьевым [28].

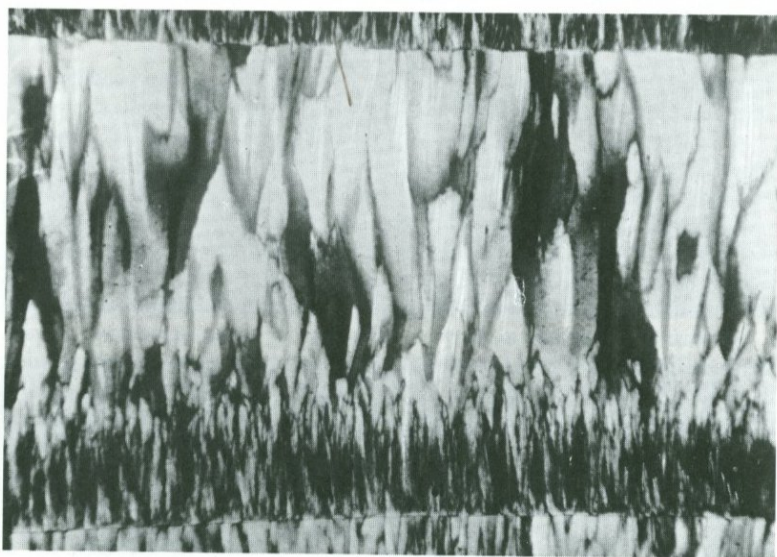
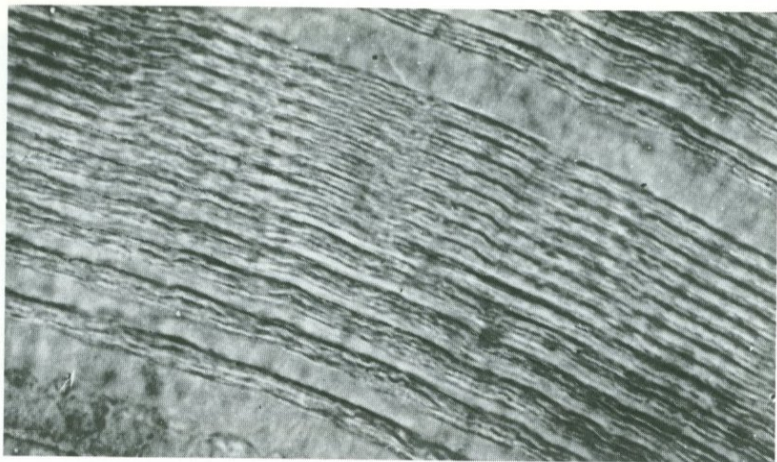


Рис. 32. Ритмично-зональное строение сферолитовых корок халцедона, связанное с различиями в показателях преломления отдельных зон; пачки зон с разными показателями преломления образуют «микроритмы» с закономерно уменьшающимися промежутками между зонами с более высоким показателем преломления, ув. 500 (||); Кафигшем, ТССР. № 5а и 12А, Я.

Рис. 33. Зона халцедона в сферолитовой халцедоновой корке, отвечающая закономерной смене размера индивидов в связи с развитием волокон халцедона в стадии: зарождение → геометрический отбор → образование параллельно-шестоватой корки крупных «волокон» халцедона. Чаицын Нос. Сев. Тиман. Ув. 40 (+). № 1280. Я.

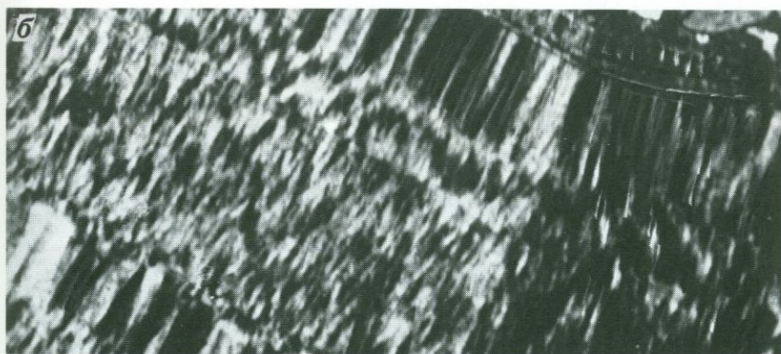
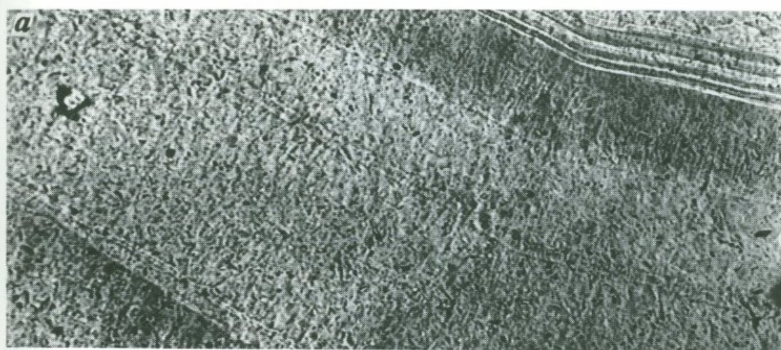
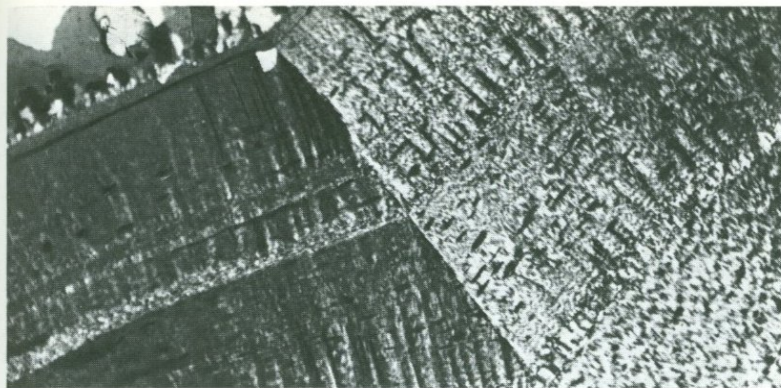


Рис. 34. Ритмично-зональное строение сферолитовой корки халцедона, состоящей из зон близкой структуры, но разной толщины; хорошо видно, что одни и те же зоны продолжаютя в обоих соседних сферолитах. Идар — Оберштейн, ФРГ. Ув. 35 (+). № 48280. Я.

Рис. 35. Чередование волокнистых и чешуйчатых зон халцедона в сферолитовой халцедоновой корке. Монголия. Ув. 80: а — (||), б — (+). № 15. Я.

Тектурные и структурные особенности халцедоновых прослоек в агате с параллельно-слоистой (ленточной) зональностью

Зональность	
текстурная	структурная
1. Чередование прослоев, различающихся природой пигмента или его концентрацией	1. Чередование «чешуевидного» и «глиноподобного» халцедона
2. Чередование слоев с различными количествами «микрожеод»	2. Чередование зон «чешуевидного» халцедона с разной степенью зернистости
3. Чередование прослоев с кавернозной и массивной текстурой	3. Чередование «чешуевидного» и «глиноподобного» халцедона со сферолитовыми слоями халцедона

Иными текстурными и структурными особенностями характеризуется параллельно-слоистый (ленточный) халцедон (табл. 6).

Тектурные особенности такого халцедона определяются:

- 1) разным содержанием и составом пигмента отдельных зон;
- 2) различной структурой отдельных зон, что вызывает различия в их физических свойствах (блеск от воскового и глиноподобного халцедона до стеклянного у слоев с более крупнозернистым строением; цвет от белого до светло-серого; иногда халцедон бесцветен);
- 3) чередованием зон с различным содержанием халцедоновых «микрожеод».

Последние (фото 3, рис. 37) наблюдаются главным образом в полировках, а в шлифах их можно видеть лишь при косом освещении. В проходящем свете они совсем невидимы; в скрещенных николях их весьма трудно обнаружить. Исследование образцов с «микрожеодами» показало, что во всех без исключения случаях они выполняют неправильной формы пространства между микросферолитами халцедона.

Исследование структуры параллельно-слоистых (ониксовых) агатов показывает, что для них менее характерны сферолитовые корки халцедона и, напротив, более обычны прослой «мелкочешуйчатого» и «глиноподобного» халцедона, определяющие основные структурные и текстурные их особенности.

При этом отдельные халцедоновые слои, слагающие параллельно-слоистый (ленточный) агат, обычно имеют небольшую мощность, поэтому в данном случае трудно характеризовать каждый из них в отдельности и гораздо больший смысл имеет их совместное описание.

В качестве типичного случая можно рассмотреть строение параллельно-слоистого халцедона из Айнабулакского месторождения (рис. 38). В нем на сравнительно небольшом участке обнаруживаются зоны глиноподобного, мелкозернистого, перистого и несовершенного-сферолитового сложения. Здесь особо надо обратить внимание на чрезвычайно тонкодисперсное строение зоны глиноподобного халцедона, который имеет либо постепенные (рис. 38, а), либо четкие границы (рис. 38, б) с нижним

Рис. 36. Характер границ между сферолитами халцедона, росшими навстречу друг другу:

a — между сферолитами тонковолокнистого халцедона, ув. 30 (+). Сев. Тиман. № 17 а. Я; *б* — между сферолитами грубошестоватого халцедона, ув. 40 (+). Иджеван, АрмССР. № 34377. Я.

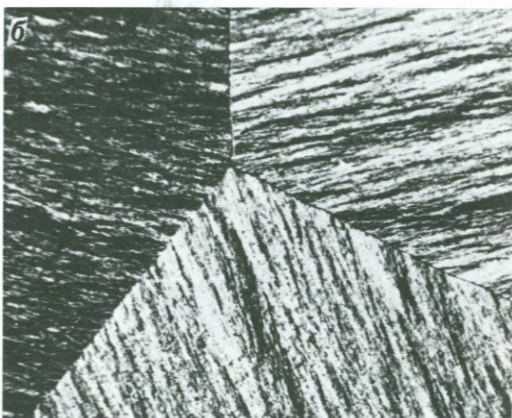


Рис. 37. «Микрожеоды» халцедона в нижней части халцедонового оникса. Россыпи по р. Зея, Амурская обл. Ув. 10, косой свет.



слоем «перистого» строения и постепенно переходит в слой «чешуйчатой» структуры.

В зоне «чешуйчатого» халцедона отдельные индивиды последнего напоминают срезы деформированных сферолитов. Однако их границы друг с другом не ровные, как это было с границами совместного роста сферолитов в корках зонально-концентрического халцедона (см. рис. 34 и 36), а взаимопроникающие пилообразные с многочисленными зазубринами и заливами, делающими ее подобной границам между зернами в роговиковых агрегатах (рис. 38, в). Кроме зон с взаимопроникающими границами отдельных мелких сферолитов для ониксовых агатов описаны [104] прослои, состоящие из одинаково развитых сферолитов, имеющих ровные границы друг с другом, что достигается изменением формы сферолитов до кубоидной.

Интересно также и то, что халцедоновая зона «чешуйчатой» структуры может переходить постепенно в зону несовершенного-сферолитового строения (зона 5 на рис. 38, а).

Особого внимания заслуживает и «перистая» зона, представленная параллельными срастаниями кварцин-халцедоновых сфероидолитов (зона 2, см. на рис. 38, а). Они могут резко отделяться друг от друга или постепенно переходить друг в друга (рис. 38, б), вызывая волнистое погасание. Эти зоны постепенно разрастаются из зон с «чешуйчатым» халцедоном, но заканчиваться они могут либо постепенно, либо резко (см. рис. 38, б), сменяясь зоной глиноподобного халцедона.

Кроме описанных, в параллельно-слоистом (ониксовом) агате встречаются зоны отчетливо сферолитового строения (рис. 39), не отличающиеся практически от зонально-концентрических (облекающих) зон, иногда непосредственно переходящих в слои, слагающие сферолитовые корки концентрически-зонального строения (рис. 39, б).

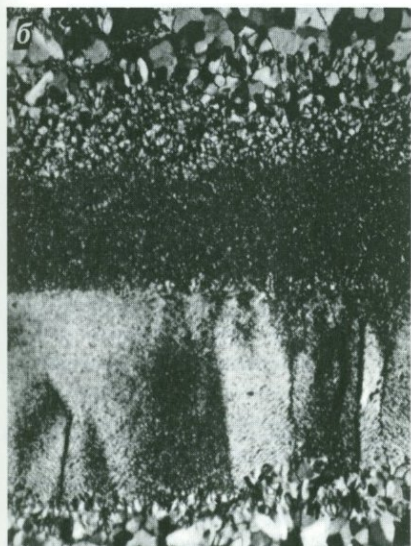
Таким образом, по текстурным, и в первую очередь по структурным признакам халцедоны концентрически-зонального и параллельно-слоистого агатов существенно различаются. Особого внимания в связи с этим заслуживают «глиноподобные», «чешуйчатые» с роговиковой структурой и сфероидолитовые кварцин-халцедоновые слои, отсутствующие в концентрически-зональных агатах и типичные для параллельно-слоистых. Напротив, для последних менее обычны параллельно-шестоватые сферолитовые халцедоновые прослои, столь характерные для концентрически-зональных агатов.

В то же время важно отметить, что практически все агаты базальтовых миндалин, а также выполняющие полости литофиз, имеют по периферии облекающую корку халцедона различной толщины, часто очень четко выделяющуюся по структуре или окраске (фото 44; 49; 50, 73; 110 а, б, д; 115, а; 119—121; 124; 125; 129—132; 135; 139).

Сказанным не ограничивается все разнообразие текстур и структур халцедоновых образований, но оно включает наиболее типичные из них. Это позволяет ограничить приведенными данными рассмотрение халцедона как такового. В дальнейшем будут излагаться другие типичные для него текстурные и структурные особенности, связанные, однако, с другими элементами строения агатов — псевдосталактитами, «питающими» каналами, псевдоморфозами по другим минералам и т. д.

Рис. 38. Структура халцедоновых зон в параллельно-слоистом (ленточном) агате:

a — зона мелкозернистого халцедона (1) (внизу) сменяется зонами: перистого строения (2), глиноподобного халцедона (3), с гипидиоморфнозернистой структурой (4) несовершенносферолитового сложения (5), мелкочешуйчатого халцедона, ув. 40 (+); *b* — деталь строения зоны глиноподобного халцедона (3), имеющей резкую границу с перистой зоной и постепенно переходящей в зону мелкозернистого халцедона гипидиоморфной структуры, ув. 60 (+); *в* — деталь структуры и взаимоотношения индивидов халцедона из верхней части зоны (4) с гипидиоморфной структурой; ув. 160(+); хорошо видны мелкие замкнутые поры.



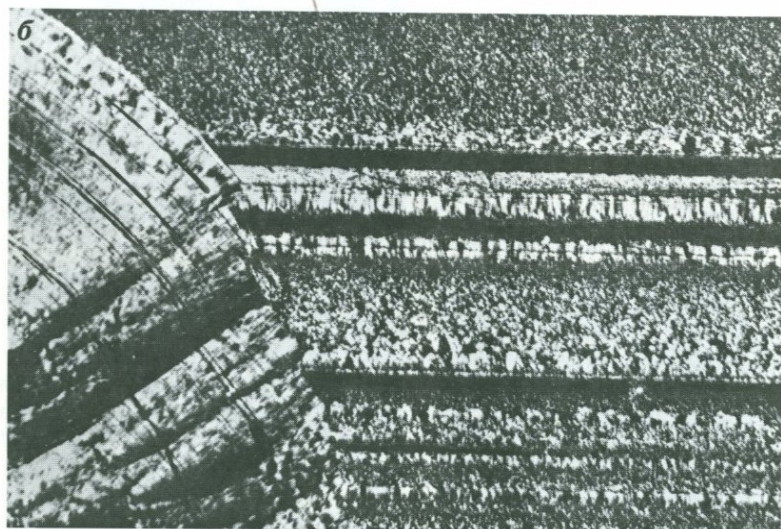
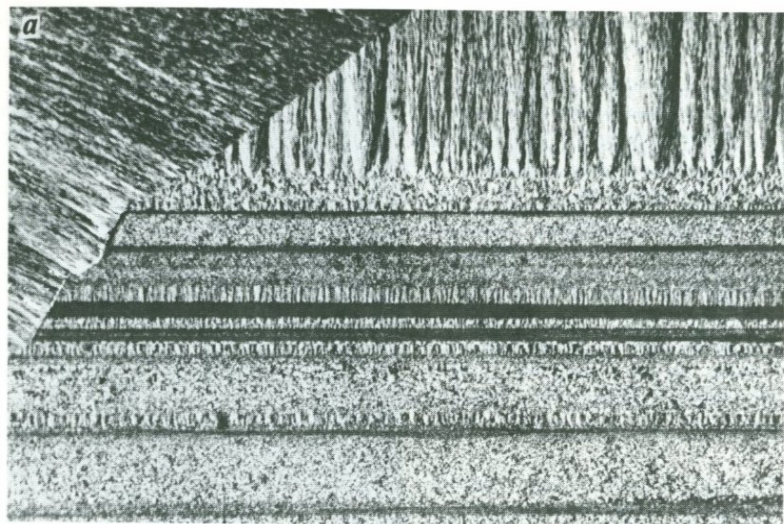


Рис. 39. Тонкостежчатые слои в параллельно-слоистом агате, чередующиеся со слоями мелкозернистого и глиноподобного (черное) халцедона:

a — все параллельные слои упираются в сферолитовую корку халцедона зонально-концентрического агата; *б* — тонкостежчатые слои параллельно-слоистого агата переходят в ленты, слагающие концентрически-зональный халцедон; этот переход подчеркивается образованием ступенчатого излома на поверхности зонально-концентрического халцедона. Мулина Гора, Читинская обл. Ув. 40 (+).

Кварц * является следующим после халцедона по значимости в строении агатов минералом семейства кремнезема. Наиболее обычно положение кварца — в виде крупнокристаллических щеток и ядер, завершающих агатовые образования в миндалинах (фото 2; 4; 6; 7; 23; 28; 36; 53; 76; 77; 88), литофизах (фото 110, в; 119; 131; 134) или осадочных породах (фото 157, 159) в виде гнезд в окаменелых деревьях или сплошных зернистых масс в центре агатовых образований. Такое же положение занимает аметист (фото 1; 8; 41).

Наряду с этим кварц в виде отдельных зон выделяется непосредственно в концентрически-зональном (облекающем) (фото 20; 21; 22; 25; 44; 50; 76; 88; 98; 134; 147) и параллельно-слоистом (ленточном) агате (фото 31), являясь иногда существенной их составной частью, определяющей текстуру агата, некоторые важные его физические свойства. Именно на структуре зон такого кварца, взаимоотношениях его с халцедоном необходимо остановиться подробнее.

Такие зоны, состоящие из зернышек кварца, разделяющих халцедоновые зоны со структурой, вызванной стадийным развитием процессов кристаллизации халцедона по схеме: зарождение → геометрический отбор → тонкошестоватая корка, очень характерны для северотиманских агатов (рис. 40, а).

Исследование этих образцов при более высоком увеличении показывает, что отдельные кварцевые зоны имеют различное строение. Так, одни из них (нижняя зона на рис. 40, б) состоит из субпараллельных зерен кварца конической формы, образующих общую четкую границу раздела со следующим халцедоновым слоем. Такая коническая или «зонтичная» форма зерен кварца может быть связана с зарождением кварца на шестоватом агрегате халцедона, когда последний заканчивал, но еще не закончил свой рост, и далее некоторое время халцедон, венчающийся разрастающимися зернами кварца, рос вместе с кварцем. Следующий слой халцедона начинал расти после полного прекращения роста зерен кварца.

Другие кварцевые зоны (в верхней части рис. 40, б) состоят из разноориентированных овальных в срезе зерен кварца. Они характеризуются менее четкой границей с халцедоном как подстилающей, так и перекрывающей халцедоновых прослоек. При этом во многих случаях можно наблюдать расщепление граней отдельных кристаллов кварца и постепенный переход от них к халцедоновому слою (рис. 40, в).

Таким образом, по структуре и природе зоны кварца различны. Одни из них зарождаются в конце формирования соответствующей халцедоновой зоны, и новая зона начинается резко, после окончания роста кварца, другие — имеют границы постепенного перехода кварц — халцедон, свидетельствующие о постепенности изменения условий, приводящих к кристаллизации кварца или халцедона.

В некоторых образцах зоны кварца оказываются очень тонкими (рис. 41), вплоть до волосовидных, когда они обнаруживаются либо в

* Все, что касается общей характеристики кварца, в равной мере относится и к редким его разновидностям — аметисту, раухтопазу, являющимися обычно наиболее поздними по времени образованиями.

ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО НЕИЗВЕСТНЫМ МИНЕРАЛАМ



Фото 69. Сагитовый агат с псевдоморфозами халцедона по игольчатому минералу, находящимися в основании псевдосталактитов. Арц-Богдо. Монголия. 8,0×8,0 см. № 83056.

ПСЕВДОСТАЛАКТИТЫ ХАЛЦЕДОНА В АГАТОВЫХ МИНДАЛИНАХ

Псевдосталактиты на тонких
нитяных основаниях неясного генезиса



Фото 70. Тонкие халцедоновые псевдосталактиты, имеющие параллельно-струйчатую ориентировку из открытой полости миндалины. Шурдо, ГрузССР. 3,0×3,0 см. № 81816.

Фото 71. Псевдосталактиты халцедона вокруг тонких нитяных оснований, свешивающихся с кровли миндалины; внизу типичное срастание — «провис», от которого отходят мелкие основания псевдосталактитов. Арц-Богдо, Монголия. 10,5×6,0 см.



a

Фото 72. Мелкие халцедоновые псевдосталактиты на тонких взаимопараллельных основаниях, образующих своеобразные щетки, свешивающиеся с кровли миндалины и выходящие на ее поверхность (в разрезе они имеют вид бахромы):

a — последовательные срезы одной миндалины, Арц-Богдо, Монголия, 6,5×3,5 см. № 84752; *б* — бахрома псевдосталактитов в миндалине с широкой зеленой глауконит-селадонитовой каймой, окрестности г. Павлодара, КазССР. 10,0×3,5 см. № 84492.



б



Фото 73. Тончайшие халцедоновые псевдосталактиты в виде бахромы — «северное сияние», нарастающей на систему тонких параллельных оснований, аналогичных показанным на фото 72, а и б, но начинающихся не от поверхности миндалины, а от халцедонового облегающего слоя. Мыс Теви, Камчатка. 16,0×8,0. № 83058.

**Псевдосталактиты халцедона на грубых
нитяных образованиях неясного происхождения**



Фото 74. Псевдосталактиты халцедона на грубых нитяных ветвящихся образованиях, свешивающихся с кровли миндалина, в агатовом ониксе. Улугей-Хид, Монголия. 6,0×4,5 см. Снято в проходящем свете. № 84756.

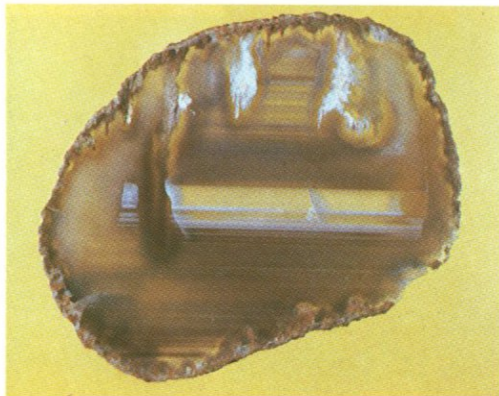


Фото 75. Псевдосталактиты халцедона на занавесях из грубых нитяных образований, соединенных характерными «провисами», свешивающихся с кровли миндалины; в нижней правой части образца имеются псевдосталактиты на более коротких основаниях, свешивающихся с кровли и выделяющихся небольшими выступами на дне миндалины; стержневые основания псевдосталактитов выходят на поверхность миндалины в виде углублений; по периферии нитяных образований — тонкочешуйчатый клиноптилолит (темно-красный). Улугей-Хид, Монголия. 8,0×4,5 см. № 84468.

Фото 76. Псевдосталактиты халцедона на грубом нитяном основании, свешивающемся с кровли миндалины, с характерной перемычкой — «провисом», разделившие полость газового пузыря на две камеры, в одной из которых (правой) отложение ониксового агата завершилось значительно раньше, чем в другой; в слоях нижней основной части агатового оникса отчетливо видны результаты перекристаллизации; красный мелкочешуйчатый минерал на стенках нитей — клиноптилолит. Улугей-Хид, Монголия. 6,5×6,0 см. № 83062.



a



б

Фото 77. Псевдосталактиты халцедона на спутанных (мочалковидных) переплетениях грубых нитяных выделений, образующих основу темно-красных (за счет клиноптилолита) агатовых моховиков; в нижней части видны участки с ониксовой зональностью, позволяющие ориентировать агаты в пространстве:
a — отраженный, *б* — проходящий свет. 7,5×7,0 см. Улугей-Хид, Монголия. № 84467.



Фото 78. Сплетение темных псевдосталактитов халцедона, образовавшихся на грубых нитяных основаниях и опал (белый)-халцедоновый (черный) онкс из полостей субквального выщелачивания гипербазитов. Окрестности г. Момчиловграда, Болгария. Длина 14,5 см. № 84762.



a



b

Фото 79. Псевдосталактиты халцедона на отдельных грубых нитях и их занавесях: *a* — вид сверху; хорошо видны отдельные нити и их срастания, находящиеся в центре псевдосталактитов; *b* — вид сбоку; хорошо видны многочисленные перемычки — «прорисы», соединяющие отдельные псевдосталактиты. Трёмё, Фарерские острова, Дания. 7,5 × 8,0 см. № ОП-3426.

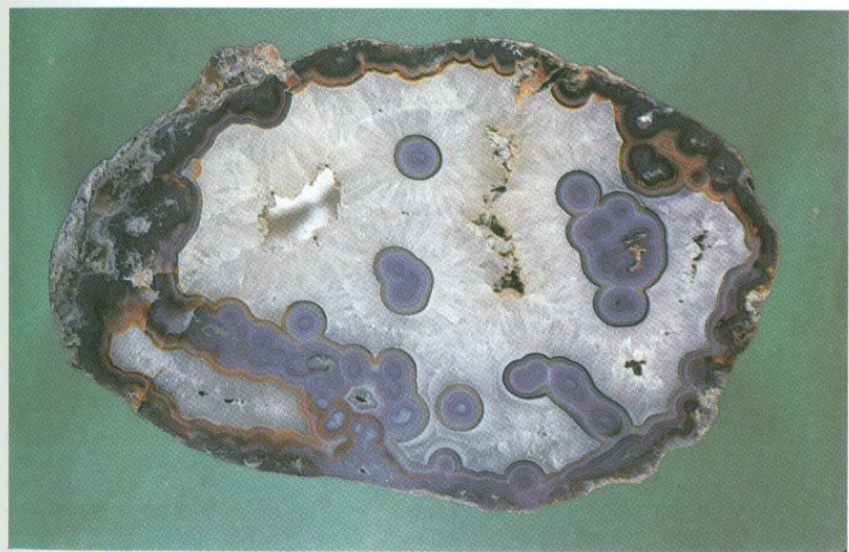


Фото 80. Гроздевидные псевдосталактиты халцедона, декорированные темно-желтыми гидроксидами железа, нарастающие на беспорядочно-спутанные сращения грубых нитей, свешивающихся с кровли и боковой стенки миндалины. Р. Золотой Китат, Кемеровская обл. $7,0 \times 4,0$ см. № 84775.

Фото 81. Поперечный срез халцедон (серо-голубой) - кварцевых псевдосталактитов (образовавшихся на грубых нитях), заключенных в шестовато-зернистый кварц, выполняющий ядро миндалины, с тонкой халцедоновой коркой по периферии. Арц-Богдо, Монголия. $28 \times 17,0$ см. № 83331.

Псевдосталактиты на нитяных выделениях глобулярного гётита



Фото 82. Псевдосталактиты халцедона на волокнистых выделениях глобулярного гётита (в верхней части миндалина) с толстой сферолитовой коркой и отдельными сферолитами по периферии, представляющими псевдоморфозу халцедона по сферолитовой корке и сферолитам железистого карбоната (анкерита или сидерита), при замещении которого образовались нитяные выделения глобулярного и хлопьевидного гётита, местами перешедшего в гематит (красный); внутренняя часть миндалина заполнена зонально-концентрическим агатом, не содержащим гётитового и гематитового пигмента. ФРГ. $8,0 \times 6,5$ см. Образец из Музея МГРИ, № 2273, описанный П. П. Пилипенко [87].

Фото 83. Толстые псевдосталактиты халцедона, образовавшиеся на тонких глобулярных волокнах гётита (ср. с рис. 54 и 84), свешивающиеся с кровли миндалина; внизу справа — поперечный срез псевдоморфозы облекания халцедона по длиннокаленоздрическому кальциту; внизу слева — ониковый агат с изменяющимся углом наклона; снизу и сверху по стенкам миндалина — корки псевдосталактитов низкотемпературного кристобалита на иглах морденита (ср. с фото 30, 55). Шурдо, ГрузССР. $13,0 \times 10,0$ см. № 84196.



Фото 84. Халцедон, обрастающий спутанные (мочалковидные) переплетения нитей неясного происхождения, покрытые (?) селадонитом, образующие основу мохового агата. Арц-Богдо, Монголия. 0,75 нат. вел. № 84431.

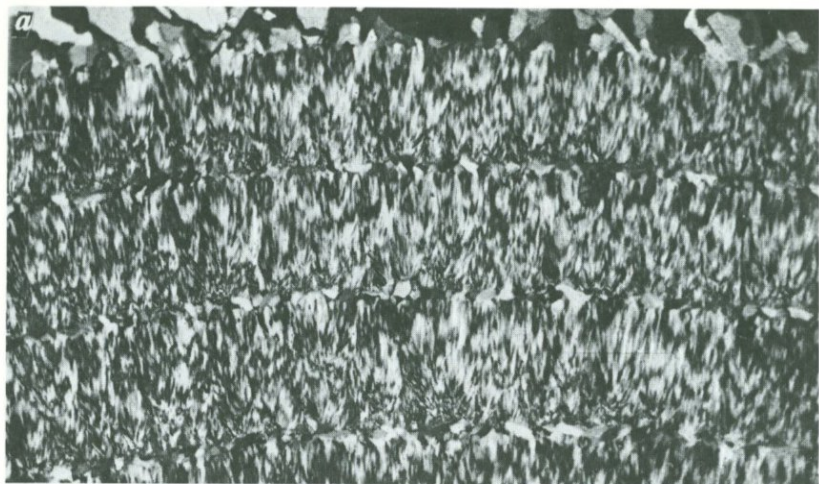


Рис. 40. Зоны разноориентированных зерен кварца в ритмично-зональной кварц-халцедоновой корке:

a — общий вид, ув. 35 (+); *б* — зерна кварца либо оканчивают халцедоновые зоны (конусные зерна в нижней части снимка) и тогда граница со следующей халцедоновой зоной резкая, либо разделяют соседние халцедоновые зоны по неровным границам с обеих сторон, ув. 80 (+), *в* — расщепление отдельных граней зерен кварца, сменяющихся волокнистым агрегатом халцедона, ув. 250 (⊥). Чаицын Нос, Сев. Тиман; *a* — № 79590. Я; *б, в* — № 1299. Я.

виде тонких белых полосочек в проходящем свете, либо — светлых или черных полосочек (в зависимости от ориентировки) при скрещенных николях (рис. 42). Следует отметить, что не всегда такие тончайшие зонки резко делят зоны халцедона, довольно часто наблюдается переход отдельных волокон (или пластин) халцедона за пределы таких полосочек. Учитывая сказанное, приходится допустить, что если это тончайшие пленочные зоны кварца, как считают Г. П. Барсанов и М. Е. Яковлева [11], халцедон в новой зоне эпитаксиально ориентируется с сохранением предыдущей ориентации.

Сравнительно часто в концентрически-зональных агатах встречаются ритмично чередующиеся зоны халцедона и кварца, легко различимые макроскопически по цвету (фото 20—22; 98) и по различной структуре — тонковолокнистой (тонкопластинчатой) у халцедоновых зон и грубошестоватой — у кварцевых. При этом зерна кварца ориентируются длинными осями перпендикулярно слоям халцедона, а они первоначально повторяют сравнительно точно очертания кристаллов кварца, которые постепенно сглаживаются в следующих его слоях и могут совсем исчезнуть, если общая толщина слоя халцедона достаточно велика.

Микроскопические исследования показывают, что сходная картина наблюдается и на микроуровне, при этом поверхность отдельных халцедоновых или кварцевых зон может декорироваться мутными полосочками (скоплений мельчайших замкнутых пор?) (рис. 43).

Зоны кварца в параллельно-слоистом (ленточном) агате часто не имеют четкой верхней границы, как в предыдущих случаях. Более того, эта граница обычно сильно зазубрена. В то же время нижняя граница таких зон очень резкая, причем от нее вверх легко видеть постепенное увеличение размера отдельных кристалликов кварца вследствие геометрического отбора (рис. 44).

Описанные детали свидетельствуют о последовательном образовании отдельных зон параллельно-слоистого (ониксового) агата, причем кварцевая зона представляет собой по генезису зону нарастания, хотя ее верхняя поверхность из-за специфической морфологии отдельных кристаллов кварца крайне неровная. Последующие зоны глиноподобного халцедона перекрывали щетку кристалликов кварца, заполняя все неровности между ними (особенно хорошо это видно на рис. 44, б) до тех пор, пока не приобрели вновь ровной горизонтальной поверхности. Надо отметить, что известны и такие случаи, когда последующие горизонтальные слои заполняют лишь часть пространства между кристаллами кварца, зарастая снова кварцем без образования сплошных горизонтальных зон.

Наконец, в параллельно-слоистых (ленточных) агатах сравнительно обычны кварцевые зоны с кавернозной текстурой. Для них характерно взаимопротивоположное нарастание кристаллов кварца на граничные поверхности зоны с образованием между ними многочисленных пустот — каверн неправильной формы (рис. 45).

Судя по описанным морфологическим особенностям таких зон, скорее всего их образование можно объяснить собирательной перекристаллизацией слоев глиноподобного халцедона или опала с реализацией сокращения объема в виде мельчайших каверн. Таким образом, кварц

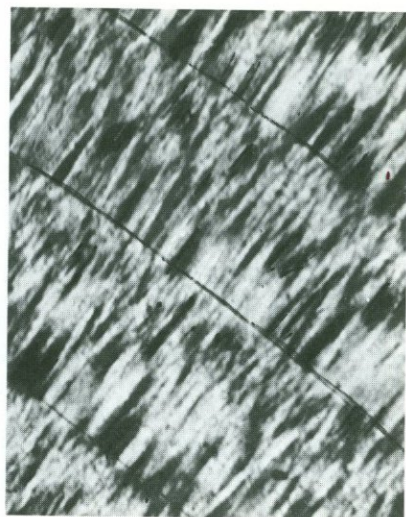
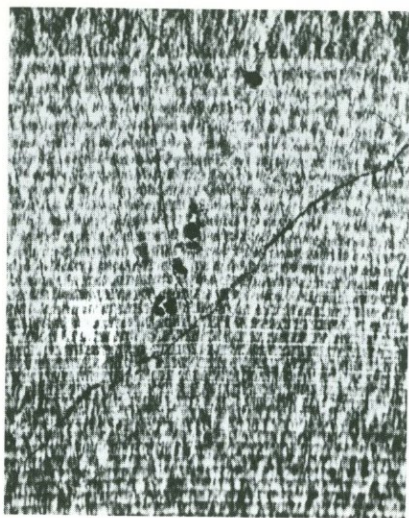


Рис. 41. Тонкоритмичное строение кварц-халцедоновой сферолитовой корки из зон волокнистого халцедона (широкие зоны ≈ 25 мкм) и тончайших зоннок из зерен кварца с постепенно возрастающей толщиной (от ≈ 1 мкм внизу до ≈ 19 сверху). Ув. 35(+). Чаицын Нос, Сев. Тиман, № 79587. Я.

Рис. 42. Строение сферолитовых корок халцедон-агата, состоящих из халцедоновых зон близкой структуры и почти одинаковой толщины, разделенных тончайшими зонками (черные) кварца (?); зоны кварца четко выделяют зоны халцедона, но отдельные волокна (пластины) последнего продолжают за их пределы. Ув. 80(+). Чаицын Нос, Сев. Тиман; № 25А.

этих зон должен рассматриваться как более поздний по времени образования по отношению к нижней и верхней зонам, перекрывающим кварцевую зону с кавернозной текстурой.

Кварцин. Кварцином, как уже говорилось, называется тонковолокнистая разновидность кварца, отличающаяся от халцедона положительным удлинением, т. е. таким же, как у кварца. Кварцин легко диагностируется под микроскопом, поскольку введение компенсационной пластины вызывает появление у него яркой красной интерференционной окраски, четко отличающейся от окраски халцедона. Определенные различия имеются в твердости халцедона и кварцина, их показателях преломления, благодаря чему при небольшом опыте кварцин можно легко отличить от халцедона под микроскопом в шлифах без анализатора, а иногда и в приполировках.

Говоря о взаимоотношениях халцедона и кварцина, следует отметить, что они не всегда имеют резкие границы, и в халцедонах с геликоидальным закручиванием волокон так же, как и в халцедон-кварциновых сфероидолитах, может наблюдаться постепенный переход от халцедона к кварцину [110]

Макро- и микроскопические исследования показали, что кварцин в концентрически-зональных агатах образует существенно иные по своей структуре и морфологическим особенностям выделения, чем в параллель-

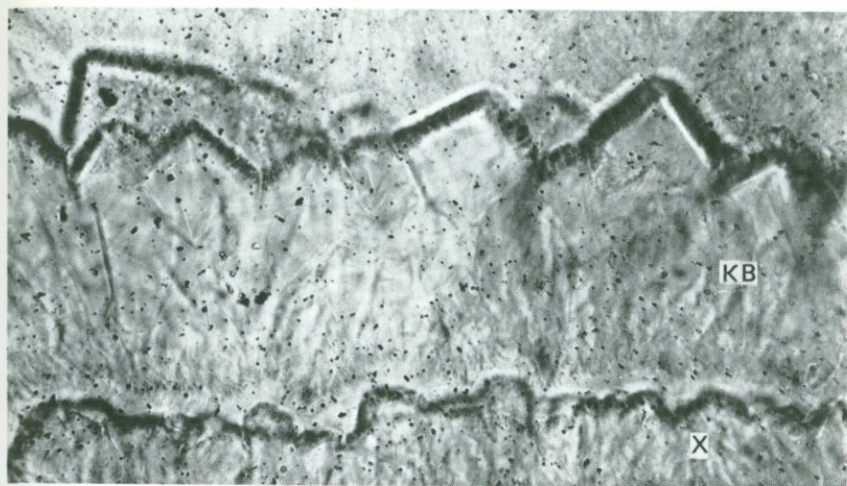


Рис. 43. Часть ритмично-зональной кварц-халцедоновой сферолитовой корки концентрически-зонального агата, в которой границы зон халцедона (X) и кварца (KB) декорируются мутными полосочками, повторяющими очертания халцедоновых сферолитов (внизу) и кристаллов кварца. Ув. 320 (||). № 79592. Чаицын Нос, Сев. Тиман. Я.

но-слоистых, напоминая в этом отношении халцедон и кварц. Поэтому ниже рассматривается сначала кварцин в концентрически-зональных, а затем и в параллельно-слоистых агатах, т. е. в той же последовательности, какая была принята ранее при описании халцедона и кварца.

В сферолитовых корках халцедона зонально-концентрических агатов наиболее типичны для кварцина конические образования — сегменты его сферолитов, имеющие в идеальном случае округлую верхнюю поверхность и напоминающие парашюты или «зонтики» (фото 26; 27; 63). Изучение их взаимоотношений с халцедоном показывает, что они зарождаются в заключительный период роста волокон халцедона в данной зоне. Затем рост халцедона и сегментов сферолитов кварцина некоторое время происходит совместно с постепенным разрастанием кварциновых зонтиков. На этом рост кварцина может прекратиться — и кварцин будет выделяться в виде отдельных зонтиков, завершающих халцедоновую зону (рис. 46). В других случаях рост кварцина может продолжаться после прекращения роста халцедона и тогда отдельные зонтики кварцина сливаются в сплошную кварциновую зону (рис. 47 и 48). Известны также халцедон-кварциновые зоны, которые многократно повторяются в сферолитовой корке концентрически-зонального агата, причем каждая такая зона заканчивается тонкой полосочкой кварца (белое на рис. 49), нарастающего на кварцин. Кварциновые зоны в кварцин-халцедоновом агате известны не только в миндалинах из базальтов (фото 28), но и в агатах осадочных пород (фото 147; 157—159). В их основаниях часто даже макроскопически видны отдельные зонтики кварцина, сливающиеся затем в сплошную кварциновую зону.

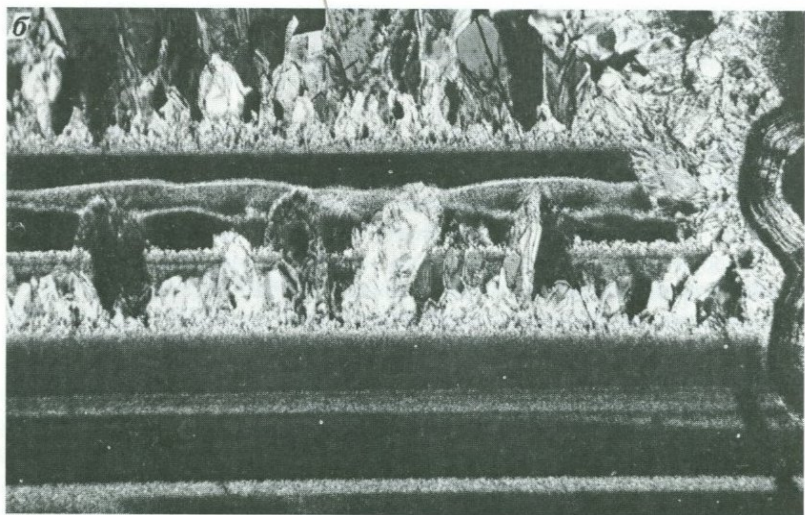
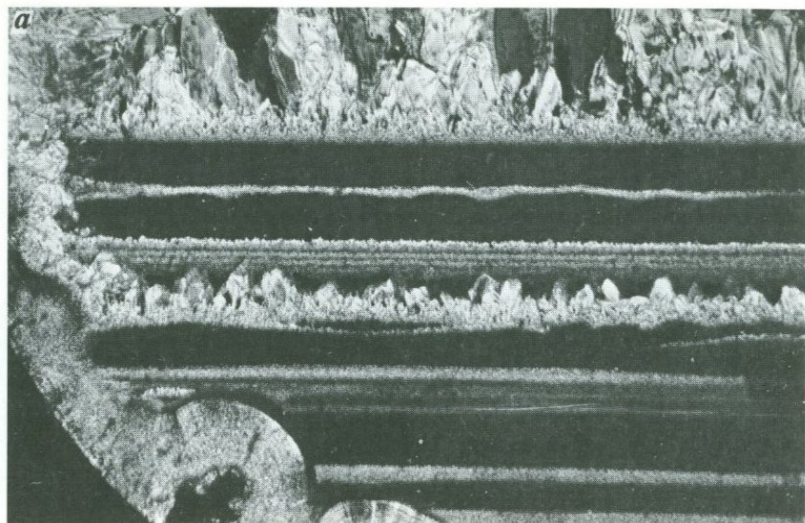


Рис. 44. Морфология кварцевой зоны (в середине) в параллельно-слоистом (ленточном) агате, переходящей в кварцевую зону облегающей зональности границы зоны: *а* — нижняя волнистая, определяемая поверхностью подлежащего слоя глиноподобного халцедона; *б* — нижняя ровная, верхняя — неровная, определяемая формой и размерами отдельных кристаллов кварца, часть которых (наиболее крупные) «протыкает» перекрывающие зоны глиноподобного халцедона; вверху — участки щетки кристаллов кварца, выполняющего центральную полость агата, р. Золотой Китат, Кемеровская обл. Ув. 15(+)

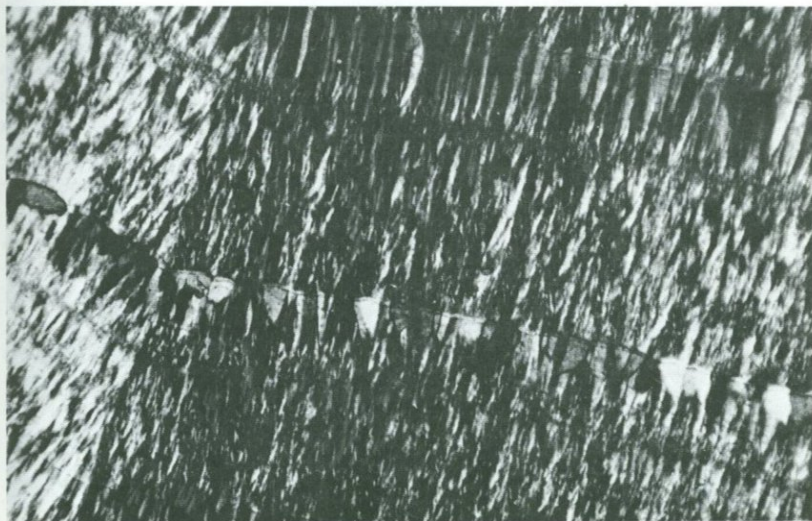
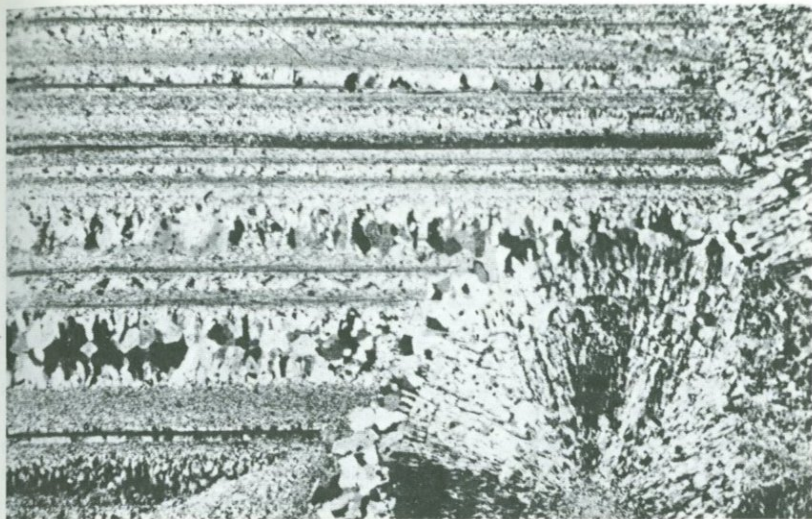


Рис. 45. Кварцевые зоны с кавернозной текстурой и ровными верхними и нижними границами в параллельно-слоистом (ленточном) агате. Россыпи по р. Зея, Амурская обл. Ув. 9,6(+). № 7/7.

Рис. 46. «Зонтики» кварцина, завершающие одну из сферолитовых халцедоновых зон. Чаицын Нос, Сев. Тиман. Ув. 30(+). № 26а. Я.

Наряду с описанными случаями известны достаточно широкие кварциновые слои, завершающие в миндалинах сферолитовые кварц → халцедон → кварциновые корки концентрически-зонального агата (фото 29). Достаточно обычны они и для агатов, связанных с осадочными породами, образующимися в псевдоморфозах халцедона по ангидриту (фото 145, в) и кальциту (?) (фото 148) и в агатах, развивающихся в полостях выщелачивания силицитов (фото 159), вплоть до образования кварциновых ядер (фото 29).

Отдельные сферолиты кварца отмечены во внешних зонах псевдоморфоз кремнезема по ангидриту (см. рис. 25) и псевдоморфоз кремнезема по кальцитовым конкрециям [99]. При этом во всех указанных случаях на сферолиты кварца нарастает радиально-шестоватый кварц.

В результате изучения кварца при больших увеличениях в нем обнаружены замкнутые поры, распределенные вдоль зон роста.

Важная отличительная черта кварца — его легкое вторичное прокрашивание. Так, при прокрашивании полированной поверхности агатов углеродом * отдельные зонтики и зоны кварца легко приобретают черный цвет, тогда как вмещающий их халцедон может вовсе не прокрашиваться.

В природе также происходит избирательное прокрашивание зонтиков кварца и его слоев, выражающееся иногда в том, что скопления оксидов и гидроксидов железа приурочиваются только к кварцу, образуя в нем иногда несколько зон, прерывающихся на границе зонтиков с халцедоном и отсутствующих в последнем (фото 64).

Иные морфологические особенности характерны для кварца параллельно-слоистого агата. В этом случае для него обычны сфероидальные (халцедон — кварц или халцедон — лютециновые) агрегаты, слагающие иногда самостоятельные зоны (см. рис. 38, а, б) или выделяющиеся совместно с кварцевыми сферолитами в мелкозернистых халцедон-кварцевых зонах (рис. 50).

Опал — одна из весьма широко распространенных природных форм кремнезема [37, 250]. Основные массы его генетически связаны с биогенными (особенно кремнистыми) осадочными породами, корами выветривания **, зонами интенсивного кислотного выщелачивания в областях активного вулканизма и вблизи гидротермальных месторождений и т. п. Меньшее количество опала связано с вулканогенными отложениями, к которым приурочены многочисленные месторождения окаменелого леса, во многих из которых опал представляет собой главный минерал семейства кремнезема. Опал, в том числе благородный, известен в пустотах литофиз и в различного рода поздних трещинах в риолитах; значительно реже

* Для этого образец выдерживается в 30—50%-ном растворе сахара 2—3 недели, затем нагревается в концентрированной H_2SO_4 , благодаря чему сахар разлагается до элементарного углерода.

** С корами выветривания связано образование крупнейших в мире месторождений благородных опалов Австралии, для которых, однако, парагенезис с халцедоном (агатом) не характерен. Аналогичные месторождения, но меньшего масштаба, известны в Гондурасе [171].

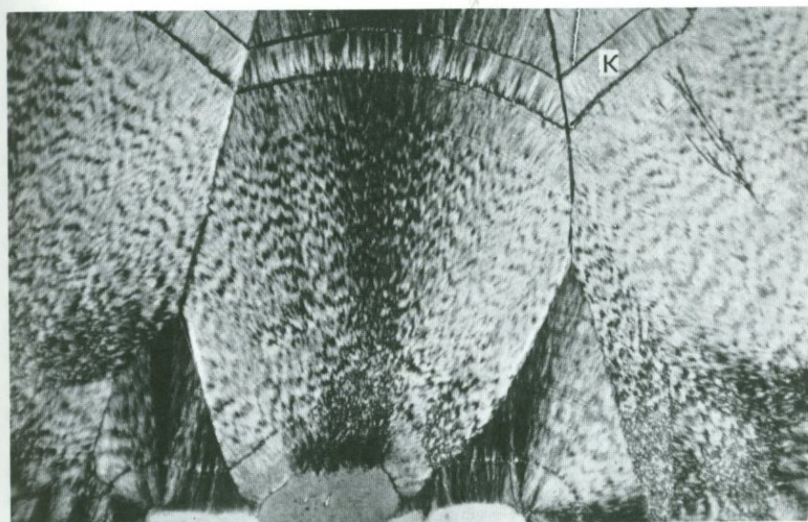
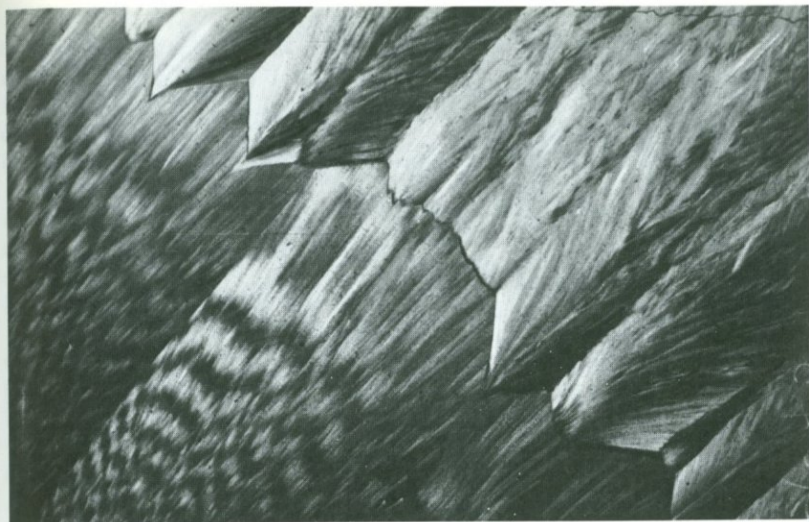


Рис. 47. Нарастание сферолитовой корки кварца (вверху и справа) на сферолитовую корку халцедона (снизу и слева); хорошо видны «зонтики» кварца на основании его корки — свидетельство одновременного роста халцедона и кварца в момент окончания роста первого и появления второго. Голутвин, Московская обл. Ув. 35(+). № 73514. Я.

Рис. 48. Кварциновая зона (К) в кварцин-халцедоновой сферолитовой корке, нарастающей на кварц. Чаицын Нос, Сев. Тиман. Ув. 40(+).

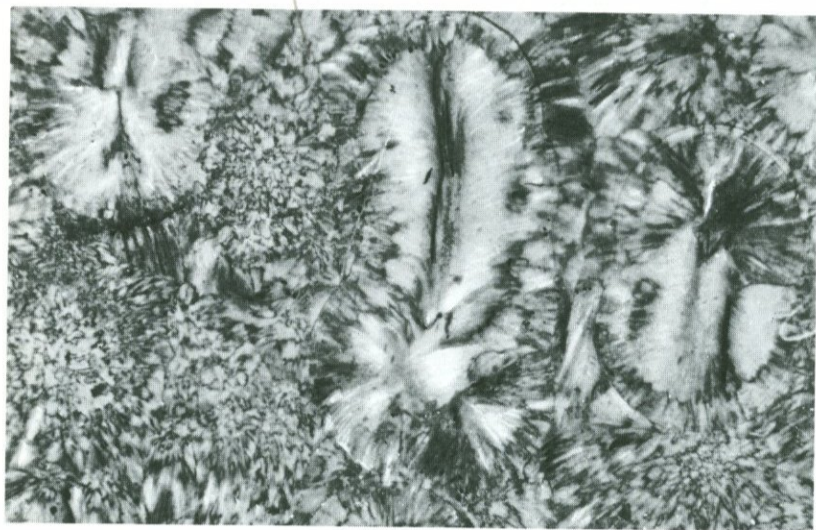
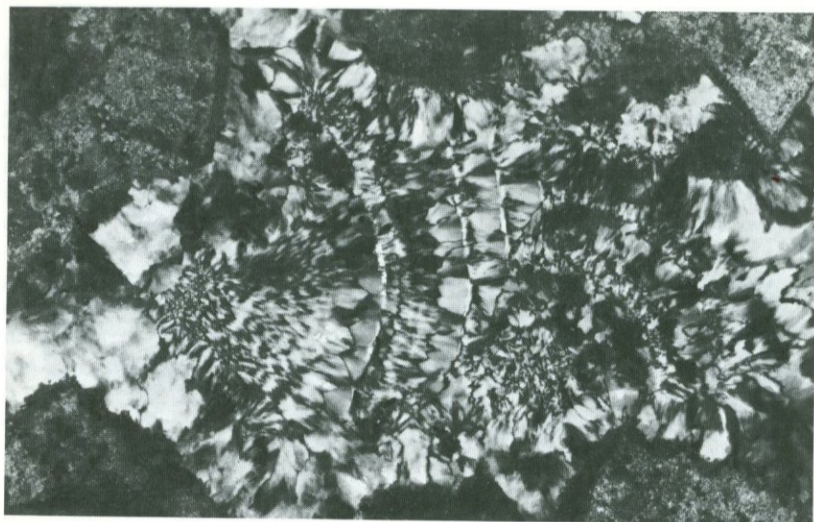


Рис. 49. Зонально-ритмичный агрегат с несколькими халцедон → кварцин → кварцевыми (тонкая внешняя полосочка, покрывающая поверхность кварциновых зонтиков) зонами; внешняя широкая кайма миндалины состоит из мелкозернистого кальцита. Р. Нижняя Тунгуска, Эвенкийский авт. окр. Ув. 50(+); № Т-132/115, 1-2.

Рис. 50. Сфероидолиты и сферолиты кварцина в тонкоперистом халцедоне. Ув. 63(+). № 400, ПДК. Я.

он встречается в базальтах и андезитах. Именно опал, находящийся в базальтах, андезитах, риолитах, часто оказывается в определенном генетическом родстве с халцедоном (агатом), встречающимся в них. По этой причине и относительной редкости таких ассоциаций представляется необходимым специально отметить наиболее известные из них, попавшие в сводку Дж. Синканкаса [250].*

1. Обычный опал, часто в ассоциации с цеолитами, халцедоном и кварцем, был обнаружен в базальтах Нангисат и Куанерсуит на юго-западной оконечности о. Диско (Гренландия), в жеодах с халцедоном и в виде самостоятельных миндалин в базальтах Пер-Дамс-Скит, Годхавн, Гренландия.

2. Одно из наиболее известных месторождений благородного опала в США, связанное с базальтами, где в конце прошлого века вспыхнула старательская лихорадка, находится вблизи г. Москва на границе штатов Айдахо и Вашингтон. Опал выделяется здесь в миндалинах и прожилках.

3. Миндалины в базальте, выполненные опалом, иногда благородным, очень высокого качества, а также халцедоном, халцедоном и опалом (в том числе концентрически-зональными халцедон-опаловыми образованиями), установлены в базальтах каньона Сквоу-Крик, к юго-западу от г. Нампа (шт. Айдахо), США.

4. Опал, в том числе благородный, наряду с халцедоном обнаружен в газовых пузырях базальтов горы Харт к северо-востоку от Плаш (шт. Орегон), США.

Р. Лизеганг [205] отмечал находки опала в центральной части некоторых миндалин из базальтов Бразилии. Известен он совместно с халцедоном и агатом в миндалинах базальтов Индии [171].

Наконец, следует сказать о всемирно известном месторождении благородного опала Червенитца в Словакии (ранее оно относилось к Венгрии и поэтому эти опалы часто называют венгерскими), где они приурочены к газовым пузырям в андезитах. Это месторождение разрабатывалось еще во времена древнеримской империи и к настоящему времени выработано. Возможно самый крупный образец благородного опала из Червенитц (около 10 см в поперечнике) находится в Венском музее [171].

Нам в исследованных базальтах и миндалинах из них не удалось обнаружить значительных количеств опала. Он был установлен лишь в виде реликтовых зонков в одном из образцов агата из окрестностей Мушугай-Худука (Монголия) и поздних зонков, нарастающих на корки халцедона в пустотах некоторых образцов Закавказья. Известен опал и в слоях некоторых агатовых онисов (фото 32, в).

Более обычен опал для риолитов, где он выполняет полости в литофизах, слагая иногда ядра агатовых выделений или входя в состав онисов (фото 121; 122; 124; 125); в некоторых из них опал играет весьма существенную роль. Кроме того, опал выполняет поздние прожилки в риолитах, неправильной формы гнезда в них. Из исследованных образцов

* Сведения, главным образом исторического характера, о наиболее известных месторождениях благородного опала можно найти у Р. Вебстера [267].

наиболее распространен опал в литофизах Сергеевки, Приморье. Здесь он образует центральные выполнения в них (около 20 см в поперечнике) и зоны в ониксах, достигающие иногда нескольких сантиметров мощности. В трещинах, секущих риолиты на Тарбальджейском месторождении (Читинская обл.), среди обычного белого опала были обнаружены отдельные мелкие выделения благородного опала.

Согласно Дж. Синканкасу [250], наибольший интерес из зарубежных имеют следующие месторождения опала (в том числе благородного) в риолитах.

1. Вурвард Рэнч, примерно 25 км к югу от г. Алпайн, шт. Техас, США, — мелкие включения и прожилки опала, в том числе благородного, в красно-коричневых до пурпурных риолитах.

2. Энтерпрайз, около 18 км к юго-западу от г. Нампа, шт. Айдахо — опал, в том числе благородный (который разрабатывался), выполняет тонкие пропластки, жилки и образует округлые выделения в белых разрушенных риолитах.

3. Придей-Рэнч у г. Мадраса, шт. Орегон, Лед-Пайп-Спрингс, Сан-Бернардино, шт. Калифорния, — превосходный благородный опал в виде тонких пропластков, прожилков и ядер (около 2 см в поперечнике) в громовых яйцах.

4. Ряд мест в окрестностях г. Керетаро в Мексике — превосходный благородный опал, в том числе знаменитый огненный мексиканский, известный еще древним ацтекам, вместе с обычным опалом выполняют ядра литофиз, находящихся в красных риолитах, или ониковые отложения в их донной части.

Опал отличается от рассмотренных выше минералов семейства кремнезема обычно восковым блеском, раковистым изломом и часто способностью липнуть к языку. Он чаще всего белесый, желтоватый, иногда бурый, красный, зеленоватый, черный. Для благородного опала характерно радужное изменение окраски в отдельных блоках.

При одном анализаторе слои опала выделяются сильно трещиноватостью, связанной с сокращением его объема при усыхании (рис. 51).

Под микроскопом он диагностируется также очень легко как оптически изотропное вещество — если это А-опал — либо как анизотропное вещество, отличающееся тонкозернистым или тонкоперистым строением и широким диапазоном цветов интерференции при волнистом угасании, связанным с большими механическими напряжениями; — если это КТ-опал (рис. 52).

Говоря о КТ-опале, следует отметить, что в некоторых его слоях появляются микрожеоды концентрически-зонального халцедона, выполняющие пространства между сферолитами КТ-опала (рис. 53).

Характеризуя взаимоотношения опала и халцедона, Г. П. Барсанов и М. Е. Яковлева пишут: «границы опаловых слоев в одних случаях резкие, прямолинейные, в других прямолинейность отсутствует и образуется переходная зона, состоящая из опала и халцедона. Агрегаты последнего имеют округлые формы и размеры до 25 мкм (см. рис. 44, а). Иногда опал присутствует в халцедоне в виде разрозненных зерен (см. рис. 44, б — на этом рисунке показаны участки неправильной формы, выполняющие промежутки между сферолитами халцедона, а отнюдь не «зерна»

опала — Авт). Оба наблюдаемых сонахождения можно объяснить и как замещение опала халцедоном, и как одновременное образование их. Нам представляется более верным второе объяснение, так как тут же присутствуют опаловые ленты с резкими границами, не содержат халцедона» [11. с. 114].

С этим можно согласиться лишь считая, что все слои в горизонтально-слоистом агате примерно одновременны, что следует из соответствующих представлений Г. П. Барсанова и М. Е. Яковлевой. Однако если учесть особенности структуры кварцевых слоев и их взаимоотношений со слоями глиноподобного халцедона, описанные выше, скорее следует считать, что слои эти образовались друг за другом, причем каждый следующий слой отлагался уже на консолидированном предыдущем.

Кристобалит. Из двух известных модификаций кристобалита в агатах некоторых месторождений обычен низкотемпературный α -кристобалит, который слагает около 3/4 объема отдельных миндалинов, например, на Иджеванском месторождении в Армении; достаточно типичны каймы α -кристобалита и для агатов некоторых месторождений (Шурдо) Ахалцхского района ГрузССР.

В этих случаях α -кристобалит выделяется в форме мельчайших сферолитов и их корок, нарастающих на игольчатые агрегаты морденита — каемки в периферических частях миндалинов [66, 101], отдельные сферолиты (рис. 54; фото 30; 55; 83). Такие α -кристобалит-морденитовые агрегаты, образующиеся по каемкам морденита, иногда плотные сливные, с раковистым изломом, по внешнему виду очень напоминают белые опаловые слои. В случае нарастания сферолитов α -кристобалита на расчлененные иглы морденита он выделяется в виде полупрозрачных глобул, сливающихся в полупрозрачные чехлы (рис. 54, б), описанные Л. М. Лебедевым [63] как мембранные трубки, хотя их можно отнести лишь к псевдомембранным образованиям.

Тонковолокнистый α -кристобалит называют также иногда люссатитом [37]. Очень часто люссатит оказывается как бы «затравкой», на которую нарастает халцедон [101].

Помимо глобулярных форм выделения α -кристобалита и его образования при раскристаллизации опала как составной части КТ-опала, в газовых полостях в базальтах Вайтендорфа, Австрия, были обнаружены мельчайшие водяно-прозрачные кристаллики, представленные тетрагональными дипирамидами в комбинации с тетрагональной призмой и пинакоидом [266].

Высокотемпературный кристобалит в виде кристалликов кубического или октаэдрического габитуса известен на стенках газовых пузырей многих базальтов и андезитов, в виде вкрапленников — в кислых эффузивах риолитового состава. В обсидианах известны сферолиты кристобалита диаметром в несколько сантиметров [37]. Подобный кристобалит, наряду с тридимитом, — обычный минерал продуктов девитрификации кислых вулканических стекол, где он не только входит в состав сферолитов и сферолитовых корок литофиз, но и выделяется иногда в виде мелких кристалликов по трещинкам [78].

Тридимит. Высокотемпературный тридимит в форме отдельных пластинчатых кристалликов и звездчатых сростков известен в полостях

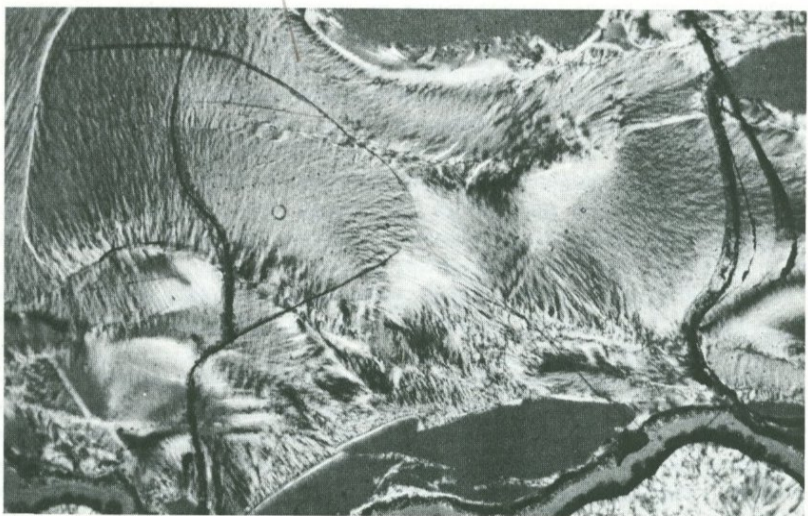
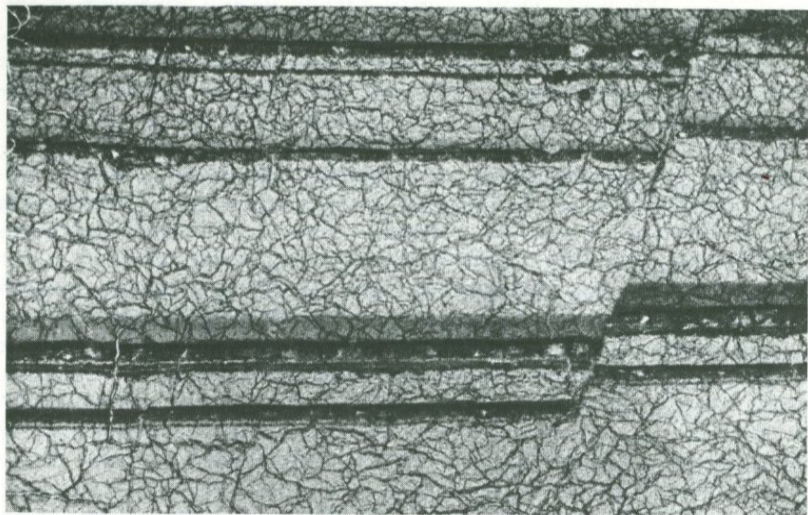


Рис. 51. Зоны А-опала из параллельно-слоистого агата с ясно видимыми многочисленными трещинами синерезиса. Шурдо, ГрузССР. Ув. 30(∥). № 45524. Я.

Рис. 52. Горизонтальная зона КТ-опала, нарастающая на зонально-концентрическую сферолитовую корку халцедона, характеризующаяся волнистым погасанием и большим числом крупных пустот. Сергеевка, Приморский край. Ув. 30(+).

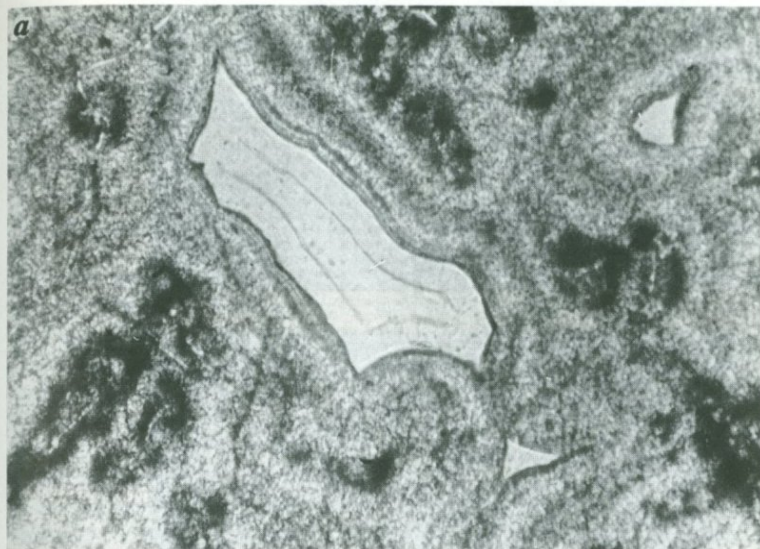


Рис. 53. Микрожеоды халцедона в сферолитовом КТ-опале. Иджеван, АрмССР. Ув. 80: *a* — (||), *б* — (+). № 78898. Я.



Рис. 54. Оторочки α -кristобалита, нарастающего на игольчатую корку морденита: *a* — «пушистые» корочки; *б* — оторочки в виде псевдомембранных трубок. Шурдо, ГрузССР. Ув. 2 (сравни с фото 83). № 84196.

газовых пузырей, особенно в кислых породах — риолитах, трахитах, а также в трещинках, секущих некоторые сферолоиды, в том числе и литофизы; встречены они на поверхности полостей некоторых литофиз. Кроме того, кристаллики высокотемпературного тридимита, наряду с кристаллами β -кварца, известны и в основной массе перечисленных пород [37].

Тектурные особенности

По текстурным особенностям агаты можно разделить на зонально-концентрические (облекающие) и горизонтально-слоистые (ониксовые), причем если первые могут иметь самостоятельное значение, то ониксовые текстуры всегда сочетаются с зонально-концентрическими, будучи по времени образования более поздними хотя бы к одному поколению зонально-концентрического агата; иногда последний образует лишь тонкую каемку, предшествующую выделению ониксового агата. Для зонально-концентрических корок халцедона характерно сохранение толщины на всем их протяжении. Ониксовые агаты имеют отчетливо гравитационную природу *, что выражается, в частности, в форме поверхности их слоев, взаимоотношениях их с прослойками кристаллического кварца, приуроченности ониксовых слоев к плоскостям флюиальности риолитов.

Ониксовые агаты, как уже отмечалось, отличаются относительно большей ролью опала. При раскристаллизации слои последнего распадаются на отдельные полигональные участки, имеющие на шлифовках прямоугольные или скругленные границы, образующие своеобразные небольшие линзовидные обособления (фото 4; 30; 31; 32, в; 33; 39; 60; 76; 110, б; 119; 130). Описываемые обособления могут иметь и микрополость в центре, будучи, очевидно, генетически связанными с перекристаллизацией опаловых слоев, сопровождающейся усадкой или выщелачиванием материала (см. рис. 45).

Не исключено, что такого же происхождения полигонализированные прослойки и в некоторых зонально-концентрических агатах, хотя опаловые прослои в них не установлены. Крайне редки полигональные трещины, которые можно приписать сокращению объема опаловых прослоев в концентрически-зональном агате. Образец с подобными трещинами (рис. 55), но уже в халцедоновом слое нами был встречен всего один среди нескольких тысяч исследованных и просмотренных полировок.

Говоря о полигональных трещинах сокращения, необходимо отметить и то, что четкая картина этих трещин появляется иногда после протравливания поверхности халцедона содовым раствором (рис. 56).

Такая их особенность вскрывает определенную неоднородность исходной корки, запечатленную своеобразной памятью имеющегося в настоящее время халцедонового слоя, которая может, очевидно, проявляться при перекристаллизации халцедона и полигонизации отдельных его слоев с обра-

* Гравитационные текстуры описаны также в агрегатах настурана [34], полигональные гравитационные флюорит-баритовые отстойники (с зернами кальцита, барита, кварца, флюорита и глинистого материала) в гидротермальной флюоритовой жиле [36], различные гравитационные текстуры в серноколчеданных месторождениях [38].

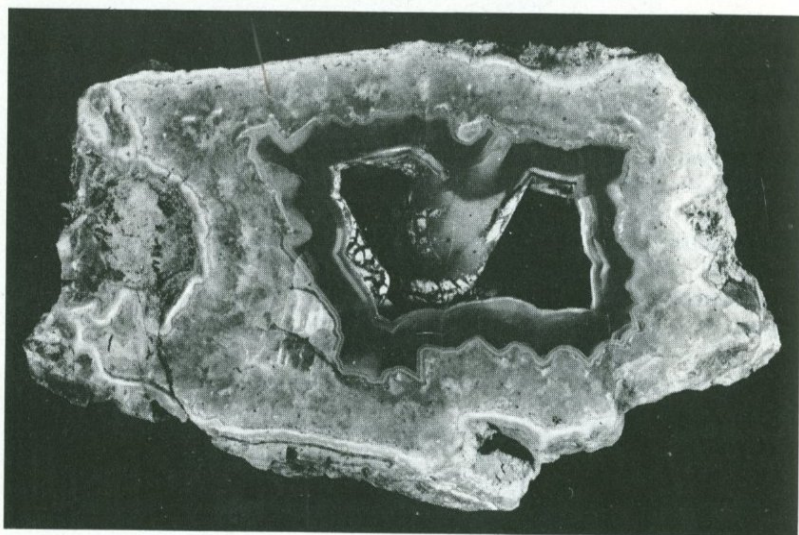
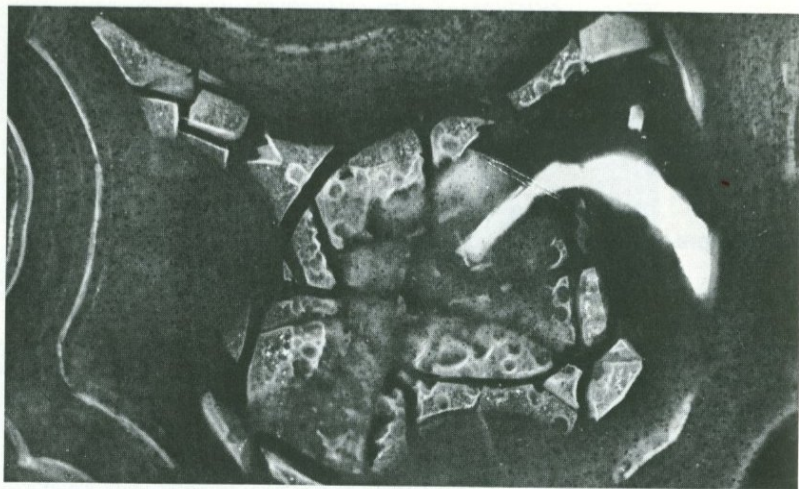


Рис. 55. Трещины напряжения (?) (сокращения), проявившиеся в одном из слоев халцедона, частично выходящем на поверхность полировки, в результате его перекристаллизации — образования ящичной текстуры. Иджеван, АрмССР. Ув. 8. Образец передан А. Н. Коробковым. № 83553.

Рис. 56. Трещины сокращения, выявившиеся на поверхности халцедонового слоя при его протравливании раствором Na_2CO_3 ; широкая внешняя зона представляет собой псевдоморфозу халцедона по кальциту, сохранившую реликты последнего. Шурдо, ГрузССР. 0,5 нат. вел. № 83760.

зованием характерных полигональных и линзовидных участков, разделенных участками с иными структурой и цветом.

Представляет интерес тот факт, что в некоторых зонально-концентрических агатах обнаруживаются достаточно отчетливо несколько (чаще две) генераций облекающей зональности (фото 20; 47). Несколько генераций иногда устанавливается и для ониксовой зональности (фото 5; 31; 32, в; 39). В некоторых ониковых агатах отмечается поворот в отложении слоев (фото 30; 33; 83; 129), связанный с изменением положения в пространстве вмещающей породы — изменением ее угла наклона.

До сих пор текстура концентрически-зональных и параллельно-слоистых агатов рассматривалась отдельно, что представляло определенный интерес для выявления типоморфных особенностей каждого из указанных текстурных типов агатов. В то же время для решения генетических вопросов определенный интерес представляет рассмотрение взаимоотношений обоих типов зональности, которое можно свести к следующим вариантам:

а) зоны параллельно-слоистого агата упираются в зоны концентрически-зонального агата (основная часть взаимоотношений разных типов зональностей на рис. 44; 45); этот случай наиболее обычен и характерен для агатов всех генетических типов, имеющих параллельно-слоистые (ониковые) зоны;

б) отдельные зоны параллельно-слоистого агата постоянной толщины переходят в зоны концентрически-зонального агата; это установлено для сферолитовых зон халцедона (см. рис. 39) и кварцевых зон (см. рис. 44); подобное явление может повторяться неоднократно, что приводит к появлению нескольких генераций (скорее поколений) параллельно-слоистого и зонально-концентрического агата (фото 5; 31; 32, в; 39);

в) отдельные халцедоновые зоны, изменяя структуру от мелкозернистой (скорее мелкоферолитовой) и параллельно-шестоватой или не изменяя ее, если она параллельно-шестоватая, переходят в сферолитовые концентрически-зональные корки халцедона, увеличивая постепенно толщину (мощность) (рис. 57).

Два последних типа взаимоотношений (концентрически-зонального и параллельно-слоистого) агатов подтверждают последовательное отложение ониковых слоев и не подтверждают представления Г. П. Барсанова и М. Е. Яковлевой [11] о генезисе при расслаивании геля. В то же время неясны причины описанного выше увеличения толщины халцедоновых слоев при переходе их от горизонтальных в облекающие, хотя это явление представляется достойным упоминания.

Кроме рассмотренных трех типов взаимодействия горизонтально-слоистого и зонально-концентрического халцедона, И. Сунагава и Е. Охта [257] привели четвертый тип. В этом случае горизонтально-слоистый (ониковый) халцедон завершается зоной параллельно-волокнистого халцедона, которая постепенно уменьшается в мощности по мере приближения к зонально-концентрическим слоям; в свою очередь среди последних имеется слой такой же структуры, мощность которого увеличивается по мере перехода от контакта оникса с зонально-концентрическим агатом в свободный слой облекающей зональности. При этом образуются характерные клиновидные сужения в месте контакта оникса с облекающим халцедоном. Следует отметить также, что в образце оникса, описанном И. Сунагавой и Е. Охтой, отчет-

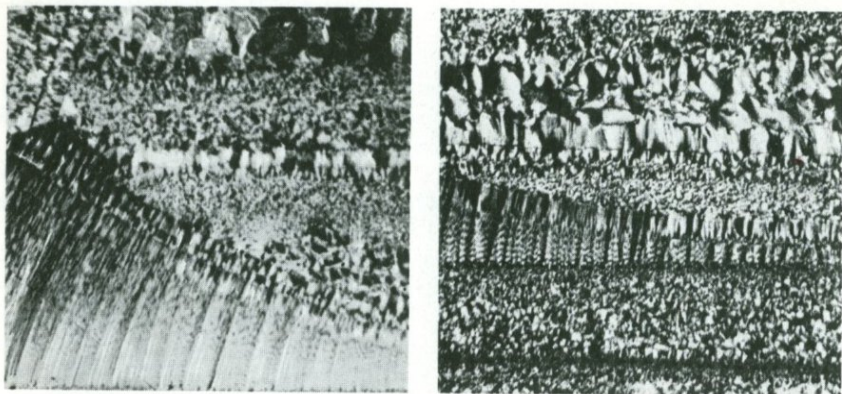


Рис. 57. Переход зон мелкозернистого и параллельно-шестоватого халцедона параллельно-слоистого агата в концентрически-зональную (облегающую) сферолитовую корку халцедона с постепенным их расширением. Правая часть — сопряжение параллельно-слоистой зональности с зонально-концентрической, левая — расширение зон параллельно-слоистого агата. Мулина Гора, Читинская обл. Ув. 15(+). № 7/7.

ливо видно искривление горизонтальных слоев оникса: большинство из них имеет небольшую выпуклость, причем у некоторых из них она весьма отчетлива, а один слой имеет четко вогнутую верхнюю границу.

Подводя некоторые итоги представлениям о генезисе текстур агатов, следует подчеркнуть, что их различие может быть связано не только с перечисленными ранее (см. табл. 5 и 6) причинами, но и со сменой зон, представленных разными минералами (например, фото 49). Эта же причина может вызвать изменение физических свойств в агате. Из них важнейшим является относительно легкая способность агатовых слоев разделяться по кварцевым прослойкам, в том числе тончайшим. Это приводит к появлению скорлуповатой отдельности (фото 25), столь характерной для северо-тиманских агатов [128], резко снижающей ювелирное и техническое качества агата. Кроме того, присутствие кварциновых зон в агате благоприятно для его прокрашивания, которое происходит в природных условиях или создается искусственно с целью облагораживания ювелирно малоценного светло-серого и серого агата.

Рассмотренные структурные и текстурные особенности минералов семейства кремнезема в основном касались агатов, образующихся в базальтах, андезитах и риолитах. Они в значительной мере соответствуют формам выделения минералов семейства кремнезема в агатах иного генезиса, хотя в ряде случаев отличаются некоторыми специфическими чертами, на которых необходимо хотя бы кратко остановиться.

Так, в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по ангидритовым (и кальцитовым) конкрециям наиболее распространенный минерал не халцедон, а кварц [262], обычно молочно-белый; известны его прозрачные кристаллы около 2,5—4 см в длину, иногда с коричневыми перистыми фантомами. Редко встречаются кристаллы темно-янтарной окраски. В сильно выветрелых жеодах окраска кварца очень разнообразная из-за окис-

ления железосодержащих соединений. Сообщалось о находках здесь амethysta, но более детальное исследование показало, что это дымчатый кварц. Кристаллы кварца чаще тесно срастаются в щетки, ограненные лишь их головками, обычно расщепленными, чешуйчатыми. В некоторых месторождениях встречаются призматические, «бипирамидальные» и псевдокубические кристаллы, а также жеоды, заполненные многочисленными мелкими, сахароподобными скоплениями кварца. Эти кристаллы редко удлинены и, если удлинены, то обычно обрастают коркой халцедона.

Халцедон отмечается вместе с кварцем, хотя редко обнаружены жеоды, полностью заполненные сферолитовыми корками халцедона с размерами сферолитов до 2,5 см. Для него характерны зонально-концентрическая сферолитовая, почковидная (фото 145, б), сосцевидная текстуры. Обычно он светло-голубой до голубовато-серого, иногда молочно-белый (в жеодах без пирамидального и псевдокубического кварца); при выветривании приобретает от желтого до коричневого оттенка, из-за окисления сульфидов железа, иногда черные от присутствия оксидов марганца.

Из халцедоновых образований в коралловых постройках, известных во Флориде, США, наибольший интерес для коллекционеров представляют халцедоновые (агатовые) секретиции, возникающие в полостях коралловых построек (фото 151, 152) *. Они имеют обычно округло-неправильную форму и внешнюю халцедоновую оболочку, включающую силицифицированные коралловые постройки толщиной от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Внутренняя часть таких образований — полая и выстлана либо почковидными слоями халцедона (агата), иногда со следами позднего выщелачивания, либо кристаллической кварцевой коркой. Встречаются и образования с несколькими полостями, разделенными перегородкой. Один из таких образцов с двумя смежными полостями был описан Е. Лундом [207], обратившим внимание на то, что если одна из полостей выстлана халцедоном, то стенки другой покрыты кварцевой коркой.

Следует также отметить, что для агатов, связанных с осадочными породами, до сих пор не установлены ониксовые текстуры и все они отличаются зонально-концентрическим строением.

Заканчивая краткую характеристику корок зонально-концентрической текстуры и ониксовых слоев, следует отметить, что в ряде случаев халцедон и опал в них люминесцируют в желто-зеленоватых тонах при облучении пучком света с длиной волны 365 и 256 нм. Это скорее всего связано с примесями соединений урана, в том числе распыленных в виде мельчайших включений. Подобная флюоресценция отмечалась для верхнего непродуктивного сферолоидного слоя в некоторых риолитах Центрального Орегона [169] и для халцедона в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита Саудовской Аравии.

* Очевидно, первое описание этих образований было сделано еще в 1842 г. [207].



Фото 85. Мозаичный агат, ячейки которого отделены друг от друга занавесями грубых нитей неясного генезиса (ср. с фото 44). Окрестности г. Павлодара, КазССР. 9,0×8,0 см. № 83756.

Фото 86. Псевдосталактиты (?) халцедона, имеющие на срезе агата вид «пшеничных зерен». Окрестности г. Павлодара, КазССР. 6,0×5,0 см. № 83057.

«ПИТАЮЩИЕ» КАНАЛЫ В АГАТОВЫХ МИНДАЛИНАХ



Фото 87. Агатовая миндалина с кварцем и халцедоном в центре и широким «питающим» каналом в нижней части, заполненным кварцем. Окрестности г. Павлодара, КазССР. 7,5×5,5 см. № 84748.

Фото 88. Несколько срезов «питающих» каналов, выделяющихся утонением отдельных слоев халцедона (особенно наглядно это видно на белом слое) в халцедон-кварцевом агате с широкой внешней зоной ветвящихся мембранных (?) трубок. Арц-Богдо, Монголия. 9,0×6,0 см. № 84434.



Фото 89. Отчетливое утонение отдельных зон агата у продольного разреза «питающего» канала (справа) и различные сечения «питающих» каналов (вверху и внизу); справа снизу — остаток донной настлы. Сев. Тиман. 7,5×6,0 см. Поперечный срез миндалины. № 83908.



a



б

Фото 90. Многочисленные «питающие» каналы (справа снизу) в халцедон-кварцевой агатовой миндале, достигающие разных агатовых слоев с ясным их утонением вблизи каналов:

a — общий вид, 0,75 нат. вел.; *б* — деталь строения с отчетливыми подворотами агатовых зон вблизи каналов; 17,5×6,0 см. Арц-Богдо, Монголия. № 84757.

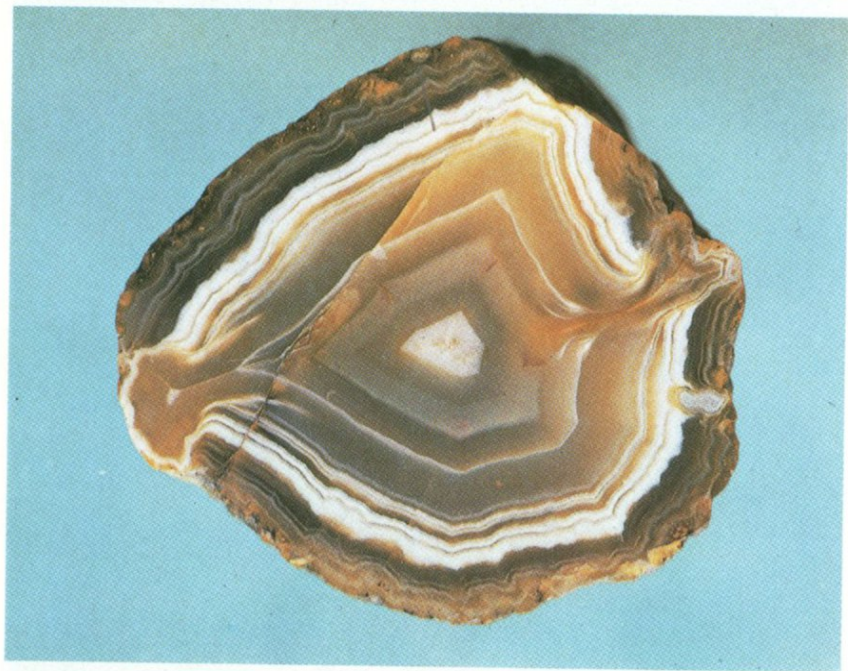


Фото 91. Многочисленные трубчатые открытые на поверхности и полые «питающие» каналы (хорошо видны в правой верхней части; широкие каналы просвечивают сквозь халцедон в средней верхней части) в агатовой миндалине. Арц-Богдо, Монголия. 13,0×5,5 см. № 84476.

Фото 92. Несколько «питающих» каналов, каждый из которых проникает на разную глубину карнеол-агата с отчетливым утонением отдельных агатовых слоев у каналов. Россыпи по р. Зея, Амурская обл.; 6,0×5,0 см. № 84747.



Фото 93. Многочисленные «питающие» каналы, достигающие разной глубины зонально-концентрического агата (несколько каналов достигают одной глубины). Сев. Тиман. $6,0 \times 4,0$ см. Из колл. Е. В. Артюшкова.



Фото 94. Несколько «питающих» каналов, вскрытых на продольном сечении агатовой миндалины. Россыпи по р. Зея, Амурской обл. $5,0 \times 3,7$ см. Из коллекции Е. В. Артюшкова.



Фото 95. Поперечное сечение плоской кальцит-халцедоновой миндалины с кольцевым каналом; кальцит образует корку по периферии миндалины; внутренняя полость канала покрыта тончайшей корочкой мелких кристалликов кварца. Мыс Теви, Камчатка. $8,0 \times 3,5$ см. № 83754.

ДОННЫЕ И ДЕСКВАМАЦИОННЫЕ ЯШМЫ В АГАТОВЫХ МИНДАЛИНАХ



Фото 96. Яшмовая линза с выпуклым мениском в нижней части газового пузыря с халцедон-агатом, заполняющим пространство выше яшмы; справа и сверху — вмещающий базальт. Гора Мурунда, Читинская обл. $7,5 \times 4,0$ см. № 84475.

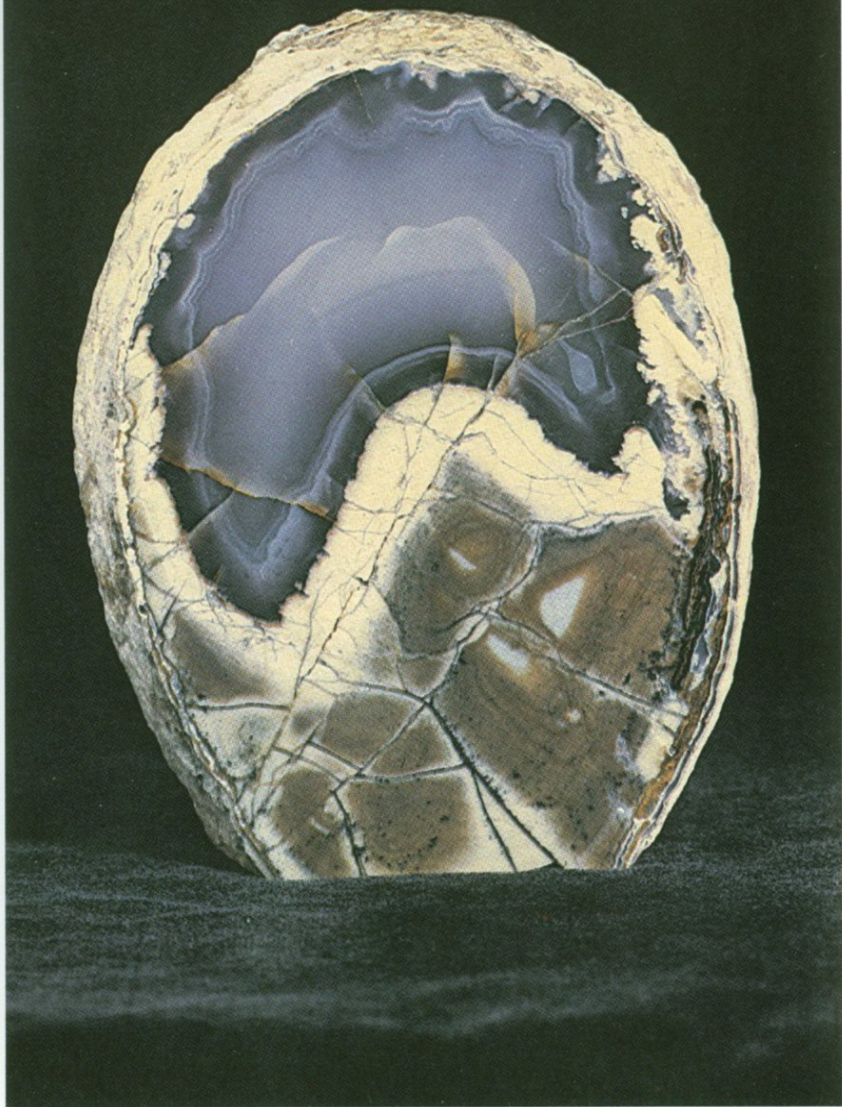


Фото 97. Донная яшма с выпуклой границей раздела с агатом (в виде дна винной бутылки), выполняющим верхнюю часть миндалины; окраска яшмы — вторично-диффузионная и развивается от более поздних трещин, связанных с ее растрескиванием. Иджеван, АрмССР. 14,0×11,5 см. № 83636.

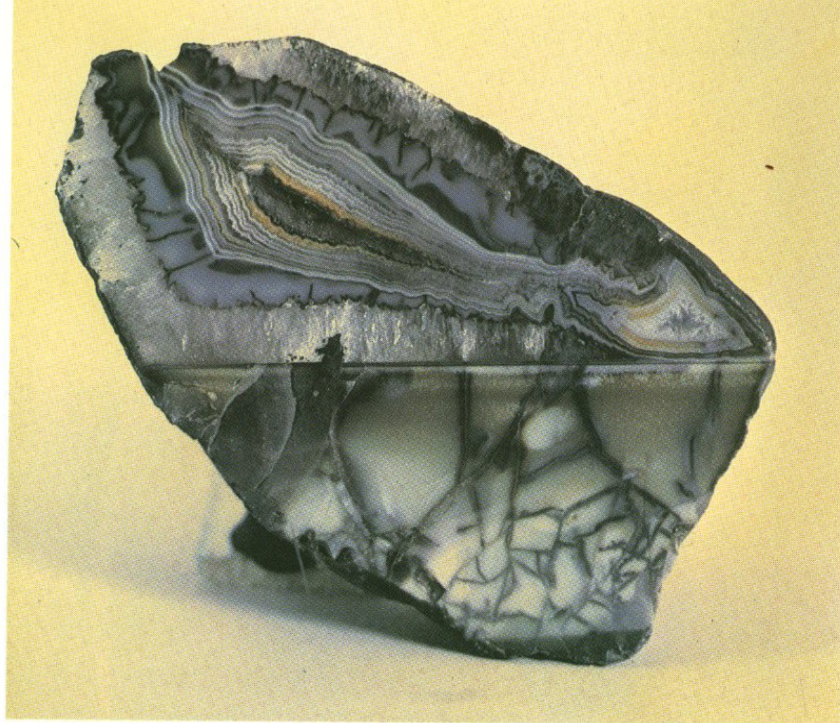


Фото 98. Донная халцедоновая яшма, имеющая горизонтальную границу раздела с кварц-халцедоновым зонально-концентрическим агатом, выполняющим верхнюю часть миндалины; синевато-черное прокрашивание связано с поздней сульфидацией (образованием пирита). Рывьем, Чукотка. 10,5×6,5 см. № 81607.

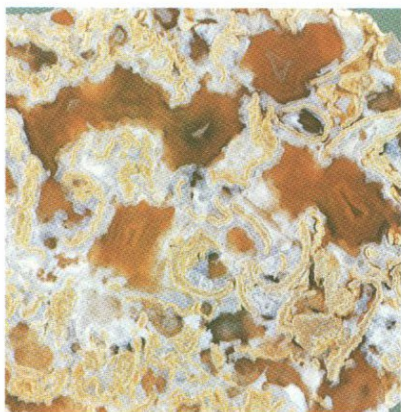
Фото 99. Трещины сокращения (синерезиса?) в донной халцедоновой яшме, выполненные поздним бурым халцедоном. Арц-Богдо, Монголия. 11,0×3,5 см. Образец передан А. И. Альмухамедовым. № 84509.



a



б



в

Фото 100. Десквамационная яшма, образовавшаяся из скопившихся на дне гидролизированных чешуек селадонита, превратившегося в нонтронит, отслоившихся от стенки газового пузыря:

a, *б* — продольный, *в* — поперечный разрез; *a* — 7,5×5,0 см, *б* — 16,0×23 см, *в* — 9,0×5,0 см. Мухэтийн-Худук, Монголия, *a* — № 84482; *б* — № 83637; *в* — № 84483.

**ТРЕЩИНЫ ДРОБЛЕНИЯ
В АГАТОВЫХ МИНДАЛИНАХ**



Фото 101. Трещины, нарушившие сплошность внутреннего слоя и частично слоя сардерового халцедона и более поздние радиальные трещины, начинающиеся от поверхности халцедон-кварцевой миндалины и секущие слои халцедона. Наружная корка халцедона (светлая синевато-красная) содержит большое число мелких мембранных трубок. Арц-Богдо. Монголия. 10,0×6,0 см. № 84432.



Фото 102. Поздние трещины в карнеол-кварцевой миндалине, выполненные карнеоловым халцедоном и кварцем (в центре широкой части самого крупного прожилка, имеющей сходство с «питающим» каналом), смещающие слои халцедона и кварца. Россыпи по р. Зея, Амурская обл. 7,5×7,0 см. № 84769.

Из карбонатов в агатах установлены кальцит, арагонит, доломит, сидерит, причем наибольшим распространением и значением из них пользуется кальцит, на котором сосредоточивается в основном наше внимание.

Кальцит среди минералов, заполняющих полости, в которых встречаются агаты, является столь же существенным, а иногда и более важным минералом, чем представители семейства кремнезема. Так, в мандельштейнах, наряду с халцедоновыми (агатовыми) миндалинами, обычно имеется то или иное число кальцитовых миндалин (см. рис. 2; фото 34), которые отмечаются практически во всех мандельштейнах с агатами; известны случаи, когда миндалина сплошь минерализованы арагонитом (рис. 58). Такие миндалины обычно не привлекают исследователей и любителей агатов. Чаще всего они не обращают внимания и на карбонатные миндалины, соседствующие с агатовыми в россыпях, сосредоточиваясь лишь на поисках агатов.

Столь же обычен кальцит и для минерализации, выполняющей литофизы. В них он не только часто наблюдается вместе с халцедоном, но иногда выполняет полости литофиз нацело. Такие образования по только что высказанным причинам не привлекают к себе специального внимания исследователей.

Помимо того в миндалинах и литофизах известно большое число различных псевдоморфоз минералов семейства кремнезема по кальциту, требующих особого рассмотрения.

В агатах, связанных с осадочными породами, кальцит, в том числе в виде конкреций, с одной стороны интенсивно замещается кремнеземом, с другой — представляет собой минерал выполнения полостей.

В миндалинах и литофизах кальцит выделяется в виде индивидов различной морфологии — сферолитов (фото 35; 37), сферокристаллов, отдельных зерен мелкозернистых агрегатов (фото 35; 112; 113, б), сильно расщепленных и скрученных до седловидных кристаллов (рис. 59), кристаллов удлиненноскаленоэдрического (рис. 60), призматического (фото 43), пластинчатого габитуса — папиршпата (фото 123). Известны случаи, когда в одной и той же миндалине (литофизе или конкреции) встречается кальцит нескольких габитусных типов, например, сферолитовый и мелкозернистый (фото 35), длинноскаленоэдрический, сферокристаллический и мелкозернистый (рис. 61).

Приведенные данные позволяют продемонстрировать разнообразие форм кальцита в агатах и наметить последовательную смену их друг другом в рядах типа: а) сферолиты → мелкозернистый кальцит, б) скаленоэдры → сферокристаллы → мелкозернистый кальцит, в) мелкозернистый кальцит → папиршпат, хотя это не исключает выделения каждой из морфологических форм как в «чистом» виде, так и в иной морфологической последовательности. В то же время очевидно, что выделение кальцита различных габитусных форм, происходило, скорее всего, не в результате однократного процесса, а носило более сложный характер и сопровождалось изменением физико-химических условий кристаллизации.

Более того, в течение достаточно длительного процесса выполнения полостей (газовых пузырей, литофиз, гнезд и т. д.) — их минерализа-

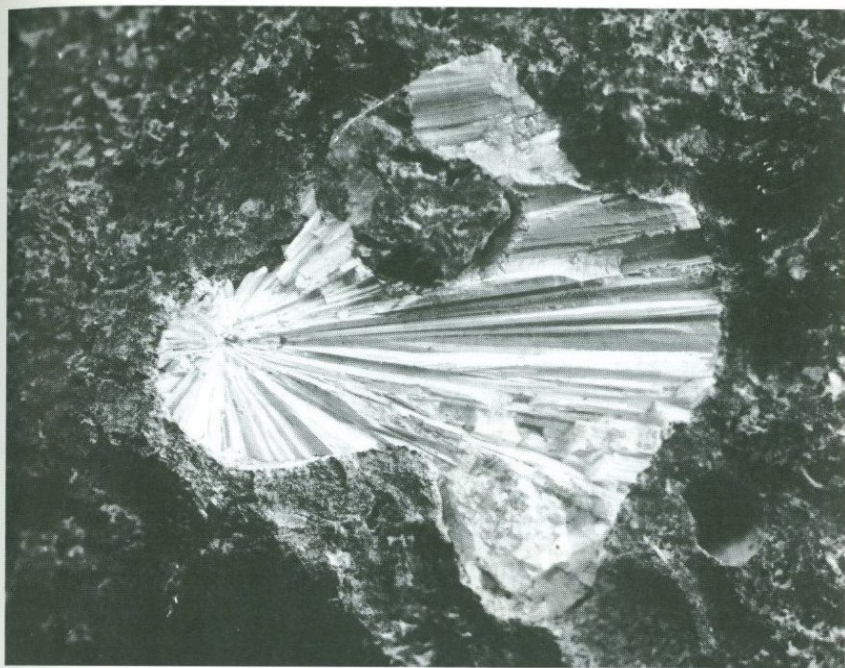


Рис. 58. Арагонитовая миндалина с лавовым пережимом в средней части в базальте. Кисарити, верховье р. Уравели, ГрузССР. Ув. 3. № 83050.

ции — иногда происходило изменение структуры выделившихся форм. Так, например, в ряде случаев отмечается перекристаллизация сферолитового кальцита в крупноблоковый (рис. 62).

Кальцит в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по ангидритовым конкрециям отличается большим разнообразием кристаллических форм [262]. На некоторых из месторождений он образует розовые скаленоэдрические кристаллы в комбинации с темно-коричневыми гранями кубоидного ромбоэдра размером до 1,5—2 см; самый крупный кубоидный кристалл имел около 2,5 см в поперечнике. На других месторождениях он выделяется в виде бесцветных скаленоэдров с ромбоэдрическими головками и имеет около 10 см в длину; в кристалле отмечаются розовые скаленоэдрические фантомы. Самый крупный кристалл имел 7,5 см в длину и столько же в поперечнике. Часто кристаллы разной формы нарастают друг на друга, или смена габитуса фиксируется фантомами из присыпок марказита, пирита или светло-коричневой целлофаноподобной пленкой неизвестного состава. На некоторых месторождениях известны ромбоэдрические кристаллы, в том числе и скрученные.

Исследование миндалин, содержащих наряду с кальцитом минералы семейства кремнезема, показало, что их возрастные взаимоотношения



Рис. 59. Скрученные и расщепленные седловинные кристаллы кальцита, нарастающие на полость в базальте. Мыс Теви, Камчатка. Ув. 1,25. № 84453.

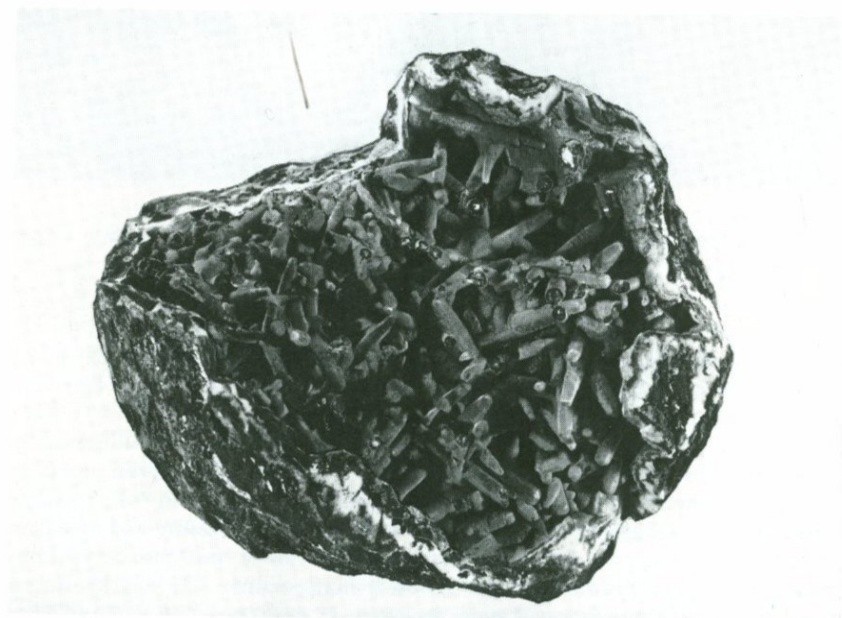


Рис. 60. Длинноскеленоэдрические кристаллы кальцита с головками в виде тупых ромбоздров, покрытые снаружи тонкой халцедоновой корочкой в полости крупной миндалины из андезитов. Шурдо, ГрузССР. Ув. 1,25.

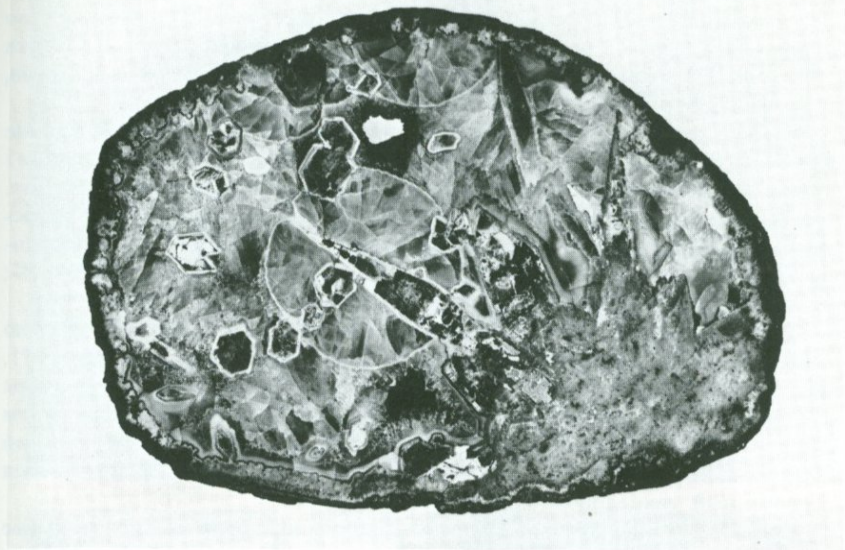


Рис. 61. Кальцит нескольких поколений (скаленоэдрический, сферокристаллический и равномернoзернистый) в минерализованной миндалине с халцедоновой коркой по периферии; отчетливо видно частичное замещение скаленоэдрического кальцита халцедоном и кварцем (по зонам роста, спайности, объемное). Мыс Теви, Камчатка. 0,75 нат. вел. № 82986.

Рис. 62. Перекристаллизация сферолитового кальцита, нарoсшего на лавовый перeжим (черное), в крупноблoковoый агрегат; тонкая кайма по периферии миндалины — кальцит. Р. Нижняя Тунгуска, Эвенкийский авт. окр. Ув. 40(+):
a — (||); *b* — (+). № Т-132/68, 7—2.

бывают различными: кальцит может выделяться до отложения минералов семейства кремнезема (наиболее широко распространенное явление), во время и после него. Учитывая особый интерес взаимоотношений кальцита с указанными минералами для понимания условий образования агатов, на этом вопросе необходимо остановиться подробнее.

Из перечисленных выше форм выделения кальцита наиболее ранние чаще всего сферолитовые или расщепленно-кристаллические (седловидные) формы; иногда в качестве раннего выделяется мелкозернистый кальцит.

Сферолитовый кальцит, как и его сферокристаллы, обычно непосредственно нарастает на тонкую халцедоновую (или селадонит-халцедоновую) оторочку миндалина в виде отдельных индивидов (фото 34; 37; 38), либо в виде их корок (фото 36; 40; 41; 95).

Халцедон (агат), выполняющий основную часть миндалин, в свою очередь нарастает либо на отдельные сферолиты кальцита (фото 37), либо выполняет центральную часть полости, стенки которой покрыты сферолитовой коркой кальцита (фото 40). Интересно, что в последнем случае по текстуре миндалина напоминает зонально-концентрический агат, хотя ее значительная часть заполнена кальцитом, т. е. получается своеобразный халцедоново-кальцитовый «агат».

Кроме того, сферолитовые корки кальцита образуют самостоятельные зоны в кальцит-халцедоновых зонально-концентрических агатах, подстилаемые и перекрываемые халцедоновыми зонами (рис. 63).

Сферолиты кальцита обычно при дальнейшем развитии процессов минерализации миндалин замещаются частично (рис. 64; фото 36) или полностью (фото 38) халцедоном, сохраняя особенности структуры, отличающие их от вмещающего халцедона; кроме того, определенные различия обычно проявляются в их цвете. В россыпях и тангенциальных срезах такие миндалины выглядят глазчатыми. В других случаях сферолиты кальцита, особенно если они не замещены кремнеземом, легко выщелачиваются в россыпях, являясь одной из причин характерной для многих агатовых галек кавернозной поверхности* с тонкопластинчатой или глазчатой скульптурой, отвечающей скульптуре поверхности выщелоченных сферолитов.

Образцов, в которых одновременно присутствовали бы седловидный кальцит и халцедон, в достаточном количестве обнаружить не удалось. В нашем распоряжении имеются единичные образцы, в которых более поздний халцедон отчетливо нарастает на корки седловидных кристаллов кальцита. В то же время во многих крупных россыпях агата, связанного с базальтами (например, в окрестностях г. Павлодара, КазССР, многих россыпях МНР), агат с поверхности имеет отчетливые отпечатки корок довольно крупных седловидных кристаллов, которые скорее всего были представлены кальцитом (возможно, доломитом), выщелочившимся в россыпях. Таким образом, и эти данные подтверждают более раннее

* Такая поверхность появляется также в результате выщелачивания сферолитов и сферолитовых корок сидерита, иногда занимающих в миндалинах положение, аналогичное кальцитовым. Кроме того, образование округлых каверн может быть связано и с разрушением сферолитов ряда силикатов — цеолитов, тунгусита и т. д.

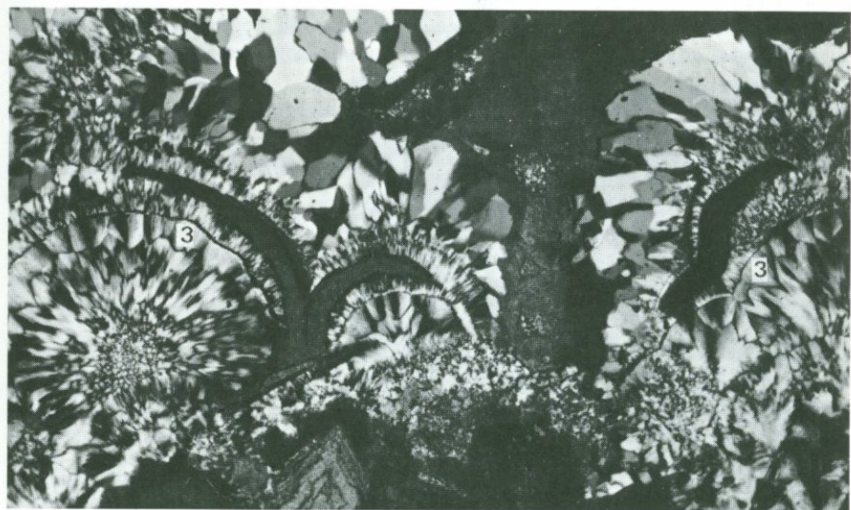


Рис. 63. Ритмичная кальцит (К)-кварц (Кв)-халцедоновая сферолитовая корка, наростшая на псевдосталактиты, образовавшиеся вокруг мембранных (?) трубок. Сергеевка, Приморский край. Ув. 20(+).

Рис. 64. Халцедон-кварцин-кварцевый сферолитовый агрегат с реликтами сферолитовых зон кальцита (темные, серповидные), наростший на кальцит (темное); кварцин образует «зонтичные» зоны (3) в сферолитах, нарастающие на халцедон. Р. Нижняя Тунгуска, Эвенкийский авт. окр. Ув. 50(+). № 491/13—2.

(до образования основной массы халцедона) образование седловидного кальцита, хотя в большинстве случаев он и не сохранился.

Длинноскаленоэдрические кристаллы кальцита наиболее характерны для внутренних полостей в агатовых миндалинах (см. рис. 60), где они нарастают на толстые сферолитовые корки халцедона, хотя сами иногда также покрываются тонкими его корками. В других случаях они оказываются более ранними, предшествуя образованию сферокристаллического, а затем и мелкозернистого кальцита (см. рис. 61). Интересно, что в последнем образце более ранний длинноскаленоэдрический кальцит покрыт тонкой коркой халцедона (начальная стадия образования псевдоморфоз облекания). Халцедон, кроме того, частично замещает этот кальцит и покрывает тонкой корочкой сферокристаллы кальцита. Самым поздним минералом в этой миндалине оказался шестоватый кварц, покрывающий щетками полости, возникшие между сферокристаллами кальцита, между ними и зернистым кальцитом. Таким образом, здесь выполнение миндалина (после образования тонкой халцедоновой корки по периферии) началось со скаленоэдрического кальцита, затем отлагались: халцедон → сферокристаллы кальцита → халцедон → мелкозернистый кальцит → кварц. При этом в период отложения халцедона происходило не только его выделение в виде корочки, покрывающей скаленоэдры кальцита, но и достаточно интенсивное замещение последнего.

Для выяснения деталей процессов замещения кальцита халцедоном были отобраны образцы с крупными скаленоэдрическими кристаллами кальцита, выполняющими полость в крупной миндалине из андезитов и покрытых тонкой корочкой халцедона, т. е. по всем признакам очень близких к изображенным на рис. 60. Срез такого образца протравливался HCl, благодаря чему на травленной поверхности можно было выявить тончайшие перепонки халцедона, приуроченные к определенным кристаллографическим направлениям — ромбоэдрической спайности (рис. 65, а) и зонам роста (рис. 65, б, в).

Псевдоморфозы халцедона по кальциту описаны Р. Блюмом [153]; они отмечались также Й. Ноеггератом [222] и О. Фельгером [264], причем последний придавал им ключевое значение в понимании условий образования агата в результате замещения кальцита халцедоном. В то же время их генетический смысл совершенно иначе трактовался Р. Е. Лизегангом [205], считавшим, что эти псевдоморфозы образовались путем заполнения халцедоном пустот выщелачивания кристаллов кальцита. Псевдоморфозы кварца и халцедона по кальциту с сохранением следов спайности описаны М. Сторцем [256].

Травление большого числа выделений кальцита, связанных с халцедоном (агатом), показало, что подобные замещения очень широко распространены. При этом замещению подвергается не только ранний кальцит, например, сферолитовый или скаленоэдрический, но и поздний, выделяющийся, в частности, в виде «пробок» в «подводящих» каналах и кородирующих более ранний агат (рис. 66).

Было также установлено, что на различных месторождениях встречаются в том или ином количестве полные псевдоморфозы минералов кремнезема по кальциту с сохранением внешней формы кристаллов

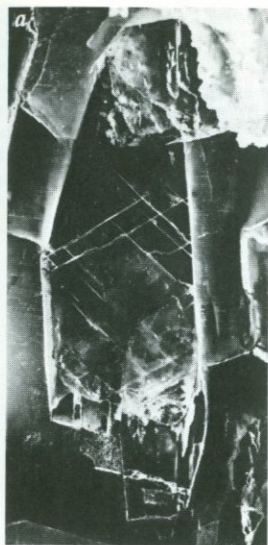


Рис. 65. Начальные стадии замещения крупных скаленоэдрических кристаллов кальцита халцедоном:

a — по спайности (с образованием ромбоэдрической сетки); *б*, *в* — по скаленоэдрическим и тупоромбоэдрическим (головки кристаллов) зонам роста: *б* — продольный; *в* — косой, близкий к поперечному срез; вверху на рисунке *в* виден участок развития фронтального замещения кальцита халцедоном. Шурдо, ГрузССР. Протравлено 10%-ной HCl. Ув. 1,25. № 84764

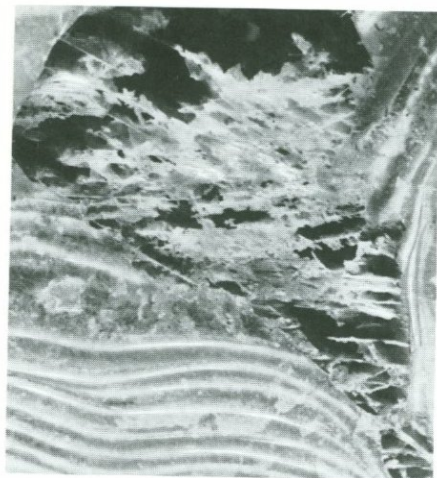


Рис. 66. Тонкопластинчатая ромбоэдрическая сетка, халцедона, развивающаяся по спайности крупнокристаллического кальцита, закуривающего «питающий» канал; хорошо видны утонение части халцедоновых слоев при их повороте в канал и резорбция части халцедоновых слоев кальцитом. Кальцит вытравлен 10%-ной HCl. Чаичун Нос, Сев. Тиман. Ув. 8.

(рис. 67, а; фото 44—46, 126) и деталей их внутреннего строения — спайности и зон роста (рис. 68; фото 125).

Особый интерес представляют формы развития минералов кремнезема, замещающих кальцит не по спайности или зонам роста, а фронтально. Важно, что в этом случае, наряду с конических образованиями халцедона, развивающимися по границе раздела с кальцитом в виде ромбоэдрических очертаний (рис. 69), появляются сталактитоподобные в сечении выделения халцедона, имеющие субпараллельную ориентировку (рис. 69, 2), которые как бы «вплавляются» в кальцит.

При травлении HCl одной из миндалин, первоначально принятой за кальцитовую (рис. 70, а), удалось вскрыть большое число тонких халцедоновых перегородок, развивающихся по скаленоэдрическим зонам роста кальцита и в стороны от них (белые на рис. 70, б) *, причем в основании рассматриваемых перегородок оказалась рыхлая псевдоморфоза по сферолитовой корке кальцита (выделяется сферическими элементами в нижней части рис. 70, б).

Исследование отдельных участков халцедоновых перегородок, развившихся при замещении кальцита по скаленоэдрическим зонам роста, с помощью растрового электронного микроскопа позволило обнаружить ряд характерных деталей (рис. 71). Так, оказалось, что халцедоновые перегородки в верхней части образца состоят из тонких переплетающихся халцедоновых нитей; эти перегородки образуют ажурную губкообразную постройку. Важно также то, что, судя по взаимоотношению этих перегородок с халцедоновыми псевдосталактитами, свешивающимися с кровли миндалины (см. сноску), последние по времени образования предшество-

* Травление образца выявило более рельефно сетку мелких псевдосталактитов, свешивающихся с кровли миндалины и частично видимых на нетравленном образце, которые рассматриваются при описании псевдосталактитов (см. рис. 95, а, б).

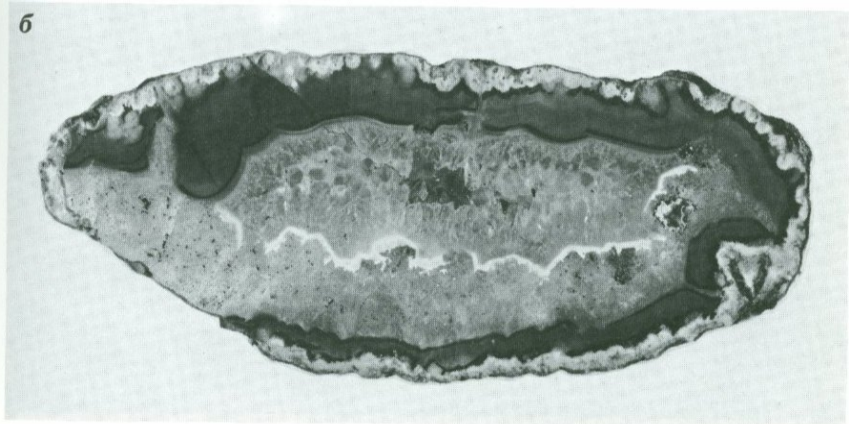
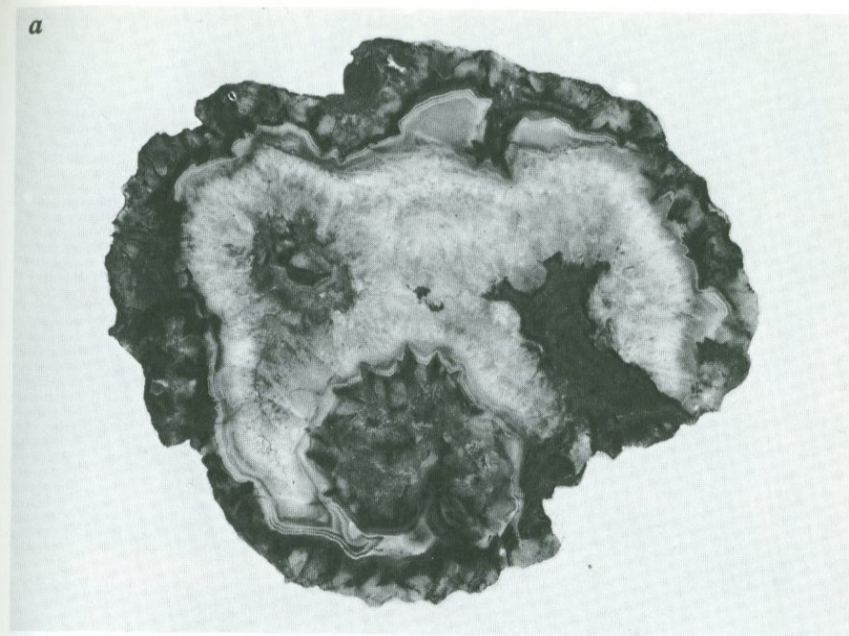


Рис. 67. Полные псевдоморфозы минералов семейства кремнезема по кальциту: *a* — по грубошестоватому сферолиту из скаленоздрических кристаллов, окрестности г. Павлодара, КазССР, нат. вел.; *б* — псевдоморфоза шестоватого кварца по корке крупных кристаллов кальцита с тупоромбоздрическими головками (маркируются белой полосой), нарастающих на внешнюю корку халцедона (темное) — на их границе хорошо видны зонтичные формы нижней части бывшей кальцитовой корки, свидетельствующие о нормальном нарастании кальцита на халцедон. Шурдо, ГрузССР. Нат вел. № 84777.

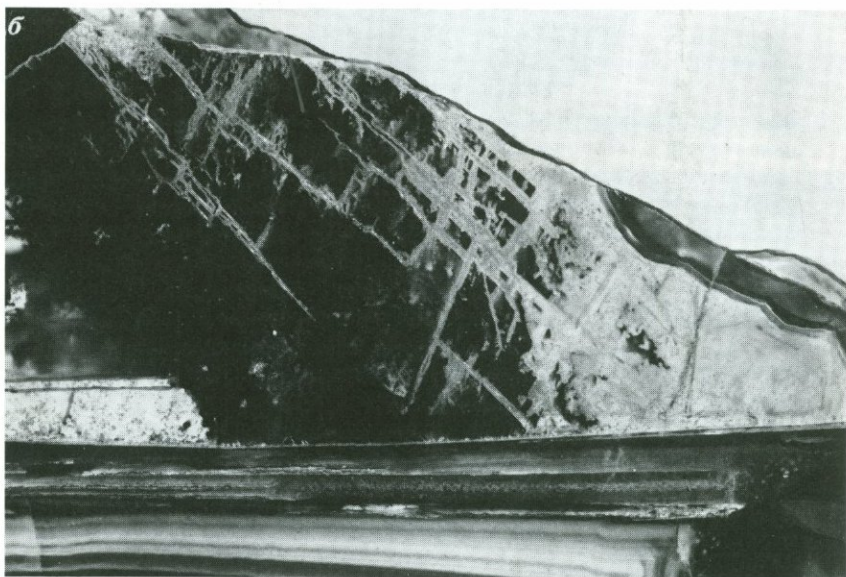
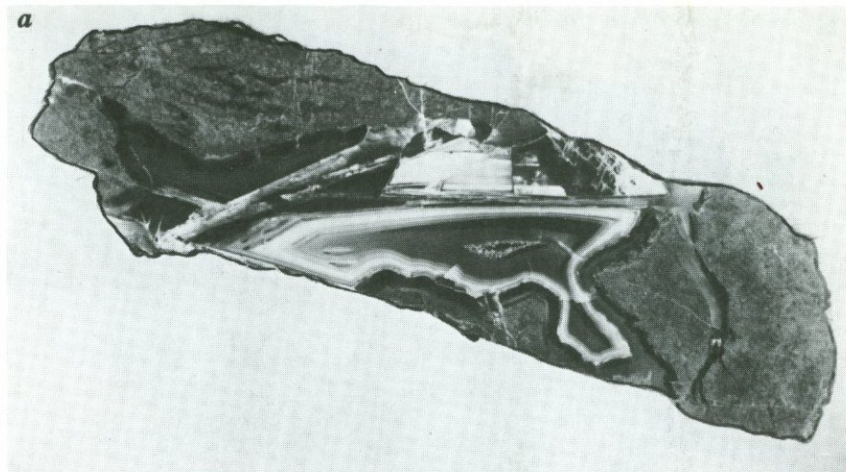


Рис. 68. Полные псевдоморфозы халцедона по кальциту с сохранением рисунка ромбоэдрической сетки трещин спайности:
a — общий вид, 0,75 нат. вел. (фото 125); *б* — деталь строения, ув. 5; Сергеевка, Приморье. № 83250.

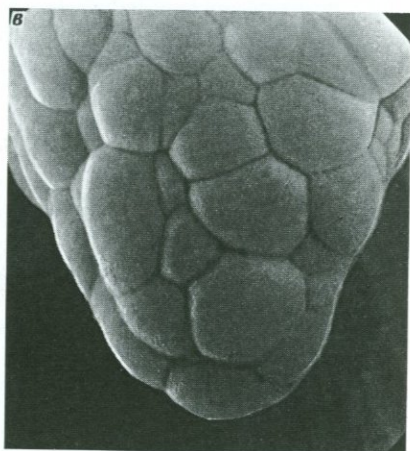
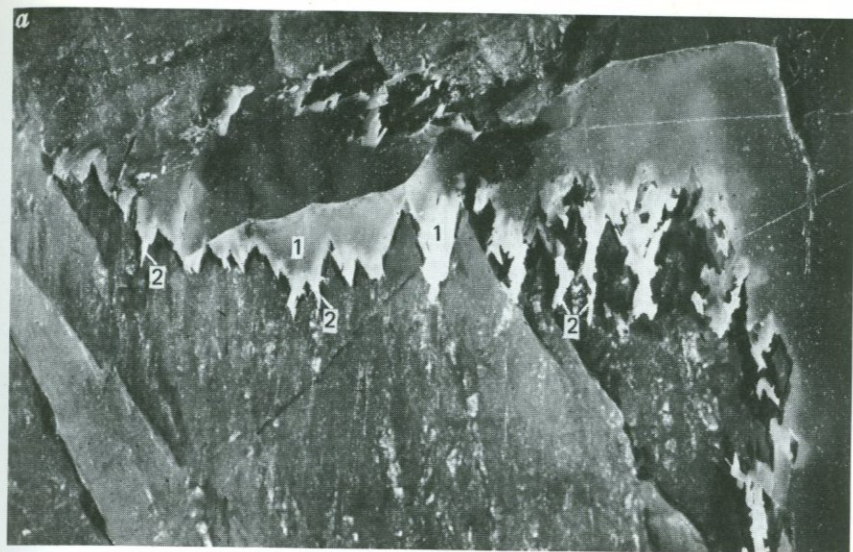


Рис. 69. Фронтальное замещение кальцита халцедоном:

a — с образованием конических выделений халцедона, имеющих ромбоздрические поверхности раздела с кальцитом (1) и тонких субпараллельных псевдосталактитов халцедона, внедряющихся в кальцит по фронту замещения (2) (верхняя часть рис. 65, *в*). Шурдо, ГрузССР. Ув. 10. Протравлено 10%-ной HCl; *б*, *в* — скаленоэдрические псевдоморфозы в виде тончайших чехлов из сферолитовых корок халцедона, развившихся при фронтальном замещении кремнеземом плотного агрегата параллельно-шестоватого кальцита (*б* — видны также пластинчатые псевдоморфозы халцедона по плоскостям спайности кальцита); окрестности г. Кырджали, Болгария. *a* — ув. 200. *в* — 260 (РЭМ).

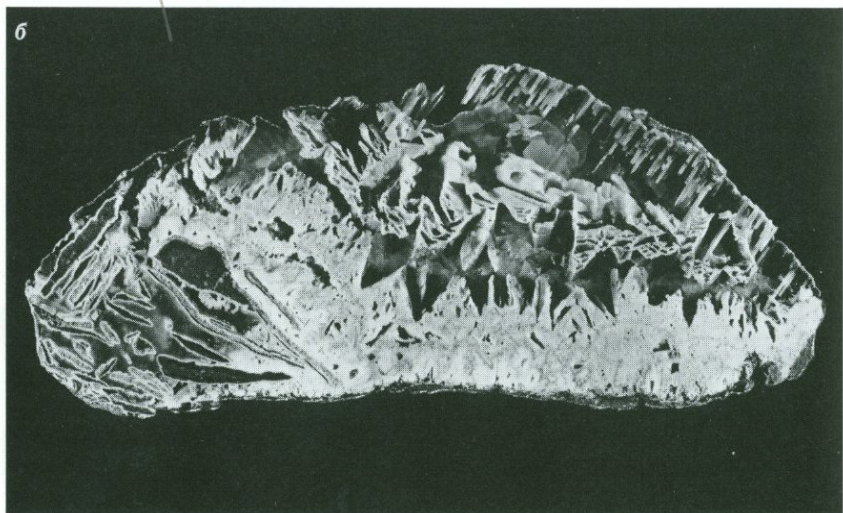
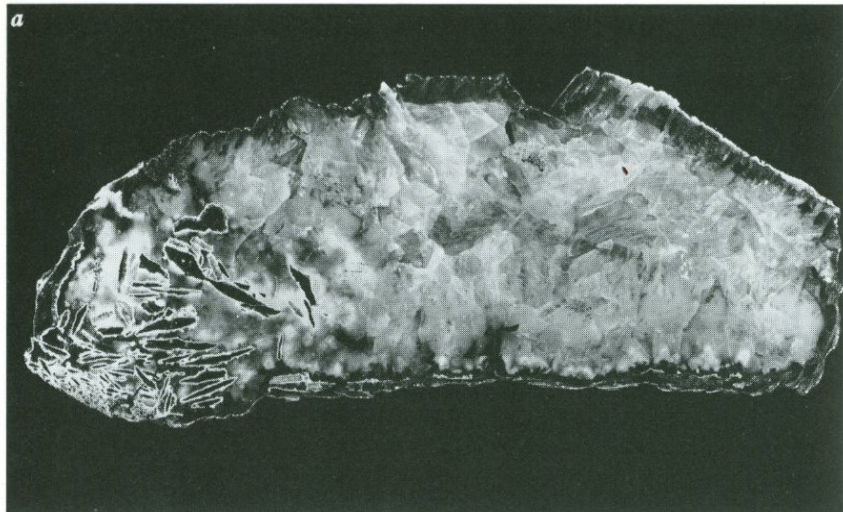


Рис. 70. Детали замещения халцедоном кальцита, вскрытые после обработки образца 10%-ной HCl:

a — исходный образец до травления, ув. 1,5; *б* — тот же образец после травления; в левом нижнем углу участок донной брекчии. Р. Бол. Усмучан, Охотский р-н, Хабаровский край. Ув. 1,25. № 84766.

вали заполнению миндалина кальцитом, поскольку халцедоновые перегородки, развивавшиеся по кальциту, не пересекают псевдосталактиты, а лишь упираются в них.

На фронтальном снимке описываемых перегородок хорошо видно, что они состоят из сплетения нитей разной толщины, с отчетливой гексагонализацией отдельных ячеек образующей сетки (рис. 71, б), что может быть объяснено развитием их по зонам роста (поперечный срез призматических или скаленоэдрических кристаллов) или по межкристалльным поверхностям.

При увеличении в 1000 раз обнаруживается, что отдельные нити в рассматриваемых перегородках имеют отчетливо почковидную поверхность, представленную выходами сегментарных поверхностей отдельных сферолитов халцедона (рис. 71, з). На этой же фотографии хорошо видны участки пересечения нитей, характеризующиеся, как правило, заметными утолщениями.

Аналогичные по форме образования известны и в более крупном масштабе (рис. 72), причем возможно, что именно они во многих случаях являются основаниями для крупных халцедоновых псевдосталактитов с характерными перемычками — провисами, и многими авторами принимаются за мембранные трубки.

Кроме псевдоморфоз описанного типа, на Мулиной горе и Сергеевском месторождении широко распространены псевдоморфозы минералов кремнезема по папиришпату.

Папиришпат на Мулиной горе нарастает на зернистый и кривогранный кальцит, выделяясь в центре миндалин. Некоторые из миндалин нацело выполнены папиришпатом, образующим взаимно пересекающиеся сростания параллельных групп кристаллов. В псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по папиришпату пространство между перекрещивающимися кристаллами папиришпата выполняется кварцем, нарастающим в виде мелких щеток на плоскости кристаллов папиришпата, лишь частично. Таким образом образуются своеобразные полые остроугольные «коробочки» со стенками из щеток мелких кристаллов кварца * (рис. 73).

Пространство между щетками кварца, остающееся свободным в описанном случае, может заполняться халцедоном (агатом), и в случае выветривания таких миндалин они распадаются по плоскостям папиришпата с образованием «агатов с геометрическими контурами», покрывающих иногда значительные площади земной поверхности [161].

Папиришпат может замещаться кварцем или кварцем и халцедоном совместно. Халцедон при этом слагает обычно внешние части таких псевдоморфоз, а кварц — внутренние и наружные; в центре псевдоморфоз часто возникают скопления пустоток, обрамленных мелкими кристаллами кварца, приуроченных к одной (центральной) или нескольким плоскостям, параллельным внешней огранке папиришпата (рис. 74).

На Сергеевском месторождении агата описываемые псевдоморфозы распространены очень широко. Они иногда являются основной минерализацией полостей литофиз, в других случаях пространство между ними

* Точно такие же «коробочки» широко известны на Дальнегорском борном месторождении, хотя папиришпат там в основном остается свежим.

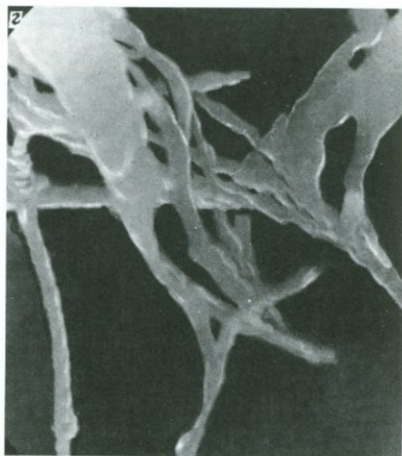
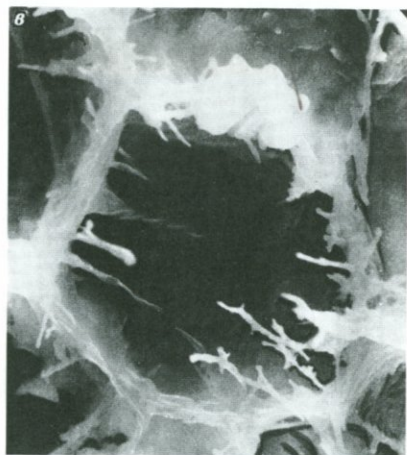
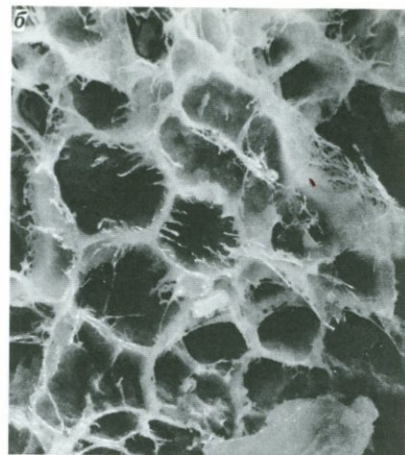
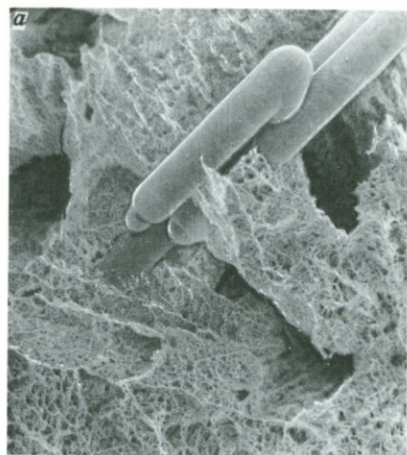


Рис. 71. Детали строения ажурных переплетающихся «занавесей» из тонких микросферолитовых «нитей» халцедона, образовавшихся в начальные стадии псевдоморфизации кальцита:

a — общий вид; в правом верхнем квадранте видны псевдосталактиты халцедона, ув. 20; *б* — «занавеси», образующие гексагональную сетку (по зонам роста или межкристалльным пространствам кальцита), ув. 1100; *в* — деталь строения одной из ячеек сетки, ув. 4000; *z* — строение и характер срастания отдельных «нитей», ув. 10 000 (РЭМ). Тот же образец, что на рис. 70.

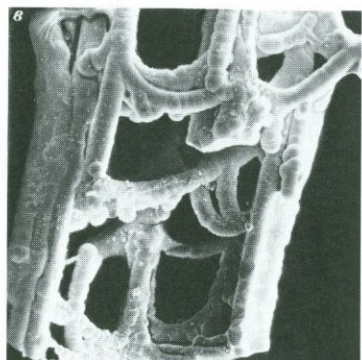
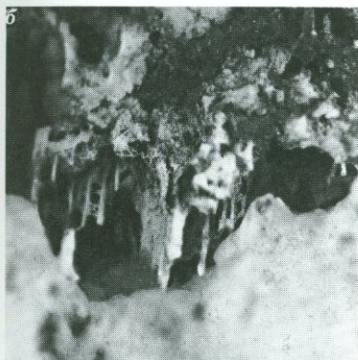
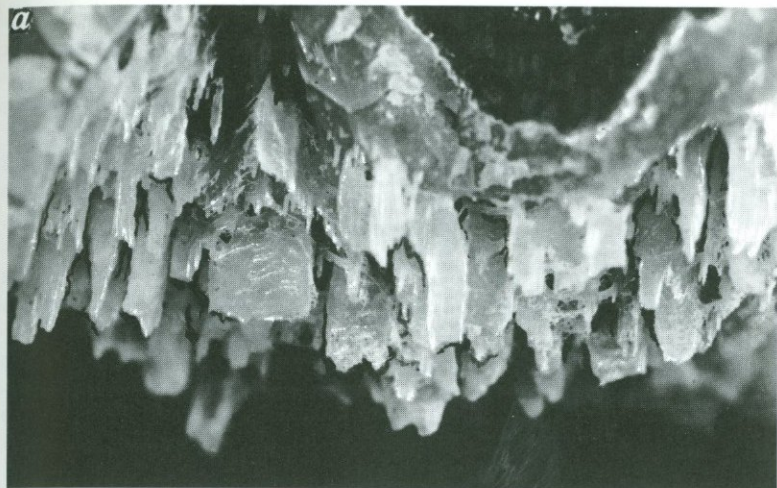


Рис. 72. Формы халцедона, возникшие при фронтальном замещении им кальцита: *a* — клиновидные образования халцедона с многочисленными мелкими псевдосталактитами на их концах, связанных во многих местах выпуклыми перемычками — «провисами», *б, в* — группы халцедоновых псевдосталактитов с многочисленными перемычками в полости выщелачивания по границе кальцита и халцедона; *a, б, в* — мыс Теви, Камчатка; *a* и *б* — ув. 10, *в* — ув. 20 (РЭМ).

частично (фото 122), либо полностью (фото 124; 125) заполнено параллельно-слоистым агатом, что приводит к образованию своеобразных мозаичных агатов, когда пространство каждой из полостей между бывшими кристаллами папиршпата заполнено своеобразным по характеру зональности и окраски агатом (фото 124; 125).

До сих пор рассматривался в основном кальцит, предшествовавший выделению того или иного количества халцедона. Наряду с этим в агатах имеются и более поздние по времени образования кальциты. Наиболее бесспорны в этом отношении выделения кальцита, закупоривающие «питающие» каналы, в которых можно обнаружить следы коррозии кальцитом отдельных более ранних халцедоновых слоев (см. рис. 66).

В заключение, касаясь описания различного рода псевдоморфоз по кальциту, следует обратить внимание на то, что в донной части некоторых миндалин из базальтов и особенно минерализованных полостей в литофизах встречаются своеобразные образования, которые Ф. М. Хеддль [190] называл плинтоидным агатом. Это параллельно-слоистый агат, отдельные зоны которого разбиты вертикально на прямоугольные участки и как бы состоят из «кирпичеподобных тел», примыкающих друг к другу. Эти тела могут быть полыми, и их стенки состоять из щеток кристалликов кварца, как описанные выше «коробчатые» образования, возникающие при силификации промежутков между кристаллами папиршпата (см. рис. 74), или такие полости заполняются зонально-концентрическим халцедоном (агатом), образующим своеобразные микрожеоды. Плинтоидный агат был описан Ф. Хеддлем для агатовых миндалин из базальтов Шотландии. Нами такие образования с полыми «кирпичиками» были обнаружены на Мулиной Горе. Важно, что в том и другом случаях они приурочены к донной части параллельно-слоистого агата, будучи отделенными от него сверху ровной горизонтальной плоскостью.

Еще более четкие плинтоидные агаты были обнаружены на Айнабулакском месторождении. Здесь очень многие параллельно-слоистые агаты, выполняющие полости в литофизах, в своей нижней части имеют сравнительно мощные плинтоидные зоны (фото 108, б; 120; 127; 128). Их отличительная особенность — постоянное присутствие кальцита, сравнительно крупнозернистого, имеющего ровную горизонтальную поверхность раздела с вышележащими халцедоновыми слоями.

Морфологическая близость отдельных «кирпичиков» Хеддла к коробчатым образованиям, генетически связанным с папиршпатом, в плинтоидном агате из Айнабулакского месторождения и реликты кальцита в этих участках заставляют считать, что они возникли по кальциту, выполнявшему нижние части полостей, в которых образовался агат. Скорее всего это был очень мелкозернистый кальцит типа микрита, оказавшийся из-за высокой плотности в нижней (донной) части литофизы (миндалины) в виде очень плотного гравитационного (горизонтального) слоя, перекристаллизация которого вызвала равномерное растрескивание по объему с дальнейшим замещением кальцита (прежде всего по трещинам сокращения) кварцем, сопровождающимся выщелачиванием кальцита. Часто на этом процесс прекращался, в результате чего возникали плинтоидные агаты, состоящие из полых кирпичиков-коробочек.



Рис. 73. Псевдоморфозы кварца по папиршпату и кварцевые «коробочки», образовавшиеся при нарастании кварца на плоскости кристаллов папиршпата, из миндалины, имеющей халцедоновую каемку около 5 мм. Мулина Гора, Читинская обл. Нат. вел.

Рис. 74. Псевдоморфозы халцедона и кварца по папиршпату (перекрещивающиеся пластины) с образованием кавернозных текстур внутри бывших кристаллов папиршпата и между ними. Риолиты в окрестностях оз. Балхаш. Ув. 30(+). № Б-1.

Арагонит достоверно не удалось обнаружить ни в одном из изученных образцов, хотя, как уже отмечалось, в базальтах известны миндалины, нацело сложенные арагонитом (см. рис. 58). В то же время в некоторых миндалинах в базальтах известны достаточно крупные полные псевдоморфозы минералов кремнезема по столбчатым кристаллам, сроставшимся в слабо радиально расходящиеся пучки, сечение которых и особенности скульптуры граней (В. И. Степанов, устное сообщение) позволяют считать, что первоначально они скорее всего были представлены арагонитом (фото 48). Псевдоморфозы по розетковидным скоплениям столбчатых кристаллов арагонита (?), характеризовавшихся спайностью, перпендикулярной к удлинению, очень распространены и на некоторых месторождениях агата, выполняющего полости в литофизах.

Арагонит в виде белых волнистых корок или шестоватых групп удлинённых кристаллов и массивных выделений радиально-лучистой структуры установлен в некоторых псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по ангидритовым конкрециям [262].

Доломит достоверно установлен нами лишь в миндалинах агатопроявлений в восточной части хр. Арц-Богдо. Здесь он образует корки сильно расщепленных кристаллов до пластинчатых сферолитов мощностью около 1,5 см и ромбоэдрические кристаллы около 1 см в поперечнике. По времени образования доломит в основном предшествует выделению главной массы кремнезема (кварца), но нарастает на тончайшую оторочку халцедона, выступающую поверхность миндалины (фото 49).

Наряду с этим известны сферолиты доломита, нарастающие на отдельные слои халцедона (фото 50; 51), и маломощные (около 5 мм) зоны кристаллического доломита в зонально-концентрическом агате, когда доломит выделялся после отложения части халцедона, нарушая непрерывное отложение последнего (фото 49).

В россыпях доломит обоих типов относительно быстро выщелачивается. Внутренняя часть агатовых миндалин (по границе с доломитом) в этом случае высвобождается и обычно именно она, часто ошибочно, принимается за агатовую миндалину. Отличие состоит не только в отсутствии нормальной смены минералов в миндалине, в частности в отсутствии халцедоновой или селадонитовой корок, облегающих внутреннюю полость газового пузыря, но и в своеобразной скульптуре поверхности таких образований. С одной стороны она крупнокавернозная (отпечатки отдельных сферолитов доломита), с другой — имеет множество отпечатков тончайших пластинчатых кристаллов, слагающих сферолиты и выступающих на поверхности в виде мелких хребтиков.

Крупнокристаллический доломит из внешних оторочек агатовых миндалин месторождения Арц-Богдо был подвергнут Г. А. Осолодкиной химическому анализу, установившей в нем (%): CaO 29,74; MgO 20,00; FeO 2,71; MnO 0,06; CO₂ 46,58; SiO₂ 0,27; Al₂O₃ 0,27; H₂O ± 0,15; TiO₂ и Fe₂O₃ — не обн., сумма 99,78%. Этот анализ подтверждает принадлежность минерала к доломиту и выявляет относительно высокое содержание в нем FeO и пересчитывается на формулу железистого доломита Ca_{1,02}(Mg_{0,96}Fe_{0,02})[CO₃]_{2,04}.

В псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита доломит [262] встречается в виде светло-розовых до розовато-

красных жемчужных агрегатов седловидных кристаллов. Иногда отмечаются чисто белые ромбоэдри размерами до 2 мм, а седловидные кристаллы достигают 10 мм. При выветривании железистый доломит буреет и, наконец, замещается лимонитом, образующим превосходные псевдоморфозы по доломиту. Там же отмечен *анкерит* в виде агрегатов от светло- до темно-коричневых, скрученных до седловидных кристаллов. Он встречается в тесной ассоциации с доломитом.

Сидерит. Сферокристаллы сидерита (сферосидерит) широко известны в некоторых эффузивах Венгрии, где они покрывают поверхность газовых пузырей (фото 52).

В миндалинах, в том числе агатовых, сидерит достаточно характерен для некоторых агатопроявлений восточной части хр. Арц-Богдо. Здесь сидерит образует сферолитовые корки мощностью до 1 см, нарастающие непосредственно на тонкую оторочку халцедона, выстилающую поверхность газовых пузырей. С поверхности на этих корках можно видеть типичные расщепленные сферокристаллы размерами около 5 мм. В обычной последовательности смены минералов в миндалинах на сидерит нарастает халцедон (агат), причем сидерит часто замещается халцедоном.

Замещение сидерита халцедоном при определенной величине Eh сопровождается выделением гидроксидов и оксидов железа, от которых зависит разнообразие окрасок агатов Арц-Богдо, отличающих их, например, от светло-серых агатов Северного Тимана, Ахалцихского, Иджеванского районов, окрестностей г. Павлодара, района пос. Палана (мыс Теви на Камчатке), в парагенезисе которых отмечается кальцит, тогда как сидерит отсутствует или играет крайне ограниченную роль (возможно, в агатах окрестностей г. Павлодара). С сидеритом, заместившимся позже халцедоном, возможно, связано разнообразие окрасок агатов Чойрского района Монголии (Далан-Туру и другие месторождения).

Возможно, что сидерит был ранним карбонатом во многих миндалинах, находящихся в россыпях в окрестностях г. Павлодара. Об этом говорят интенсивное «ожелезнение» их с поверхности, отложение на ней пленок, корочек и более крупных скоплений гётита и своеобразная скульптура поверхности многих агатовых выделений, на которой вместо отпечатков крупнокристаллических и скрученных кристаллов кальцита, характерных для многих агатов, появляются отпечатки тонкопластинчатых сферолитов диаметром 5—10 мм. Именно подобные агаты ожелезнены с поверхности в максимальной мере.

Кроме того, сидерит, возможно, в ряде случаев оказывался и поздним карбонатом, «запечатывающим» «питающие» каналы, поскольку в них встречаются иногда остатки сильно ожелезненного карбоната (?). Р. Блюм [153] описал псевдоморфозы лимонита по мелким кристалликам позднего сидерита, нараставшим на кристаллы аметиста, выстилающие полость миндалины из Гальгенберга у Идара, ФРГ.

Малахит встречается редко в виде незначительных примазок в связи с окислением халькопирита в агатах различных парагенетических ассоциаций, но преимущественно связанных с литофизами в риолитах. Темно-зеленые корочки малахита, покрывающие кристаллики халькопирита, его скрытоволокнистые корочки и мельчайшие пятнышки на кристалликах кварца описаны в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита из Центральной части США [262].

АГАТОВОЕ ВЫПОЛНЕНИЕ ПОЛОСТЕЙ В ЛИТОФИЗАХ

ФОРМА ПОЛОСТЕЙ И МОРФОЛОГИЯ АГАТОВЫХ ВЫДЕЛЕНИЙ В ЛИТОФИЗАХ



a

Фото 103. Литофизы в черном обсидиане:

a — общий вид; *б* — три соседних сегмента лопнувшего сферолита; хорошо видна возможность совмещения отдельных сегментов, в том числе и при совпадении их тонкой скульптуры. 20,0×13,0 см; *в* — отдельные сегменты лопнувшего сферолита с четко видимым полусферовым выступом в центре одного из них. 4,0×3,0 см. г. Кечалдаг, Карабахское нагорье, АзССР. № 79333.



6



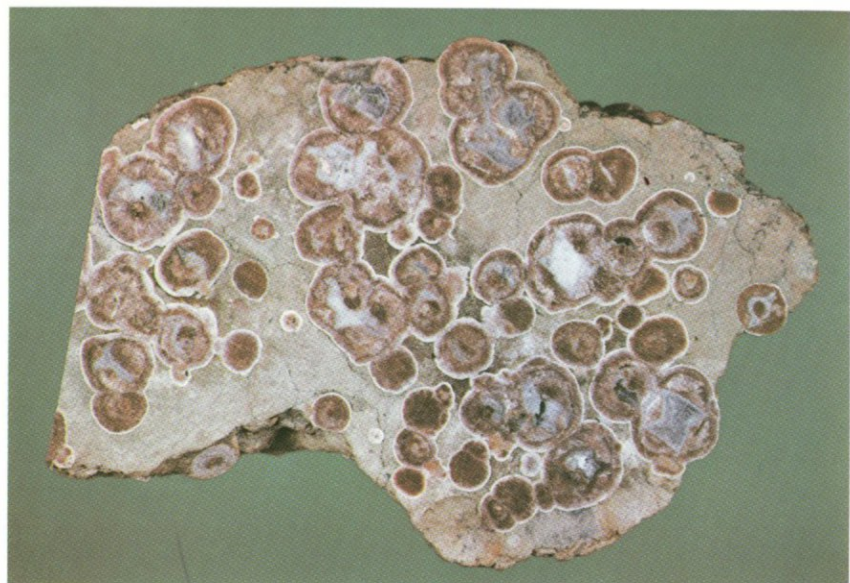
8



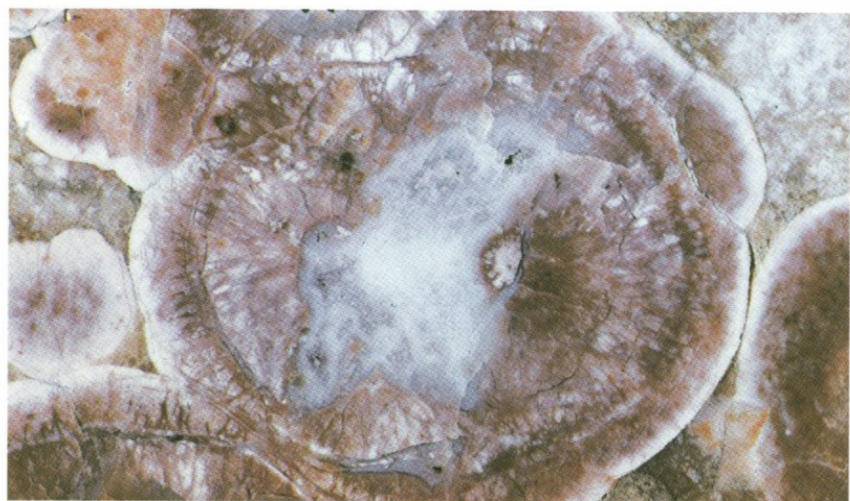
Фото 104. Крупная литофиза с халцедоновым ониксом (белое) и открытой полостью в риолите с флюидалной текстурой; по флюидалности развиваются тонкие прожилки и линзы халцедона и кварца. Выходы риолитов на Айнабулакском месторождении, КазССР. Уменьшено в 40 раз.



Фото 105. Фельзофир с большим числом мелких литофиз, полости которых заполнены агатом, а оболочка имеет отчетливую сферолитовую структуру. Верховье р. Ужбиракчан, правобережье р. Колымы. Якутская АССР. $\sim 16,0 \times 10,0$ см. № 83229.



a



б

Фото 106. Фельдспир с многочисленными мелкими литофизами с отчетливым сферолитовым строением и тонкой наружной оболочкой. Центральные полости литофиз выполнены кварцем; во многих литофизах отчетливо видны результаты разрывного образования центральных полостей — края таких полостей легко совмещаются при сближении. Основная масса образца представлена породой с перлитовой структурой:

a — общий вид образца, *б* — отдельная литофиза, иллюстрирующая механизм формирования центральной полости со сферическим выступом на одной ее стороне и сферической выемкой на другой. *a* — 10,5×7,5 см, *б* — ~12 см. Северо-Восток СССР.



Фото 107. Фельзитовая литофиза с полостью треугольного сечения в срезе, выполненной агатом с облегающей и ониксовой зональностью, во вмещающем фельзите. Айнабулак, КазССР. 8,5×5,0 см. № 84770.



a



б

Фото 108. Крупная литофиза, высвобожденная из породы:

a — внешняя форма с отчетливыми хребтиками — халцедоновыми выступами, заполнившими трещины, разбившие сферолоид на отдельные сегменты; *б* — разрез той же литофизы с треугольной полостью, заполненной халцедоном (агатом), углы которой переходят в выступающие на поверхности литофизы хребтики. Айнабулак, КазССР. 7,5×7,5 см. № 83225.

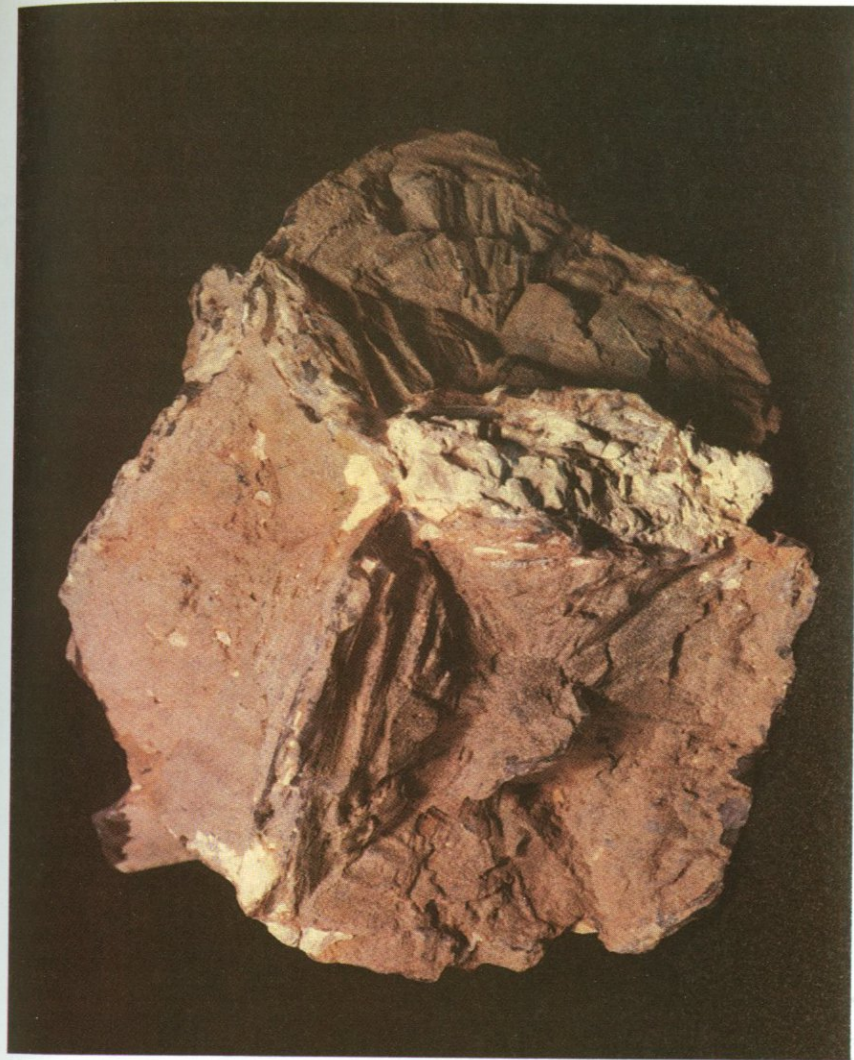


Фото 109. Халцедоновый (агатовый) слепок центральной полости литофизы, имеющей форму реберного куба; хорошо видно, что отдельные грани такого слепка-куба представлены отрицательными квадратными пирамидами с отчетливой скульптурой поверхности и полушаровым выступом в центре одной из пирамид. Окрестности г. Магнитогорска, Челябинская обл., $5,0 \times 5,0$ см. № 83242.

Смитсонит очень редок и обнаружен Р. Триппом [262] только в одном образце псевдоморфозы минералов семейства кремнезема по конкреции ангидрита в виде зеленовато-желтой кристаллической корки толщиной в среднем около 0,8 мм, выстилающей внутреннюю часть жеоды. Появление смитсонита связывается с окислением сфалерита, установленного в жеодах Варшавской формации в значительных количествах.

СУЛЬФАТЫ

Из сульфатов в агатовых миндалинах, литофизах, выполненных агатом, и псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по ангидритовым и кальцитовым конкрециям были обнаружены барит, ангидрит, целестин и гипс, играющие далеко не одинаковую роль в них.

Барит нами обнаружен в виде пластинчатых кристаллов размером $2 \times 5 \times 0,4$ см и расщепленных кристаллов, образующих метельчатый агрегат (частично замещенных халцедоном) на пластинчатом кристалле в некоторых выполненных агатом миндалинах Северного Тимана (рис. 75, а).

Кристаллы барита неоднократно указывались в ассоциации с агатом из миндалин района Идар — Оберштейна, ФРГ, Д. Гергенсом [182], а затем М. Зеебахом и Р. В. Гёргей [248]. Р. Блюм [153] описал псевдоморфозу мелких кристалликов кварца по кристаллу барита длиной около 2,5 см, выросшую на кристаллы аметиста в миндалине из Гальгенберга у Идара.

В полостях литофиз, обычно заполненных халцедоном, а затем кальцитом, также иногда встречается барит. Он либо нарастает в виде отдельных кристаллов на кальцит (рис. 75, б), либо чаще оказывается целиком поглощенным кальцитом, из которого барит можно извлечь растворением кальцита в HCl. При этом основными габитусными формами барита в агатовых миндалинах являются {001}, {010} и {100}, а в литофизах — {001} и {110}.

Более типичен барит для жеод, образующихся при формировании псевдоморфоз минералов семейства кремнезема по ангидриту и кальциту. Барит в этом случае обычно находится в центральной части таких жеод, выполняя их (иногда вместе с кальцитом) полностью в виде крупнозернистых агрегатов. Изучение взаимоотношений подобного барита с кварцем, образующим кристаллические радиально-лучистые щеточки — каймы, на которые нарастают кальцит и барит, позволило обнаружить индукционные грани, развивающиеся по границе кварца и барита.

Таким образом барит какое-то время вначале рос одновременно с поздним кварцем, а затем становился более поздним по времени выделения.

В псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по ангидритовым конкрециям центральной части США [262] барит обычно хорошо окристаллизован и встречается в виде тонкопластинчатых кристаллов и их агрегатов, иногда розетковидных. Обычно он имеет небесно-голубую до белой окраску, причем голубые кристаллы зональны — в них чередуются



Рис. 75. Барит:

a — расщепленный кристалл, частично замещенный халцедоном и кварцем в агатовой миндалине. Чащын Нос, Сев. Тиман. Ув. 1,5, № 84450; *б* — кристалл барита в полости литофизы, частично заполненной халцедоном и кальцитом. Айнабулак, КазССР. Нат. вел.

зоны голубой и белой окраски. Редко встречаются светло-зеленые кристаллы. В одной из жеод обнаружены светло-желтые очень сложные по форме кристаллы около 7,5 см в поперечнике. Наиболее крупный кристалл голубого барита имеет размер 2,5 см.

Целестин. Имеются сведения о находках целестина в агатовых миндалинах мезозойских базальтов на юге Монголии (В. В. Ярмолюк, устное сообщение), в мелких миндалинах Сибирских траппов, в базальтах Монтечио Маггиоре, Висеца, Италия (№ 52776).

Целестин в качестве одного из сульфатных минералов отмечается Р. Триппом [262] в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита из Центральной части США. Нами целестин обнаружен в аналогичных конкрециях Туаркыра, где он иногда заполняет полностью их ядра, а иногда образует мелкие кристаллики на поверхности центральной полости.

Ангидрит нам пока не удалось установить ни в одном из имевшихся в нашем распоряжении образцов. Однако он описан как обычный реликтовый минерал, зерна которого образуют включения в кристалликах кварца в кварцин-кварц-халцедоновых псевдоморфозах по конкрециям ангидрита в центральной части США [163, 214] и в северной части Саудовской Аравии [212] (см. рис. 25); такой же ангидрит должен быть и в аналогичных псевдоморфозах с Туаркыра. В подобных же жеодах Саудовской Аравии мелкозернистый ангидрит иногда выполняет их центральные части полностью.

В полостях литофиз некоторых месторождений — в СССР примером их является Аягузское месторождение в Казахстане — обычны своеобразные псевдоморфозы халцедона или кварца по какому-то пластинчатому минералу, выделившемуся в виде радиальных агрегатов (фото 132). Эти псевдоморфозы характеризуются взаимноперпендикулярной реликтовой спайностью поперек и вдоль пластин.

Учитывая сказанное, можно предположить, что эти псевдоморфозы образовались в результате замещения радиально-лучистых сростков пластинчатых кристаллов ангидрита (менее вероятно барита или арагонита) минералами семейства кремнезема. К сожалению, реликтов исходного минерала в них пока найти не удалось. Эти образования весьма своеобразны и представляют собой типоморфные минералы для Аягузского в СССР и для некоторых зарубежных месторождений агатов, связанных с литофизами в риолитах.

Гипс описывается Р. Пебианом [226] как обычный минерал на многих месторождениях вулканогенных агатов США и Мексики. Он же описывает псевдоморфозы халцедона по кристаллам гипса и считает, что халцедоновые ониксы также результат замещения халцедоном гипса вдоль направления спайности, фактически отвергая их гравитационную природу.

В виде призматических кристаллов около 4 см в длину, иногда грубо исстрихованных и обычно хорошо ограненных — отдельных, либо в виде столбчатых сростков — гипс очень часто встречается в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита Центральной части США [262]. Он обнаружен также в виде вростков в халцедоне, кристаллах кварца, редко кальцита.

Нами гипс в качестве позднего минерала обнаружен в агатовых миндалинах Арц-Богдо (Монголия) и псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита с Туаркыра.

СИЛИКАТЫ

Силикаты, встречающиеся совместно с агатом, довольно многочисленны. Однако в данной работе не ставится задача подробного описания каждого из них и рассматриваются лишь те, которые играют определенную роль в формировании текстурных особенностей агатов. По этой же причине описание затрагиваемых силикатов практически ограничивается указанной стороной вопроса, тогда как большинство их физических и химических свойств не рассматривается вовсе.

Минералы рода глауконита-селадонита. Исследование особенностей строения агатовых миндалин в базальтах показало, что практически все они имеют внешнюю темно-зеленую кайму из минералов рода глауконита-селадонита [93]. Эти минералы чаще всего образуют сферолитовые корки по периферии миндалин (рис. 76; фото 42; 72,б), достигающие иногда мощности несколько миллиметров.

Минералы рода глауконита-селадонита, слагающие внешние оторочки в агатовых миндалинах или основу моховиков, обычно гидролизуются в смектиты. Состав смектитового минерала северо-тиманских агатов оказался отвечающим формуле:

$(\text{Fe}_{1,16}\text{Mg}_{0,82})_{2,00}[(\text{Al}_{0,42}\text{Si}_{3,58})_{4,00}\text{O}_{10}] \cdot (\text{K}_{0,05}\text{Na}_{0,09})_{0,14}(\text{H}_2\text{O})_4$ [93]; в миндалинах базальтов Сибирской платформы в виде оторочки был установлен сапонит [4]; там же отмечен нонтронит.

Особый интерес описываемая корка представляет по двум причинам. Во-первых, благодаря тому что минералы рода глауконита-селадонита мягкие и сравнительно легко выветриваются. Разрушение этой корки приводит к легкому высвобождению (вылущиванию) миндалин из вмещающей породы, легкому переходу их в россыпи. При этом глауконит-селадонитовая корка сохраняется на поверхности миндалин частично или полностью с нее удаляется.

Во-вторых, в некоторых миндалинах, очевидно, до их минерализации халцедоном или кальцитом, происходит иногда очень своеобразное отслаивание селадонит-глауконитовой корки* и накопление ее на дне газового пузыря. Подобное отслаивание может идти параллельно с заполнением газового пузыря кальцитом или халцедоном, причем чешуйки этой корки первоначально фиксируются на стенке в частично отслоенном состоянии, а затем, отделившись полностью, скапливаются на дне миндалин (рис. 77). На дне некоторых миндалин таких чешуек оказывается очень много, и они, цементируясь халцедоном (агатом), образуют свое-

* Не исключено, что подобное отслаивание — результат гидролиза минералов рода глауконита—селадонита с образованием набухающих глинистых минералов, отслаивающихся от стенки при набухании (В. И. Степанов, 1984, устное сообщение).

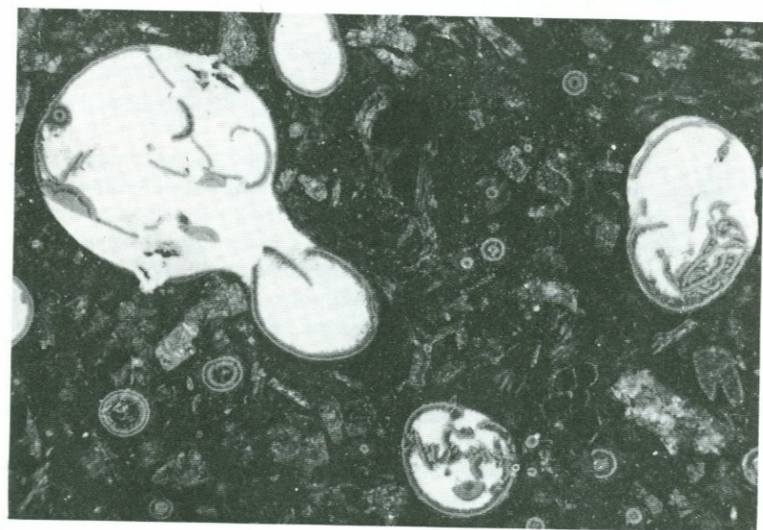


Рис. 76. Строение типичной миндалины в базальтах
 1 — тонкая сферолитовая корка селадонита, отделяющая миндалину от базальта, 2 — сферолитовая корка халцедона, 3 — ядро из крупнокристаллического кварца. Р. Нижняя Тунгуска, Эвенкийский авт. окр. Ув. 40(+). № Т-132/72-5-5.

Рис. 77. Чешуйки частично отслоенной глауконит-селадонитовой корки и ее остатки на стенках кальцитовых миндалей в базальте. Мыс Теви, Камчатка. Ув. 5.

образные темно-зеленые донные моховики, близкие по цвету и составу некоторым донным яшмам.

Иногда изменение минералов рода глауконита — селадонита не только происходит с их гидролизом, но и сопровождается окислением содержащегося в них Fe^{2+} в Fe^{3+} . Это, совместно с гидролизом, приводит к образованию за счет темно-зеленых исходных минералов желтовато-коричневого нонтронита (?), чешуйки которого могут точно таким же способом отслаиваться от стенок газового пузыря и скапливаться на его дне. В этом случае образуются донные моховики (яшмы) светло-коричневого или грязно-желтого цвета, в которых, как и в описанных выше, сохраняется скорлуповатая форма отдельных отслоившихся чешуек (фото 100).

Глауконит-селадонитовые каймы образуются как на относительно гладких стенках газовых пузырей, так и на настельных лавовых сосульках (фото 9—11; 29) и перегородках, возникающих при слипании пузырей друг с другом. При этом на срезах псевдосталактитов, образовавшихся на настельных лавовых сосульках и лавовых перегородках, такие выделения глауконит-селадонитовых минералов, иногда нацело замещающих подобные сосульки и перегородки, обычно воспринимаются как мембранные трубки.

Минералы рода глауконита-селадонита — обычные минералы изменения некоторых базальтов в донных настелях, с образованием за их счет донных яшм — темно-зеленых, а при окислении Fe^{2+} до Fe^{3+} — желтых и красных.

Наряду с описанными формами известны ажурно-сетчатые и кустистые образования, выполненные селадонитом или продуктами его изменения, напоминающие разветвленные мембранные трубки, в том числе и возникающие при замещении кальцита халцедоном, заключенные в халцедон (агат), создающие основу ветвисто-узорчатого рисунка многих моховиков (рис. 78; фото 84).

Хлорит установлен в виде пластинчатого или мелкозернистого минерала, выполняющего мелкие миндалины в северотиманских базальтах. Его состав отвечает клинохлору с формулой $(\text{Mg}_{3,06}\text{Fe}_{0,98}^{2+}\text{Fe}_{0,88}^{3+}\text{Al}_{1,01})_{5,93}(\text{OH})_8[(\text{Al}_{0,49}\text{Si}_{3,51})_4\text{O}_{10}]$ [93]. Скорее всего подобный минерал встречается в мелких миндалинах, широко распространенных во многих дургах базальтах.

Цеолиты. Из большого числа цеолитов, типичных для миндалины в агатах и слагающих иногда такие миндалины нацело, особого внимания заслуживает морденит. Для него характерны тонкоигольчатые сферолиты, их агрегаты и корки, обычно нарастающие непосредственно на стенки газовых пузырей после глауконит-селадонитовой и тонкой халцедоновой оторочек (фото 2; 30; 53; 54; 56). Иногда он образует ватоподобные скопления, особенно характерные для выполнения межшаровых пространств в базальтах по р. Нижняя Тунгуска, и разреженно-сферолитовые сростки, в которых между отдельными волокнами морденита остается достаточно большое свободное пространство.

Кроме морденита, который обычно имеет белый, желтоватый, редко красноватый цвет, на стенках агатовых миндалины встречаются тонкопластинчатые сферолиты ярко-красного феррьерита (фото 55), типо-



Рис. 78. Выделение селадонита в халцедоне. Моховик из Индии (?). Ув. 8. № 1504 ПДК. Я.

морфные для некоторых агатопроявлений в Ахалцихском районе. Точно такое же положение в агатах иногда занимают мелкие сферолиты клиноптилолита и светлозарита, выкрашивание которых в россыпях приводит к возникновению оспенной поверхности многих агатовых миндалин у г.Звездел (Момчилевградский район, Болгария).

Если для агатовых миндалин из базальтов типоморфны высококремниевые цеолиты — морденит (наиболее обычен), феррьерит, светлозарит, отчасти клиноптилолит, то для агатов, выполняющих полости литофиз, характерен лишь клиноптилолит. Однако он выделяется не как минерал, предшествовавший отложению кремнезема, а как значительно более поздний минерал, отлагающийся в тончайших секущих трещинах. Именно эта причина резко снижает ювелирное качество агатов Айнабулакского и Аягузского месторождений в КазССР, поскольку они очень легко раскалываются и распадаются вдоль таких трещин, о чем уже речь шла выше.

В агатах, связанных с осадочными породами, цеолиты пока не отмечались.

ФТОРИДЫ

Из фторидов в агатах установлен *флюорит* — типичный второстепенный минерал агатов литофиз, а также псевдоморфоз минералов кремнезема по ангидритовым и кальцитовым конкрециям; известен он и в связи с агатами, возникающими в пустотах выщелачивания силицитовых конкреций. Кроме того, установлены многочисленные псевдоморфозы халцедона по флюориту.

Среди агатов, связанных с основными и средними эффузивами, флюорит не обнаружен, хотя для некоторых подобных месторождений характерны псевдоморфозы халцедона, частично кварца, по флюориту. Из них прежде всего следует назвать россыпные агаты окрестностей курорта Далан-Туру в Монголии. Здесь известно скопление угловатых в сечении халцедоновых «миндалин», обладающих характерной светлой серовато-голубоватой (светло-сапфириновой)* внешней халцедоновой коркой, тогда как центральная часть таких миндалин выполнена зональным кварцем (фото 57,а), иногда чередующимся с зонами голубоватого халцедона. В приполировках описываемых образцов часто можно видеть характерный рисунок поверхности халцедоновой корки, отвечающий сечению корки кубических кристалликов, размером иногда 2—3 мм, на которую нарастают последующие слои кварца и халцедона.

Таким образом, рассматриваемые светло-сапфириновые миндалины образовались позже отложения кристаллических корок флюорита, замещенных затем халцедоном. В связи с этим особого внимания заслуживает обилие в указанном районе проявлений флюоритовой минерализации, в том числе промышленной. Учитывая своеобразие цвета и текстуры агата, образовавшегося при псевдоморфозации флюорита, можно предположить, что он может использоваться в качестве поискового признака на месторождения флюорита.

Аналогичный агат известен из некоторых районов Румынии. Здесь установлены угловатые миндалины сапфириноподобного агата с полостью, представленной коркой крупных (≈ 5 мм) кубических кристаллов, замещенных светло-голубым халцедоном, и плоские сравнительно протяженные корки с внешней кубической огранкой (фото 57,б); не исключено, что в этом случае можно обнаружить скопление незамещенного халцедоном флюорита, возможно, достаточно крупные.

В агатах, выполняющих полости в литофизах, флюорит известен в виде кубических и кубооктаэдрических кристаллов фиолетового (фото 129) или желтого цвета (рис. 79; фото 110, д). В некоторых случаях кубические кристаллы флюорита образовывали корку на сферолитовой корке халцедона и перекрывались подобными же халцедоновыми корками, переходя в то же время (?) в псевдоморфозы халцедона (фото 57; 130; 131) или кварца (рис. 80) по флюориту.**

Кроме отдельных кристаллов, их сростков и корок, флюорит иногда образует сферолиты до 5 мм в поперечнике, часть из которых иногда замещается халцедоном.

Кристаллический флюорит в виде корок кубических кристаллов отмечен в псевдоморфозах минералов кремнезема по ангидриту в Центральной части США [262]. В Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР имеются превосходные псевдоморфозы этого типа из ЙАР, в центральных частях которых находятся корки кристаллов флюорита, достигающие более 1 см в ребре (фото 146).

* Некоторые исследователи по окраске называют эти агаты сапфиринами, хотя оттенок у типичных сапфиринов более густой и более темный.

** Замещение флюорита халцедоном в кварц-флюорит-баритовой жиле описано Г. Г. Грушкиным и И. Г. Хельвасом [30].



Рис. 79. Крупнокристаллические выделения желтого флюорита (Ф), нарастающие на тонкую халцедоновую корочку, облегающую микросферолитовую риолитовую оболочку литофизы, и обросшие халцедоном; в центре отчетливо видны псевдосталактиты халцедона, наросшие на тончайшие нити (мембранные трубки?), свешивающиеся с поверхности белого халцедонового слоя и поднимающиеся с поверхности широкого КТ-опалового слоя агата с параллельно-слоистым строением. Айнабулак, КазССР. Ув. 2,5.

В центральных полостях псевдоморфоз минералов кремнезема по конкрециям кальцита также иногда устанавливается флюорит в виде корочек из кристаллов около 1 мм в ребре, покрывающих щетковидные корки кристаллов кварца, а также в виде водяно-прозрачных кубиков, кубооктаэдров и типичных для флюорита двойников прорастания около 5 мм в ребре, нарастающих на корки из мелких флюоритовых кристаллов (рис. 81).

Превосходные псевдоморфозы облекания корками халцедона кубических кристаллов флюорита были обнаружены в полостях агатов, выполняющих пустоты выщелачивания силицитовых конкреций в известняках отрогов горы Кособа. Псевдоморфозы эти достигают 1 см в ребре (фото 160). На их срезе можно видеть, что заключенный в них флюорит имеет темно-фиолетовую окраску, причем толщина халцедоновой корки, облегающей кристаллы флюорита, достигает 2—3 мм, а его кристаллики имеют всего лишь 3—5 мм в поперечнике.

СУЛЬФИДЫ

Из сульфидов в агатах наибольшим распространением пользуется пирит, значительно реже встречаются мелкие зерна халькопирита. В псевдоморфозах минералов кремнезема по конкрециям ангидрита в Центральной части США были обнаружены значительные количества сфалерита

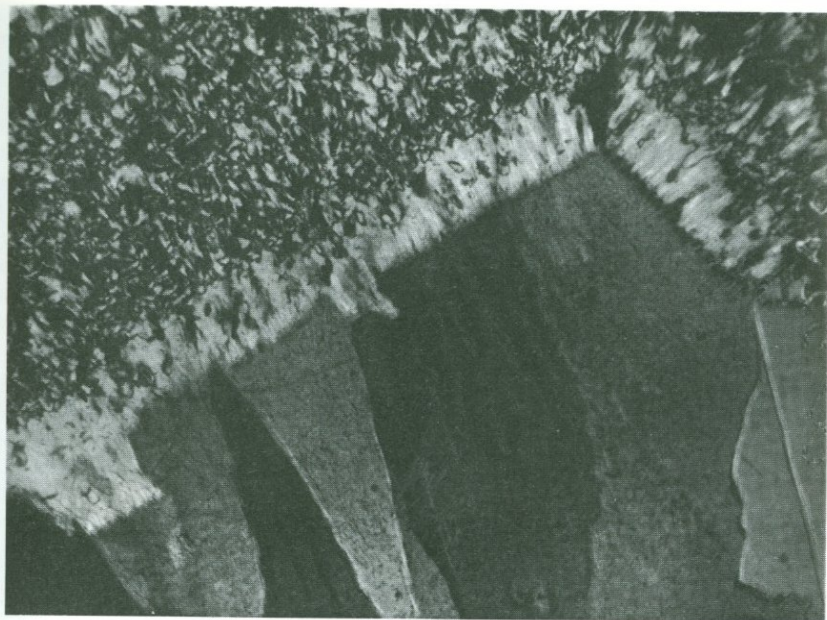


Рис. 80. Псевдоморфоза кварца по флюориту (внизу обрастает кварцином, а затем мелкоперистым халцедоном). Тресцтя, Трансильвания, СРР. Ув. 40 (+). № 3295. Я.



Рис. 81. Крупные водянoproзрачные кубические, кубооктаэдрические кристаллы флюорита и двойники прорастания, нарастающие на корку мелкокристаллического флюорита, покрывающего щетки кварца в полости псевдоморфозы минералов кремнезема по конкреции кальцита. Окрестности Бейнеу, горы Туаркыр, ТССР. Ув. 2. № 84535.

(марматита), а также марказит и галенит [262], но нами эти минералы ни в одном образце встречены не были, нет о них сведений и у многочисленных авторов, описывавших агаты, поэтому ниже их описание приводится по работе Р. Триппа [262].

Пирит, встречающийся в агатах, по времени образования делится в общем виде на три группы: а) ранний, образовавшийся до халцедона (агата); б) синхронный с агатом, находящийся между агатовыми слоями; в) поздний, выделяющийся в полостях жеод.

В качестве примеров раннего пирита можно привести пирит, встречающийся в виде отдельных псевдосталактитов и их сростков, нарастающих на стенки трещин в базальтах в районе мыса Теви. В свою очередь, вокруг этих образований пирита отлагались кварц, халцедон, местами кальцит, образовавшие псевдосталактиты со стержнями из псевдосталактитов пирита (рис. 82), причем псевдосталактиты имеют зонально-концентрическое строение и сильно трещиноваты. Помимо этого мелкие кристаллики пирита и их сростки обнаружены в нижних частях некоторых из кальцитовых миндалин кальцит-халцедоновых мандельштейнов этого района (фото 58).

Пирит в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита Центральной части США [262] обычно встречается в виде кубов около 10 мм, а также кубооктаэдров; реже — в виде пентагондодекаэдров. В ряде образцов установлены двойники срastания, а в жеодах одного из месторождений обнаружены капиллярные кристаллы пирита около 12 мм длиной, принимавшиеся ошибочно другими исследователями за миллерит. Пирит может также вращать в ромбоэдрические грани кварца, доломита или анкерита, нарастать на халцедон или образовывать включения в кальците в виде фантомов, давать ориентированные сростки с капиллярным марказитом.

Скопления кристаллов пирита — кубов, октаэдров и кубооктаэдров были обнаружены в агатах, образовавшихся при заполнении халцедоном полостей выщелачивания силицитов. Пирит при этом нарастает на темный красновато-коричневый слой халцедона, а на него — прозрачный светлосерый халцедон (рис. 83).

Вторичный пирит, образовавшийся, очевидно, за счет гидроксидов железа, бывших в агате, при их взаимодействии с H_2S из более поздних гидротермальных растворов, широко развит в агатовых россыпях по р. Рывьем, Чукотка. Он выделяется либо в местах небольших расширений тончайших трещин, секущих агаты, либо проникает по порам в агатах, образуя, например, мелкие бляшки по границе слоев в параллельно-слоистом агате (фото 60), включения (до субмикроскопических) в отдельных агатовых слоях. Именно с этим пиритом связана черно-голубоватая окраска многих агатов из этих россыпей (фото 32,б; 60; 98).

Марказит описан Р. Триппом [262] среди минералов псевдоморфоз кремнезема по ангидритовым конкрециям Центральной части США. Здесь он в основном установлен в виде капиллярных кристаллов около 25 мм длиной и обычно легко замещается лимонитом; редко он выделяется в виде оловянно-белых или иризирующих кристаллов с ярким металлическим блеском. Обычны двойники с углом срastания около 60° . Основная масса марказита находится в ориентированных срastаниях с пиритом

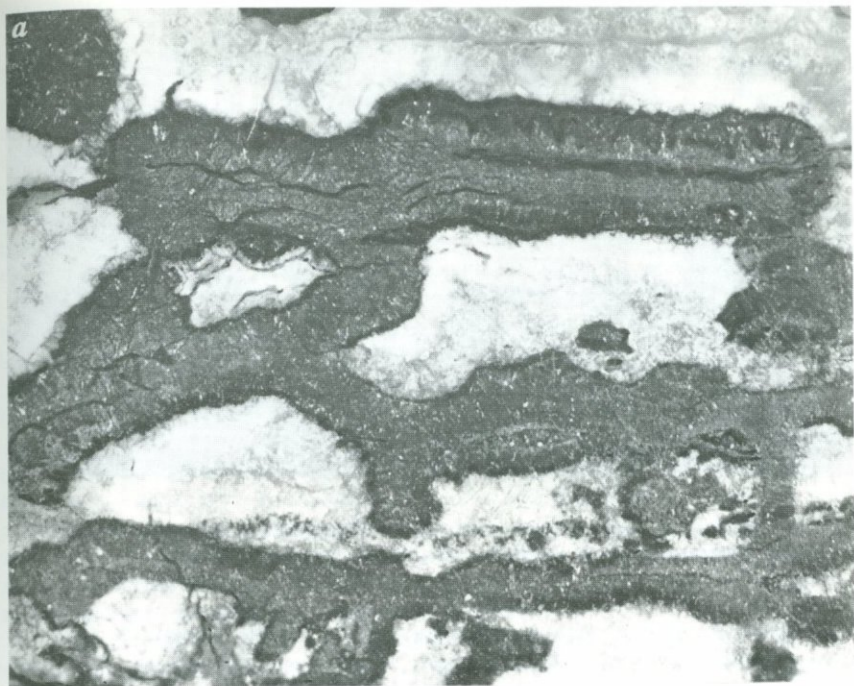


Рис. 82. Пирит-кварц-халцедоновые псевдодалактиты в агате:
a — общий вид, ув. 10; *б* — поперечный срез одного из псевдодалактитов, ув. 40, мыс Теви, Камчатка, № 84454.

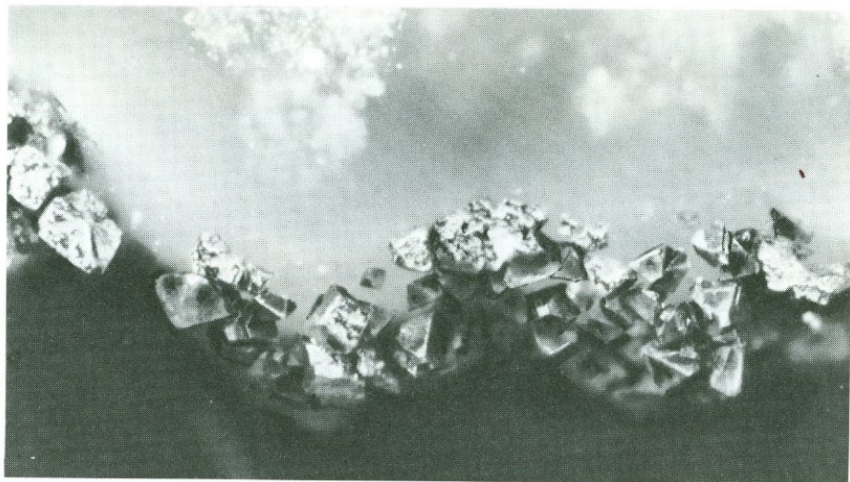


Рис. 83. Кристаллы пирита (кубы, октаэдры и кубооктаэдры) в агате. Окрестности дер. Старая Ситня, Московская обл. Ув. 30 (отраженный свет).

или нарастает в виде поздних образований на другие минералы. Обычно он ассоциирует с ромбоэдрическим кальцитом, доломитом, голубым баритом и сфалеритом; на некоторых месторождениях он установлен в виде включений — фантомов в кальците, протыкающих кристаллы кварца или вросших в халцедон.

Халькопирит. Мелкие зернышки халькопирита в агатах Гальенберга у Идара, ФРГ, отмечались еще М. Коллини [164], а затем И. Ноеггератом [222]. Р. Лизеганг [205] особо подчеркивал, что кристаллики халькопирита в этих агатах находятся в отдельных слоях халцедона, не деформируя их рисунка.

Р. Трипп [262] описал редкие кристаллики халькопирита размером ≈ 2 мм в ассоциации с кварцем, белым баритом, пиритом, доломитом в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по ангидритовым конкрециям в Центральной части США. Здесь же он отмечал ориентированные сростки халькопирита с сфалеритом, вроски халькопирита в халцедон.

Сфалерит (марматит) в псевдоморфозах кремнезема по конкрециям ангидрита в Центральной части США [262] образует зернистые массы около 7,5 см в поперечнике, иногда октаэдрические и ромбододекаэдрические кристаллы в ассоциации с голубым баритом, доломитом, каолинитом, кварцем, кальцитом и марказитом. Сфалерит обычно непосредственно вращается в кристаллы кварца; иногда содержит ориентированные включения халькопирита. Редко частично покрывается коркой кристалликов самородной серы.

В агатах встречаются различные гидроксиды и оксиды железа, различающиеся степенью окисления железа и степенью гидратации. Именно они определяют окраску церр-агата, сардера, карнеола, сердолика, т. е. всю цветовую гамму от желтых и грязновато-зеленых до красных и коричневых разных оттенков, определяющихся степенью окисления железа в минерале и степенью их гидратации. Среди рассматриваемых минералов наиболее распространен гётит; в меньших количествах и реже отмечается гематит.

Гётит. Для гётита типичны четыре основных морфологических типа выделений: 1) нитяные образования из тонкоигольчатых кристалликов; 2) корки разной конфигурации из тонкоигольчатых кристаллов; 3) хлопьевидные выделения; 4) отдельные сравнительно крупные игльчатые кристаллики и их метельчатые сростки.

Нитяные образования гётита чаще всего представляют собой основания для псевдосталактитов халцедона (рис. 84). Причины их появления, вероятно, связаны с высвобождением Fe при замещении сидерита или других железосодержащих карбонатов халцедоном. На это впервые обратил внимание исследователей А. Принз [230], связывавший появление в агатах нитей и «мембранных трубок» гётита с изменением сидерита, находящегося в основании агатовых миндалин.

Прекрасной иллюстрацией процесса замещения Fe-карбоната (скорее всего сидерита) халцедоном, в том числе с образованием нитей гётита, может служить миндалина агата из ФРГ, находящаяся в коллекции Минералогического музея им. В. И. Вернадского Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе и привлекающая к себе внимание П. П. Пилюпенко. По ее периферии хорошо видны псевдоморфозы халцедона по сравнительно крупным сферолитам Fe-карбоната (по-видимому, сидерита), отличающиеся интенсивной окраской (фото 82), связанной с большим количеством хлопьевидного гётита, выделившегося по радиальным трещинам и зональным центрам карбонатных сферолитов при их псевдоморфизации и трассирующего радиально-лучистое и зонально-концентрическое строение исходных сферолитов.

В верхней части описываемой миндалины хорошо видны тончайшие гётитовые нити, свешивающиеся с псевдоморфизованных сферолитов и образующие систему из взаимно параллельных (вертикальных) нитяных оснований халцедоновых псевдосталактитов.

Важно отметить, что халцедон, выполняющий центральную часть рассматриваемой миндалины, как и тот, который образует псевдосталактиты, нарастающие на гётитовые нити, отличается голубовато-серой и голубовато-белой окраской и не содержит включений гётита.

Таким образом, вторичное прокрашивание описываемого агата гидроксидами железа исключается. Более того, приуроченность последних к сферолитам свидетельствует о тесной генетической связи между ними.

При более интенсивных процессах замещения Fe-карбоната (сидерита), когда в замещение вовлекаются не отдельные сферолиты, а карбонатные слои достаточно большой мощности, вместо отдельных нитяных выделений гётита могут возникать параллельно-шестоватые корки из

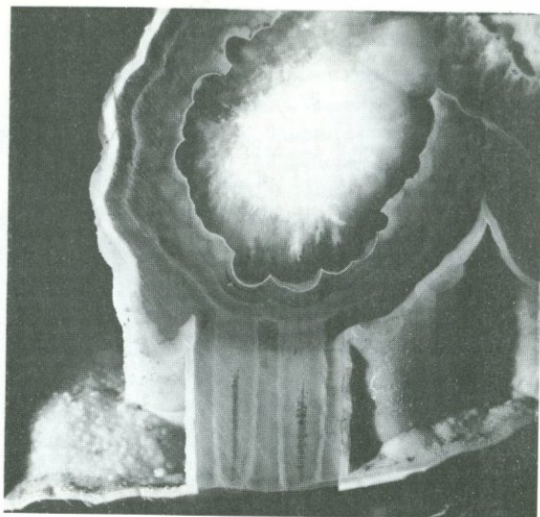


Рис. 84. Два крупных халцедоновых псевдосталактита в общей халцедоновой рубашке, концы которой частично утоплены в нижнем халцедоновом слое (рубашка частично его облекает), с темными нитевидными выделениями гётита (гидрогётита) в центре; сверху — шаровидное выделение (белое) тонких трубок-чехлов низкотемпературного кристобалита на сферолите морденита (?). Шурдо, ГрузССР. Ув. 2. № 84196.

тонкоигольчатых кристалликов гётита, покрывающие бывший карбонатный слой, в том числе в виде корок с весьма причудливой конфигурацией.

Прекрасный пример такой корки виден на одном образце из Монголии (фото 62). Здесь гётит образует корку из мелких параллельно-игольчатых кристалликов, смятую в причудливые складки, а местами свернутую даже в трубки, находящуюся на поверхности полупрозрачного слоя халцедона, которая также покрыта полупрозрачным халцедоном, образующим следующий слой агата. Более внимательное изучение этого образца позволило обнаружить остатки зонально-концентрических сферолитов карбонатов в основании внешнего халцедонового слоя ≈ 5 — 6 мм в диаметре и реликтовые слои опала в нем, частично замещенного халцедоном, сохраняющим зонально-концентрическое строение, совпадающее по месту расположения и радиусу кривизны с карбонатными сферолитами.

Все сказанное позволяет предположить, что описанная гётитовая корка сформировалась на (или в виде) тончайшей мембране, возникшей при псевдоморфизации халцедоном, образовавшим наружную корку агата, сферолитовой корки какого-то железистого карбоната — скорее всего сидерита, для которого характерны отдельные сферолиты и сферолитовые корки, нарастающие непосредственно на стенки миндалин и отделяющие образовавшийся позже агат от вмещающей породы (см. описание сидерита). С этих позиций понятны как зонально-концентрическое, реликтово-сферолитовое строение, установленное для наружной корки халцедона, так и появление большого количества гётита — настолько большого, что его пленка, покрывавшая первоначально поверхность псевдоморфизируемого сидерита, увеличиваясь в размере и будучи полупроницаемой (или находясь на полупроницаемой мембране), при разрастании сминается в складки (гофрируется) и скручивается в трубки.

С образованием гётита как вторичного продукта псевдоморфизации сидерита или других железосодержащих карбонатов, очевидно, связаны и другие разнообразные нитяные и пленочные его выделения во многих агатах. В качестве примера можно привести разветвленно-кустистые «мембранные трубки» глобулярного гётита, покрытые тончайшими псевдосталактитами халцедона, известные на многих агатовых месторождениях, характеризующихся включениями гётита в агат (рис. 85).

Хлопьевидные выделения гётита типичны также для халцедона (агата), с бурой до коричнево-красной окраской (рис. 86). В нем устанавливаются отдельные гётитовые обособления, обычно менее 1 мм в поперечнике, и их скопления, отличающиеся иногда геометрически правильными формами. Они могут быть равномерно распределены в пространстве или тяготеть к определенным элементам структуры (текстуры) халцедоновых образований. Так, выше уже отмечались выделения гётита по радиальным и зонально-концентрическим элементам псевдоморфизированных сидеритовых (?) сферолитов (фото 62).

В других случаях отмечается более равномерное распределение гётитовых хлопьев, вызывающих равномерную или пламевидную ярко-красную окраску халцедона, столь типичную для многих агатов из литофиз в риолитах. Более детальное изучение подобного халцедона Айнабулакского месторождения показало, что отдельные хлопьевидные выделения гётита в нем местами отчетливо трассируют ромбоэдрические направления спайности (рис. 87), указывая на его образование также при псевдоморфном замещении карбоната халцедоном.

Особого внимания заслуживают взаимоотношения хлопьевидного гётита с кварцином. В этом случае гётитовые хлопья могут отделять (маркировать) зонтики кварцина от вмещающего их халцедона, трассируя концентрическую зональность роста сферолитов кварцина (фото 64), образовывать выделения на поверхности этих зонтиков, благодаря чему на их поперечных срезах можно видеть круглые скопления гидроксидов железа — одиночные и групповые (рис. 88), поперечник которых зависит от максимального размера кварциновых конусов (зонтиков) и уровня их сечения.

Подобная приуроченность гидроксидов железа к кварциновым конусам (зонтикам) и кварциновым прослоям в агатах скорее всего связана с возникновением кварцина в качестве псевдоморфоз по зонтикам и отдельным прослоям железистого карбоната, хотя нельзя исключать их образования в результате вторичного прокрашивания кварцина, обладающего большей по сравнению с халцедоном пористостью, о чем речь шла выше.

Отдельные тонкополосчатые кристаллы гётита длиной несколько миллиметров и их метельчатые сростки были обнаружены в нижнем темно-коричневом слое одного из агатовых онисков, причем у верхней горизонтальной границы этой зоны иглы и пучки гётита ориентировались вдоль нее (рис. 89).

Более обычен подобный гётит для завершающих этапов агатообразования, когда он образует вростки в кристаллах кварца и аметиста, выполняющих ядра миндалин (фото 61). Поздними являются также мелкие иголки гётита и метельчатые их сростки, либо обнаруживаемые

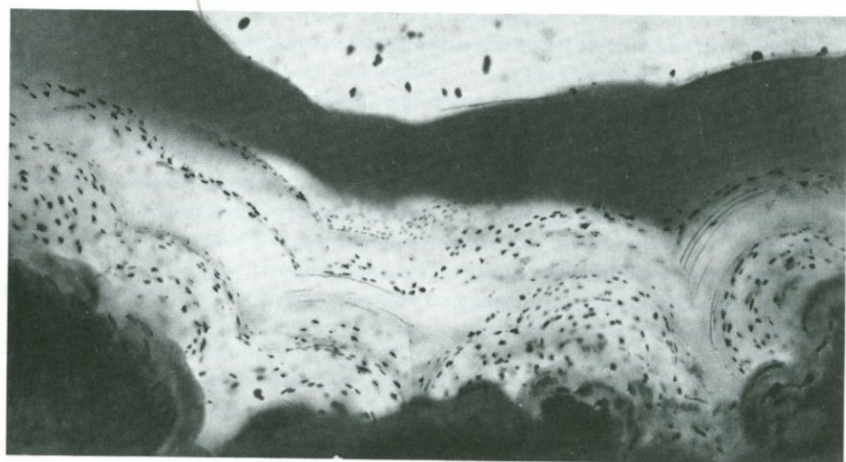
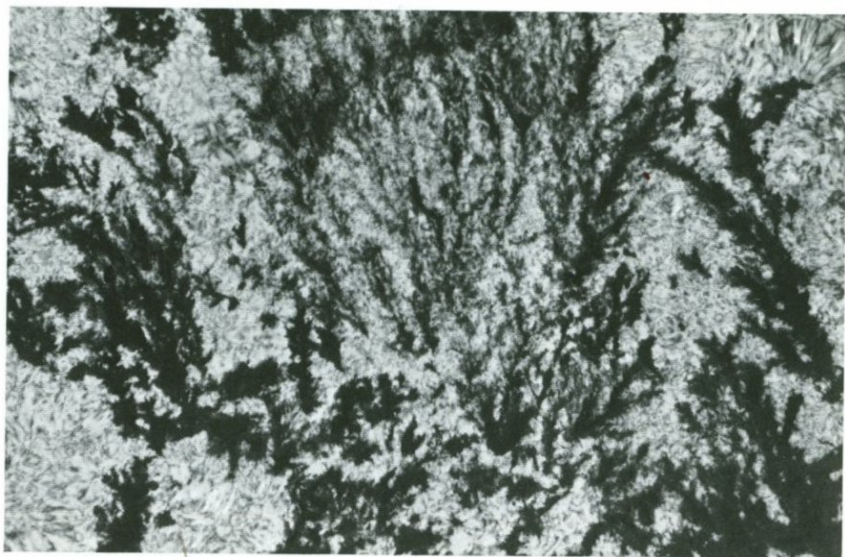


Рис. 85. Ветвисто-глобулярные выделения гидроксидов железа, декорирующие мембранные трубки, покрытые сферолитовыми корками халцедоновых псевдосталактитов. Тулдунское месторождение, Бурятская АССР. Ув. 40(+). № Ер-1.

Рис. 86. Ритмичное выделение бляшек гидроксидов железа, определяющих красную окраску отдельных слоев халцедона, на поверхности некоторых слоев сферолитовой корки халцедона; вверху темное — риолит, темная поперечная полоса в центре снимка — темно-пигментированный сферолитовый слой халцедона. Участок облегающей зональности в толстом препарате. Айнабулак, КазССР. Ув. 15(II).

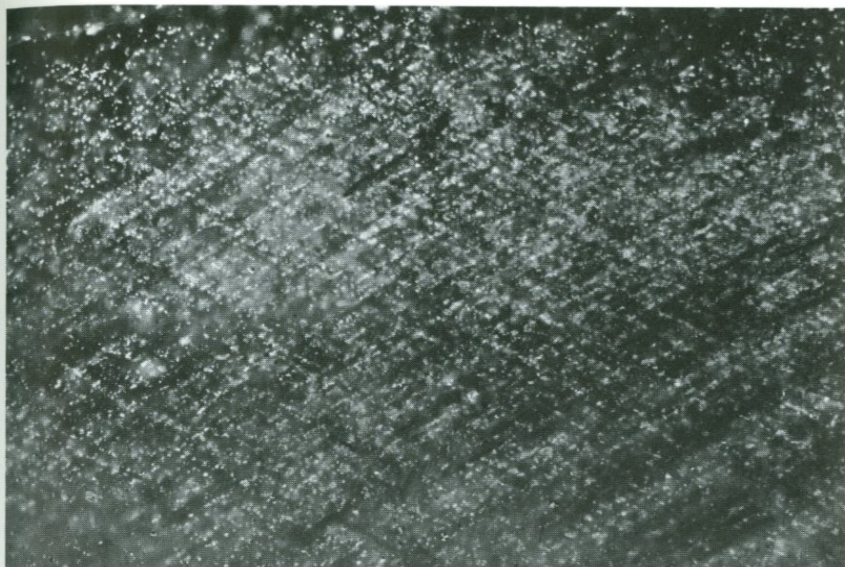


Рис. 87. Сетка мелких выделений (светлое) гидроксидов железа, трассирующих ромбоэдрическую спайность в халцедоне, имеющем ярко-красную окраску. Айнабулак, КазССР. Ув. 40 (отраженный свет).

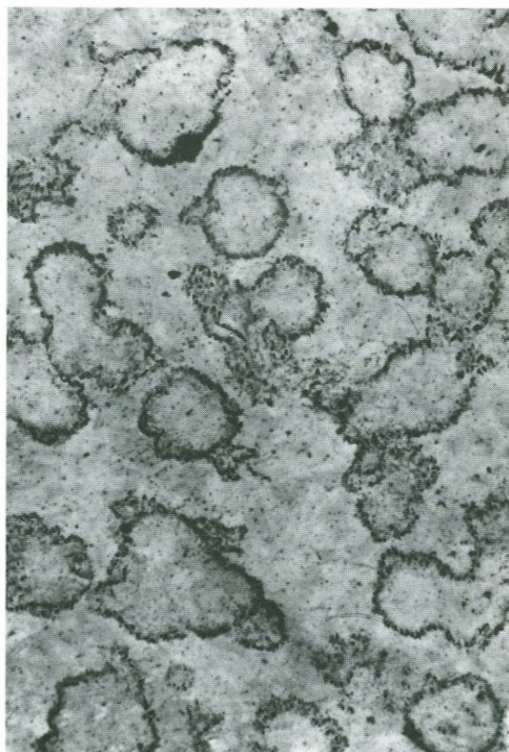


Рис. 88. Концентрация выделений гидрогётита (темное) вокруг зонтичных образований кварца (поперечное сечение). Айнабулак, КазССР. Ув. 100(∥). Шл. 17. Я.

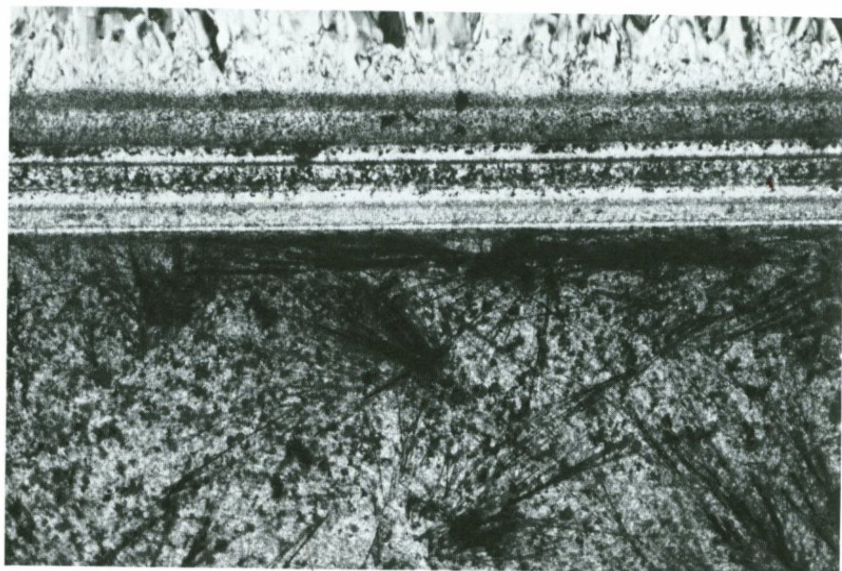


Рис. 89. Пучки бурых игл гётита (?) в нижнем темно-коричневом слое параллельно-слоистого агата; отдельные пучки ориентированы вдоль горизонтальной границы этого слоя; в верхней части — кварц, выполняющий центральную полость миндалины. Р. Золотой Китат, Кемеровская обл. Ув. 50(+). № 3К-3.

в виде вrostков в позднем кварце, выполняющем ядра псевдоморфоз минералов кремнезема по конкрециям ангидрита, либо нарастающие на щетках кварца, выстилающих их внутреннюю полость (фото 145, в). Такой гётит известен в псевдоморфозах кремнезема по конкрециям ангидрита практически во всех месторождениях (Кафигшем, ТССР; ЙАР; сев. часть Саудовской Аравии; Центральная часть США). При этом появление указанного гётита скорее всего связано с Fe, высвобождающимся из более ранних железосодержащих карбонатов, в том числе карбонатов вмещающих пород*.

Кроме описанных выделений гётита, которые в основной массе сингенетичны с содержащим их агатом (халцедоном), известны и вторичные выделения гётита — в виде тонких пленочек по трещинам агата, иногда на его поверхности (особенно на миндалинах из окрестностей Павлодара, КазССР). Известны также случаи, когда гётит оказывается на месте карбонатных пробок в «питающих» каналах; иногда он образует

* В связи с изложенным необходимо отметить появление сургучно-красного кварца (компостельского рубина), переполненного иглами гётита и их метельчатыми сростками, а также тесно с ним связанных других цветных кристаллов кварца в ядрах выщелачивания силицифицированных конкреций сидерита, типичных для многих мест на п-ове Мангышлак (Кешкеносор и др.). Не исключено, что такое же происхождение имеют компостельские рубины Медвежьего острова на Онежском озере и многих других месторождений.

самостоятельные скопления (1—1,5 см в поперечнике) со сферолитовой текстурой, находящиеся в центральных полостях миндалин и имеющие скорее всего вторичное происхождение (такие гётиты нами встречены также среди агатов окрестностей Павлодара).

Вторичные гидроксиды железа развиваются часто в агатовых россыпях по трещинам в агатах и по границам между отдельными их слоями. При этом окраске подвергаются лишь отдельные наиболее пористые слои халцедона, а более плотные слои могут остаться совершенно не затронутыми ею [116].

Гематит выделяется в виде мельчайших пластинок, обладающих под микроскопом отчетливыми внутренними рефlekсами. Он ответствен за окраску многих ярко-красных халцедонов, в том числе и образующих отдельные зоны в некоторых агатах.

С тонкодисперсными выделениями гематита связана ярко-красная окраска многих агатов, особенно из литофиз в риолитах. С образованием гематита в основном за счет гидроксидов железа связано появление яркой красной окраски некоторых агатов при их экспонировании на солнце, что издавна используют в Индии для облагораживания агатов (резкое покраснение многих агатов при прокаливании).

ОКСИДЫ МАРГАНЦА

По морфологическим особенностям оксиды марганца образуют в агатах два различных типа выделений — дендритные, часто сфероидолитовые (тодорокит) и тонкодисперсные, состоящие из отдельных мельчайших кристалликов пиролюзита.

Тодорокит известен в виде черных кустистых образований (фото 66), по форме и положению в агатах близким к охарактеризованным выше смятым в складки и закатанным в трубки мембранным выделениям гётита. Учитывая сказанное, можно предполагать, что тодорокит представляет собой результат разложения карбонатов (в данном случае богатых марганцем) при их псевдоморфизации халцедоном.

Тонкодисперсный игольчато-кристаллический *пиролюзит*, окрашивающий агат в различные оттенки коричневого до черного цвета (фото 67), генетически связанный с процессами гидролиза гипербазитов в результате субаквального вулканизма, установлен в темно-коричневых и черных агатах из окрестностей Момчиловграда, Болгария (Малеев М., устное сообщение).

Пиролюзит — довольно обычный минерал жеод, образовавшихся в виде псевдоморфоз минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита Центральной части США [263]. Он встречается в скрытокристаллических агрегатах на кристаллах кварца или в виде субмикроскопических дендритов в ромбоэдрическом кальците.

Известны также случаи образования тончайших пленочных дендритов оксидов марганца, развивающихся в поздних трещинах в халцедоне (агате). Этим путем образуются иногда весьма своеобразные декоративные моховики (фото 68).

МОХОВЫЕ АГАТЫ И ПРОБЛЕМА МЕМБРАННЫХ ТРУБОК

Моховыми агатами, или просто моховиками, называют агаты (часто халцедоны) с моховидными включениями зеленого, коричневого, черного или иного цвета. Понятие моховой агат, или моховик, восходит к представлениям минералогов прошлого о включении в халцедон (агат) мха растительного происхождения. Надо сказать, что эти представления оказались довольно живучими, и в XVIII в. многие ученые все еще придерживались подобной точки зрения.

Первым серьезной критике подверг эти представления, очевидно, М. Коллини [164], обративший внимание не только на морфологическое различие включений в моховиках, но и на то, что они сложены железистым веществом — после дробления моховика часть его вещества притягивалась магнитом. Тем не менее представления об органическом происхождении включений в моховиках высказывались многими учеными и встречались на страницах учебников вплоть до середины XIX в. Только после того как вышла работа Ф. Гергенса [183], показавшего большое морфологическое сходство включений в моховиках с так называемыми «химическими садами» («силикатными растениями»), образующимися в результате реакции различных солей с разбавленными растворами растворимого стекла, с представлениями об органической природе включений в моховиках было окончательно покончено.

Идеи Ф. Гергенса были развиты А. Принзом [230], Г. Квинке [232, 233], Р. Э. Лизегангом [205], П. П. Пилипенко [87], Ф. В. Чухровым [131], утвердившими их как руководящие при рассмотрении природы моховиков. В результате все моховики стали считать продуктами образования в студне кремнезема мембранных трубок и их скоплений. При этом на детали морфологических особенностей включений в моховиках, также как и на таковые строения основной массы мембранных трубок, должного внимания, как правило, не обращалось. В то же время включения в моховиках оказываются разнородными по строению и условиям образования, и далеко не все из них могут быть сопоставлены с «силикатными растениями».

В качестве типичного моховика, включения в котором обычно трактуются как мембранные трубки, можно привести образец, показанный на фото 84. Большая его часть окрашена зелеными моховидными включениями, «пропитанными» и сцементированными зонально-концентрическим халцедоном (агатом). Для них характерны отдельные тонкие трубки, иногда изгибающиеся и ветвящиеся во многих местах, и их клубкообразные (мочалковидные) срастания (см. рис. 78).

Иногда такие образования выглядят более грубыми, что позволяет отчетливо разобратся в особенностях их строения и формы. В этом отношении большой интерес представляют образцы, показанные на фото 77, 80, 81, на которых значительно лучше видны детали строения моховидных включений и их взаимоотношений с халцедоном.

В первом из перечисленных образцов особого внимания заслуживают участки с параллельно-слоистым (ониксовым) строением, позволяющим ориентировать их в пространстве. Моховые обособления в нем представ-

ляют собой мочалковидные агрегаты из трубчатых образований менее 1 мм в поперечнике.

Исследование их под микроскопом обнаруживает, что эти трубки многослойные. В их центральной части находятся тончайшие трубчатые образования темно-зеленого цвета. Эти трубочки заключены в своеобразные «футляры» прозрачного халцедона, имеющие мелкосферолитовую поверхность. На них в свою очередь нарастает еще один слой светлого прозрачного халцедона, достигающий 2—3 мм толщины. При этом поверхность внешнего халцедонового «футляра» оказывается также мелкосферолитовой, хотя радиус отдельных ее сферолитов значительно больше радиуса сферолитов первого халцедонового «футляра», и их очертания как бы сглаживают очертания первых.

В некоторых случаях внутренний «футляр», покрывающий тончайшие зеленые нити, имеет неправильно-сферолитовую поверхность с большим числом мелких плоскостей, напоминающих грани отдельных мелких ромбоздрических (?) кристалликов.

Характерная особенность тончайших зеленых нитей (трубочек), находящихся в основании описанных образований, — ритмично-ячеистое (четковидное) их строение и большое число разветвлений, приводящих во многих местах к возникновению спутанно-трубчатых скоплений или к образованию многочисленных объемных занавесей.

Помимо описанных многочисленных трубок сравнительно простого строения в моховых агатах иногда встречаются значительно более сложные трубки. Так, П. П. Пилипенко описывает трубки, состоящие из шести последовательно нарастающих друг на друга чехлов. Касаясь их строения, он пишет: «На продольном разрезе трубки виден тонкий слегка изгибающийся стержень желтовато-зеленого цвета типа виридита*, слабо действующий на поляризованный свет. Этот стержень помещен в чехле из лучистого цеолита с кромкой сильнее поляризующего халцедона, в свою очередь охваченном изотропной трубкой аморфного буроватого опалового вещества, переходящего близ периферии в тонкую зону буроватого халцедона, далее в широкую зону совершенно свободную от включений бесцветного халцедона и, наконец, в одну или несколько зон серого халцедона, богатого неправильно-округлыми чешуйками опалового вещества.

Таким образом, при исследовании в поляризованном свете продольный разрез моховидной трубки всегда распадается на две главные части: центральную, изотропную или почти изотропную («стержень»), и периферическую, состоящую из ряда концентрических колец халцедона, первое среди которых всегда бесцветно и состоит из чистых листочков халцедона...

По длине «виридитовый» стержень дает нередко несколько ответвлений с той же структурой концентрических зон; иногда стержень по длине

* Вещество, описываемое П. П. Пилипенко как «виридит», судя по работе Г. П. Барсанова и М. Е. Яковлевой [11], — возможно, селадонит, измененный в нонтронит [93].

распадается четкообразно на отдельные точечные звенья неправильно округлой формы. На некоторых шлифах стержни вместе с окружающими их зонами-трубками имеют совершенно прямолинейную по длине форму и не дают никаких ответвлений» [87, с. 290].

Ажурные занавеси, состоящие из трубчатых образований, имеют иногда округлое завершение снизу и тогда вся система трубок превращается в своеобразный ажурный «мешок». Подобная картина хорошо видна на фото 75. Здесь проявлены приуроченность системы трубок к кровле миндалина (ориентируется по ониксу в донной части) и детали строения подобного грубоажурного занавеса-мешка (спереди снизу он частично сошлифован). Обращает на себя внимание также «погружение» занавеса в слой прозрачного халцедона и обрастание последнего новым сферолитовым слоем, сглаживающего очертания занавеса и намечающего деление миндалина снизу на две самостоятельных части, различающиеся уровнем параллельно-слоистого (ониксового) халцедона.

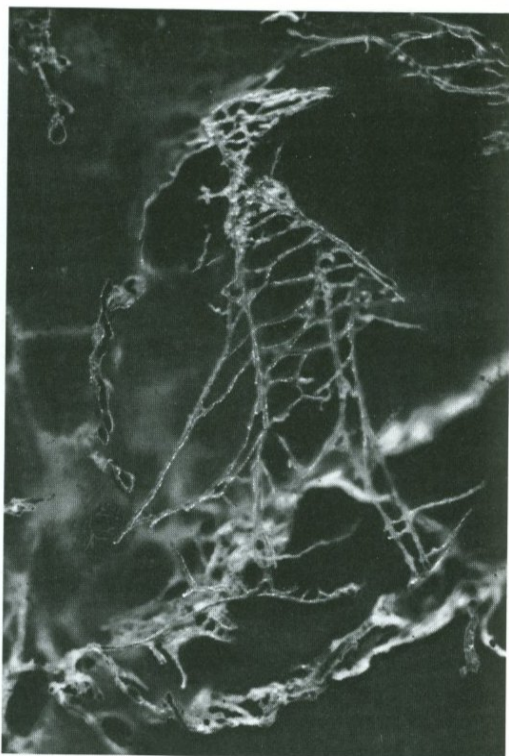
Еще более отчетливо деление миндалина на две самостоятельных части груботрубчатым занавесом видно в образце, показанном на фото 76. Здесь занавес также спускается с кровли миндалина и трубки, слагающие его с периферии, покрываются зональным халцедоном, увеличивающим толщину и протяженность занавеса, отдельные зоны которого повторяют, постепенно сглаживая, поверхность трубок. Именно такой халцедоновый занавес, в основе которого находится система трубчатых агрегатов, делит агат сверху на две части, различающиеся высотой ониковых прослоек и присутствием в одной из частей широкой зоны кварца, входящей в состав зонально-концентрического выполнения.

Касаясь особенностей морфологии трубчатых образований этого агата, подчеркнем, что большинство из них отходит вертикально или почти вертикально вниз от главной дугообразной трубки, представляющей как бы основу занавеса.

Очень своеобразные трубчатые образования, имеющие строго вертикальную ориентировку, свешивающиеся с кровли миндалина, были обнаружены в образце, показанном на фото 74. Здесь отдельные трубки характеризуются большой толщиной и теми же особенностями поверхности, что описанные выше. В них, однако, нет более тонких зеленых трубчатых оснований, и их средняя часть выполнена зернистым опалоподобным веществом, прокрашенным по межзерновым трещинкам в коричнево-красный цвет. Примечательными особенностями трубок этого образца являются: а) непостоянная толщина многих из них; б) соединение некоторых вертикальных трубок друг с другом с помощью более тонких провисающих (далее такие участки называются провисами); в) свешивание более мелких трубчатых образований с баллонообразных мест раздува более крупных трубок и с провисов, соединяющих некоторые из них.

Помимо описанных толстотрубчатых занавесей известны и тонкотрубчатые занавеси. При их исследовании обнаруживаются также ритмично-ячеистое строение отдельных трубок (рис. 90) и характерное петлевидное строение занавеса, в котором более толстые трубки соеди-

Рис. 90. Занавес из мембранных (?) трубок в халцедоне, возникший при фронтальном замещении (?) халцедоном кальцита (?); хорошо видны ритмично-ячеистое строение трубок и ячеистое занавеса. Арц-Богдо, Монголия. Ув. 10.



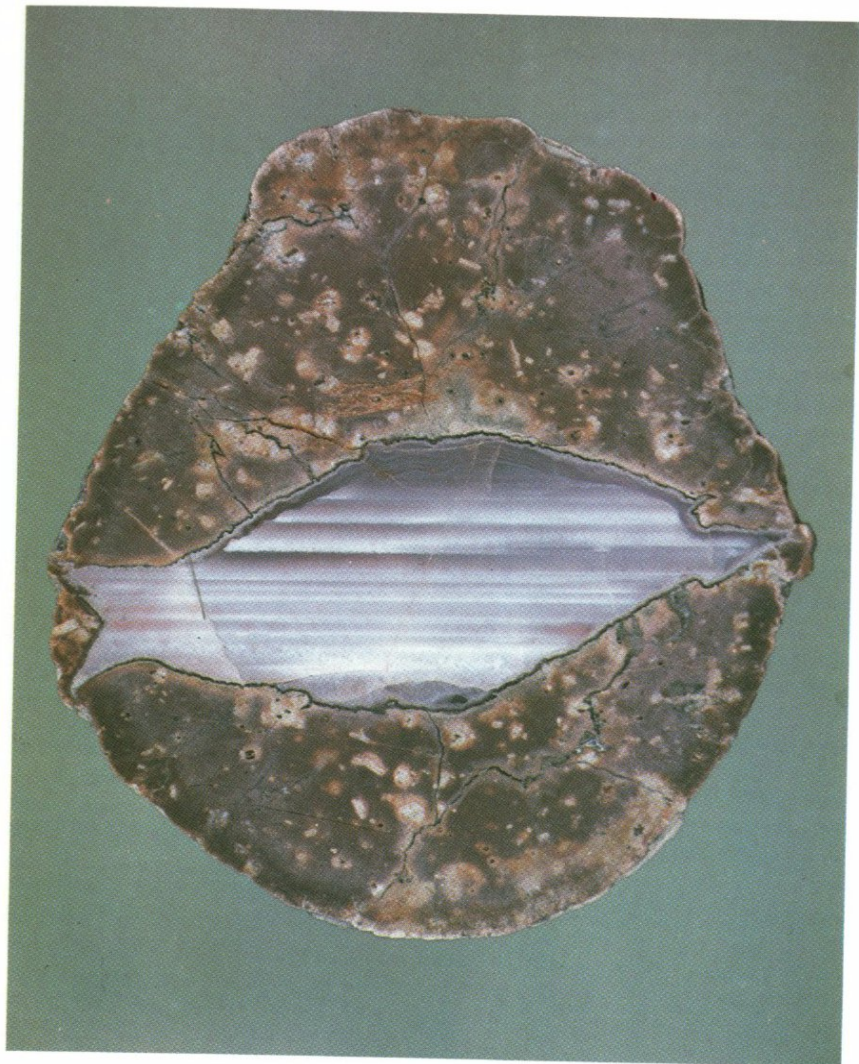
нены друг с другом более тонкими трубками, образующими клетчатые ячейки*.

До сих пор речь шла о моховиках в агатах, генетически связанных с базальтами и андезитами. Для агатов из литофиз в риолитах моховики менее характерны, хотя изредка подобные образования попадают и здесь (фото 136—138).

Собственно моховики не известны в агатах, связанных с осадочными породами, хотя, например, в полостях выщелачивания силицитов наряду с агатами известны своеобразные псевдосталактиты (фото 162), основаниями для формирования которых послужили отдельные тонкие трубки, достигающие иногда более 20 см в длину.

Рассмотренные трубки обычно трактуются как мембранные трубки, или трубки Гергенса — по фамилии исследователя, впервые получившего их экспериментально. Учитывая большое распространение трубок во многих агатах, на представлениях об образовании их как мембранных трубок следует остановиться подробнее.

* На фото 70 показана часть образца с месторождения Шурдо, отличающегося тем, что трубки в нем находятся в открытом пространстве (полости) и приобрели своеобразную ориентировку, подобную вихревому потоку.



a

Фото 110. Формы сечения центральных полостей литофиз, выполненных агатом (см. также с. 251, 252, 253):

a, б — линзовидная, *в* — треугольная, *г* — в виде «бабочки», *д* — в виде пятилучевой звезды (светло-желтый минерал в правом и верхних лучах звезды — флюорит); литофизы на фото *a, б, в, г* имеют фельзитовую, а на фото *д* — отчетливую сферолитовую структуру внешней части (скорлупы, коры); *a, б* — Айнабулакское месторождение, КазССР, *в* — Аягуз, КазССР, *г* — Глаухау в окрестности Фрайберга, ГДР, *д* — Тарбальджей, Читинская обл. *a* — 7,5×7 см; *б* — 14,0×14,5 см; *в* — 8,5×7,0 см; *г* — 5,2×5,0 см; *д* — 12×9 см. *a* — № 83215; *б* — № 83219; *в* — № 83214; *г* — № 7230 ПДК; *д* — № 83230.



6



6



2

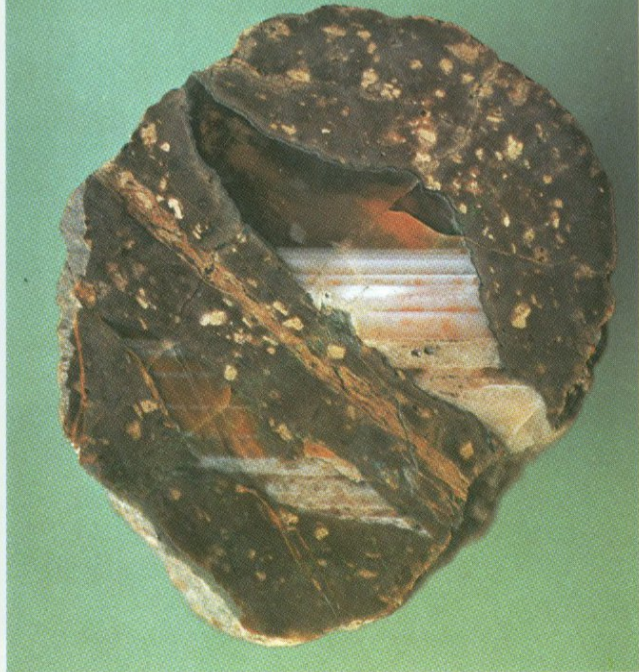


3



Фото 111. Ацентрическая полость с серповидным сечением в литофизе, выполненная агатом. Ойе-Лагуна ранчо, Мексика. Длина 14,5 см. № 6452 ПДК.

Фото 112. Центральная и ацентричная полости, минерализованные халцедоном и кальцитом (белое) в фельзитовой литофизе — «глаз с бровью». Айнабулак, КазССР. 12,0×11,0 см. № 83266.



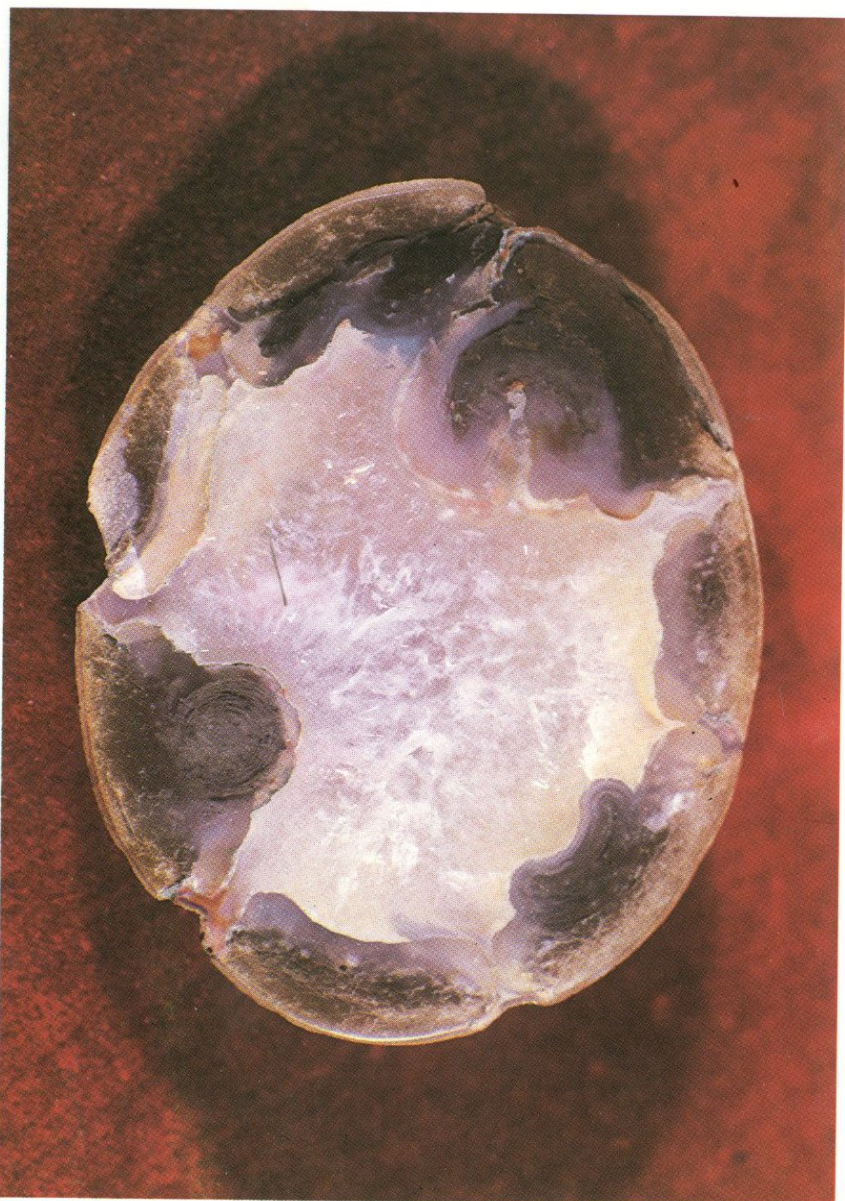
a



б

Фото 113. Минерализация полостей смежных литофиз:

a — квазиидентичное выполнение полостей онисковым агатом; *б* — выполнение одной полости онисковым агатом, другой — кварцем и кальцитом. Айнабулак, КазССР. *a* — 7,5×6,5 см; *б* — 9×6 см. *a* — № 84529; *б* — № 83220.



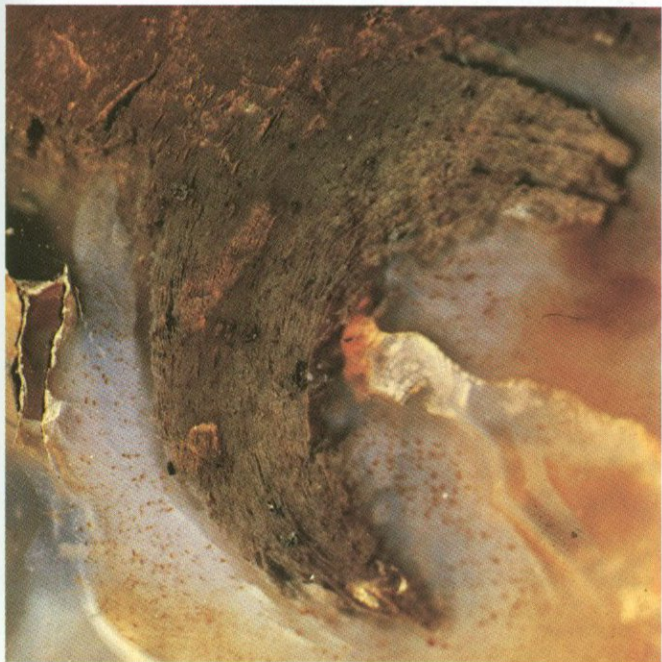
a

Фото 114. Литофиза с луковичцеподобным строением, позже разорванная с образованием крупной центральной полости:

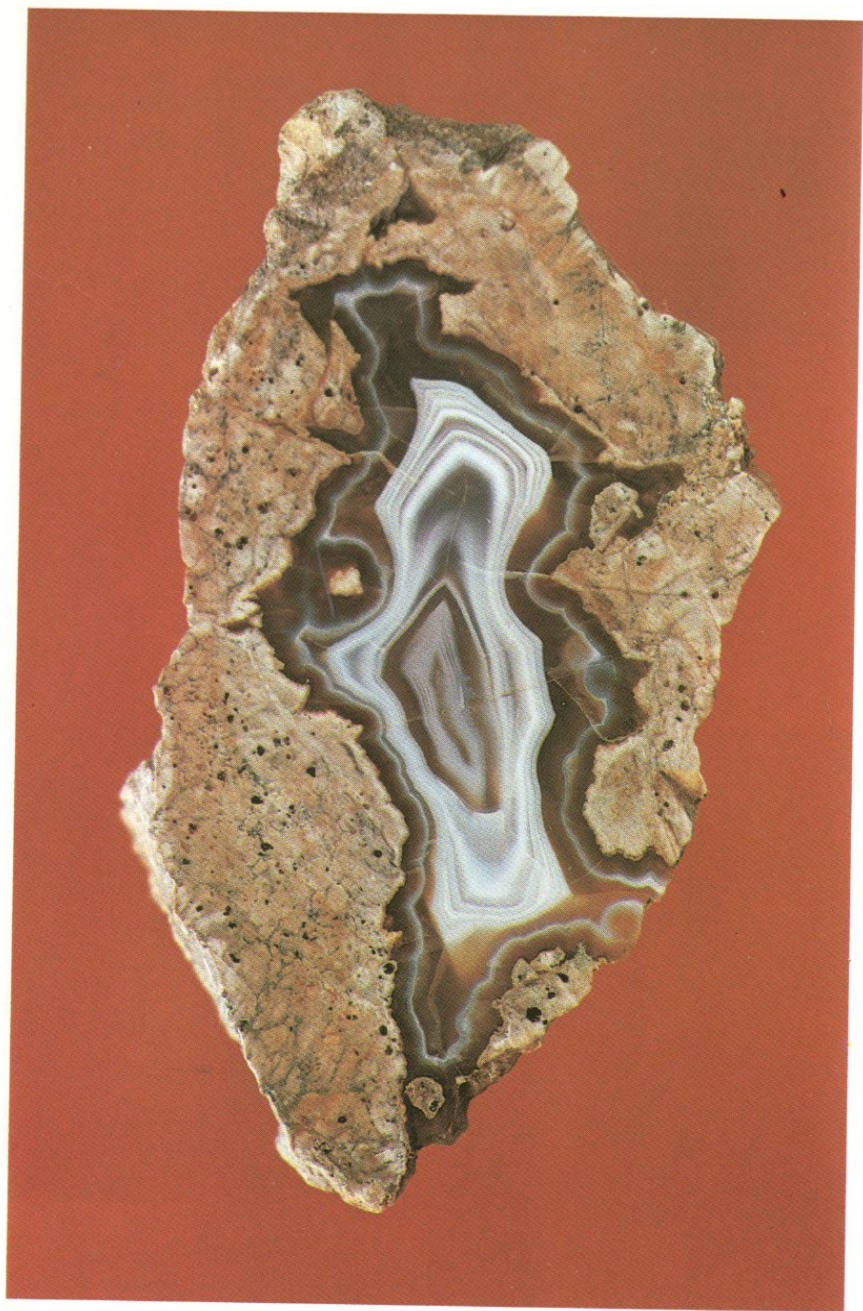
a — общий вид образца: заметны уцелевший участок луковичцеподобного строения и фрагменты, оторванные от предыдущего участка; *б, в* — детали строения: *б* — уцелевший участок луковичцеподобного строения; *в* — один из отторженцев от луковичцеподобной литофизы; *a* — 5,5×4,5 см; Ангола. № 83762.



б



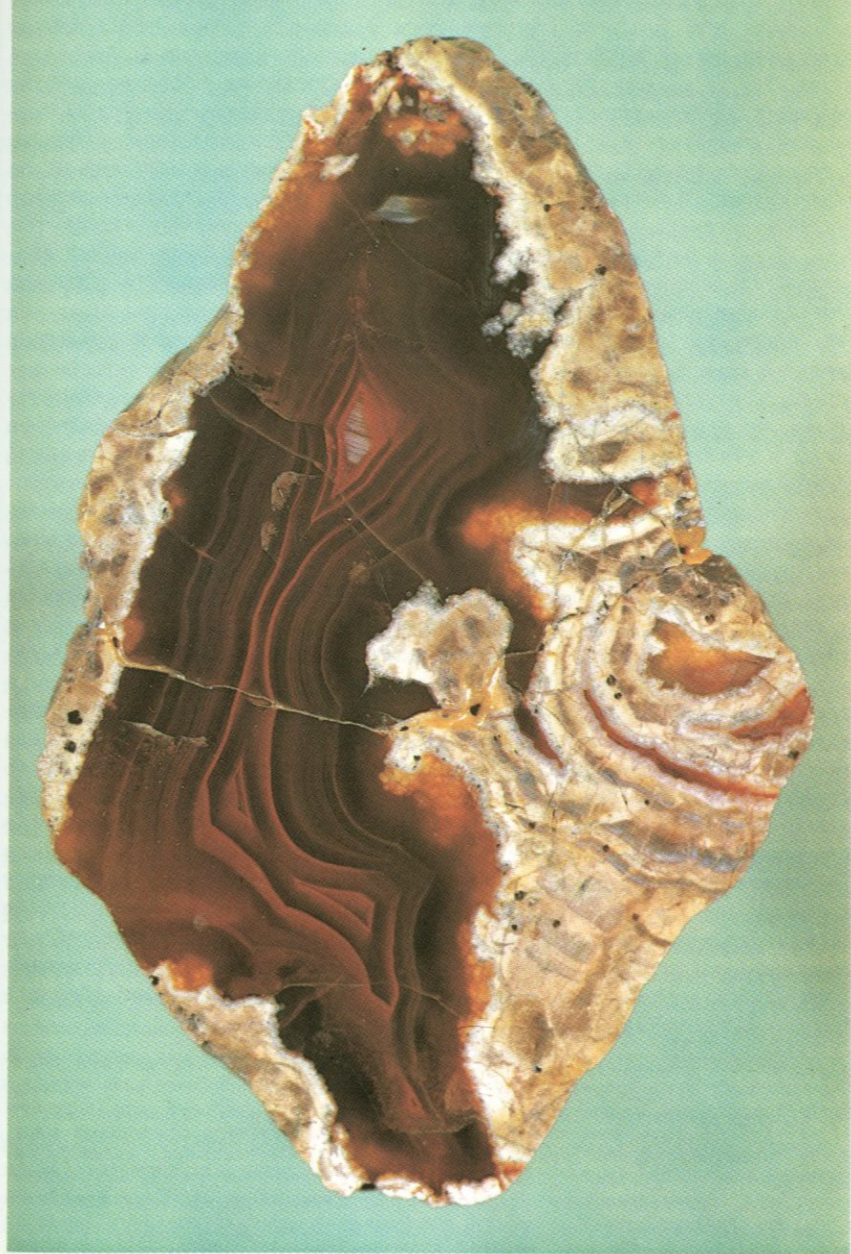
б



a

Фото 115. Агаты из риолитов:

a — Тарбальджей, Читинская обл., 13,0×8,0 см. № 83232; *б* — Канэнмывеем, Чукотка, 10,5×6,5 см. № 84760.



6

Мембраной называют перегородку, непроницаемую хотя бы для одного вида присутствующих в системе ионов [59]. Мембраны могут возникать при различных химических реакциях, в том числе между неорганическими веществами, приводя к весьма интересным последствиям. Так, в опытах Ф. Гергенса [183], которые он проводил еще до создания представлений о полупроницаемых мембранах, мембраны возникали, например, в результате реакции кристаллов железного купороса с раствором Na_2SiO_3 . Ф. Гергенс так описывает результаты опыта после погружения кристалла железного купороса в разбавленный раствор Na_2SiO_3 : «Кристалл мгновенно подвергался воздействию (раствора Na_2SiO_3 — Авт.) по всей своей поверхности и покрывался очень тонкой оболочкой из зеленовато-коричневого кремнекислого железа. Эта оболочка окружала твердый кристалл, наподобие пузыря. Благодаря эндосмосу под нее проникало все большее и большее количество воды из раствора жидкого стекла, так что оболочка, заполненная жидкостью, скрыла, наконец, контуры кристалла. Затем избирательное растворение купороса начало прорывать в отдельных местах защитную оболочку и устремляться вверх в тяжелом жидком стекле. С момента прорыва снова происходило взаимодействие раствора сульфата железа и кремнекислоты и поднимающаяся капля после выхода наружу также покрывалась оболочкой кремнекислого железа. Благодаря этому образовалась закрытая сверху коричневая трубочка, которая быстро росла вверх до выхода на поверхность раствора жидкого стекла. Трубочки имели толщину 0,5—1,5 мм; из кристалла величиной 1 см в один и тот же момент восставало примерно 5 и более трубочек, пока от места, где он лежал, не поднялся вверх целый пучок трубочек, достигающий поверхности жидкости». И далее: «Не всегда рост этих нитей происходил в одинаковой форме. Он часто останавливался. Верхний конец нити несколько набухал, и в наиболее тонком месте его прорывало жидкое содержимое, после чего из него начиналось образование новой, чаще всего более тонкой трубочки... благодаря боковым прорывам иногда возникали ветвления... В момент вливания в растворимое стекло концентрированного раствора железного купороса часто возникает пучок спутанных полых червеобразных нитей, вокруг которых позднее при известных обстоятельствах может располагаться твердая кремнекислота в виде опала. Если с растворимым стеклом взаимодействуют разбавленные растворы купороса, то чаще всего возникает клубок тонких, неправильных полых нитей, похожий на губку для ванны» [183, с. 801].

Защитная оболочка раздувается вследствие осмотического давления под действием молекул воды, проникающих сквозь мембрану, не пропускающую крупных полимерных «молекул» кремнекислоты. Устремление вверх раствора соли (в данном случае FeSO_4) исследователи после Ф. Гергенса связывали с различиями плотности раствора купороса (плотность более низкая) и вмещающего раствора силикатного стекла (плотность более высокая). В то же время в качестве «подъемной» силы, заставляющей мембранную трубку тянуться вверх, возможно более существенную роль играет небольшой воздушный пузырек, обычно образующийся у вершины трубки. На него обратил внимание еще А. Принз [230]; в наших опытах все трубки имели вверху такой пузырек, возникающий скорее всего за счет выделения воздуха из раствора при кристаллизации нерастворимой соли. Представляется, что роль этого пузырька в движении мембранной трубки может быть весьма существенной, хотя до сих пор никто ему не придавал подобного значения.

Описывая результаты повторения опытов Ф. Гергенса, Р. Э. Лизеганг [205] отмечал, что если брать разбавленный раствор Na_2SiO_3 , можно получить многократное переплетение нитей. Кроме того он писал, что теперь (после образования мембранной трубки) наступает дальнейший обмен путем диффузии через стенки нитей. Благодаря этому вокруг них осаждается кремнекислота. Это приводит к той концентрической последовательности оболочек, которую описал Ф. Гергенс. Она соответствует оболочкам (поясам) в моховых агатах, окружающим вначале отдельные нити, затем две и большее их число.

Далее были получены мембранные трубки при взаимодействии большого числа веществ, например, растворов Na_2SiO_3 и K_2SiO_3 с кристаллами сульфатов и галогенидов Cu , Co , Ni , Mn , Fe и др. [232, 233]. Наряду с этим были получены мембранные трубки и без применения студней силикатов K и Na , например, трубки $\text{Cu}_2[\text{Fe}(\text{CN})_6]$, образующиеся в результате взаимодействия $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ и $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ [261], $\text{Fe}_2[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ и $\text{Ni}_2[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ — в результате взаимодействия $\text{K}_4[\text{Fe}(\text{CN})_6]$ с FeCl_2 и NiCl_2 [232], трубки CaCO_3 — при взаимодействии кусочков соды с раствором CaCl_2 [233] и др.

Особый интерес представляет реакция взаимодействия растворимого стекла с FeCl_3 , в результате которой образуются мембранные трубки из кремнекислоты. Касаясь этой реакции, Р. Э. Лизеганг [205] пишет, что особенно быстро и красиво возникают крупные червеобразные выделения, если в концентрированное или слабо разбавленное растворимое стекло бросить кусочек хлорного железа. Оболочка при этом состоит из кремнекислоты. Выделившаяся (гидролитически) из хлорида железа соляная кислота проходит эту оболочку и накапливается вне кремнезема (продолжая гидролизовать Na_2SiO_3 с образованием SiO_2 и NaCl). Во внутренней части возникает гидроксид железа.

Наконец, касаясь морфологических особенностей мембранных трубок, надо отметить еще одну характерную их черту — ритмичное удлиненно-четковидное строение, связанное с пульсационно-ритмичным их ростом. Это обстоятельство зафиксировали в рисунках А. Принз [230], Г. Квинке [232, 233], С. Ледюк [203], и отражено Ф. В. Чухровым [131]. Подтверждено оно и нашими опытами по получению мембранных трубок заливанием кристалликов железного, никелевого или медного купороса силикатным (конторским) клеем, представляющим в основном водный раствор Na_2SiO_3 (рис. 91). Одновременно отмечались трубки с геликоидальным закручиванием и местные утолщения (раздувы) трубок с последующим выходом из них новых более тонких мембранных трубочек.

Исследование морфологических особенностей синтетических мембранных трубочек показало, однако, что для них не характерны типичные природным трубкам взаимопересекающиеся ветвления, образования типа ячеистых занавесей и провисы. Кроме того, во всех опытах с твердыми веществами они росли вверх от последних, что согласуется с представлениями об их росте за счет разности плотностей растворов по обе стороны от мембраны или за счет подъемной силы пузырька воздуха, образующегося сверху трубки. Лишь в некоторых опытах Г. Квинке [233] мембранные трубки получались при взаимодействии раствора, поступаю-

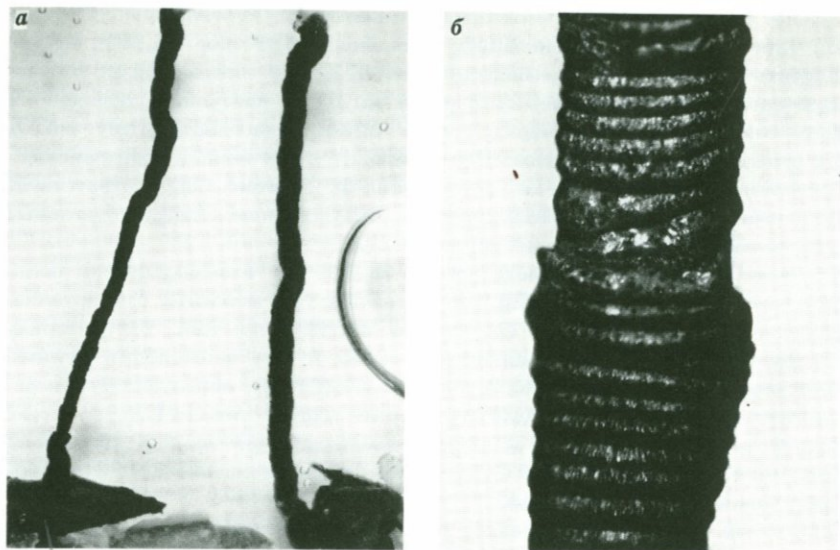


Рис. 91. Мембранные трубки силикатного соединения меди, полученные при взаимодействии медного купороса с силикатным клеем
a — общий вид трубок, поднимающихся вверх от кусочков медного купороса, ув. 5;
б — деталь строения трубки, ув. 40.

щего в стужень по трубочке, причем в этом случае они росли вниз от трубочки, хотя причины этого остаются непонятными.

Подводя итог описанию морфологических особенностей мембранных трубок, получаемых опытным путем, и сопоставляя их с наблюдениями над трубчатыми образованиями в моховых агатах, можно отметить следующее:

1. Искусственные мембранные трубки сходны с моховыми образованиями в агатах по нескольким признакам:

- а) резкому преобладанию длины над толщиной;
- б) сохранению диаметра на значительных отрезках;
- в) удлинненно-четковидному ритмичному строению — наблюдается не у всех природных трубок;

г) зонально-концентрическому строению трубок в поперечном срезе; в искусственных трубках это наблюдается не всегда, хотя для трубок, получаемых из Na_2SiO_3 и FeCl_3 , оно типично (см. выше).

2. В местах разрыва мембранных трубок появляются баллонообразные выросты, служащие основаниями для новых тонких мембранных трубок (рис. 91, *б* и фото 74).

3. Мембранные трубки образуют либо параллельную систему трубок, подчиняющуюся закону гравитации, либо спутанно-волоконистые мочалковидные агрегаты, что определяется условиями их образования.

4. Для искусственных мембранных трубок известно ветвление, напоминающее ветвление растений, прожилков на листьях и т. п., тогда как на искусственных трубках нами такие случаи не наблюдались, хотя

они описаны Р. Э. Лизегангом [205] и могут предполагаться на некоторых фотографиях, приводимых Г. Квинке [232].

5. Для искусственных мембранных трубок не отмечены соединения в виде провисов, столь типичные для моховиков.

6. Мембранные трубки образуются в разбавленных растворах низкомолекулярных веществ, поэтому они не могут быть признаком образования в студнях, и для доказательства существования последних (студней) необходимы дополнительные данные.

Представляется, что многие из перечисленных различий в морфологии синтетических и природных мембранных трубок могут найти объяснение, если предположить, что последние могут возникать при фронтальном замещении кальцита минералами семейства кремнезема или при развитии мембранных трубок по плоскостям спайности кальцита. Именно в этом случае получаются ячеистые занавеси и формируются типичные для них трубчатые провисы (см. рис. 71; 72) столь сходные с занавесами из мембранных (?) трубок (см. рис. 90). Принятие подобного механизма образования мембранных трубок может объяснить также свешивание подобных занавесей с кровли миндалин, отклонение их положения от направления сил гравитации.

Изучение тонковолокнистых агрегатов в агатах, связанных с риолитами, показывает не только их приуроченность к сильно измененным участкам породы, но и то, что в непосредственной близости от подобных скоплений порода (под микроскопом) уже не представляется монолитной, но состоит из плотных нитяных скоплений, аналогичных свешивающимся с поверхности ее обломков (фото 137).

Все это наводит на мысль, что выщелачивание риолита иногда происходит весьма своеобразно с проявлением спутанно-волокнистых образований, которые возможно служили своего рода кремнеземистым каркасом в неизменном стекле. Такие представления тем более вероятны, что экспериментально удавалось получить волокнистый «гель» кремнезема, например, при кислотной обработке сепиолита, причем отдельные волокна такого кремнезема достигали 1,5 мкм длины. На фотографии, полученной с помощью сканирующего электронного микроскопа, их скопления напоминают сплетение тончайших мембранных трубок [185], и не исключено, что они могут служить основой образований, принимаемых за таковые.

Представление о широком распространении в агатах мембранных трубок настолько распространилось, что за них часто принимают иные образования. Из важнейших ошибок этого рода следует отметить отождествление с мембранными трубками:

- а) настельных лавовых сосулеч, наиболее тонких и узловатых;
- б) тонких, особенно ажурных лавовых пережимов, возникающих при коалесценции соседних газовых пузырей (фото 85);
- в) тонкодентритных вrostков различных минералов (главным образом гидроксидов и оксидов марганца и железа);
- г) различных форм халцедоновых занавесей, игл и т. п., возникающих при замещении халцедоном карбонатов (см. рис. 69, 71, 72);
- д) тонкосферолитовых чехлов, например, α -кристобалита, покрывающих игольчатые кристаллы морденита и т. п. минералов;

е) нитяных реликтов, возникающих в полостях выщелачивания силицитов.

Таким образом, отнесение тех или иных образований к мембранным трубкам каждый раз требует специального их исследования.

В заключение следует отметить, что моховики, характеризующиеся обилием «мембранных» трубок, известны далеко не на всех агатовых месторождениях. Так, они широко распространены во многих агатовых месторождениях Монголии (восточная часть хр. Арц-Богдо, район курорта Далан-Туру, Улугей-Хид и др.), сравнительно часто встречаются среди Иджеванских агатов в Армении, агатов Тулдунского месторождения в Бурятии. Напротив, они не характерны для месторождений Северного Тимана, Ахалцихского района ГрузССР, окрестностей Павлодара и Актюбинска, россыпей по р.Зее к югу от г. Свободного, мыса Шмидта на Чукотке и окрестностей пос. Палана на Камчатке. Для агатов из риолитов моховики в целом не характерны, хотя изредка в них обнаруживаются мембранные трубки. Моховики с мембранными трубками не наблюдаются в агатах из осадочных пород, хотя в некоторых подобных месторождениях известны прекрасные псевдосталактиты на длинных, иногда прихотливо изогнутых мембранных (?) трубках.

Помимо моховиков, главную отличительную особенность которых составляют «мембранные» трубки, известны так называемые сагенитовые агаты, которые иногда принимают за моховики. Они характеризуются присутствием тонкоигльчатых, чаще радиально-лучистых, иногда почти спутанно-волоконистых образований. В нашем распоряжении было всего два таких сагенитовых агата с Арц-Богдо, Монголия (фото 69), игльчатый минерал в которых полностью замещен халцедоном. Р. Пебиен [226] отмечает типичность сагенитов для многих вулканогенных месторождений США и Мексики, указывая в них в качестве основы пустотелые арагонитовые иглы, а как вторичные минералы — сидерит, рутил, гётит, гипс и барит. К сожалению, надежной диагностики арагонита и других перечисляемых минералов он не приводит. В то же время она вызывает сомнения, и прежде всего в отношении рутила, за который многие авторы принимали иглы гётита; требуют подтверждения и другие названные им минералы.

ХАЛЦЕДОНОВЫЕ И КВАРЦ-ХАЛЦЕДОНОВЫЕ ПСЕВДОСТАЛАКТИТЫ И ИХ РОЛЬ В СТРОЕНИИ АГАТОВ

Сталактитоподобные образования в полостях агатовых миндалин и непосредственно в агатах отмечались многими исследователями [87, 190, 205]. При этом, как правило, обращалось внимание на своеобразие их строения, выражающееся в наличии в центральном стержневом элементе полой трубки или нитяных выделений другого минерала и особенностях сферолитовых корок, которые нарастают на эти стержни, заключающихся в одинаковой их толщине и зональности в сталактитоподобном образовании и на стенке, к которой оно прикрепляется. Подчеркивая последнюю их особенность, Ф. М. Хеддл [190] писал, что в агатах, содержащих

свешивающиеся нити селадонита (мембранные трубки), халцедон покрывает их в виде слоя той же толщины, что и на поверхности полости; так возникают образования, напоминающие по внешнему виду сталактиты. В случае завершения процесса заполнения полости халцедоном эти «сталактиты» оказываются вросшими во вновь отложившиеся слои иной текстуры.

П. П. Пилипенко [87] рассматривал эти образования как своеобразные сталактиты, обладающие рядом специфических особенностей, отличающих их от классических сталактитов. Так, П. П. Пилипенко писал: «Центральные части сталактитов заняты полыми трубками диаметром около $1/2$ мм. Трубки не достигают верхушки роста сталактита. На поперечном разрезе сталактита таких трубок может быть менее 10. Если имеется несколько сталактитов рядом друг с другом, то верхние концы трубок нередко соединены поперечной трубкой, вытянутой приблизительно параллельно той поверхности, на которой висят сталактиты. Если сталактиты изолированы, то верхние концы полых трубок открываются окружающими устьицами на внешней поверхности агата.

На поперечном разрезе под микроскопом сталактиты халцедона обнаруживают явное зонарное строение: в верхней части сталактита периферия полой трубки сложена тонковолокнистым халцедоном бурого цвета, далее следуют концентрическая зона совершенно бесцветного длинноручистого халцедона, свободного от каких-либо посторонних включений, еще видно несколько поясов такого же длинноручистого халцедона, но содержащего массу угловато-округлых и удлинённых чешуек опалового вещества.

У верхушки роста сталактита полость трубки в центре занята зеленовато-бурным веществом типа виридита, разорванным на несколько частей незаполненными трещинами; далее следует зона аморфного буровато-зеленоватого вещества, переходящего к периферии в тонкую оторочку виридита; еще развита концентрическая зона бесцветного тонкоручистого цеолита, переходящего далее в уже упомянутую выше зону тонковолокнистого халцедона бурого цвета.

Принимая во внимание, что стержень сталактита занят трубкой или полый, или выполненной в большей своей части опаловым веществом, нужно думать, что растворы, поступая по трубке, выполняли всю полость и далее просачивались к периферии сталактита, пользуясь волосными промежутками между волокнами халцедона, причем опаловое вещество, окрашенное бурыми окислами железа, отлагалось как в самой трубке, так и по пути растворов к периферии сталактитов.

Таким образом, сталактиты халцедона следует рассматривать как натечные формы роста в воздушной среде, образовавшиеся путем проникновения питающих растворов, главным образом через стержневые трубки, и дальнейшего «выпотевания» растворов на периферии сталактита» [87, с. 289].

В этом описании особого внимания заслуживает вывод П. П. Пилипенко о едином механизме образования сталактитов и классических сталактитов-капельников, в которых раствор проходит по центральному каналу, выходит в нижней части сталактита наружу и, испаряясь, обеспечивает рост сталактита [130]. Вместе с тем приводимое П. П. Пили-

пенко объяснение их образования не подтверждается особенностями строения таких «сталактитов», прежде всего постоянством толщины сферолитовой корки халцедона по всему их телу* и в кровле миндалины, к которой они прикреплены. Следует также отметить, что по морфологическим особенностям и минерализации описываемые Ф. М. Хеддлем [190] и П. П. Пилипенко [87] центральные части халцедоновых «сталактитов» близки к мембранным трубкам.

Р. Лизеганг [205] для описания подобных образований использовал, очевидно впервые, термин псевдосталактиты, хотя и обращал внимание на некоторую неопределенность приставки «псевдо». Он отметил также, что псевдосталактиты не всегда подчиняются силе тяжести. В случае их образования вокруг мембранных трубок, достаточно отстоящих друг от друга и находящихся в полости, не полностью выполненной халцедоном, легко наблюдать (особенно на дне полости и ее стенках) различия в ориентировке псевдосталактитов, в отклонении их направлений от действия силы тяжести. Кроме того, он отметил, что если псевдосталактиты свешиваются с кровли, то под ними нет сталагмитовых образований.

Таким образом, к псевдосталактитам следует отнести сталактитоподобные образования, возникшие в результате послыого отложения сферолитовых корок халцедона (иногда халцедона и кварца, завершающего некоторые псевдосталактиты с периферии) или других минералов на отдельных мембранных трубках и их скоплениях (в виде занавесей, «мочалок» и др.). При этом пространственная ориентировка псевдосталактитов может быть различной, хотя сравнительно часто она подчиняется направлению силы тяжести.

Те же особенности положения псевдосталактитов в пространстве и детали их строения отметил Б. Н. Шаронов [132].

Псевдосталактиты на отдельных мембранных трубках характерны для многих агатов из базальтов хр. Арц-Богдо (фото 51); они известны в пустотах крупных литофиз в риолитах Сергеевки (рис. 92), где часто встречаются характерные соединения отдельных псевдосталактитов друг с другом в виде провисов (рис. 93). Длинные (≈ 20 см), часто изогнутые псевдосталактиты халцедона на отдельных мембранных трубках известны в некоторых полостях выщелачивания в силицитах и особенно характерны для минералопроявления в окрестностях дер. Старая Ситня (фото 162); описаны они из полостей выщелачивания силицитов окрестностей г. Володарска на Волыни, СССР [65, 96].

На тех же агатовых месторождениях, связанных с базальтами и риолитами, на которых обнаружены псевдосталактиты на отдельных мембранных трубках, обычно встречаются псевдосталактиты на мембранных трубках с раздувами в отдельных местах и отходящих от них более тонких трубках (фото 71; 74), на гроздевидных скоплениях мембранных трубок (фото 80, 81, 138)**, на занавесях из мембранных (?) трубок (фото 76, 79).

* В собственно псевдосталактитах гётита этот признак часто нарушается и они имеют удлиненно-коническое строение [98].

** Следует обратить внимание на поперечные сечения псевдосталактитов, показанных на фото 81, поскольку внешняя их зона сложена не халцедоном, а радиально-лучистым кварцем.



Рис. 92. Псевдосталактиты халцедона в крупной полости фельзитовой литофизы, положение некоторых из них отклоняется от вертикального; на дне полости — валики халцедоновых сферолитовых корок, возникшие над тонкими питающими (?) трещинками в оболочке литофизы; в центре снимка сверху — пластинчатая псевдоморфоза кремнезема по папиришпату. Сергеевка, Приморье. Нат. вел.

Таким образом, псевдосталактиты, образующиеся в разных условиях, имеют много общих черт. Не касаясь особенностей их трубчатых оснований, на что обращалось достаточно внимания, целесообразно отметить некоторые другие их общие черты. Так, для псевдосталактитов весьма типичны почковидная поверхность, характерная для сферолитовых корок, отклонение некоторых из псевдосталактитов с тонкими основаниями от вертикального положения (см., например, фото 70 и 78). Наконец, очень своеобразной чертой псевдосталактитов являются провисы — провисы, возникающие между соседними псевдосталактитами.

В сечении псевдосталактиты имеют отчетливое зонально-концентрическое строение, причем отдельные наружные концентры при слиянии псевдосталактитов становятся общими. Сама же поперечная форма псевдосталактитов определяется в первую очередь формой сечения основания. Так, если трубки отдельные, сечение оказывается круглым, если это скопление мембранных трубок — оно может быть овальным, иногда очень сложной конфигурации. При этом даже на одном месторождении могут быть существенно халцедоновые и кварц-халцедоновые псевдосталактиты (рис. 94).

Число псевдосталактитов, оказывающихся в поперечном срезе, например, агатовой миндалины, зависит от его расстояния от места прикрепления оснований псевдосталактитов: на значительном расстоянии их может не быть вовсе, а близко к основанию их число может быть очень большим. Можно получить срезы, сплошь состоящие из поперечных

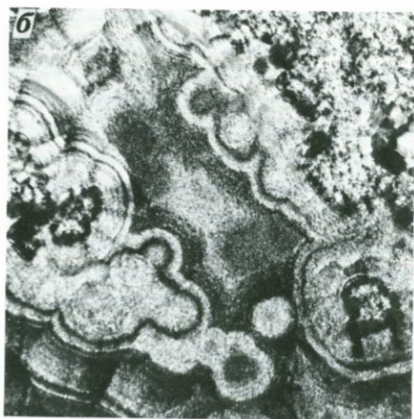


Рис. 93. Перемычка — «провис», соединяющая соседние халцедоновые псевдосталактиты; в полости литофизы пластинчатые образования — псевдоморфозы минералов семейства кремнезема по папиршпату. Сергеевка, Приморье. Ув. 3. № 84526.

Рис. 94. Поперечные сечения сростков тонких псевдосталактитов, образовавшихся на мембранных трубках, возникших при гидротолитическом разложении риолитовых обломков:

a — кварц-халцедоновые псевдосталактиты; *б* — псевдосталактиты существенно халцедонового состава. Сергеевка, Приморье. Ув. 40 (+).

сечений псевдосталактитов (возможно, образец, показанный на фото 15). Поэтому такие термины, как моноциклический и полициклический агат, предложенные В. Н. Черных и В. Б. Семеновым [129], не имеют генетического смысла. Агаты, на поперечном срезе которых оказываются разрезы двух крупных псевдосталактитов, называются глазчатыми, причем из сказанного ясно, что этот термин также не несет генетической нагрузки, тем более что глазчатыми также будут агаты, на поверхности или поперечном срезе которых вскрываются отдельные карбонатные сферолиты или псевдоморфозы по ним минералов семейства кремнезема.

До сих пор рассматривались только халцедоновые и кварц-халцедоновые псевдосталактиты, наиболее характерные для агатов. Наряду с этим в агатах известны псевдосталактиты, в которых отдельные сферолитовые зоны представлены карбонатами (см. рис. 63), псевдосталактиты, имеющие в центральной части грубосферолитовые корки пирита, непосредственно нарастающего на нитяные основания гётита (см. рис. 82).

Псевдосталактиты свойственны не только минералам семейства кремнезема, хотя для других минералов они менее характерны. Гётитовые псевдосталактиты широко распространены на Бакальском месторождении на Южном Урале [98], псевдосталактиты пирита и сидерита на нитях гётита — на КМА, малахита — на месторождениях Урала [126]; известны псевдосталактиты халцедона на отдельных опаловых трубках и системы из них [132].

Кварц-халцедоновые псевдосталактиты сравнительно широко распространены в месторождениях исландского шпата Сибирской платформы [4]. Встречены они и в сравнительно высокотемпературных гидротермальных ассоциациях скарново-магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы [108].

Следует отметить, что морфологически очень близкие к псевдосталактитам образования возникают и в некоторых других условиях. Из них наиболее интересны следующие.

а. «Псевдосталактиты» по тончайшим нитям неясного генезиса, свешивающимся с кровли миндалин, иногда в виде щеткоподобной системы (рис. 95; фото 72, а, б) или свисающих с поверхности промежуточных халцедоновых слоев (фото 73; см. рис. 79).

б. «Псевдосталактиты», развивающиеся в связи с обрастанием сферолитовыми корками халцедона различных образований, возникающих при замещении кальцита халцедоном (см. рис. 70, 71), хотя сходство здесь часто проявляется лишь на микроуровне.

Сходные с псевдосталактитами образования кварца или халцедона возникают и при обрастании их сферолитовыми корками псевдосталактитов других минералов, в частности, гётита (рис. 96).

В поперечном сечении агата на псевдосталактиты могут походить также обрастания сферолитовыми халцедоновыми корками:

а) лавовых настальных сосулек, особенно гидролизованных и выщелоченных (фото 9—12; 29), тем более тонких (фото 15);

б) лавовых пережимов и стержней, возникающих, в частности, при слипании газовых пузырей (фото 13, 14);

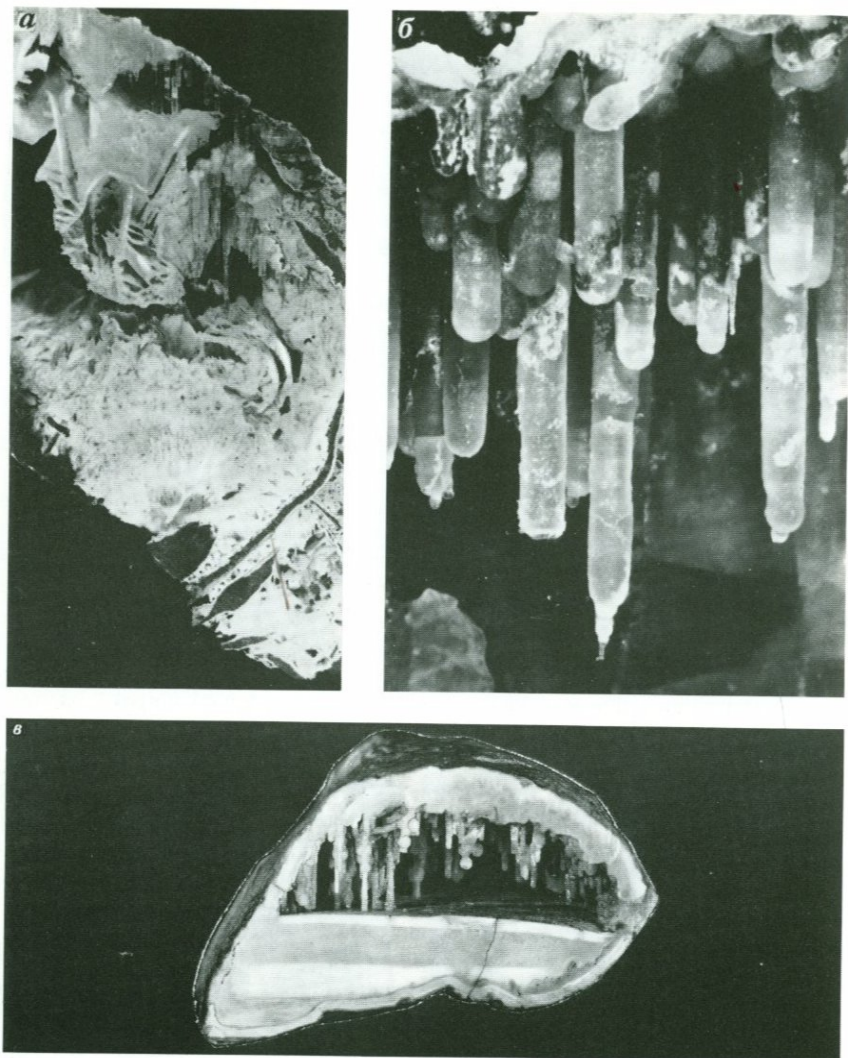


Рис. 95. Псевдосталактиты на нитях неясного происхождения в миндалинах из базальтов:

a — тонкие псевдосталактиты, свешивающиеся с кровли миндалины (верхний ярус) и халцедоновых перегородок, замещающих кальцит (нижний ярус), ув. 1,25; *б* — псевдосталактиты, спускающиеся с кровли миндалины, ув. 10 (*a* и *б* — фрагменты образца, показанного на рис. 70); *в* — тонкие псевдосталактиты, свешивающиеся с кровли миндалины, с характерными сферолитовыми утолщениями и перемычками («провисами»), соединяющими некоторые из псевдосталактитов; псевдосталактиты частично утоплены в опал-халцедоновый онисс. Окрестности г. Дальнегорска, Приморье. Ув. 2,5. Передан А. Ф. Тимофеевым. № 84766.

в) застывших лавовых нитей, занавесей и т. п. образований, возникающих при разрыве вязких литофиз (фото 133);

г) нитевидных реликтов выщелачивания силицитов и их занавесей (фото 161);

д) коралловых построек (фото 149);

е) кристаллов других минералов, особенно вытянутых, при образовании псевдоморфоз облекания халцедона по ним (фото 30).

«ПИТАЮЩИЕ» (ПОДВОДЯЩИЕ) КАНАЛЫ В АГАТАХ

При изучении агата в полостях литофиз, открытых трещинах, гнездах обычно не возникает вопроса о способе поступления минерализованных растворов в полость, поскольку они легко могут проникать как через трещины, появившиеся при образовании литофиз и выходящие на поверхность, так и связанные с жилами, гнездами и т. п. минеральными телами.

Иное дело агатовые миндалины в базальтах. Они находятся иногда в довольно плотных породах, поэтому на поиски каких-либо путей проникновения агатообразующих растворов в газовые пузыри обращали свое внимание практически все исследователи. Оказалось, что достаточно крупные трещины, связанные с механической деформацией пузырей, через которые могут проникать минералообразующие растворы (рис. 97), в них сравнительно редки. В то же время при исследовании достаточного числа агатовых миндалин обычно на каждом из месторождений удается обнаружить некоторое количество миндалин, содержащих открытые или минерализованные каналы, выходящие на их поверхность и связывающие ее либо с полостью в центре миндалины, либо с тем или иным агатовым слоем (рис. 98; фото 5, 6, 50, 53, 87, 88—94). Такие каналы типичны не только для агатовых миндалин, но и для псевдоморфоз минералов семейства кремнезема по конкрециям других минералов (рис. 99), для агатов, возникающих в полостях выщелачивания силицитов (фото 163), где они достигают наиболее крупных размеров как в диаметре, так и по длине, оканчиваясь обычно широким устьцем в открытой полости агата, а также для выделений халцедона, связанных с кораллами (фото 152).

Форма каналов сравнительно редко прямолинейно-коническая (см. рис. 98, б), чаще они криволинейны, а в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям других минералов они бывают весьма прихотливы (см. рис. 99, а), поскольку подобный канал представляет в этом случае пространство между несросшимися стенками «проколов» в сферолитовых корках халцедона. Последнее в меньшей мере относится к каналам, обнаруженным в агатах, заполняющих полости выщелачивания силицитов.

При исследовании стенок таких каналов (см. рис. 99, б; рис. 100) обнаруживается весьма характерная для них зональная текстура. Причем каждая зона имеет поверхность, ограниченную поверхностями сферолитов разного размера, в зависимости от структуры того или иного слоя с границами совместного роста; в некоторых местах на подобной



Рис. 96. Гётитовые псевдосталактиты, обросшие тонкой коркой прозрачного халцедона; в некоторых местах (например, в правом верхнем углу) хорошо видны перемычки — «провисы», соединяющие отдельные псевдосталактиты; вниз с них продолжали расти халцедоновые псевдосталактиты. № 3314, ОП.

Рис. 97. Кальцитовая миндалина с несколькими трещинами, выходящими на ее поверхность, служившими путями проникновения питающих растворов в газовый пузырь, в базальте. Мыс Теви, Камчатка. Ув. 2,5.

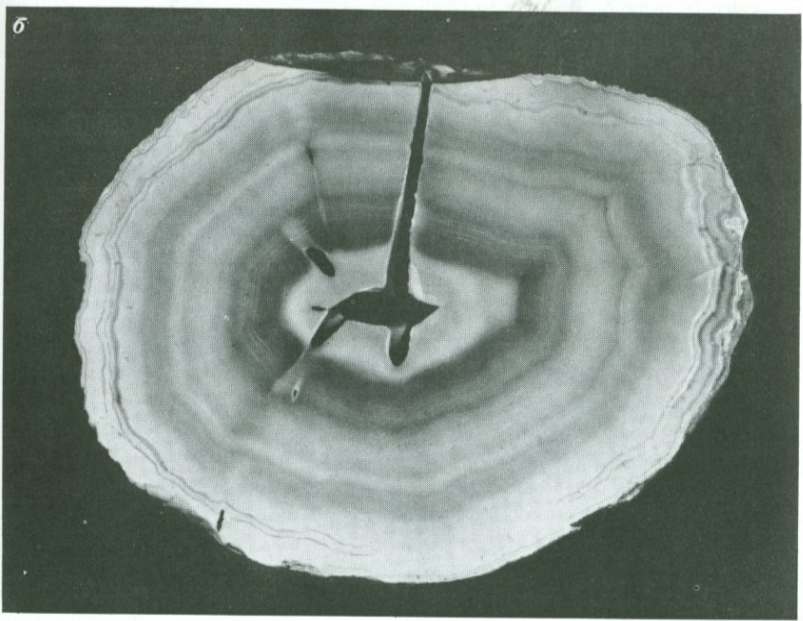
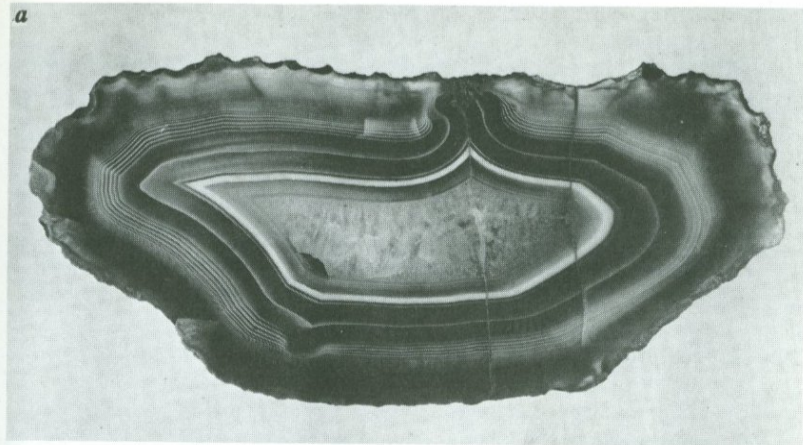


Рис. 98. «Питающие» каналы в агатовых образованиях:
a — в агатовой миндалине из базальтов; хорошо видно утонение зональности вблизи выхода канала из миндалины (снизу). Окрестности г. Павлодара, КазССР. Нат. вел. № 83897; *б* — в халцедоновом стяжении в мергелях. Р. Малка, Сев. Кавказ. Нат. вел. № 83650.

поверхности проявляются отчетливо полигональные участки, отвечающие намечающимся головкам кристалликов кварца.

Для всех рассматриваемых каналов весьма типично утонение по мере приближения к ним участков зональности агатов с «подворотом» ее в узких частях каналов. Это отчетливо видно под микроскопом, когда мелкие каналы, как бы состоящие из нескольких вложенных друг в друга трубчатых зон, «протыкают» зональность агата (рис. 101), в шлифах и полировках (см. рис. 98, а; рис. 102; фото 87; 88; 90—94).

Наконец, следует отметить, что рассматриваемые каналы иногда остаются зияющими, но чаще они заполняются более поздним кварцем (фото 87; 90) или карбонатами, выполняющими иногда внутреннюю часть миндалины (см. рис. 66).

Все приведенные выше морфологические особенности каналов чрезвычайно характерны для них, независимо от того, в каких геологических условиях возникли содержащие их агаты, что говорит о едином механизме их формирования, а также образовался ли данный агат в виде миндалины, псевдоморфозы по конкрециям других минералов, путем выполнения полостей выщелачивания силицитов, в полостях коралловых построек или каким-либо иным путем. Даже в агатах, выполняющих полости в литофизах, иногда удается обнаружить небольшие каналы (фото 128) такого же строения, переходящие утончающимися концами либо в гребни халцедона, заполняющего трещины в коре литофиз, либо в небольшие трещинки, секущие подобную кору.

Описанные выше особенности каналов и связь, которую они осуществляют между внутренними частями агатов и поверхностью их выделений, привели исследователей к выводу об определенной, а возможно и решающей их роли в генезисе агатов, хотя взгляды отдельных исследователей существенно различаются.

Так, В. Хайдингер [187], а позднее М. Хеддл [190] полагали, что они являются дренажными трубками, по которым отработанный после кристаллизации минералов в миндалине раствор выводится из нее. В. Хайдингер при этом считал, что исходный раствор просачивается в газовый пузырь по капиллярам, существующим в окружающей породе, а М. Хеддл — что газовый пузырь первоначально целиком заполняется раствором, который выталкивается наружу вследствие сокращения объема пузыря при отложении на его стенках халцедона и других минералов. С этим он связывал более широкое устье канала в центральной части (по направлению к центру миндалины) и утонение отдельных слоев халцедона вдоль стенок канала, поскольку их выделение шло из менее концентрированных растворов. В связи с этим М. Хеддл [190] писал, что расширение каналов по направлению к центру напоминает затор, возникающий, когда движущийся поток людей сдерживается узким выходом [190].

Й. Ноеггерат [222], исследовавший прокрашивание агатов различными красителями, отметил непроницаемость для них отдельных слоев. Это привело его к отрицанию взглядов В. Хайдингера о просачивании растворов через отложившиеся слои агата и рассмотрению описанных каналов в качестве питающих каналов, по которым минералообразующие растворы поступали в газовые пузыри. Й. Ноеггерат был вынужден,



Рис. 99. «Питающие» каналы в псевдоморфозах минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита:

a — несколько объединяющихся каналов, вскрытых при расколе псевдоморфозы, № 79750;
б — боковая стенка расширяющегося устья канала на его входе в полость жеоды. Кафишем, ТССР. Ув. 2.

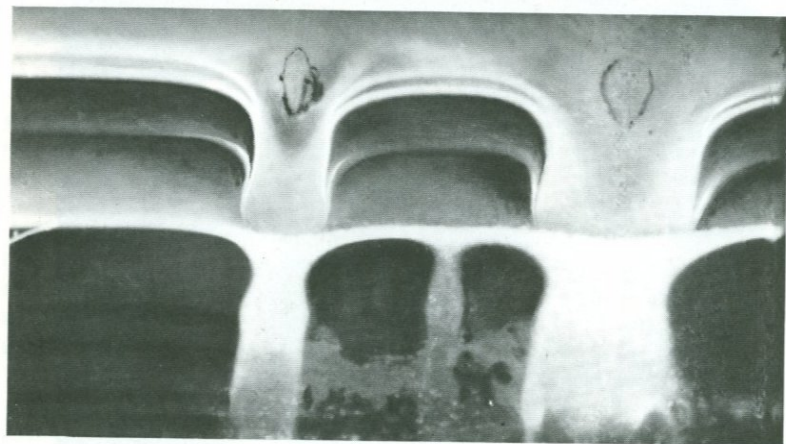
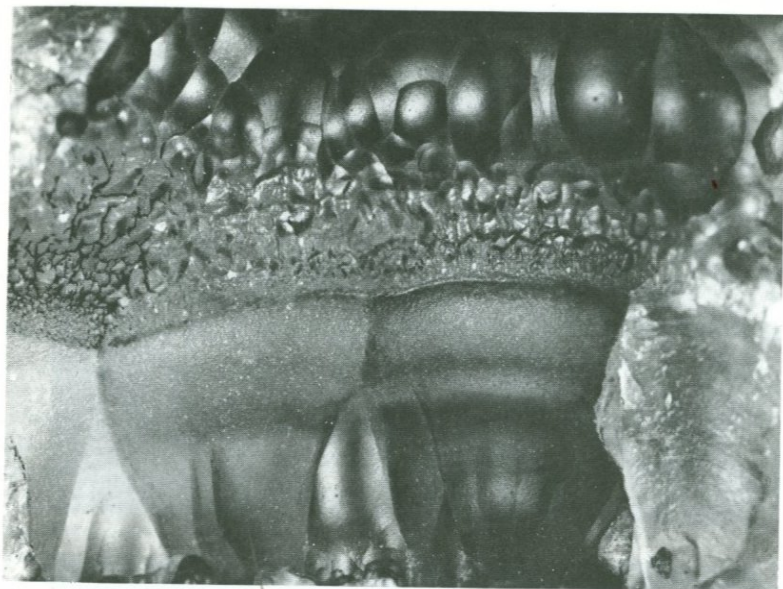


Рис. 100. Скульптура поверхности зияющего «питающего» канала. Далан-Туру, Чойрский р-н, Монголия. Ув. 20, косое освещение.

Рис. 101. Взаимоотношение слоев агата с проникающими «питающими» каналами. Россыпи по р. Зея, Амурская обл. Ув. 70(∥).

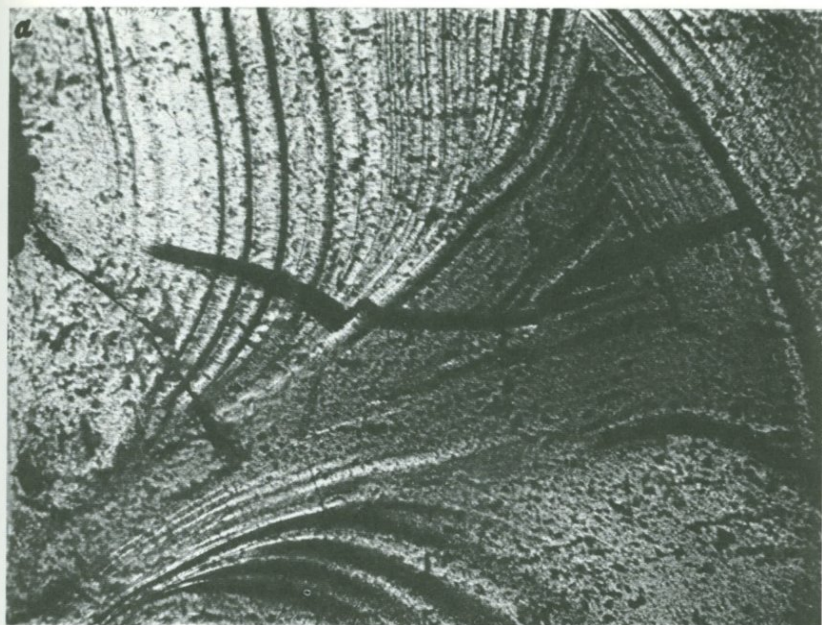


Рис. 102. Взаимоотношения утончающихся сферолитовых слоев халцедона, облегающей зональности с тонкими сферолитовыми слоями халцедона, выполняющими «питающий» канал:
a — общий вид, ув. 4(+); *б* — деталь строения, ув. 20(+). Мыс Теви, Камчатка.

однако, частично принять взгляды В. Хайдингера о фильтрации через капиллярные каналы, поскольку отчетливые «питающие» каналы удавалось обнаружить в миндалинах относительно редко.

Р. Лизеганг [205] считал, что Й. Ноеггерат не в полной мере учел возможность фильтрации растворов через полужидкие еще не окончательно консолидировавшиеся слои кремнезема, которые лишь позже могли переходить в непроницаемые для растворов прослойки. Он настаивал на диффузионном происхождении рисунка каналов, считая их следствием помех, возникающих на пути распространения диффузионных потоков, окрашивающих агат в результате ритмичного отложения пигмента.

П. П. Пилипенко [87], тщательно проанализировав соответствие представлений Р. Лизеганга реальным взаимоотношениям минералов в агатах и отдельных их слоев, показал, что теорию диффузионной зональности абсолютно невозможно применить для изучения генезиса агатов. Рассматривая особенности строения каналов-«рукавов», П. П. Пилипенко дал им следующую характеристику: «Во-первых, рукава проходят в теле агата, но не в теле включающей агат породы; геологически было бы совершенно непонятно возникновение таких рукавов, если не допустить по ним циркуляции водных и газовых растворов.

Во-вторых, изучение под бинокулярным микроскопом ряда продольных и поперечных разрезов рукавов показывает, что рукава сложены из халцедоновых трубок, концентрически вложенных одна в другую; причем вещество внутренней трубки соответствует по окраске, структуре и составу вещества центральной части агата. Продольные сечения таких рукавов дают систему слоев, идущих параллельно, а не перпендикулярно длинному размеру рукава, как следовало бы ожидать согласно диффузионной теории Лизеганга.

В-третьих, в тех местах, где система слоев агата упирается в стенки рукава, совершенно явственно наблюдается выклинивание слоев агата и прорыв их веществом рукава.

Описанные особенности структуры агатов совершенно необъяснимы с точки зрения диффузионно-кольцевой теории Лизеганга и, наоборот, находят легкое объяснение, при допущении проводящих каналов, по которым циркулировали водные растворы, частично размывавшие уже отложившиеся слои, частично отлагавшие новые слои. С этой точки зрения станет понятной парагенетическая связь между центральными частями рукавов и центральными частями главной полости агата.

Таким образом, в агатах действительно имеются проводящие каналы; в некоторых случаях удается наблюдать открытые устья таких каналов, выходящие на наружных стенках агатов; в других случаях такие устья уже нацело заполнены веществом агата и различимы только благодаря халцедоновым бугоркам среди массы эффузивной породы" [87, с. 281—282].

При этом П. П. Пилипенко показал, что в некоторых миндалинах имеется серия таких каналов, каждый из которых достигает лишь определенной глубины (фото 90—94), что он объяснял многостадийностью процесса образования агата, связывая каждую из стадий с собственным питающим каналом.

Компромиссное представление о роли рассматриваемых каналов высказал при обсуждении их значения В. И. Степанов, ссылающийся на некоторые простые эксперименты, которые он делал для ее уяснения. Согласно В. И. Степанову, описываемые каналы осуществляют сразу двойную функцию — по их центральной части концентрированные растворы направляются в полость, где возникают агаты, а по внешней (наружной) отходят отработанные растворы. К сожалению, это привлекательное на первый взгляд объяснение функции питающих каналов не помогает пониманию роли каналов капиллярной толщины, присутствие которых приходится предполагать во многих случаях, когда макроскопические каналы обнаружить не удается. Более того, П. П. Пилипенко [87] считал, что при отсутствии каналов заполнение полости газового пузыря происходило через его стенки, которые исследователь сравнивал с тончайшим ситом. Кроме того, оно предполагает течение раствора, тогда как, ниже будет показано, что агатообразование происходит в застойных условиях.

Говоря об условиях образования питающих каналов, которые как будто ни у кого не вызывают сомнения как проводники минерализующих растворов, следует обратить внимание на еще одну возможность их образования — в качестве застойных зон между отдельными сферолитами халцедона, наподобие тех, которые возникают у кристаллизующихся пленок карбонатных кораллитов [100].

Застойные зоны между сферолитами, вызывавшие изменение их зональности — ее утонение к основанию, — отмечены и Ю. М. Дымковым [34] при описании морфологических и анатомических особенностей сферолитов настурана. По его мнению уменьшение толщины концентров сферолитов в промежутках между одиночными сферолитами может быть вызвано конвекционным (гравитационным) градиентом распределения частиц, либо пересечением «двориков кристаллизации» сферолитов, т. е. имеет чисто диффузионную природу. Он же считает, что разница в скоростях роста отдельных участков сферолитов — резкое увеличение скорости роста слоев у вершины и снижение ее (вплоть до прекращения) у основания — одна из причин появления расщепленных сфероидолитов.

Следует иметь в виду также, что «питающие» каналы свойственны не только агатам, а известны в других сферолитовых агрегатах, в частности малахитовых, в чем можно убедиться, например, просматривая образцы малахита со старых уральских месторождений в Минералогическом музее им. В. И. Вернадского Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе.

В заключение необходимо отметить, что помимо радиальных «питающих» каналов в агатовых миндалинах иногда встречаются очень своеобразные кольцевые каналы (фото 95), проходящие по всему периметру миндалина. Такие каналы нами неоднократно встречались в плоских миндалинах с мыса Теви, Камчатка, и их происхождение скорее всего связано со «схлопыванием» в центральной части миндалина сферолитовых корок, развивающихся по кровле и донной части миндалина и имеющих в своих центральных частях гораздо более высокую скорость роста, чем в периферических. Однако причины этого, как и детали

ДОННЫЕ БРЕКЧИИ В ЛИТОФИЗАХ И ПОСТСФЕРОЛОИДНЫЙ ХАЛЦЕДОН



Фото 116. Донная риолитовая брекчия (в обломках отчетливо видны темные фьямме), сцементированная халцедоном, из крупной литофизы. Сергеевка, Приморье. 14,0×7,5 см. № 81792.

Фото 117. Донная брекчия в соединившихся центральных полостях двух литофиз, выполненных параллельнослоистым (ониксовым) агатом. Айнабулак, КазССР. 13,5×9,0 см. № 84540.



Фото 118. Дробленый фельзофир, содержащий раздробленные полевошпат-кварцевые сферолиты, обломки которых сцементированы кварц-халцедоновым (карнеоловым) агатом. Канэнмывеем, Чукотка. $12,5 \times 9,5$ см. № 83259.

**ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АГАТОВ
В ЛИТОФИЗАХ**



Фото 119. Агат с ониксовой и облекающей зональностью в центральной полости фельзитовой литофизы; хорошо видны следы перекристаллизации ониковых слоев. Айнабулак, КазССР. 22,0×14 см. № 84528.



Фото 120. Агат с плинтоидной текстурой в нижней части, сменяющейся параллельно-слоистой (ониксовой) текстурой, переходящей, начиная с карнеолового слоя, в зонально-концентрическую текстуру; в ядре — кварц и кальцит. Айнабулак, КазССР. 14,0×10,0 см. № 83218 (повернут примерно на 45°).

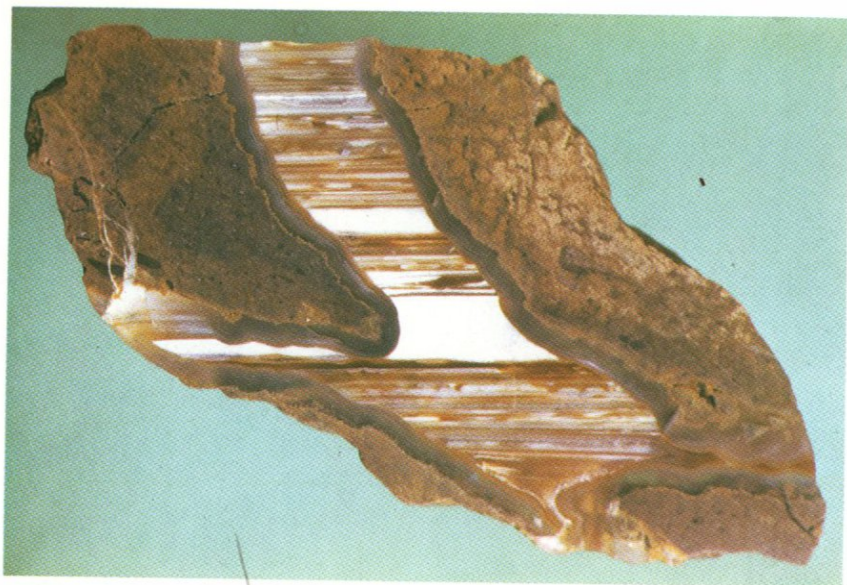


Фото 121. Халцедон-опаловый оникс со слоями, упирающимися в зонально-концентрический халцедон, покрывающий вмещающие участки риолитовой литофизы; справа в риолите (фельзите) видно небольшое фьямме (темное), разорванное халцедоновым прожилком. Сергеевка, Приморье. 20,0×9,0 см (повернут примерно на 45°). № 84041.

МИНЕРАЛЫ АГАТОВ ИЗ РИОЛИТОВ

Кальцит

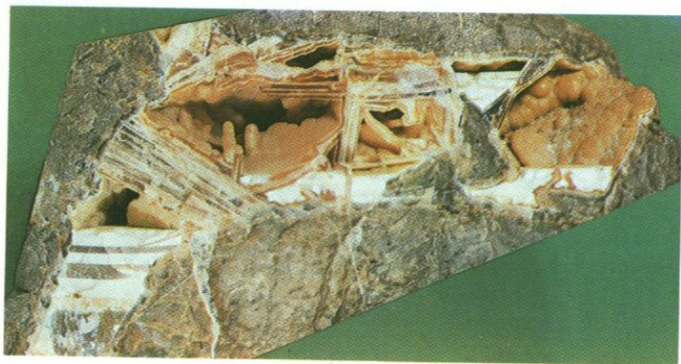


Фото 122. Псевдоморфозы (замещения и облекания) кварца и халцедона по разноориентированным пластинчатым кристаллам папиришпата с промежутками между ними, частично заполненными опал-халцедоновым ониксом в полости крупной фельзитовой литофизы. Сергеевка, Приморье, 24×10 см. № 83255.



Фото 123. Кристаллы папиршпата в шаровой центральной полости литофизы (?).
Чихуахуа, Мексика. 9,0×8,0 см. № 76979.



Фото 124. Мозаичный агат, представленный агатовым ониксом, образовавшимся до возникновения папиришпата (серый халцедон в нижней части образца) и более поздним опал-халцедоновым ониксом, заполняющим промежутки между пластинами папиришпата, замещенным кварцем и халцедоном. Сергеевка, Приморье. 14,5×8,0 см. № 84045.

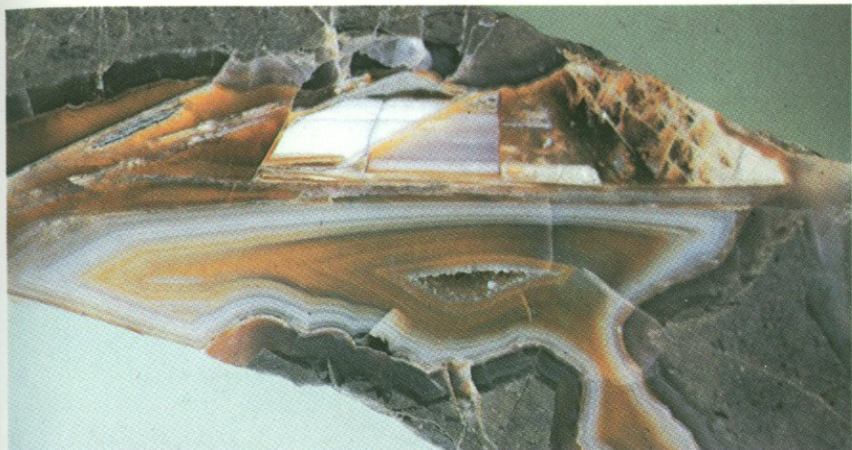


Фото 125. Мозаичный агат, представленный опал-халцедоновым ониксом, выполняющим пространство между пластинчатыми псевдоморфозами кварца и халцедона по папиршпату (в верхней части фотографии) и агатом с облегающей зональностью (снизу); в левом нижнем углу в карнеоловом халцедоне отчетливо видны реликты ромбоэдрической спайности кальцита (сравни с рис. 68). Сергеевка, Приморье. 31,0×8,0 см. № 83250.

Фото 126. Псевдоморфоза кварц-халцедонового агата по скаленоэдрическим кристаллам кальцита. Сергеевка, Приморье.



Фото 127. Кварц-халцедоновый онисс с плинтоидными псевдоморфозами кварца по широкой кальцитовой зоне (снизу), имеющей горизонтальную поверхность и слоисто-горизонтальную текстуру, параллельную слоям онисса. Айнабулак, КазССР. 7,5×7,0 см.



Фото 128. Кварц-халцедоновый онис с плинтоидными псевдоморфозами кварца по трем кальцитовым зонам (часть образца книзу от красного халцедонового слоя), чередующимися с халцедоновыми слоями (белые), выполняющий полости двух слившихся фельзитовых литофиз; в верхней части образца виден тонкий «питающий канал», отходящий от тонкого халцедонового прожилка, секущего фельзитовую корку литофизы. Айнабулак, КазССР. -12,0×8,0 см. № 83222.

Флюорит



Фото 129. Кристаллы флюорита (фиолетовые) в кварц-халцедоновом агате, выполняющем полость в фельзитовой литофизе с отчетливой сферолитовой структурой. Тарбальджей, Читинская обл. 9,0×5,0 см. № 84049.

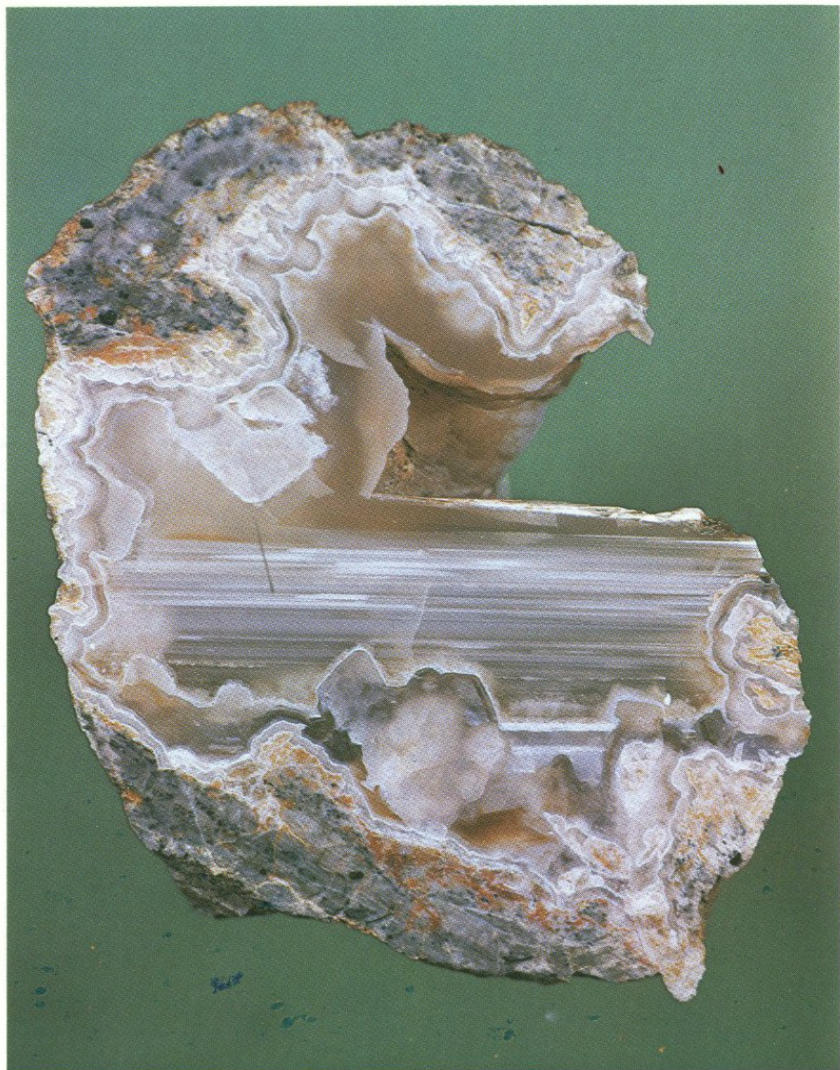


Фото 130. Псевдоморфозы халцедона по флюориту (крупные, кубического габитуса в нижней и левой верхней частях образца), вросшие в кварц-халцедоновый агат с ониксовой и зонально-концентрической текстурой. Тарбальджей, Читинская обл. 10,0×8,0 см № 83241.



Фото 131. Псевдоморфоза халцедона по флюоритовому слою (голубоватый, указан стрелками) в кварц-халцедоновом зонально-концентрическом агате, выполняющем полость в фельзитовой литофизе. Сергеевка, Приморье. 14,0×12,0 см. № 83253.

Псевдоморфозы минералов кремнезёма по неизвестному минералу



Фото 132. Псевдоморфоза халцедона и кварца (немного) по сноповидному сростку пластинчатых кристаллов ангидрита (?) или возможного барита (?), заполняющего центральную полость литофизы. Аягуз, КазССР. 8,0×7,5 см. № 84532.

строения подобных каналов и их взаимоотношения с минерализацией, нуждаются в дополнительных исследованиях.

ИЗМЕНЕНИЯ АГАТОВ

В поверхностных условиях и, в частности, в россыпях агаты иногда заметно изменяются. С одной стороны, эти изменения проявляются в образовании на поверхности агата белой рыхлой корки кремнезема, толщиной иногда несколько миллиметров [88, 117, 205]. Толщина бывает различная и зависит от строения отдельных агатовых слоев — количества пор в них, содержания примесей, в частности H_2O и т. п., и выражена в рельефе поверхности корки, подчеркивающим текстуру исходного халцедона.

С другой стороны, в поверхностных условиях происходит выщелачивание карбонатов. Это приводит к вылущиванию внутренних халцедоновых частей миндалин, приобретающих в этом случае характерный рисунок, определяющийся отпечатками выщелоченных кристаллов и кристаллических корок карбонатов.

Часть карбонатов, особенно Fe- и Mn-содержащих, в поверхностных условиях окисляется. Это приводит к тому, что они покрываются корками гидроксидов Mn и Fe или нацело замещаются ими. По этой же причине возникают различные соединения Fe и Mn, поступающие в грунтовые воды и способные вторично прокрашивать агаты. Это выражается обычно в усилении красной, коричневой и черной окраски агата с поверхности и по отдельным наиболее пористым зонам* за счет пигментации их соединениями Fe и Mn [117]. Наблюдается также вторичное прокрашивание по трещинкам с преимущественной прокраской отдельных наиболее пористых зон в агате, а иногда обесцвечивание первичной окраски вдоль трещин, связанное с выщелачиванием пигмента [116, 117].

Кроме того, изменение окраски агата происходит также под действием солнечных лучей. При этом слабоокрашенные или грязновато-зеленоватые агаты заметно краснеют, вследствие окисления и дегидратации гидроксидов железа, окрашивающих агат, и перехода их в гематит. Вследствие этого яркие красные, красно-коричневые и т. п. агаты, находящиеся на поверхности россыпей, могут быстро сменяться слабоокрашенными (вплоть до грязновато-серых) агатами на глубине.

* На способности разных зон агата по-разному поглощать различные вещества основаны многочисленные методы их искусственного окрашивания [32, 245], многие из которых применялись еще в древности. Наиболее доступным является метод пропитывания агата раствором меда или сахара с последующим окислением органических соединений кипячением в серной кислоте. В этом случае бесцветный или слегка сероватый агат приобретает яркую контрастную окраску от коричневой до черной; зоны, в которые раствор не проник из-за низкой пористости, остаются серыми или белыми. Искусственное прокрашивание может использоваться при исследовании агата — для повышения контрастности его зон, более четкого выявления его текстуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование минералогических особенностей агатов позволяет сделать следующие выводы:

1. Процесс образования агатов очень часто длительный и многостадийный; в ходе него могут образовываться не только минералы семейства кремнезема, но и многие другие, часть из которых образуется до появления минералов семейства кремнезема, другие — совместно с ними (например, зонтики кварца, завершающие некоторые халцедоновые слои) и, наконец, третьи — после них. Таким образом, агаты, попадающие к исследователю, отражают лишь конечный результат минералообразования, восстановление последовательности которого подчас довольно сложный процесс и по ним нельзя делать поспешных выводов о способе их образования, что, к сожалению, до сих пор делается большинством специалистов, и тем более коллекционеров-любителей.

2. Минеральный состав агатов разного генетического типа отличается определенными типоморфными особенностями (табл. 7), наиболее важными из которых являются: а) наиболее разнообразная минерализация характерна для агатов миндалин; б) в агатах миндалин из всего перечня минеральных видов, приведенных в табл. 7, не установлены лишь целестин, ангидрит (типичны для агатов в псевдоморфозах по конкрециям ангидрита и кальцита) и флюорит, типоморфный для агатов, выполняющих полости в литофизах и установленный также в агатах осадочных пород.

В дополнение к данным, приведенным в табл. 7, для агатов миндалин указываются [152] самородные медь и свинец, халькопирит, галенит, марказит, куприт, магнезит, анкерит, малахит, стронцианит, датолит, эпидот, авигит, актинолит, окенит, пренит, апофиллит, тальк, серпентин, хризоколла, анальцит, натролит, сколецит, мезолит, томсонит, ломонит, стильбит, эпистильбит, брүстерит, филлипсит, битумы (асфальтиты); для агатов миндалин и полостей в литофизах — гармотом и шабазит; для агатов в полостях литофиз — каолинит. Столь существенное расширение списка минералов миндалин объясняется скорее всего включением в него Г. Дж. фон Бланкенбургом не только минералов, находящихся непосредственно в парагенезисе с агатом (с халцедоном, кварцем, кварцином), но и минералов, характерных для минерализации миндалин вообще. Это относится прежде всего к низкремниевым цеолитам — томсониту, натролиту и др., для которых парагенезис с минералами семейства кремнезема редок или даже запрещен [27], и, возможно, к многим из остальных минералов, не попавшим в табл. 7.

Для псевдоморфоз минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита и кальцита (?), распространенным в центральной части США, Р. Б. Трипп [262] приводит гораздо более широкий перечень минералов по сравнению с установленным нами в подобных же образованиях из гор Туаркыр и единичных образцов из Сев. Йемена. Так, он указывает, кроме перечисленных в табл. 7, анкерит, арагонит, смитсонит (очень редко), марказит, халькопирит, сфалерит (марматит) как обычные минералы этого парагенезиса, дающие скопления $\approx 7,5$ см в поперечнике, самородное серебро (по сфалериту), каолинит, малахит.

Особенности минерального состава агатов основных генетических типов
(халцедон, кварц, кальцит — сквозные минералы агатов всех типов)

Минералы		Агаты эффузивных формаций		Агаты осадочных пород	
		Миндалины в базальтах и андезитах	Выполнение полостей литофиз	Псевдоморфозы по конкрециям ангидрита и кальцита	Выполнение полостей выщелачивания силицитов
Второстепенные	Опал	+	+	—	—
	Кварцин	+	—	+	+
	Минералы рода глауконита-селадонита	+	+	—	—
	Целестин	—	—	+	—
Встречаются спорадически, иногда в существенных количествах	Морденит	+	—	—	—
	Клиноптилолит	+	+	—	—
	Феррьерит	+	—	—	—
	Светлозарит	+	—	—	—
	Доломит	+	—	(+)	—
	Сидерит	+	+	(п/м?)	—
	Барит	+	+	+	—
	Гипс	+	—	+	—
	Ангидрит	+	—	+	—
	Флюорит	+	+	+	—
	Оксиды и гидроксиды железа (в основном гётит)	+	+	+	+
Редкие	Нонтронит	+	+	—	—
	Пирит	+	(+)	(+)	+
	Тодоржит	+	—	—	—
	Пирролизит	+	—	(+)	—

Условные знаки: (п/м?) — обнаружен только в виде предположительных псевдоморфоз; (+) — литературные данные.

3. Сложность и многостадийность процесса минерализации полостей, содержащих агаты, приводит к возникновению большого числа псевдоморфоз замещения. Среди них важнейшую роль играют псевдоморфозы замещения минералов семейства кремнезема (главным образом халцедона и кварца, в меньшей мере кварцина) по кальциту (сферолитовому, зернистому, длиннокаленоздрическому, папиришпату); достаточно широко распространены также псевдоморфозы замещения по флюориту, гораздо меньшую роль играют псевдоморфозы замещения по бариту. Достаточно широко распространены также псевдоморфозы замещения халцедона (частично кварца, опала) по дереву, кораллам, ангидритовым и карбонатным конкрециям.

4. Наряду с псевдоморфозами замещения в некоторых случаях достаточно обычны псевдоморфозы облекания по кальциту, реже флюориту.

Известны случаи, когда псевдоморфозы замещения и облекания проявляются одновременно (это типично для псевдоморфоз кварца и халцедона по папиришпату в литофизах Сергеевского месторождения в Приморье).

5. Учитывая взаимоотношение различных минералов друг с другом — обрастание, псевдоморфизацию одних из них другими и т. п., можно наметить несколько обобщенных схем последовательности развития процессов минерализации, а именно:

- а) кальцит I → халцедон → кварц → кальцит II;
- б) халцедон → халцедон → кварц → халцедон;
- в) сидерит → халцедон + гётит → кварц;
- г) кальцит → халцедон → доломит → халцедон;
- д) халцедон → кварцин → кварц → халцедон...;
- е) халцедон → кальцит/халцедон → кварцин → кварц;
- ж) кальцит → халцедон, кварцин → кварц → халцедон → барит/халцедон;
- з) халцедон → флюорит/халцедон, кварц → кальцит II → барит;
- и) кварцин → кварц → халцедон → (кварцин) → барит, целестин → кальцит → кварц → флюорит;
- к) халцедон → кварцин → кварц → халцедон → (флюорит) → халцедон → кварц.

При этом схемы «а — ж» типичны для агата миндалин, причем им предшествует обычно образование чаще тонкой глауконит-саладонитовой корки, выстилающей стенки пузыря, и тонкой корки халцедона, облегающей предыдущую, а также в ряде случаев появление цеолитов, нарастающих непосредственно на стенки миндалин или на корку раннего халцедона. Схема «з» типична для агатов, выполняющих литофизы, схема «и» для агатов, образующихся в псевдоморфозах по конкрециям ангидрита или кальцита, «к» — для агатов, заполняющих полости выщелачивания силицитов. Кроме того, каждая из схем осложняется возможной псевдоморфизацией ранних минералов более поздними, ритмическими повторениями отложения как отдельных минералов, так и звеньев приведенных схем (типа халцедон → кварц → халцедон → кварц... и т. д.).

6. Определенным типоморфизмом обладают структурные и текстурные особенности агатов, характерные для каждого из месторождений. Так, ониксовых агатов практически нет на северотиманских месторождениях, в миндалинах из месторождений района г. Ахалцихе ГрузССР (Шурдо, Памач и др.), Иджеванского месторождения в Армении, россыпей окрестностей Павлодара КазССР. Напротив, они характерны для миндалин месторождения Рывьем, Чукотка, двух и более камерных агатов Улугей-Хида, Монголия; достаточно обычны они для россыпей по р. Зея, Амурская обл. Оникс-агаты очень характерны для выполнений полостей в литофизах Айнабулакского месторождения в КазССР, Тарбальджейского в Читинской обл., Сергеевки в Приморье. Для агатов, связанных с осадочными породами, они не характерны.

7. Взаимоотношения агатов разного текстурного типа различны. Так, горизонтальные слои ониксового агата могут упираться в участки агата с зонально-концентрической текстурой, либо переходить в слои последней — резко без утолщения в месте перехода, или с постепенным увеличением толщины слоя, переходящего в облегающую зональность.

8. Структура агатовых слоев того и другого типов различна. Так, для агатовых слоев с зонально-концентрической текстурой характерны

зоны с параллельношестоватой сферолитовой структурой (кальцитовые, халцедоновые, кварциновые, кварцевые), реже они имеют зернистое строение (зонки зерен кварца в сферолитовых кварц-халцедоновых корках).

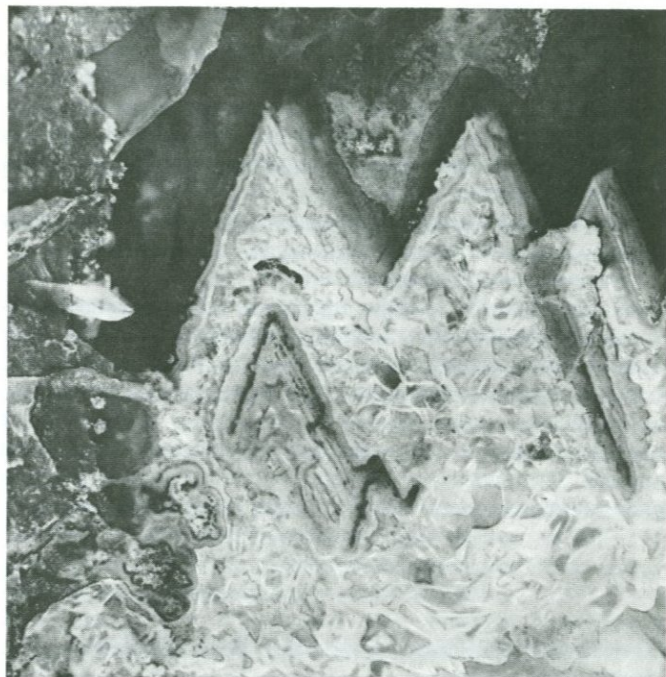
Для агатов с параллельнослоистой (ониксовой) текстурой наиболее типичны мелкозернистые, вплоть до глиноподобных, зоны, иногда состоящие из плотно прилегающих друг к другу мелких сферолитов халцедона, сферолитов и сфероидолитов кварцина, в том числе и с взаимопроницающими границами, напоминая в этом случае роговиковую структуру. Для этих же агатов характерны А- и КТ-опал. Причем именно зоны описанной структуры имеют упирающиеся контакты с зонально-концентрическим агатом. Наряду с этим в ониксах встречаются слои параллельношестоватой сферолитовой структуры, а также грубошестоватые кварцевые слои. Именно слои двух указанных типов переходят непосредственно в слои зонально-концентрического (облекающего) агата.

Иной текстурой характеризуются агаты, образующиеся как псевдоморфозы по конкрециям ангидрита или кальцита. В этом случае внешняя зона зонально-концентрического агата представлена тонкой коркой халцедона, на который нарастают и который местами прорастают отдельные мелкие сферолиты кварцина. Затем идет зона мелкошестоватого кварца, далее — халцедона, а в завершении иногда кварцина и кварца.

9. Текстуры агатов часто осложняются, а иногда и определяются обильными включениями мембранных (?) трубок, нитей неясного генезиса, внедрением в полости лавовых настельных сосуллек, лавовых пережимов, стержней, игольчатыми вростками морденита и других минералов, карбонатных сферолитов, халцедоновыми псевдосталактитами, иногда весьма многочисленными, образующимися на основаниях различной природы. В некоторых агатах на форму рисунка большое влияние оказывают трубчатые или более сложнообразованные «питающие» («подводящие») каналы.

10. Окраска агатов связана с различными причинами, главными из которых являются: а) неравномерное распределение пор и различная их форма в отдельных слоях агата, причем увеличение пористости с одной стороны вызывает появление матовой, а затем и молочно-белой окраски, с другой — облегчает вторичное прокрашивание соответствующих зон; б) разный минеральный состав отдельных зон; в) тонкодисперсные включения ярко-окрашенных минералов — гётита, гематита, минералов рода глауконита — селадонита, нонтронита, пиролюзита, тодорокита, редко маляхита. При этом гидроксиды железа в зависимости от степени окисления и гидратации могут изменять окраску агата от желтой до грязно-желтой или темно-коричневой, красновато-коричневой; ярко-красная окраска обычно обуславливается тонкодисперсным гематитом.

Часть 3



УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АГАТОВ

Условия образования агатов интересовали всех исследователей, занимавшихся ими, и по этому вопросу существуют различные, в том числе исключаящие друг друга представления. Сопоставление их между собой и с изложенными выше фактами по условиям залегания агатов, их морфологии, главными чертами минералогии позволяет нарисовать наиболее правдоподобную картину условий образования агатов. В то же время многие вопросы образования агатов до сих пор остаются не выясненными, в основном из-за недостатка в фактическом материале. На них также целесообразно обратить внимание читателя как на предмет необходимых в будущем исследований.

Выяснение условий образования агатов включает рассмотрение целого ряда взаимосвязанных и иногда трудно разделимых вопросов. Из них важнейшими являются следующие.

1. Физико-химические условия процессов агатообразования.
2. Источники кремнезема в агатообразующих системах.
3. Характер минералообразующей среды — были ли это коллоидные растворы, студни, ионные (истинные) растворы или твердая среда.
4. Механизм отложения минералов семейства кремнезема в агатах и способ транспортировки питательного вещества к растущим минеральным агрегатам.
5. Причины образования типичных для агатов полосчатых текстур.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЦЕССОВ АГАТООБРАЗОВАНИЯ

Определение физико-химических условий процессов минералообразования включает прежде всего выяснение температуры и давления, при которых они происходили, кислотно-щелочной характеристики среды, определяющей условия выделения кремнезема. Для того чтобы ответить на эти вопросы имеющихся данных пока недостаточно, причем наименьшее количество сведений относится к определению давления процессов; не совсем ясна и величина рН непосредственно при минералообразовании.

В основном все эти данные получают либо при исследовании газожидких включений в минералах, либо при экспериментальном изучении условий их образования.

К настоящему времени данных по определению температур образования агата в различных ассоциациях также крайне мало. При этом все они относятся не столько к собственно халцедону, сколько к находящимся в парагенезисе с ним кварцу, аметисту, кальциту.

По-видимому, одними из наиболее высокотемпературных являются халцедоны (агаты) гидротермальных ассоциаций, образующиеся в заключительную стадию формирования некоторых железорудных скарнов. Так, например, температура гомогенизации газожидких включений в аметисте и кварце, выделяющихся позже халцедона, на ряде месторождений юга Сибирской платформы оказалась равной 375—385° С в центре кристаллов, 380—400 и 400—420° С в их основаниях и головках [109].

Минералы семейства кремнезема на этих месторождениях находятся в ассоциации с магнетитом, кальцитом, баритом, целестином, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, киноварью, битумами, монтмориллонитом, гётитом, лимонитом и др.

Для оценки условий образования халцедона большой интерес представляют данные исследования стадийности и определения температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце и сфалерите гидротермальных жил Маджаровского рудного узла в Болгарии [155]. Здесь жилы залегают в кислых пропилитизированных трахиандезитах, туфах и туфобрекчиях. Для нижних горизонтов характерна кварц-сульфидная (халькопирит-сфалерит-галенитовая) минерализация с гематитом (спекуляритом), а для верхних — широко проявлены минералы поздней кварц-халцедон-аметист-баритовой стадии минерализации. В эту стадию отлагались полосчатый халцедон (местами в виде оторочек по пластинчатому кристаллам барита), затем кварц, аметист, причем отложение халцедона, кварца и аметиста происходило ритмично, благодаря чему жилы имеют зонально-ритмичное, иногда тонкоритмичное и симметричное строение [89, 155].

Определение температур гомогенизации кварца и сфалерита предшествовавшей стадии минерализации дало величины в пределах 245—235° С, причем температура образования минералов кварц-халцедон-аметист-баритовой стадии минерализации оценивается на 10—15° С ниже, т. е. в 235—220° С [155]; для этой стадии приводятся также и температуры образования в пределах 225—<100° С [89].

Т. Т. Грушкин и И. Г. Хельвас [30] описали халцедон из кварц-флюорит-баритовой жилы со сфалеритом, галенитом, кальцитом, температура гомогенизации раннего флюорита из которой оказалась 160—130° С; оценка температуры образования кварца и его разновидностей дана в пределах 220—140° С.

Определение температур гомогенизации газово-жидких включений в кварце, флюорите, кальците, барите агатов из миндалинов в базальтах и литофиз в риолитах Казахстана (месторождений Сартмола, Кату-Тау, Айнаулакского и Павлодарского) показало [143], что они для кварца и флюорита находятся в пределах 450—90° С, кальцита 200—90° С, барита 130—50° С, что в целом согласуется с последовательностью их образования в агатах. В то же время было обнаружено, что максимальными температурами гомогенизации для светло- и темно-дымчатого кварца обладают включения внешних его зон (450—350° С), тогда как включения во внутренних частях кристаллов гомогенизируются при более низкой температуре.

Аналогичные исследования кварца агатовых миндалинов и полостей литофиз ряда месторождений ГДР и ФРГ дали также сравнительно высокие температуры — в среднем 370° С (в пределах от 325±9 до 402±23) и лишь в одном случае она оказалась 170±22° С, а в другом 275±7° С. Одновременная оценка давления 21—34 МПа, а солиненности растворов 0—4,3% в NaCl-эквиваленте [260].

Значительно более низкие температуры гомогенизации газово-жидких включений были получены для исландского шпата в траппах Сибирской платформы [4, 50]. Резюмируя исследования по его условиям образова-

ния, Е. Я. Киевленко [50] писал, что кристаллы исландского шпата росли в течение длительного времени в стабилизированной термодинамической обстановке из слабо насыщенных кислых или почти нейтральных растворов, практически стерильных в отношении рудных и большинства петрогенных элементов.

Постепенное снижение давления (от низкого — нескольких единиц МПа — до нормального) способствовало спокойному удалению из раствора CO_2 и тем самым стимулировало кристаллизацию кальцита. Исландский шпат формировался при низких температурах, в среднем колебавшихся от 40 до 150° С и вряд ли превышавших 200° С.

Исландский шпат на месторождениях Сибирской платформы по времени образования более поздний по сравнению с халцедоном. Таким образом, ориентируясь на результаты гомогенизации газовой-жидких включений в исландском шпате, приходится допускать, что халцедон здесь образовался при температурах не ниже 40—150° С. Н. И. Андрусенко [4] оценивает температурные условия фазы цеолитизации траппов, когда образовались основные массы цеолитов, халцедона, исландского шпата, в 250—50° С.

Минералотермометрические исследования агатов Чукотки и Магаданской области [123] показали, что температуры гомогенизации для агатов из базальтов несколько выше, чем для агатов из риолитов. Так, для первых они лежат в пределах 100—300° С (Ола и Армань 210—420, Кедон 100—135, Яна и Лебединая 90—120° С), а для вторых не поднимаются выше 200° С (Канэнмыеем 180—200, Балаганчик 70—190, Джелты 100—130, Хота 100—120° С).

П. К. Келлер [198] для халцедона и кварца из жеод Сьерра-Гальего, Мексика, приводит температуру образования в интервалах 48—59 и 69—79° С соответственно.

Таким образом, судя по приведенным данным, халцедон (агат) в миндалинах и межшаровых пространствах в базальтах, а также в пустотах литофиз в риолитах возникает при относительно высоких температурах, начиная он надкритических (выше 400° С), когда минералообразующая среда представлена флюидом, основным компонентом которого являются пары H_2O . Его выделение продолжается и после конденсации флюида из гидротермальных растворов, начиная от высоко- до низкотемпературных (> 40—50° С).

Об относительно высокотемпературных условиях образования вулкано-генных минералов семейства кремнезема свидетельствуют наблюдения за их отложением из гидротермальных растворов в областях современного вулканизма. Так, значительные отложения почковидного опала, переполненные мелковкрапленными сульфидами, наблюдались в дренажных трубках скважин района Солтон-Си, Калифорния. Здесь современные корки черного опала образовались из растворов с температурой 130—220±30° С [251].

На Камчатке образование халцедона, опала, кварца в полостях пропититизированных пород происходит из растворов с температурой выхода на поверхность 90—100° С, а на глубине 120—350 м их температура достигает 170—180° С. Отложение гейзеритов (в основном состоящих из аморфного кремнезема) и небольших количеств студня кремнезема про-

исходит из горячих источников, имеющих редко температуру 70—80, чаще 90—100° С [63].

Таким образом, судя по приведенным данным, халцедон в эндогенных ассоциациях может возникать в широком интервале температур, начиная с 400—420 и кончая 40—50°С.

Экспериментальные исследования также подтверждают возможность образования халцедона в широком интервале температуры вплоть до сравнительно высокого ее значения (500°С). Так, О. Флёрке [177] получал халцедон при высокой скорости переноса кремнезема и давлении 200 МПа, причем он выделялся в виде кристаллитов 500 нм при 500°С и ~70 нм — при 700°С. Из затвердевшего силикагеля путем его гидротермальной обработки халцедон образовывался при 100—300°С в виде сферолитов диаметром 20 мкм [224].

Наряду с этим Дж. Уайт и Дж. Корвин [271], опираясь на свои экспериментальные исследования и используя литературные данные, пришли к выводу, что верхний предел образования и сохранения халцедона, по-видимому, составляет около 300°С; при более высокой температуре (при 400°С за 96 ч) халцедон переходит в волокнистый кварц.

Относительно температурных условий формирования халцедона (агата) в осадочных породах данных еще меньше, и особый интерес представляет работа В. В. Могаровского [74], излагающего результаты гомогенизации газовой-жидких включений кварца из целестин-кварцевых секретий с внешней халцедоновой коркой (оболочкой) толщиной около 1 см из глинистых пород палеогена хр. Джетым-Тау (Южно-Таджикская депрессия). Они оказались в интервале от 65 до 210°С, и главным образом в пределах 100—150°С. На этом основании В. В. Могаровский приходит к выводу, что подобные секретии образовались не из холодных водных растворов, а из гидротерм, причем наиболее вероятно образование указанных секретий из вадозных вод, прогретых до относительно высоких температур и приобретающих вследствие этого характер гидротерм.

Определение температуры образования целестина месторождения Чалташ, ТаджССР, по температурам гомогенизации газовой-жидких включений и температурам декрепитации его и кальцита показало, что последний образовывался при 260—240°С, а целестин при 240—140, а частично и при 80—50°С [75].

Таким образом, не исключено, что многие агаты, генетически связанные с осадочными породами, возникали из сравнительно высокотемпературных фреатических вод. Таким путем, скорее всего, образовывались и псевдоморфозы минералов семейства кремнезема по конкрециям ангидрита и кальцита, характеризующиеся иногда типичным гидротермальным сульфидным парагенезисом [262].

Наряду с этим имеются данные о выделении халцедона из грунтовых вод при поверхностных температурах, что допускается для образования халцедона по кораллам [207].

Что касается рН минералообразующих сред, транспортирующих кремнезем, то, судя по поведению кремнезема в различных условиях [2], его величина должна быть от близкой к нейтральной до щелочной. Например, уменьшение рН, в частности, до величины, отвечающей кислым растворам, должно приводить к выделению кремнезема.

Таким образом, халцедон может образовываться из минералообразующих сред, обладающих температурами от поверхностных до 400—420°C и давлением от нескольких десятков до 0,1 МПа. Переносу кремнезема должна благоприятствовать щелочная среда, его выделению — смена ее на кислую.

ИСТОЧНИКИ КРЕМНЕЗЕМА В АГАТООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ

Вопрос об источниках кремнезема при агатообразовании особенно интересовал исследователей, рассматривавших генезис агатов в базальтах, андезитах и риолитах. В этой связи не раз высказывались предположения о ликвационном образовании капель кремнезема, захвате богатых кремнеземом вмещающих пород и т. п., несостоятельность чего показана выше. Причины поисков столь экзотических источников кремнезема в этом случае обычно объяснялись поверхностной оценкой состояния вмещающих агаты пород как свежих, плотных, малоизмененных. В связи с этим уместно привести высказывания В. Фишера [176] относительно подобных пород: уже темно-серые до черных, на взгляд еще свежие породы области Наэ (Идар, ФРГ) обнаруживают почти повсеместное преобразование оливина в серпентин или гематит; в них часто встречается кальцит, а стекло в основном преобразовано в зеленоватые продукты разрушения. В так называемых свежих породах анализы показывают настолько значительные содержания воды и углекислоты, что их едва ли можно рассматривать как таковые. Основной оливинсодержащий авгитовый порфирит из окрестностей Вейцродта содержит (в %) 3,21 H₂O и 2,36 CO₂ при 56,92 SiO₂, базальтовый мелафир из железнодорожной выемки у католической церкви Оберштейна 2,60 H₂O, 5,74 CO₂, 0,14 SO₃, мелафир у железнодорожного вокзала Идар-Оберштейн 6,80 H₂O, 2,35 CO₂, 0,21 SO₃ при 49,47 и 50,81 SiO₂ соответственно.

Он отмечает также гидротермальное преобразование и осветление вмещающих базальтов, хорошо наблюдаемые во многих обнажениях и выработках Идара, местами явно увеличивающихся вокруг крупных миндалин. Вмещающие миндалины породы иногда пронизаны включениями кварца, который также заполняет зубчатые, звездообразные клинья между поверхностями лавовых потоков; в них встречаются агаты, амелит, кальцит, цеолиты, барит, гётит и другие минералы. Местами порода настолько разрушается, что агатовые миндалины извлекаются из нее сравнительно легко.

В. Фишер отмечает, что и на других агатовых месторождениях, связанных с мандельштейновыми базальтами, неоднократно описывались гидротермальные изменения вмещающих пород вплоть до полной их аригиллитизации, как это установлено на Рио-Форкетино, где вмещающие породы превращены в накрит.

Для агатовых месторождений Закавказья и Северного Тимана гидротермальные изменения вмещающих пород настолько постоянны, что они используются в качестве одного из существенных поисковых признаков [6, 44, 93, 135].

Расчет баланса вещества при гидротермальном изменении базальтов [1, 134] в областях агатообразования показывает, что в случае их аргиллитизации высвобождается около 400 кг SiO_2 на 1 м³ породы. Одновременно в раствор переходят: Al_2O_3 (~120 кг/м³), CaO (~90 кг), MgO (~17 кг), FeO (~60 кг), K_2O (~30 кг), Na_2O (~25 кг), т. е. основные компоненты систем, из которых могут возникнуть не только халцедон, но и все характерные для агатов второстепенные минералы, в том числе те, которые иногда могут входить в состав минералов — карбонаты (прежде всего кальцит), цеолиты и др.

Исследование гидротермально измененных эффузивных серий траппов Сибирской платформы показало близкие к приведенным результаты. Так, было установлено [4], что при этом высвобождается (выносятся) 350—405 кг/м³ SiO_2 , 35—73 кг/м³ Al_2O_3 , 100—122 кг/м³ Na_2O , 54—130 кг/м³ CaO ; все Fe^{2+} окисляются до Fe^{3+} ; накапливаются K_2O (19—22 кг/м³) и TiO_2 , тогда как содержания MgO и MnO изменяются незначительно.

Гидротермальные изменения типичны также для риолитов, содержащих литофизы, выполненные агатом. В начале гидротермальные изменения в риолитах, содержащих литофизы с агатом, выражаются так же, как и в базальтах, — в их осветлении, появлении большого числа прожилков халцедона, кварца, кальцита по плоскостям флюиальности, в переходе обсидиана в перлит или пехштейн. Причем в этом случае они могут поставить элементы для образования всех минералов, установленных в парагенезисе с халцедоном (агатом), и быть гидролизованы до глин. Так, в монтмориллонитовые глины превращены риолиты, заключающие литофизы с агатом, на Сергеевском месторождении в Приморье. Аргиллитизация установлена на подобных же агатопроявлениях в области Новы-Косуёл, Нижняя Силезия, ПНР. При этом расчет баланса вещества в процессе аргиллитизации на этом месторождении показывает, что из 1 кг риолита образовалось 752 г глины и 235 г SiO_2 [200].

Реальность процессов изменения вулканитов с интенсивным выщелачиванием из них кремнезема подтверждается многочисленными результатами исследований процессов изменения горных пород и состава горячих источников практически всех областей современного активного вулканизма, значительных выделений гейзерита и других форм кремнезема.

Следует иметь также в виду, что весьма интенсивные изменения вулканитов с высвобождением значительных количеств кремнезема происходят при процессах их гальмиролиза — подводного выветривания [57], с которым ряд авторов связывают возникновение агатообразующих растворов [70].

Исходный кремнезем агатов, связанных с осадочными породами, имеет различное происхождение. Так, кремнезем, замещающий древесину в процессе ее окремнения в областях активного вулканизма, генетически связан с выщелачиванием SiO_2 при гидротермальной переработке вмещающих отложений, игнимбригов и т. п. вулканитов, т. е. по существу источник SiO_2 здесь принципиально не отличается от его источника при отложении агатов в газовых пузырях базальтов, полостях в литофизах и любых других полостях в этих породах.

Значительные массы SiO_2 мобилизуются при подводном вулканизме, вызывая силицификацию осадочных пород, образование различных силицитов вплоть до яшм. С этими же процессами иногда связано и образование агатов.

В поверхностных условиях SiO_2 , поступающий в агатообразующие растворы, также может иметь различное происхождение. Можно указать по крайней мере на три возможных причины увеличения его содержания в поверхностных, в том числе грунтовых, водах. Одна из них — переход в раствор относительно легко растворимых форм SiO_2 из кремнийсодержащих организмов — радиолярий и т. п. Другая — высвобождение SiO_2 из силикатов под действием кремнебактерий [22]. Третьей причиной является высвобождение SiO_2 при гидролизе различных силикатов, в том числе глинистых минералов, в частности, монтмориллонита при его выветривании [145]. Образующийся в результате этих процессов кремнезем оказывается активным фактором силицификации, в частности карбонатных пород, — процесса, чрезвычайно широко распространенного в земной коре. В пустотах выщелачивания силицитов эти растворы отлагают иногда кремнезем в виде агатов. Они же приводят к псевдоморфизации минералами семейства кремнезема кораллов, животных остатков, конкреций ангидрита, кальцита и других минералов.

К. Б. Краускопф [199] показал, что кремнезем в заметных количествах может находиться в пресной и морской воде в виде истинных растворов* ; кроме того он допускал во многих случаях образование золь кремнезема. Переносу кремнезема подобными растворами К. Б. Краускопф придавал столь большое значение, что считал возможным объяснить их действием образование кремнистых сланцев.

В ряде случаев в грунтовых (поверхностных) водах допускается достаточная концентрация кремнезема для отложения из них халцедона [207].

Таким образом, кремнезем может быть достаточно подвижным компонентом различных физико-химических систем. Особого внимания заслуживают гидротермальные системы областей активного вулканизма и возникающие при гальмиролизе горных пород. Отмечается повышенное содержание кремнезема в водах, возникающих в корях выветривания силикатных пород [26] и в некоторых грунтовых водах.

ХАРАКТЕР МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ

Характеризуя минералообразующую среду, из которой происходило агатообразование, необходимо ответить на вопрос о том, что она собой представляла, т. е. выяснить, была ли она изначально твердой, в виде высококремнеземистой расплава, или это были растворы, а если растворы, то какие — коллоидные, студни или ионные (истинные). Об этом существуют различные мнения, в большей или меньшей степени обоснованные.

* Следует иметь в виду, что в речных и грунтовых водах кремниеслота находится не только в мономерном состоянии, как полагал К. Б. Краускопф, но и в виде различного рода полимерных комплексов типа $[\text{SiO}_{2-x}(\text{OH})_{2x}]_n$ [15].

вываемые фактическим материалом, которые заслуживают специального рассмотрения.

Представления о генезисе халцедона (агата) в твердых средах принадлежат различным авторам. При этом в качестве первоначальных сред, в которых развивался халцедон, рассматривались: 1) высококремнеземистые силикатные, вплоть до кварцевых, стекла; 2) карбонаты.

Мнение об образовании халцедона по высококремнеземистым силикатным, и в частности, кварцевым стеклам, базируется в основном на результатах экспериментальных исследований по синтезу халцедона при гидротермальной обработке кварцевого стекла [220, 271].

Проводя обработку гидротермальными растворами стержней из кварцевого стекла, Р. Наккен [220] показал, что в этих условиях от стенок стержня внутрь идет процесс замещения стекла халцедоном. При этом, если такое замещение происходит нацело, в центре новообразования появляется полость с гидротермальным раствором, возникающая из-за разницы в плотности кварцевого стекла и халцедона ($\approx 10\%$). Это позволило Р. Наккену сравнить их с энгидросами — природными халцедоновыми миндалинами, полость которых содержит раствор, известными из некоторых месторождений Уругвая. В этих же новообразованиях Р. Наккен обнаруживал: а) кристаллики кварца (около 1 мм) с головками, направленными к их центру; б) зонально-концентрическую текстуру и структуру, типичную для халцедона; в) инфильтрационные каналы типа «питающих» каналов, известных во многих агатах. Изменяя состав раствора, Р. Наккен варьировал размером зерен, получая равномернозернистые агрегаты, сферолитовые корки, более крупные кристаллы, в большей или меньшей степени ритмичные. При этом образование халцедона происходило лишь в щелочных растворах, тогда как в кислых растворах оно не наблюдалось.

Дж. Уайт, Дж. Корвин [271] получили практически аналогичные результаты, установив при этом, что халцедон оказывается одним из промежуточных продуктов перехода кварцевого стекла в кварц в ряду: стекло $\rightarrow \alpha$ -кristобалит \rightarrow китит \rightarrow халцедон \rightarrow кварц. По их данным, халцедон в этих условиях устойчив лишь до 300°C .

Принимая во внимание полученные экспериментальные результаты, а также очень низкую растворимость SiO_2 в чистой воде даже при высоких температурах *, Р. Наккен считал, что скорее всего халцедон (агат) в природе образуется метасоматически по каплям кварцевого стекла, обособившимся в магматическом расплаве в результате ликвации или расплавления ксенолитов кварцита.

Надо, однако, отдать должное Р. Наккену, что такие представления о генезисе халцедона в природе он высказывал лишь в виде предположения, отмечая, что доказательства такого происхождения агатов в природе он привести еще не может. Тем не менее к подобным теоретическим представлениям о генезисе халцедона в областях активного вул-

* Опираясь на эти данные, Р. Наккен считал, что для образования 1 кг халцедона при 500°C и 200—300 МПа нужно около 400 кг воды, т. е., по его мнению, для этого потребовалась бы камера объемом 400 л.

ПСЕВДОСТАЛАКТИТЫ И МЕМБРАННЫЕ ТРУБКИ В АГАТАХ ИЗ РИОЛИТОВ



Фото 133. Псевдосталактиты халцедона вокруг нитей, образовавшихся в результате разрыва вязкого риолита; центральная полость заполнена халцедон-опаловым ониксом. Тарбальджей, Читинская обл. 14,0×8,0 см.

Фото 134. Бахрома мелких халцедоновых псевдосталактитов в кровле полости фельзитовой литофизы, выполненной ониксовым (снизу) и зонально-концентрическим (вверху) агатом. Айнабулак, КазССР. 5,0×5,0 см.

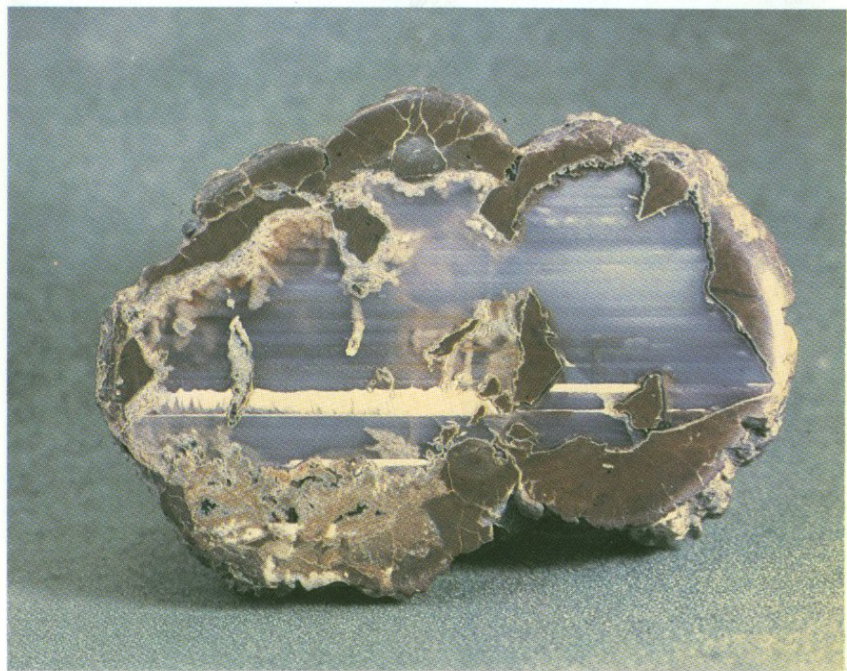
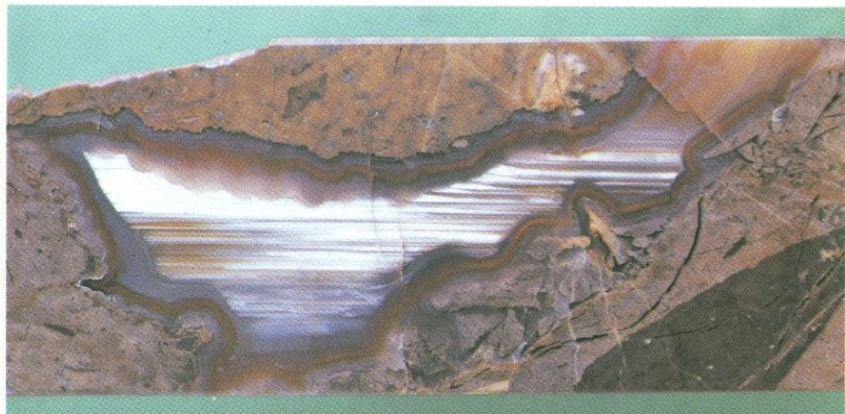
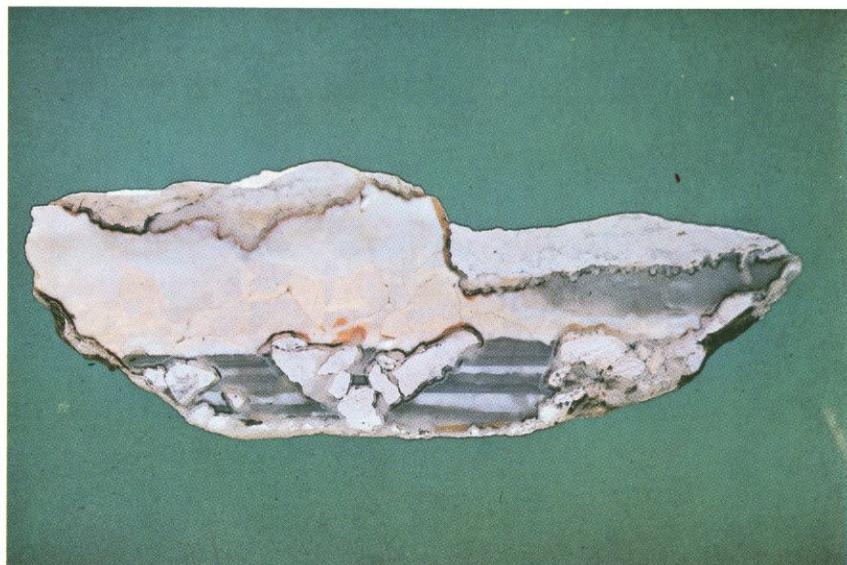
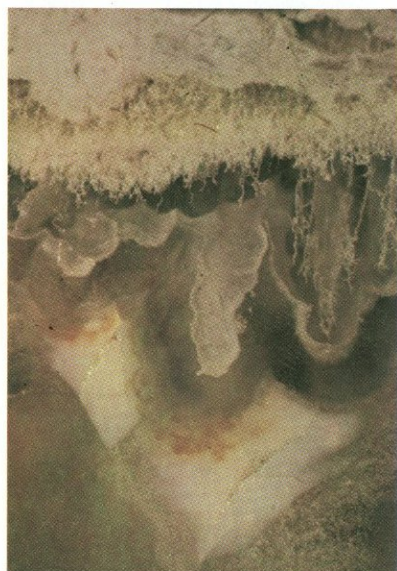


Фото 135. Халцедоновый оникс с зональностью, упирающейся в облегающую зональность, в полости крупной фельзитовой литофизы; справа сверху видна бахрома псевдосталактитов, спускающихся от красного слоя облегающей зональности; справа внизу — часть крупного фьямме (темное). Сергеевка, Приморье. 17,5×7,0 см. № 83249.

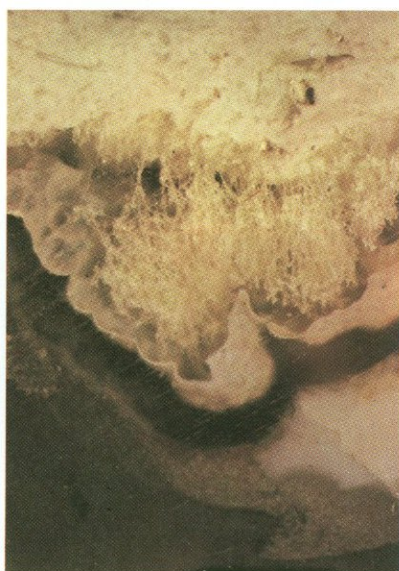
Фото 136. Мембранные (?) трубки в опал-халцедоновом ониковом агате, выполняющем полости двух слившихся литофиз. Орегон, США, 10,5×7,5 см. № 72654.



a



б



в

Фото 137. Мелкие мембранные трубки (?), свисающие с нижней части сильно гидролизованного обломка риолита в донной брекчии, сцементированной халцедон-КТ-опаловым ониксом; в нижней части миндалины видны многочисленные более мелкие обломки такого же риолита:

a — общий вид. 23×7,0 см.; *б, в* — отдельные фрагменты с наиболее отчетливыми мембранными трубками. Сергеевка, Приморье. № 81793.



Фото 138. Псевдосталактиты халцедона вокруг мембранных трубок (?) с опалом в полости литофизы, частично заполненной опалом и халцедоном (агатом) с облегающей и горизонтальной (ониксовой) зональностью. Тарбальджей, Читинская обл. $15,0 \times 7,0$ см. № 84526.

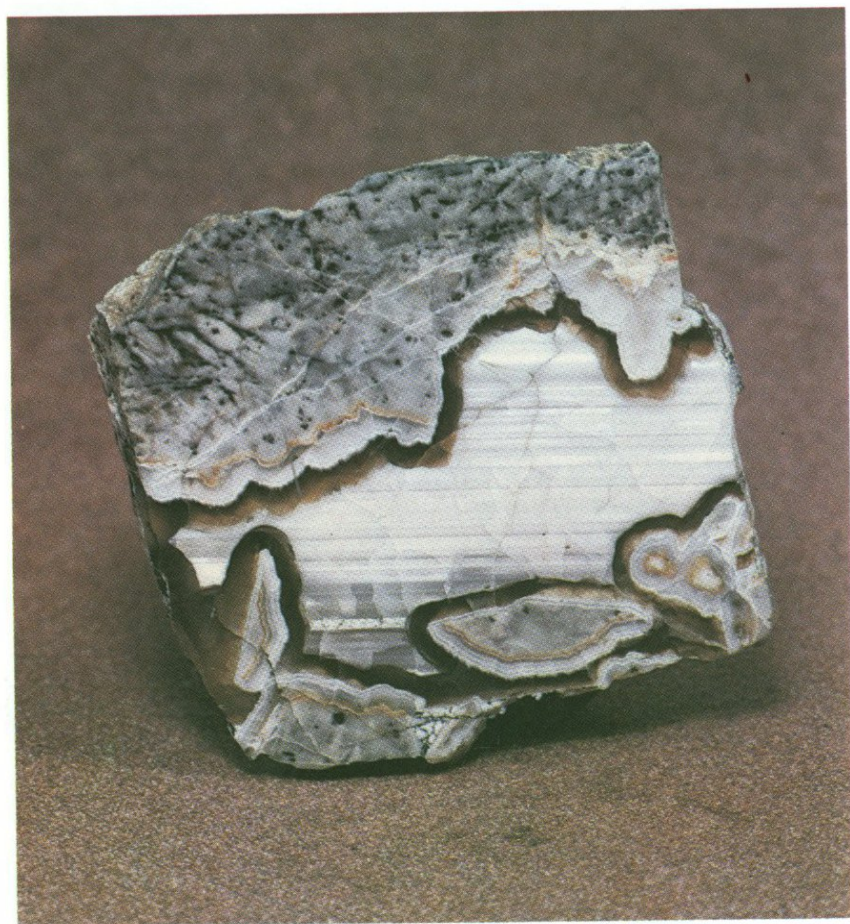


Фото 139. Обломки, оторвавшиеся от стенки полости в риолите, покрытой первоначально несколькими тонкими сферолитовыми слоями халцедона (легко проследить по белому халцедоновому слою, обрывающемуся перед выемкой, образовавшейся в результате отрыва части стенки, упавшей на дно), а затем покрытых (стенки полости и поверхности обломков) темным халцедоновым слоем, предшествовавшим образованию ониксового агата, со слоями, упирающимися в темный халцедоновый слой. Тарбальджей, Читинская обл., $7,0 \times 7,0$ см. № 83758.

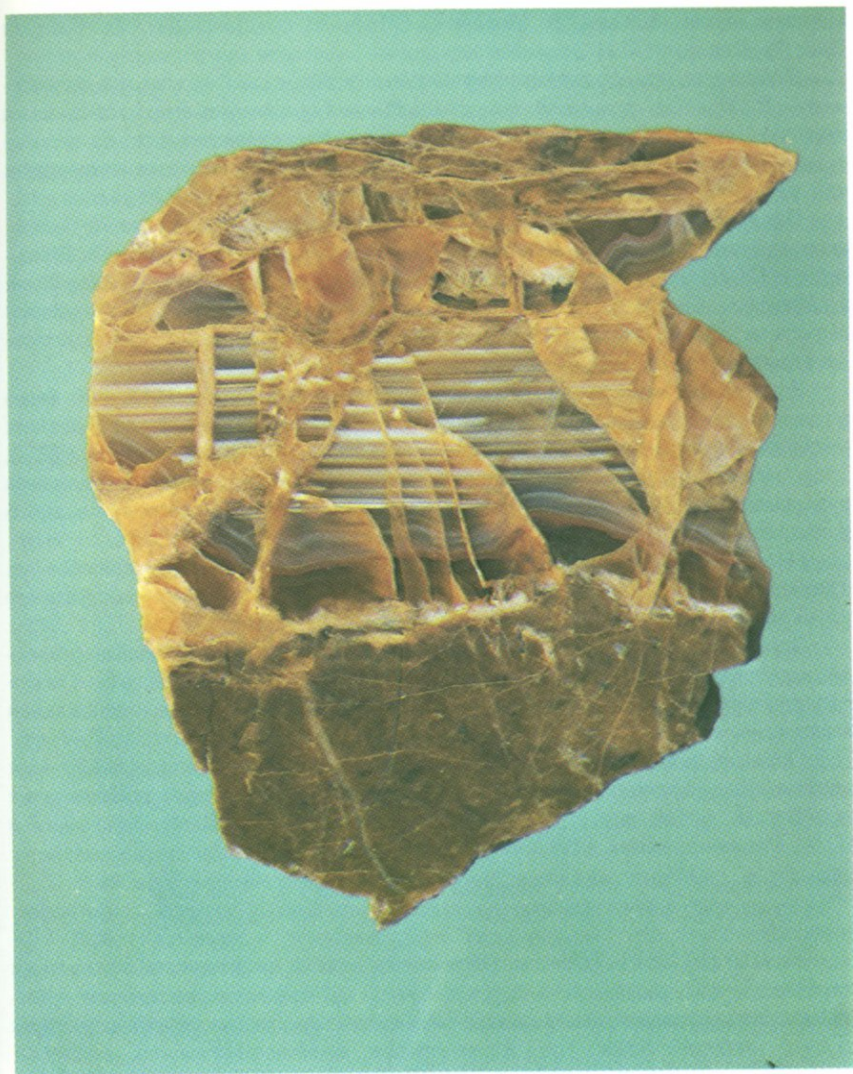


Фото 140. Халцедоновый агат-оникс, рассеченный поздними трещинками, выполненными халцедоном, из полости фельзитовой литофизы. Сергеевка, Приморье. 8,0×7,5 см. № 84530.

канизма были близки Р. Мозебах [219], а позднее Дж. Ф. Уайт и Дж. Ф. Корвин [271].

В качестве одного из принципиальных возражений таким представлениям Р. Наккен указывал на очень высокую температуру плавления кварца (1600°C); весьма проблематичным представляется и ее резкое снижение — вплоть до $400\text{—}420^{\circ}\text{C}$, допускаемое некоторыми авторами как результат воздействия летучих компонентов [152, 260].

Представления о генезисе агатов путем замещения минералами семейства кремнезема карбонатов были высказаны еще в 1854 г. О. Фольгером [264], обратившим внимание на то, что в россыпях Нетуберга у Ильфельда, ФРГ, встречаются наряду с агатовыми карбонатные гальки и гальки, в которых карбонат частично замещен халцедоном (агатом).

Замещение минералами семейства кремнезема карбонатов, как было показано выше, сравнительно широко распространено в агатах разных месторождений. Оно неоднократно отмечалось другими авторами [202, 256], причем были высказаны представления, что в случае Mn-кальцита это замещение облегчается близостью параметров ячейки последнего и кварца [91].

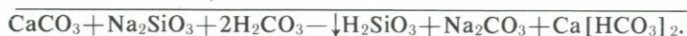
Псевдоморфизация карбонатов минералами семейства кремнезема приводит к весьма интересным последствиям, и во многих случаях влияет на окраску агатов гидроксидами и оксидами Fe и Mn.

Особо надо отметить силицификацию карбонатных толщ, находящихся в разрезе близко к вулканогенным отложениям, под действием поствулканических процессов, приводящих иногда к образованию пропластков халцедона, яшм и т. п.

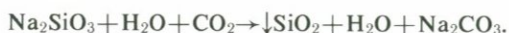
Силицификация карбонатов чрезвычайно широко развита в осадочных карбонатных породах [19, 172, 195]. Также широко проявляется этот процесс в корах выветривания, где его развитие И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова [26] связывали с реакцией:



М. Шторц [256] большое значение придавал в процессах замещения карбонатов минералами семейства кремнезема щелочным растворам кремнезема, представляя протекавшие при этом процессы реакциями типа:



Он допускал осаждение SiO_2 из щелочных растворов под действием CO_2 :



Учитывая сказанное, представляется, что замещение карбонатов минералами семейства кремнезема может явиться решающим процессом при образовании агатов, связанных с осадочными породами, различного рода метасоматических силицитов, возникающих под действием постмаг-

матических процессов в областях активного вулканизма, тогда как роль его при образовании агатовых миндалин в базальтах и андезитах, так же как и при агатовом выполнении литофиз, ограничивается скорее всего появлением псевдоморфоз минералов семейства кремнезема по карбонатам и образованием красящего пигмента агатов, если псевдоморфизации подверглись железо- или марганецсодержащие карбонаты — Fe-кальцит; Mn-кальцит; Fe-, Mn-доломит; сидерит.

Представления о коллоидном или студнеобразном состоянии среды агатообразования базируются не столько на фактических доказательствах, сколько на попытках использовать коллоиды для объяснения специфических черт агатов. Для подтверждения роли «коллоидов» в агатообразовании обычно приводятся следующие факты.

1. Случаи находок студня кремнезема в природе, хотя и малочисленные [63, 255].

2. Обнаружение в газово-жидких включениях, находимых в кварце, в том числе из агатовых миндалин, губчатых, бахромчатых и глобулярных обособлений [121].

3. Сравнительная легкость получения студня кремнезема в лабораторных условиях [24, 183, 205].

4. Обнаружение в агатах мембранных трубок, легко получаемых экспериментально в разбавленных студнях кремнезема [183, 205, 206, 230, 232, 233].

Для этих же целей в качестве косвенных признаков используют:

1. Почковидную (колломорфную) форму поверхности агатовых корок, связываемую с влиянием поверхностного натяжения на формирование поверхности «коллоидного» осадка.

2. Аморфный характер опала, обнаруживаемого в агатах, отождествляемый с его происхождением из коллоидов, представляющимся тем более вероятным, что отдельные глобулы, слагающие опалы, по величине соответствуют коллоидным частицам,

3. Обнаружение трещин контракции, особенно типичных в опалах и некоторых яшмах, хотя и не известных в халцедоновых корках.

Представления о ведущей роли «коллоидов» при агатообразовании импонируют авторам, опирающимся на них, еще и тем, что в значительной мере снимали, как им казалось, проблему низкой растворимости кремнезема, поскольку считалось, что «коллоидные» растворы кремнезема гораздо концентрированнее истинных и при использовании их как минералообразующих сред не требовалось протекания через газовые пузыри, трещины, межподушечные пространства столь большого объема жидкости, как в случае признания истинных растворов.

Особое значение «коллоидные» растворы имели для Р. Лизеганга, строившего представления о возникновении характерных агатовых текстур на ритмичном выпадении осадка в «геле» кремнезема. По этой же причине «коллоидная» природа среды агатообразования (в виде «геля») признавалась всеми последователями Р. Лизеганга.

Прежде чем анализировать подобные представления о среде, из которой происходило образование агатов, необходимо остановиться на уточнении понятий, относящихся к коллоидным системам и студням, тем более что по этому вопросу до сих пор нет необходимой ясности

даже в большинстве учебников и монографий по физической и коллоидной химии, поскольку очень часто ставится знак равенства между студнями и гелями * или, если подчеркивается различие между ними, то лишь как имеющее второстепенное значение. Ниже различия между понятиями «коллоидные системы» и «студни» основываются на результатах работ В. А. Каргина и его последователей и данных ими определений [45].

Коллоиды, согласно П. А. Ребиндеру [59, с. 420], — «предельно высокодисперсные микрогетерогенные системы, промежуточные между истинными растворами и грубодисперсными системами (суспензиями, эмульсиями). Размеры частиц дисперсной фазы в коллоидах лежат в области от 10^{-5} до 10^{-6} см (0,1—0,01 мкм). К коллоидам относят обычные коллоидные растворы — золи и структурированные системы — гели». Примеры широко распространенных минеральных коллоидов — глины. В виде тонких взвесей в водных растворах они представляют собой золи, выпавшие из этих растворов осадки — гели. При этом гели глинистых минералов, в частности монтмориллонитовые, иногда извергаются непосредственно на поверхность Земли, например, в областях развития так называемых грязевых вулканов, в том числе и в областях повышенной вулканической активности, причем содержание минерального вещества в них достигает 25% при 75% воды [124].

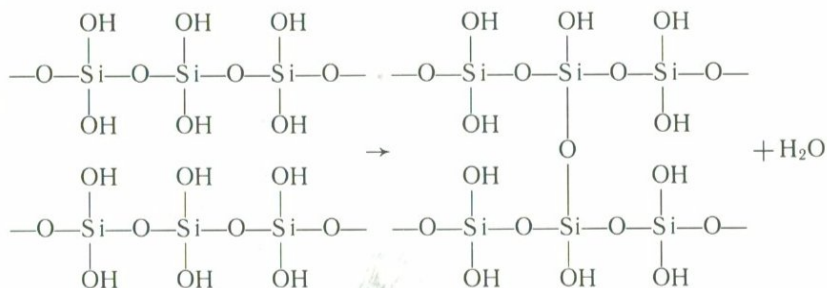
Устойчивость подобных коллоидных растворов — зелей, определяется одноименным внешним зарядом мельчайших частиц твердой (дисперсной) фазы — мицелл, благодаря чему они, отталкиваясь друг от друга, сохраняются во взвешенном состоянии. Нейтрализация этих зарядов, в частности электролитами, приводит к слипанию отдельных мицелл друг с другом и выпадению их в осадок — гель. При усыхании геля происходит его растрескивание с образованием полигональных трещин усыхания.

Совершенно иные системы по своей природе представляют студни — концентрированные растворы высокомолекулярного вещества в низкомолекулярной жидкости. Одно из удачных на наш взгляд определений студней, подчеркивающее некоторые важные особенности их физических свойств, дано С. П. Папковым [82], который считал, что студни — это поликомпонентные системы, состоящие из высокомолекулярного вещества и низкомолекулярной жидкости с преобладающим содержанием последней и проявляющие способность к высокой обратимой деформации при практическом отсутствии текучести.

С. П. Папков [82] выделяет два типа студней. К первому он относит студни, представляющие однофазные системы, включающие набухшие химически сшитые полимеры с молекулярной пространственной сеткой. В нашем случае это умеренно концентрированные студни кремнезема, получаемые в лабораторных условиях чаще всего при нейтрализации щелочных растворов силикатов натрия (конторский или канцелярский клей) или калия и широко используемые при выращивании различных кристаллов [7, 24].

* В большой мере этому способствует единое происхождение слов «желе» и «гель» (gel — от лат. студень), а также то, что когда-то в коллоидной химии студни рассматривались как лиофильные коллоиды.

Со временем в студне происходит дальнейшая сшивка полимерных молекул за счет их активных групп, в качестве которых в студне кремнезема выступают OH^- -ионы. Это с одной стороны приводит к упрочнению каркаса, а с другой, в случае студня кремнезема, — к высвобождению растворителя — H_2O по реакции типа:



В результате этого процесса, известного как синерезис, происходит уменьшение геометрического размера студня или распад его на отдельные фрагменты с образованием полигональных трещин синерезиса с одновременным выделением растворителя*.

Каркас из сшитых полимерных молекул придает механическую устойчивость студню. При этом у студней кремнезема его можно получить настолько прочным, что он не разрушается при удалении воды, испарении ее при нагревании, на чем в промышленности основано получение так называемого силикагеля — обезвоженного студня кремнезема, характеризующегося высокими пористостью и поверхностной активностью, способностью замещать оставшиеся активные OH^- -ионы на F^- - и Cl^- -ионы и многими другими ценными свойствами.

Исследование студней различных полимерных веществ [46] показало, что описанные студни возникают при сравнительно высокой концентрации полимерных цепочечных молекул, при которой возможна их сшивка друг с другом, когда возникает каркас с прочными внутримолекулярными и менее прочными межмолекулярными связями.

При низкой концентрации полимера, когда не происходит межмолекулярного взаимодействия, приводящего к сшивке и образованию каркаса студня, система полимерные молекулы — низкомолекулярный растворитель по многим свойствам (опалесценции, т. е. явлению Тиндала, непроницаемости через полупроницаемые мембраны и т. п.) становится подобной обычной коллоидной системе. Именно в этом причина ошибочного отнесения студней к гелям, поскольку при увеличении в системе содержания растворителя большинство студней способно к набуханию и к переходу в относительно

* С явлениями синерезиса приходится неоднократно сталкиваться в быту, например, при длительном хранении пищевых желатиновых студней (в различного рода заливных и т. п. блюдах) происходит их сокращение с выделением воды, а иногда с растрескиванием.

низкоконцентрированный коллоидный раствор (золь) в результате процесса, известного как пептизация.

В подобных разбавленных коллоидных растворах цепочечные полимерные молекулы под действием сил поверхностного натяжения могут свертываться в глобулы. Глобулярное строение характерно для растворов многих органических полимеров в низкомолекулярных жидкостях. Глобулы из таких растворов могут осаждаться с образованием плотноупакованных структур равновеликих глобул, характерных для кристаллов некоторых полимеров (эластина, вируса табачной мозаики и др.).

Из неорганических веществ глобулярное строение типично для некоторых разбавленных растворов кремнезема, в частности, образующихся при поствулканогенных и поверхностных процессах. Именно из подобных растворов происходит осаждение глобул кремнезема, приводящее иногда к образованию благородного опала в вулканогенных ассоциациях (Мексика, ЧССР) или в корах выветривания (Австралия), характеризующегося плотнейшей упаковкой глобул равного диаметра, хотя кристаллы типа глобулярных кристаллов органических веществ в этом случае не образуются.

Важно при этом отметить, что опал таким образом возникает из низкоконцентрированных коллоидных растворов, а отнюдь не из студней, хотя этот факт обычно упускается из вида геологами, считающими присутствие в агатах опала доказательством его образования из высококонцентрированных коллоидных растворов*.

После сказанного можно вернуться к рассмотрению доказательств коллоидного или студневидного характера среды агатообразования, приведенных выше и используемых различными авторами.

Прежде всего здесь надо сказать, что факты нахождения студня кремнезема в природных условиях не подтверждают ничего кроме возможности его существования в природе. Более того, сделанные до сих пор находки относятся к ассоциациям, непосредственно не связанным с агатами.

Допущение студнеобразного состояния среды агатообразования из-за высокой вязкости студней противоречит возможности: 1) фильтрации таких растворов через микropоры в стенках полостей, выполняемых агатом, хотя такую фильтрацию вынуждены предполагать практически все исследователи агатов; 2) оседания мельчайших глобул кремнезема в виде опала и мельчайших кристалликов кварца, столь характерных для стратифицированных агатовых ониксов**.

Находки губчатых, фестончатых и т. п. выделений, иногда обнаруживаемых в газовой-жидких включениях в кварце [121], возникших возможно из студневидных сгустков, также не могут быть доказательством кристаллизации кварца с такими включениями из студней (коллоидов, по Ю. А. Долгову и А. Х. Хакимову), поскольку подобные включения могут

* Очевидно определенную роль здесь играет смешение понятий аморфное вещество (опал) — коллоид.

** Р. Лизеганг был настолько одержим теорией диффузионного генезиса агатов, что мимо его сознания прошла гравитационная природа ониксов. Это в частности отразилось и на некоторых из приводимых им иллюстраций, где оникс находится не снизу, а сверху [206].

быть также в кварце, образовавшемся из обычных гидротермальных растворов, которые содержат студень кремнезема в качестве второстепенной «тяжелой» фазы, как это доказывается наличием включений студня кремнезема в кристаллах кварца, выращенных гидротермальным путем [162].

Обнаружение в агатах мембранных трубок — неоднозначное доказательство студнеобразного состояния среды прежде всего потому, что подобные явления неоднократно наблюдались в истинных (ионных) растворах.

Таким образом, в наибольшей мере условиям агатообразования отвечают разбавленные коллоидные растворы кремнезема, далекие по своей вязкости от студней. Подобное состояние растворов хорошо согласуется и с новейшими схемами механизма роста сферолитовых корок халцедона и образования гравитационных ониксовых текстур * не только в агатах [257], но и в очень близких по структуре и текстуре к халцедоновым сферолитовым коркам и гравитационным текстурам настурана [32—35], что более подробно рассматривается ниже.

Что касается почковидной поверхности сферолитовых корок халцедона, ранее связывавшихся с поверхностным натяжением в тонкодисперсных коллоидных системах или даже студнях, то в настоящее время можно считать окончательно доказанным их кристаллизационное образование [28, 30, 32—35, 104].

В ряде работ Л. М. Лебедева [62, 63] описаны тонкодисперсные отложения различных сульфидов, возникающие в настоящее время из различных горячих источников. Они настолько тонкодисперсны, что, очевидно, могут быть причислены к коллоидным системам. Внешняя поверхность их обычно почковидная, часто со следами течения минералообразующих растворов, что позволяет Л. М. Лебедеву относить их к натечным образованиям. В поперечном сечении подобные выделения обычно тонкоритмичные, причем в ряде случаев Л. М. Лебедевым отмечена перекристаллизация подобных тонкодисперсных отложений в радиальнолучистые агрегаты. К сожалению, он не описывает детали взаимоотношений отдельных минеральных индивидов и субиндивидов, что затрудняет понимание механизма этого процесса и не позволяет сопоставлять его с результатами кристаллизации сферолитовых корок.

Не может использоваться в качестве доказательства первичной студневидной природы кремнезема, из которого образовался агат, ритмично-зональная текстура агата, ошибочно объяснявшаяся Р. Лизегангом как результат диффузии в студнях [87, 176], что подробно рассматривается ниже при описании агатовой ритмики.

Подводя итог сказанному, следует отметить, что агатообразующие системы не могли представлять собой студни. Скорее всего это были разбавленные водные растворы различных полимеров кремнекислоты (среди которых могли преобладать и мономеры), обладающие свойствами золей.

* Выше было показано, что структурные особенности отдельных зон в ониксах, в частности зоны глиноподобного халцедона и опала, показывают, что они — результат последовательного отложения вещества, а отнюдь не расплавление студня кремнезема. С этим связаны, в частности, различия в минеральном составе отдельных ониксовых слоев, отложение ониксовых слоев между зернами крупнокристаллического кварца, слагающими отдельные зоны в некоторых ониксах, образование кавернозных кварцевых прослоек в результате сокращения объема при перекристаллизации глиноподобного халцедона и опала, возникновение интродных зон при замещении зон мелкозернистого кальцита (микрита) минералами семейства кремнезема.

МЕХАНИЗМ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ СЕМЕЙСТВА КРЕМНЕЗЕМА В АГАТАХ

При рассмотрении механизма отложения минералов семейства кремнезема в агатах необходимо принять во внимание: 1) особенности тонкого строения этих минералов, отличающих их друг от друга; 2) условия образования кристаллических индивидов с различной морфологией; 3) теоретические представления о механизме их кристаллизации.

ОСОБЕННОСТИ ТОНКОГО СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛОВ СЕМЕЙСТВА КРЕМНЕЗЕМА

Многие особенности тонкого строения минералов семейства кремнезема рассматривались выше, однако здесь их необходимо сопоставить, выявив наиболее важные для понимания механизма роста отдельных минералов моменты.

Характеризуя особенности халцедона, которые необходимо учитывать при рассмотрении механизма роста его индивидов и агрегатов, прежде всего следует обратить внимание на то, что от кварца халцедон существенно отличается значительно более высоким содержанием различных примесей. Так, содержание SiO_2 в нем чаще всего составляет около 96—98%, снижаясь иногда до 90; наряду с этим в халцедонах установлены примеси, достигающие (в %): Al_2O_3 —3,1; Fe_2O_3 —3,2; CaO —1; MgO —1,3; Na_2O —0,7 и постоянное содержание H_2O —2,5 [37].

Исследование особенностей строения сферолитового халцедона оптическими методами, выполненное В. М. Тимофеевым [110], привело его к заключению, что термин «волокно» нужно понимать не как одно неделимое, а как систему оптически связанных зерен. Дальнейшие исследования волокон халцедона [167, 229], в том числе новейшими электронографическими методами, подтвердили их блочное строение, причем размер отдельных блоков оказался равным 1—3 мкм, но иногда и меньше $\approx 0,03$ мкм [11]. Глиноподобный халцедон при детальном исследовании оказался состоящим из зернышек и кристалликов кварца размером от 1—5 до 10—20 мкм [257].

Впервые об этом высказался, очевидно, К. Пелто [229], который писал, что халцедон состоит из кристаллитов кварца, несколько разориентированных, больше от волокна к волокну, чем в пределах волокон. Различия в ориентировке обычно согласуются переходной структурой. Поверхность волокна выделяется скоплением дислокаций или островками нарушений и порождает область эластичных напряжений, распространяющуюся на некоторые расстояния от границы (поверхности). С другой стороны, большой угол рассогласования между границами волокон и дислокации могут так тесно группироваться, что это приведет к образованию стекловидных (аморфных) прослоек.

Микроблочное строение халцедона приводит к диффузному рисунку его рентгенограмм и ИК-спектров, использованию для описания халцедона такого показателя свойств, как степень кристалличности [11].

Важно также напомнить, что многие халцедоны характеризуются геликоидальным закручиванием волокон [11, 179] *. Кроме того, для халцедона отмечается присутствие микропор (открытых и закрытых) диаметром 0,03—1 мкм [11].

Таким образом, в целом для халцедона, в отличие от кварца, характерны повышенное содержание примесей, микроблочное строение, большое число дефектов упаковки кристаллической решетки.

Говоря об особенностях состава и строения опала, важных для понимания механизма его образования, необходимо прежде всего отметить значительно более высокое содержание в нем H_2O — около 9,5%, при содержании SiO_2 в пределах 86—96,5%; опал может быть сравнительно чистым по отношению к другим примесям, или содержать их главным образом в виде механических загрязнений, достигающих (в %): 3,2% Al_2O_3 ; 1,85 Fe_2O_3 ; 1,5 MgO ; 1 CaO ; 0,75 K_2O ; 0,2 Na_2O [37]. Для него типично тонкоглобулярное строение с диаметром глобул от 10—100 до 250 нм, уложенных либо в плотнейшую упаковку с точечными и линейными дефектами — благородный опал, либо без регулярной укладки с кластерами α -тридимитовой, α -кристобалитовой и кварцевой структуры — обычный А-опал [72]. При раскристаллизации А-опал первоначально переходит в КТ-опал, состоящий из микрокристаллов α -тридимита (10—100 нм) с дефектами упаковки α -кристобалита [72].

Вода, содержащаяся в халцедоне и опале, имеет разную природу и часть ее оказывается химически связанной в виде OH^- -ионов, играющих роль концевых активных групп в полимерных ассоциатах кремнезема [179, 180].

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ИНДИВИДОВ РАЗЛИЧНОЙ МОРФОЛОГИИ

Касаясь условий формирования кристаллических индивидов различной морфологии, прежде всего необходимо остановиться на условиях образования сферолитов, столь характерных для выделений халцедона. При этом заслуживают внимания два аспекта указанной проблемы — кинетический и онтогенетический.

Говоря о кинетическом аспекте формирования сферолитов, в первую очередь надо обратить внимание на то, что многие исследователи отмечали решающее влияние на появление сферолитов пересыщения раствора (или переохлаждение расплава), что установлено для сферолитов как органических [46], так и неорганических соединений [7, 224].

Сказанное легко подкрепляется простейшими опытами по кристаллизации в студнях **. Так, если приготовить студень кремнезема, содержащий

* Геликоидальное закручивание является общим свойством нитевидных кристаллов, к которым принадлежат отдельные волокна халцедона, чаще всего это результат присутствия в волокнах осевых дислокаций [14]. Более того, обычный механизм роста нитевидных кристаллов — их рост за счет осевых винтовых дислокаций [69].

** Студни кремнезема как среда кристаллизации удобны в данном случае потому, что из-за их высокой вязкости и специфического строения (объемного достаточно прочного каркаса из «сшитых» полимерных «молекул») в них практически отсутствуют конвективные потоки и кристаллизация веществ управляется только законами диффузии [24].

один из компонентов труднорастворимой соли, и залить его сверху раствором, содержащим второй компонент той же соли, наблюдается следующая картина. Вблизи границы раздела студня и налитого на него раствора, где возникает максимальное пересыщение в отношении образующейся труднорастворимой соли, появляются сложноветвистые объемные дендриты, ниже в студне образуются сферолиты, а еще ниже, где степень пересыщения минимальна, — отдельные полногранные кристаллы (рис. 103). Эти опыты наглядно показывают, что сферолиты возникают в условиях более высокого пересыщения по сравнению с образованием отдельных кристаллов.

Онтогенический аспект формирования отдельных сферолитов и сферолитовых корок наиболее обстоятельно рассмотрен Ю. М. Дымковым на примере образования настурана [32—35]. В результате им однозначно доказано, что сферолиты и сферолитовые корки настурана возникают при явлениях нормальной кристаллизации и не являются результатом выпадения гелей (студней) из коллоидных систем, приобретающих округлую форму под действием поверхностного натяжения с последующей сферолитовой раскристаллизацией таких выделений и их растрескиванием с образованием трещин усадки (синерезиса). Об этом, в частности, свидетельствуют: 1) зародышевые кристаллы уранинита в центре сферолитов настурана; 2) сектора расщепляющихся волокон настурана, начинающие рост от граней кристалликов-зародышей настурана; 3) возникновение трещин усадки в результате сокращения объема (до 10%) при фазовых переходах в оксидах урана, связанных с процессами их восстановления до настурана — UO_{2-x} ; 4) образование трещин отслаивания при развитии карбонатов по сферолитам настурана.

Приведенные выше морфологические особенности сферолитовых корок халцедона полностью соответствуют таковым настурана (за исключением трещин усадки и отслаивания) и заставляют согласиться с неоднократно высказывавшимися представлениями об их образовании в результате нормальной кристаллизации [28, 30], а не как продукта раскристаллизации текстурированного студня, обычно называемого гелем.

О невозможности образования сферолитовых корок и отдельных сферолитов халцедона из текстурированных студней, свидетельствуют также отсутствие доказательств подобного текстурирования и крайне низкое содержание кремнезема в студнях. Так, согласно Ф. В. Чухрову [131], только студень, содержащий около 1% SiO_2 обладает текучестью, при которой можно допустить возможность его текстурирования, хотя никем и не доказанную. При содержании 3, (3) % SiO_2 силикагель становится эластичным, при 11, (1) % SiO_2 — хрупким, а при 35,7% SiO_2 представляет рассыпающийся порошок.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СФЕРОЛИТОВ

Представления о механизме кристаллизации при низких пересыщениях, т. е. из растворов, находящихся близко к равновесным состояниям с растущим кристаллом, базируются на энергетической теории В. Косселя и И. Н. Странского [9, 127], описывающей кристаллизацию как процесс осаждения на затравку (центр кристаллизации) элементарных частиц, находящихся в растворе (расплаве). Эти представления настолько прочно вошли в сознание ученых, что, например, Г. Бакли [9] практически отвергал

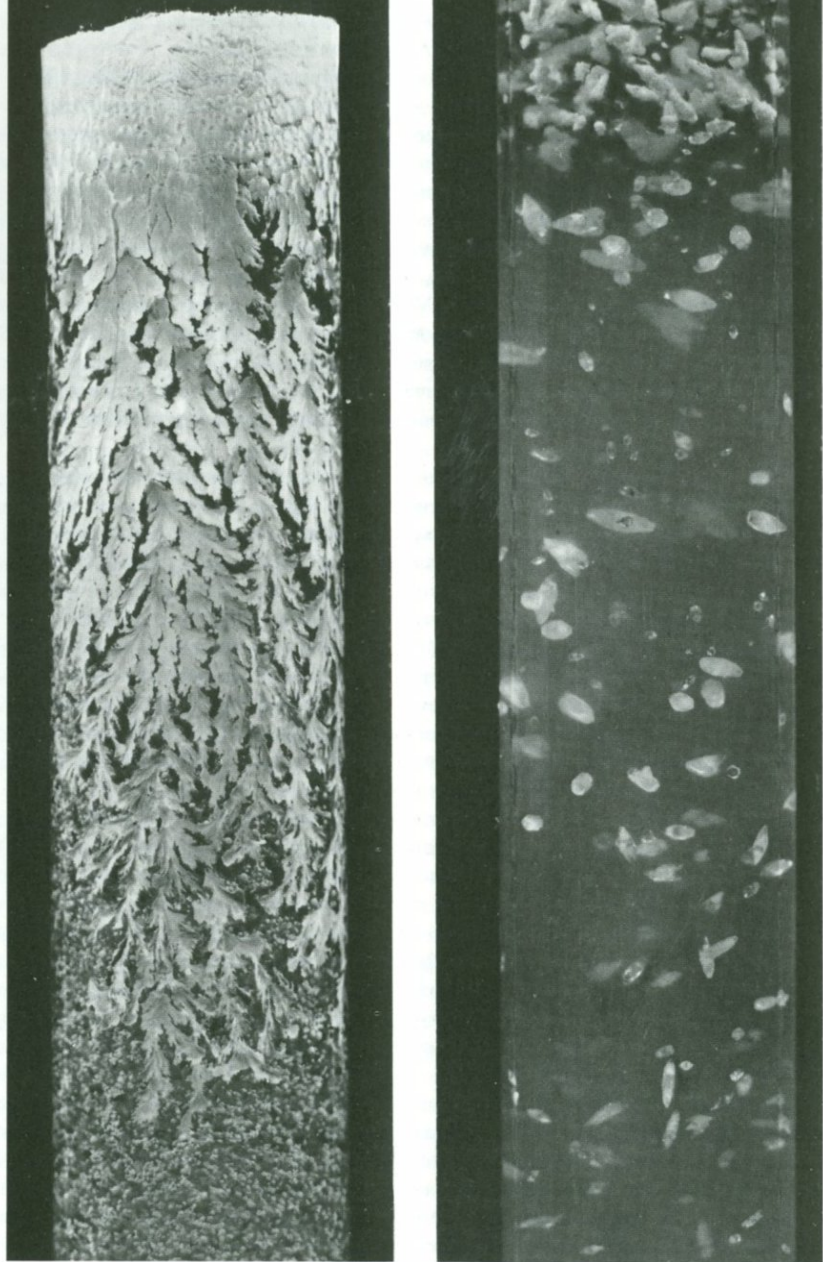


Рис. 103. Форма выделения SrCrO_4 , образовавшегося при взаимодействии 0,5 М раствора $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$ с 0,5 М раствором K_2CrO_4 в 3%-ном студне SiO_2 : дендритовидные выделения SrCrO_4 в верхней части столба студня (слева) и отдельные кристаллы SrCrO_4 в нижней части столба (справа). Ув. 1,5.

другие механизмы, в том числе и механизм блочного роста, к которому пришли многие русские ученые еще в начале этого столетия. Совершенно исключены они из рассмотрения А. А. Черновым [127].

В этой связи особого внимания заслуживает работа Е. С. Федорова [113], в которой он подчеркивал, что детальное исследование поверхности граней природных кристаллов практически всегда позволяет обнаружить их блочное строение, что нашло отражение в введении для обозначения этого явления термина полиэдриа, предложенного Скакки. Базируясь на результатах опытов Майерса по гониометрическому наблюдению за поверхностью грани растущего кристалла, обнаружившего, что рост идет не непрерывно, а скачками, и на своих наблюдениях, Е. С. Федоров писал: «О чем же свидетельствуют приведенный опыт Майерса и другие наблюдения?»

Во-первых, о полной невозможности представить себе процесс кристаллизации в виде более или менее непрерывного выскакивания из раствора отдельных кристаллических частичек и укладывания их к существующему уже кристаллическому строению в строго параллельном положении.

Во-вторых, можно считать доказанным, что от времени до времени начавшаяся кристаллизация быстро созидает целые пластинки из строго параллельно расположенных частичек, пластинки, сразу же лежащие на всю грань или значительные части ее площади, и что эти пластинки, конечно, состоят не из одного, а из очень многих слоев частичек» [113, с. 1477].

Г. Г. Леммлейн [64] показал, что некоторые кристаллы в природе образуются в результате слипания (срастания) отдельных более мелких индивидов. Позже возможность этого процесса экспериментально была подтверждена М. П. Шаскольской и А. В. Шубниковым [136], наблюдавшими ориентированное (в двойниковом положении) прилипание мелких октаэдров квасцов, сыпавшихся в насыщенном растворе на грани более крупного кристалла.

В этой связи уместно привести представления А. В. Шубникова [140], который писал, что мы представляем себе сильно пересыщенный лабильный раствор, в котором началось выделение кристаллов, как совокупность беспорядочно движущихся частиц (молекул, ионов) и кристаллических зародышей (субмикрон) в виде одномерных, двумерных и трехмерных кристалликов разной формы и величины; одни зародыши растут, другие растворяются, но рост преобладает. Последний происходит путем присоединения к кристаллу отдельных «молекул» или слипания зародышей, главным образом двумерных или пластинчатых трехмерных, образовавшихся из двумерных.

Анализируя свои опыты по ориентированному прирастанию мелких кристалликов квасцов к граням более крупного кристалла, А. В. Шубников [140] писал: «Степень совершенства кристалла определяется всецело величиной тех агрегатов молекул, из которых состоит реальный кристалл». Он считал, поскольку «молекулярные агрегаты», прилипающие к грани АВ могут хотя бы незначительно отличаться друг от друга по своим размерам, то как бы плотно ни стремились они расположиться на грани АВ, сохраняя параллельность друг другу, все же без промежутков им не удастся покрыть плоскость АВ даже в первом слое. В следующих слоях по той же причине, кроме пустот, будет наблюдаться непарал-

тельность расположения агрегатов — отсюда появление дефектов и возможность расщепления кристаллов при дальнейшем росте, образования винтовых и других дислокаций.

В подкрепление своих представлений, А. В. Шубников приводил также следующие экспериментальные факты: 1) если в лабильный раствор, в котором возможно самопроизвольное зарождение кристалла, поместить большой кристалл, он будет расти почти исключительно за счет прилипания к нему самопроизвольно возникающих зародышей (субмикронных Е. С. Федорова); выросший в этих условиях кристалл будет мутным, переполненным включениями, с малой механической прочностью; 2) от растущего кристалла могут отрываться кусочки, которые в известных условиях вырастают в отдельные кристаллы. А. В. Шубников высказывает предположение, что это всегда происходит при росте кристалла; если же оторвавшиеся кусочки иногда и не вырастают в самостоятельные кристаллы, то это происходит только потому, что они вскоре после отрывания опять прилипают к кристаллу.

Таким образом, наряду с механизмом роста кристаллов путем присоединения к его поверхности элементарных частиц, следует допускать и возможность роста путем присоединения более крупных частиц, представляющих по существу мельчайшие (субмикронные), а иногда и более крупные кристаллики, что наиболее вероятно в пересыщенных лабильных растворах.

Развивая эти представления, Ю. М. Дымков [33] удачно приложил их к объяснению механизма роста сферолитов и сферолитовых корок настурана, считая его происходящим путем прилипания (прирастания) мельчайших субмикронных, появляющихся в минералообразующем растворе. Заслугой Ю. М. Дымкова является также установление факта расщепления тончайших сферолитов настурана в процессе их роста.

Большое внимание росту сферолитов уделялось при исследовании различных кристаллических полимеров, для которых типичны сферолиты [71]. Подчеркивая различия в условиях кристаллизации высоко- и низкополимерных веществ, В. А. Каргин и Г. Л. Слонимский [46] писали: *«принципиальным отличием кристаллизации полимеров от кристаллизации низкомолекулярных соединений является то, что по мере увеличения размера упорядоченной области в процессе структурообразования принимает участие все более и более крупные единицы структуры (пачки, фибриллы, пластины, сферолиты), постепенно в процессе структурообразования частицы молекулярного размера уступают место образующимся последовательно частицам коллоидного, микроскопического и даже макроскопического размеров... Иными словами, от явлений молекулярных происходит переход к явлениям коллоидным и даже макроскопическим. Именно этим процессы упорядочения в кристаллизующихся полимерах принципиально отличаются от роста кристаллов низкомолекулярных веществ, где элементарный акт присоединения молекул или ионов вещества к растущему кристаллу остается неизменным на всем протяжении процесса кристаллизации и не зависит от размеров растущего кристалла»* [46, с. 157].

Здесь особо надо выделить представления авторов о кристаллизации полимеров, поскольку минералы семейства кремнезема — типичные при-

АГАТЫ, РАЗВИВАЮЩИЕСЯ ПО ОРГАНИЧЕСКИМ ОСТАТКАМ, И В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

ПСЕВДОМОРФОЗЫ АГАТА ПО ДЕРЕВУ

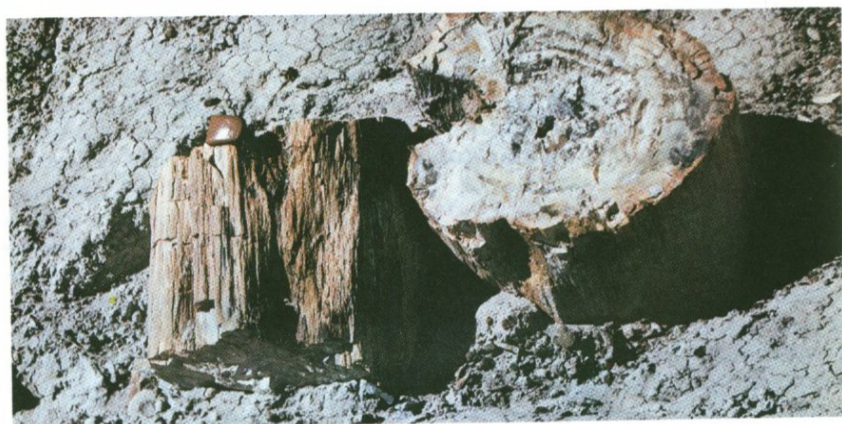


Фото 141. Стволы окаменелых деревьев (псевдоморфозы халцедона и кварца по дереву), разбитые поперечными трещинками на «поленья», вскрытые эрозией вулканогенно-осадочных отложений и лежащие на поверхности. Национальный парк «Окаменелый лес», шт. Аризона, США.

Фото 142. «Поленья» окаменелого леса (псевдоморфозы кремнезема по дереву), скопившиеся на поверхности в результате эрозии содержащих их вулканогенно-осадочных пород. Национальный парк «Окаменелый лес», шт. Аризона, США.

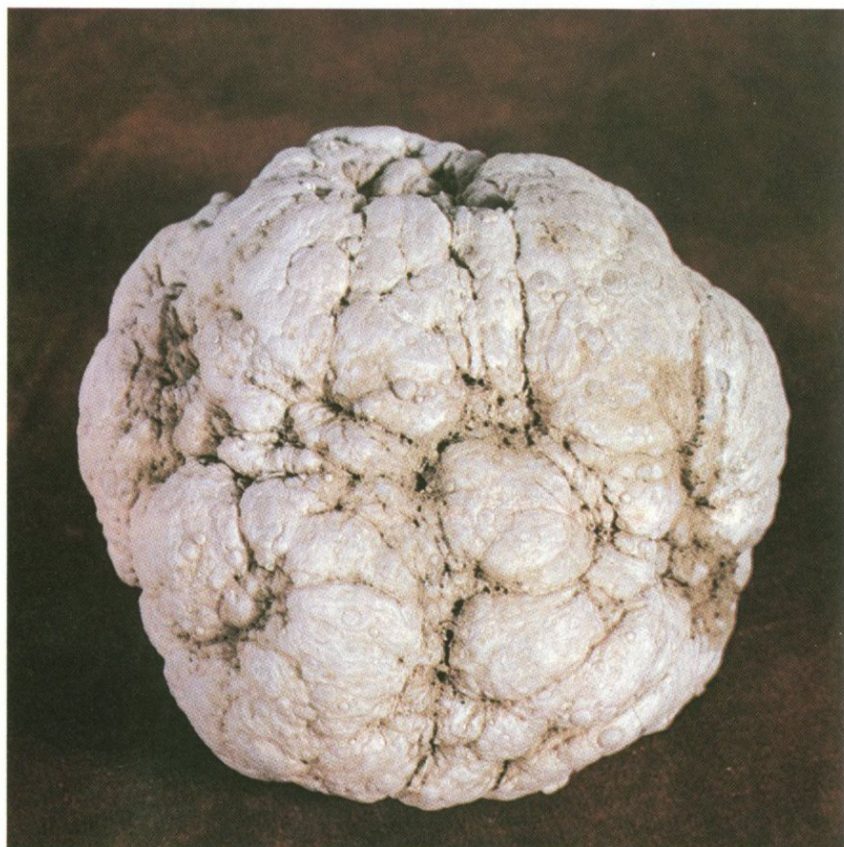


Фото 143. Поперечный срез псевдоморфозы халцедона (агата) по дереву. Национальный парк «Окаменелый лес», шт. Аризона, США. Диаметр 58 см. № 2804, ПДК.

Фото 144. Фрагмент псевдоморфозы халцедона (агата) по дереву, сохранившей структуру дерева. Национальный парк «Окаменелый лес», шт. Аризона, США. 13,0×8,0 см. № 84056.

**ПСЕВДОМОРФОЗЫ МИНЕРАЛОВ
СЕМЕЙСТВА КРЕМНЕЗЕМА ПО КОНКРЕЦИЯМ
ДРУГИХ МИНЕРАЛОВ**

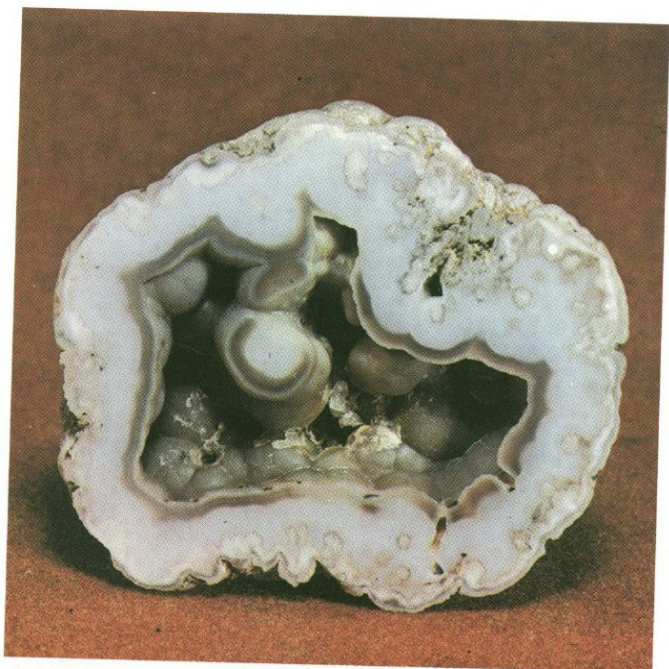
Псевдоморфозы по конкрециям ангидрита



a

Фото 145. Полые кварцин-кварц-халцедоновые (агатовые) псевдоморфозы по ангидритовым конкрециям:

a — наружный вид шаровидной псевдоморфозы (типа «цветной капусты») № 83653; *b* — сечение шаровидной псевдоморфозы с кварцин (отдельные сферолиты) → кварц → халцедоновой коркой № 83654; *в* — сечение шаровидной псевдоморфозы с кварцин (отдельные сферолиты) → халцедон → кварцин (белая внешняя кайма) → кварцевой коркой; мелкие темные иглы на последней — гётит, № 83740. Кафигшем, горы Туаркыр, ТССР. 5,0×5,0 см.



6



6



Фото 146. Корка крупных кубических кристаллов флюорита на ячеистой кварц-халцедоновой корке, образовавшейся при замещении ангидритовой конкреции кремнеземом. Вади Кинай. ЙАР. 17,5×15,0 см. № 83646.

Псевдоморфозы по карбонатным (?) конкрециям

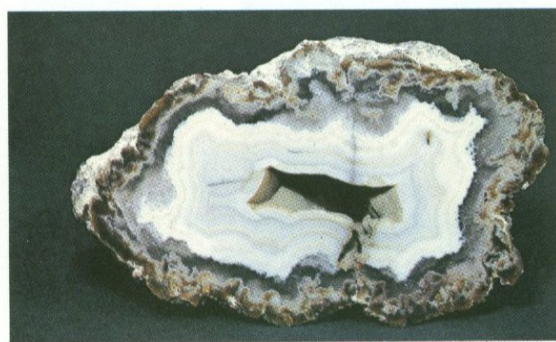


Фото 147. Халцедон→кварц→халцедон→кварцин (широкая белая зона)→халцедоновый зонально-концентрический агат. Адрасман, УзССР. 7,5×4,0 см. № 84750.

Фото 148. Халцедон→кварц→кварциновый (широкая срединная кайма из белых и желтых слоев) зонально-концентрический агат из полости в псевдоморфозе минералов кремнезема по карбонатной (?) конкреции; вскрыт широкий «питающий» канал (отходит от кварцевого слоя), при подходе к которому зональность кварциновых слоев утоняется и подгибается к наружной части. Пос. Адрасман, УзССР. 14,0×8,0 см. № 84538.

**ПСЕВДОМОРФОЗЫ ХАЛЦЕДОНА (АГАТА)
ПО ОСТАТКАМ ФАУНЫ**



Фото 149. Псевдоморфоза халцедона по кораллам. Широкое Поле, окрестности г. Кырджали, Болгария. 10,5×5,0 см. № 84774.

Фото 150. Псевдосталактиты халцедона на кораллах. Широкое Поле, окрестности г. Кырджали, Болгария. 6,0×5,0 см. № 84776.



Фото 151. Халцедон, выполняющий углубление в коралловой колонии. Шт. Флорида, США. 11,5×8,0 см. № 75349.

Фото 152. Халцедон в полости коралловой колонии с хорошо видимым «питающим» каналом (выделяется белой окаймляющей окраской). Шт. Флорида, США. 11,0×9,0 см. № 75348.

меры неорганических полимеров, тогда как в представлениях о механизме роста кристаллов низкомолекулярных веществ В. А. Каргин и Г. Л. Слонимский оказываются на тех же позициях — рассмотрения роста кристаллов в равновесных условиях, которые типичны для большинства кристаллографов, и упускают возможность их блочного роста.

Боле широко к проблеме роста сферолитов подошли Х. Кейт и Ф. Дж. Падден [197], заложившие теоретические основы рассмотрения процессов сферолитовой кристаллизации расплава. Исходной точкой в их рассмотрении является большое сходство в строении сферолитов высоко- и низкомолекулярных веществ органического и неорганического происхождения.

Из факторов, способствующих образованию сферолитов, Х. Кейт и Ф. Падден особо выделяют:

- 1) повышенную вязкость кристаллизационной среды;
- 2) пересыщение растворов (переохлаждение расплавов);
- 3) достаточно высокое содержание примесей.

Первый из этих факторов в системах, из которых образуются сферолиты и сферолитовые корки халцедона, как было показано выше не реализуется, хотя он имеет очень большое значение в сферолитообразовании при девитрификации вулканических стекол риолитового состава, т. е. при образовании сферолоидов и литофиз.

Два других фактора оказываются, очевидно, наиболее важными. Пересыщение приводит к появлению большого числа центров нуклеации вплоть до частиц коллоидного размера, диктующих далее рост сферолитов по блочному механизму. Этим же путем возникает типичное для сферолитов геликоидальное закручивание волокон, чему в большой мере способствует и рост отдельных волокон в них по механизму винтовых дислокаций.

Большое количество примесей в минералообразующей среде, фиксирующихся, в частности, составом халцедона, способствует переходу от ячеистого роста кристаллов к образованию сначала пучков тончайших нитей (фибрил), а затем к их некристаллографическому (малоугловому) расщеплению, т. е. в конечном счете к образованию сферолитов. Важно и то, что такую же роль могут играть мельчайшие капельки раствора, оказывающиеся в виде микропор в халцедоне, причем H_2O в этом случае, как и в случае вхождения в состав халцедона в виде OH^- -ионов, ведет себя как типичная примесь.

Роль примесей не ограничивается лишь захватом растущим волокном и стимуляцией малоугловых расщеплений, но в пересыщенных растворах они играют роль центров агрегации элементарных частиц с образованием кристаллитов (субмикронных), приводящих в дальнейшем к блочному росту сферолитов. Подобная модель кристаллизации была разработана А. Гласнером с коллегами [184], положившими в ее основу опыты по кристаллизации в водных растворах KBr , $NaCl$ и KCl , которые из нагретого недосыщенного состояния переводились охлаждением в пересыщенное состояние. Согласно этой модели пересыщенные растворы являются не ионными, а состоящими из зародышевых блоков размером $n \cdot 10$ до 100 нм, агрегирование которых и приводит к росту кристаллов — модель построения дефектного кристалла из отдельных «кирпичиков», аналогич-

ная описанной много ранее М. П. Шаскольской и А. В. Шубниковым [136, 140].

Опираясь на упомянутые работы А. Гласнера и его коллег, результаты исследования нескольких образцов природных агатов в приполюровках и под электронным микроскопом, И. Сунагава и Е. Охта [257] пришли к выводу о механизме формирования сферолитовых корок халцедона, практически идентичном описанному Ю. М. Дымковым [33] для сферолитов и сферолитовых корок настурана.

В своих представлениях И. Сунагава и Е. Охта с одной стороны опирались на блочный механизм кристаллизации из пересыщенных растворов, богатых примесями, с другой — исходили из того, что зонально-концентрические сферолитовые корки халцедона в миндалинах предшествуют в целом кристаллизации кварца и образованию параллельно-слоистого (ониксового) агата. В этом случае кристаллизацию сферолитовых * корок они связывали с осаждением готовых субмикронных блоков из пересыщенных растворов, считая причиной их выделения нуклеацию вокруг частичек (ионов) примесей. Небольшие размеры оседающих блоков, с одной стороны, облегчали их взаимную ориентацию в волокна, с другой — порождали большое число дефектов упаковки, часто вызывая геликоидальное закручивание. Снижение пересыщения приводило к росту крупных кристаллов кварца, иногда заполняющих ядро миндалины, либо к медленному оседанию мельчайших кристалликов кварца или глобул опала с образованием параллельно-слоистых (ониксовых) текстур.

По существу, к такому же выводу о (блочном, из субмикронных) механизме формирования мозаичных кристаллов и сферолитов в последнее время пришел Р. Рикарт [243].

И. Сунагава и Е. Охта считают, что большинство природных растворов кремнезема содержат мельчайшие субмикроны, т. е. по существу являются коллоидными. При этом халцедон типичен для застойных условий образования, тогда как в проточных условиях или при турбулентных завихрениях раствора, наблюдаемых, например, в гидротермальных жилах, исключается отложение блоков нуклеации из-за ничтожной их массы, и образовавшиеся зародыши кристаллов дорастают в текущем растворе до более крупных размеров, формируя грубокристаллический кварц.

Таким образом, рост сферолитов и сферолитовых корок халцедона происходил по блочному механизму из пересыщенных растворов, имеющих природу слабоконцентрированных коллоидов (золей), из которых постепенно осаждались частицы дисперсной фазы в виде блоков нуклеации (субмикронных); при более низкой концентрации растворов росли кристаллы кварца или отлагались ониксовые слои глиноподобного халцедона и опала. Учитывая, что в растворах происходило свободное перемещение блоков нуклеации (субмикронных), и тем более их осаждение с

* При рассмотрении условий образования сферолитовых корок халцедона необходимо принимать во внимание то, что минералы семейства кремнезема характеризуются полимерным строением; полимерные молекулы кремнекислоты характерны и для ее водных растворов [15], что, учитывая обычность сферолитов для полимеров, должно облегчать их образование.

образованием горизонтально-слоистых текстур, следует признать, как и в случае с настураном [33], что эти растворы должны были обладать низкой вязкостью. С этим же хорошо согласуется блоковый механизм роста сферолитовых корок в нижней и в верхней частях полости, в которых отлагался халцедон.

В заключение этого раздела необходимо остановиться на том, как поступал питательный материал в полости, где происходила кристаллизация. При этом возникает целый ряд противоречий. Так, неоднократно фиксировалось внимание на необходимости застойных условий при образовании сферолитовых корок халцедона и тем более горизонтально-слоистых ониксов [65, 257]. Кроме того считалось обязательным многократное заполнение объема, где образовывался агат, минералообразующими растворами, для которых находились даже питающие каналы [87, 176], хотя силы, которые могли бы привести к циркуляции раствора в замкнутой полости, и тем более механизм этого явления, никем не рассматривались, скорее всего из-за трудностей описания такого процесса. Наконец, неоднократно в литературе высказывалось недоумение, касающееся низкой растворимости кремнезема в воде, требующей для отложения заметных его количеств огромных масс воды или громадных полостей, в которых мог бы находиться подобный раствор. Примечательно, что такие аргументы приводятся даже Р. Наккеном [220], занимавшимся разработкой методов гидротермального выращивания кварцевых кристаллов — процессов, происходящих в замкнутом и ограниченном объеме автоклава за счет массопереноса, вызванного разницей в температуре в зонах растворения и кристаллизации.

Представляется что, при анализе массопереноса кремнезема к местам образования халцедона, опала, кварца — основных компонентов агата — до сих пор упускался из виду такой важный и повсеместно действующий фактор, как диффузия. В этом случае нет нужды «прокачивать» через полости, где образуется агат, тонны раствора, нет нужды и в питающих каналах. Массоперенос в таких условиях легче всего представить происходящим в единой гидротермальной системе, насыщающей на определенной глубине породы, в которых образуется агат. Эти растворы проникают в любые полости *, в том числе по микротрещинам и микропорам; причем часть таких полостей, например, из-за повышенной плотности окружающих пород, может остаться незаполненной. В этой гидротермальной системе происходит гидролиз обводненных пород, вынос из них кремнезема и ряда других компонентов в раствор, который скорее всего должен обладать щелочной реакцией. В полостях, заполненных этими же гидротермами, по той или иной причине начинается кристаллизация

* Первопричины всасывания растворов в замкнутые полости типа газовых пузырей могут быть связаны с уменьшением давления в них вплоть до появления относительного вакуума из-за:

- 1) поглощение части паров H_2O — главного компонента вулканических газов, при реакции гидратации окружающих пород;
- 2) растворение водорастворимых газов — CO_2 , HCl , HF — в гидротермальных растворах;
- 3) конденсации паров H_2O при снижении температуры до критической и ниже.

минералов семейства кремнезема. Вызывать эту кристаллизацию могут, например, кислые вулканические газы, содержащиеся в газовых пустотах базальтов или полостях литофиз, подкисляющие гидротермальные растворы и способствующие выпадению из них кремнезема. В осадочных породах может происходить взаимодействие углекислоты, содержащейся в грунтовых водах, с карбонатными стенками полостей, приводящее к выносу карбоната и замещению его кремнеземом.

После выделения первоначальных кристаллов минералов семейства кремнезема во всей системе должен установиться диффузионный режим переноса кремнезема, выщелачиваемого из вмещающих пород, к появившимся кристаллическим зародышам, а затем и к кристаллам или сферолитам. Ясно, что при такой схеме не требуется гигантских масс воды, в этом случае представляющей лишь среду, в которой происходит диффузионный массоперенос кремнезема. Более того, и во многих других природных минералообразующих системах диффузионный массоперенос должен иметь главенствующее значение. Это относится к минералообразующим системам, находящимся в любых состояниях — в виде газа, жидкости или твердого тела. Иницировать же его могут различия в концентрации компонентов, начало кристаллизации одного из них, например в полости, разность температур, давления и многие другие факторы физико-химического равновесия.

ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛОСЧАТЫХ ТЕКСТУР

Одна из характерных особенностей агатов, привлекающая внимание ювелиров и любителей камня, — их полосчатость, определяющая рисунок камня, его декоративную ценность. Этот признак настолько важен, что многим казалось: для объяснения генезиса агата достаточно объяснить условия появления его полосчатости — ритмично-зонального строения. При этом первоначально делались попытки выяснить механизм процесса, приводящего к формированию структуры и текстуры агата [87, 176, 205, 206], а в последнее время в связи с открытием химиками автоволн и колебательных химических реакций [12, 56] все в большей мере стали преобладать декларативные тенденции причисления этих процессов к автоволновым, автоколебательным [25], самообразующимся [213], как будто этого достаточно для понимания сути явления.

Исследование текстурных и структурных особенностей агата, изложенное в части 2, показало, что причины его зонально-концентрического строения могут быть различны даже тогда, когда речь идет о мономинеральном агате (см. табл. 5 и 6); в полиминеральных агатах к перечисленным в табл. 5 и 6 причинам зональности добавляется еще зональность (ритмичность) в смене отдельных минералов друг друга. Наиболее обычно последнее для прослоек халцедона и кварца, начиная от микроскопических кристалликов кварца, завершающих отдельные кварц-халцедоновые ритмы, до крупношестоватых корок кварца, чередующихся с сферолитовыми корками халцедона.

Различные типы зональности (ритмичности) халцедона можно объединить в две группы: 1) макроскопическая и 2) микроскопическая. Первый тип легко виден невооруженным глазом, второй — под микроско-

пом, причем для наблюдения этого типа зональности иногда требуются достаточно большие увеличения — до 500 раз и более.

К микроскопической ритмичности прежде всего относится тончайшая ритмика отдельных сферолитовых корок халцедона, проявляющаяся, например, в чередовании полосок халцедона с разным показателем преломления при расстоянии между ними до 2—3 мкм [179], ритмика, определяющая эффект иризации некоторых агатов, когда в 1 мм насчитывается до нескольких сотен отдельных полосочек [11, 72, 196, 235], явления ритмичного геликоидального закручивания отдельных волокон халцедона с шагом от 20 мкм до 300 см [179]. К этому же типу относится ритмика в распределении микропор, выделений пигмента, ритмической смены корок халцедона повторяющегося строения, например, типа геометрический отбор → тонкошестоватый халцедон → параллельношестоватый халцедон, в том числе и корок, заканчивающихся мельчайшими выделениями зернышек кварца или зонтиков кварца. Реже в эту ритмику включаются другие минералы — карбонаты, флюорит, слагающие, как правило, лишь одиночные зоны.

Макроритмы по своему строению часто идентичны микроритмам и выглядят как бы увеличенными в масштабе микроритмами. Это относится, например, к ритмике чередования халцедоновых корок, начинающихся с геометрического отбора отдельных сферолитов и заканчивающихся параллельно-шестоватым халцедоном. В других случаях эти зоны заканчиваются кварцем, кварцином или зонами других минералов. Макромасштабов достигают зоны разной пористости, с различной концентрацией пигмента.

Анализируя причины возникновения ритмичного (зонального) строения агатов, необходимо принять во внимание, что они могут быть как внутренними, связанными, например, с особенностями развития процессов кристаллизации сферолитов и образования сферолитовых корок в определенной физико-химической системе (внутренние ритмы), так и внешними — следствием пульсационного поступления питательного вещества (внешние ритмы).

В то же время до сих пор исследователи агатов концентрировали внимание, как правило, только на тех или на других, что, конечно, приводило к одностороннему, упрощенному, а подчас и неправильному толкованию процессов и причин образования ритмичности.

Так, например, Р. Лизеганг [205, 206] образование зональности сводил к диффузионному прокрашиванию студней кремнезема, П. П. Пилипенко [87] и Р. Фишер [176] — к ритмично-пульсационному поступлению растворов в полость и ритмично-крустификационному отложению минералов семейства кремнезема.

Представления Р. Лизеганга о генезисе ритмики агата были подвергнуты наиболее обстоятельной критике П. П. Пилипенко [87], показавшего их полную неприложимость к объяснению ритмичности агатов. Кроме того, Р. Лизеганг предполагал предварительное заполнение полостей, где происходит агатообразование, студнем кремнезема, что противоречит фактам, лежащим в основе современных представлений о физико-химическом состоянии среды агатообразования как низкоконцентрированного золя.

Представления о пульсационном заполнении полостей, где образовался агат, находятся в противоречии и с тончайшими микроритмами агатов, измеряемыми несколькими сотнями (до тысячи) на 1 мм. Кроме того, признав их, невозможно найти механизм, при котором растворы поступали бы с подобной частотой в замкнутые (!) полости.

Учитывая сказанное и все изложенное ранее представляется, что ритмичность агатов можно связать по крайней мере с двумя группами причин — кристаллизационными и диффузионными, находящимися в тесной взаимосвязи.

В качестве кристаллизационных причин ритмичности отдельных сферолитов и сферолитовых корок можно назвать по крайней мере две — ритмичность теплоотдачи и ритмичность в отложении примесей.

Ритмичность оттока теплоты от растущих кристаллов, в том числе и сферолитов, объясняется тем, что если пересыщение, вызвавшее начало кристаллизации, связано с постепенным и равномерным оттоком теплоты от системы, то на фоне этого равномерного охлаждения возникает волна повышения температуры, связанная с выделением теплоты кристаллизации. Это повышение температуры может либо замедлить, либо вовсе прекратить кристаллизацию, что фиксируется в кристалле (сферолите) в виде зоны, параллельной фронту кристаллизации. Дальнейшая потеря теплоты в результате общего охлаждения системы приведет через некоторое время к стоку этого избыточного тепла, новому переохлаждению и возникновению очередной волны кристаллизации, которая в свою очередь вызовет появление волны повышения температуры за счет выделения теплоты кристаллизации. Подобную причину ритмичной кристаллизации сферолитов указал А. А. Байков [8] для ритмичной кристаллизации металлических эвтектик. Она же принимается и для объяснения ритмичности выращиваемых монокристаллов [76].

Ритмическая кристаллизация легко наблюдается при затвердевании пленок расплавов некоторых органических веществ, находящихся на охлаждаемой подложке. Автоволны в этом случае еще в 1906 г. Д. Алексеев [3] связывал с изменением поверхностного натяжения расплава, объясняя это явление следующим образом: выделение скрытой теплоты при отвердевании части жидкости, производя нагревание, уменьшает поверхностное натяжение, так что натяжение близлежащих холодных слоев (уже закристаллизовавшихся) получает перевес и увлекает всю жидкость (раслав этантетракарбонového эфира) от концов растущих кристаллов, подобно тому как в известном опыте вода расступается от капли спирта. Но охлаждение лучеиспусканием и конвекцией уравнивает температуры и поверхностные натяжения, и жидкость принимает прежнее положение. Затем то же явление повторяется. По мере продолжающегося охлаждения период становится все меньше и меньше и, наконец, периодичность сказывается лишь в едва уловимом мигании, с которым распространяется застывание эфира. Это объяснение периодичности было затем полностью воспринято А. В. Шубниковым [140] для объяснения ритмичной кристаллизации пленок сала.

Иное объяснение возникновению внутренней ритмичности дал Ви. Оствальд [225]. Рассматривая образование ритмичного осадка хромата серебра в студне, пропитанном бихроматом аммония, при диффузии в него нитрата серебра из капли, помещенной на поверхность студня, Ви. Оствальд отметил, что выпадение осадка хромата серебра происходит при достижении в студне определенной степени пересыщения. После выделения первых зародышей хромата серебра на некотором расстоянии

от места начала диффузии к ним начинают диффундировать как ион Ag^+ из капли раствора нитрата серебра, так и $\text{Cr}_2 \text{O}_7^{2-}$ -ион из прилегающих участков студня. В результате возникает кольцо хромата серебра, перед которым студень настолько обедняется бихромат-ионом, что при дальнейшей диффузии в него ионов Ag^+ образования хромата серебра происходит. Пересыщение хроматом серебра возникает лишь в следующем кольце, отделенном от первого зоной «чистого» студня, где и образуется новое кольцо осадка хромата серебра.

Близкое к этому объяснение обычно дается при рассмотрении причин возникновения ритмичности растущего кристалла или сферолита при кристаллизации в системе, содержащей достаточное количество примесей [9, 140]. При этом принимается, что содержащиеся в системе примеси отталкиваются растущим кристаллом до тех пор, пока их концентрация перед фронтом кристаллизации не достигнет пересыщения, достаточного для их самостоятельной кристаллизации, фиксирующей соответствующую зону ритма. К выделившемуся осадку (кристаллам) по той же схеме, по какой идет образование ритмичных диффузионных колец в студне, диффундируют компоненты примеси из среды (раствора), находящейся перед фронтом кристаллизации, резко снижая в этой зоне концентрацию примесей, за счет чего на этом участке растет чистое кристаллизующееся вещество. Перед фронтом кристаллизации происходит повышение содержания примеси и при достижении пересыщения — образование новой зоны (ритма) примеси.

В природных условиях значение примесей должно быть определяющим в случае кристаллизации сферолитов и сферолитовых корок. Именно они вызывают расщепление кристаллов и являются важнейшей причиной образования сферолитов [197]. Кроме того, примеси в большой мере ответственны за появление винтовых дислокаций отдельных волокон, их геликоидальное закручивание. В связи с этим уместно привести высказывание А. В. Шубникова [140] о том, что посторонние вещества — очень важный фактор образования закрученных форм, и закручивание всегда начинается с расщепления, являясь частным случаем всяких других несовершенств формы и структуры кристаллов; ход винта для одного и того же кристалла получается различным в зависимости от условий образования волокон, и ход увеличивается с повышением содержания примеси.

На роль примесей в формировании сферолитов, геликоидального закручивания волокон и внутренней ритмичности здесь обращается особое внимание, поскольку, как уже отмечалось, халцедон — важнейший компонент агатов — отличается от кварца существенным содержанием примесей, в том числе OH^- -ионов и пор, заполненных раствором или раствором и его паром. Таким образом, особенности структуры халцедоновых корок могут быть связаны с высоким содержанием примесей в агатообразующих системах, осаждающихся совместно с халцедоном, а халцедон-кварцевые ритмы — с ритмичным выделением примесей в осадок по механизму, предложенному Ви. Оствальдом.

Говоря о внутренних причинах ритмичности, не следует упускать из вида совместного действия обеих из описанных причин — ритмичности в стоке теплоты кристаллизации и ритмичности в осаждении примесей.

Именно с этих позиций объясняют ритмичное отложение примесей в выращиваемых кристаллах кварца Г. В. Клещев и А. Н. Брызгалов [52], которые пишут: «вблизи граней кристалла в процессе их роста концентрация примесных атомов или групп за счет присущей кристаллам самоочистки увеличивается, поступление кристаллообразующего вещества к граням затрудняется, скорость их роста уменьшается. Это в свою очередь приводит к уменьшению количества выделяющейся теплоты кристаллизации, а следовательно, и к понижению температуры вблизи растущих граней, что ведет к увеличению пересыщения раствора вблизи растущих граней, к резкому возрастанию скорости их роста и к захвату скопившихся вблизи них примесных атомов. Таким образом, процесс роста кристаллов приобретает ритмичный характер, а количество захватываемых кристаллом примесей периодически изменяется. Это и обуславливает слоистое строение кристаллов» [52, с. 156].

Учитывая подобную схему возникновения зональности с активным участием в ней теплоты кристаллизации, которую можно рассматривать как запас свободной энергии кристаллизующейся системы, последнюю можно приравнять к разряду активных сред [60], и тогда образование ритмичной зональности можно, очевидно, считать одной из форм проявления автоволновых процессов [12, 60].

В качестве внешних причин ритмичности можно выделить две группы: 1) эмиссионно-волновая природа диффузии и 2) ритмичные колебания физико-химических параметров минералообразующей системы.

Эмиссионно-волновая природа явлений диффузии была обоснована работами Ф. М. Шемякина и П. Ф. Михалева [139]. Авторы показывают, что ритмичность отложения отдельных диффузионных колец (в водных растворах, студнях, расплавах, газовой и твердой фазе) подчиняется закону: $\lambda v = \text{const}$, где λ — расстояние между кольцами, v — скорость диффузии.

При высоком значении v , которое характерно для ионных растворов, величина λ должна быть очень малой, и тогда отложение (кристаллизация) вещества происходит непрерывно. Напротив, в системах, где v уменьшается, λ может увеличиваться до величины, приводящей к макроскопически различным диффузионным ритмам. Скорость диффузии может быть снижена различными способами. Так, она, например, резко снижается в средах с высокой вязкостью — отсюда характерность ритмичных отложений при диффузии в студнях (кольца Лизеганга), зонально-концентрические сферолиты, возникающие при раскристаллизации (девитрификации) стекол (сферолиты и литофизы в риолитах). Кроме того скорость диффузии снижается при увеличении молекулярной массы диффундирующих частиц [139], что скорее всего и является определяющим при диффузионном переносе кремнезема, поскольку для него характерны полимерные «молекулы» со значительной молекулярной массой и малой подвижностью и более крупные их агрегаты, которые могут рассматриваться как мицеллы в коллоидном растворе (золе).

Таким образом, сама диффузия материала при диффузионном его переносе от места с более высокой концентрацией к местам кристаллизации происходит не непрерывно, а волнообразно, что должно фиксироваться ритмами кристаллизации.

Ко второй группе факторов внешней ритмичности могут относиться ритмичное выпадение атмосферных осадков и ритмичное разбавление

АГАТЫ, ВЫПОЛНЯЮЩИЕ ПОЛОСТИ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ В СИЛИЦИТАХ

Форма силицитовых конкреций и полостей

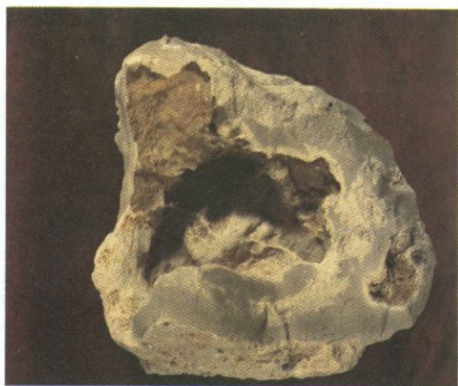
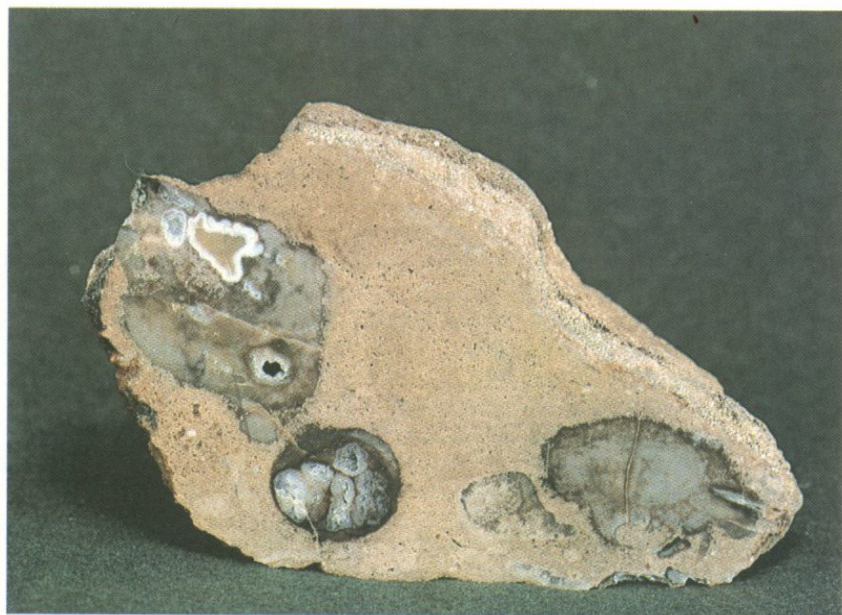


Фото 153. Силицитовые конкреции, полости которых заполнены халцедоном (агатом), в мелкозернистом известняке. Гора Кособа, Целиноградская обл. 10,0×5,0 см. № 83746.

Фото 154. Полость выщелачивания в силиците, образовавшемся по известняку. Окрестности г. Голутвина, Московская обл. 13,0×13,0 см. № 83663.



Фото 155. Внешний вид халцедонового слепка полости выщелачивания в силиците, образовавшемся по известняку. Окрестности г. Голутвина, Московская обл. $15,0 \times 11,5$ см. № 83671.

Фото 156. Внешний вид халцедоновых слепков причудливой формы из полостей выщелачивания в силиците, образовавшемся по известняку. Дер. Старая Ситня, Московская обл. Длина 9 см. № 83673, 83672.— длина 13 см.

Минералы агатов, выполняющих полости в силицитах

Халцедон, кварц и кварцин



Фото 157. Халцедон→кварцин (тонкая белая кайма)→кварцевый зонально-концентрический агат в полости силицитовой конкреции (по периферии каемка силицита). Гора Кособа, Целиноградская обл. 5,0×6,0 см. № 83751.



Фото 158. Халцедон→кварцин (тонкая белая кайма)→халцедоновый зонально-концентрический темно-коричневый агат из полости выщелачивания в силиците с большим числом реликтов силицита. Пос. Долоны, ТаджССР. Длина 7,5 см. № 6899, ПДК.

Фото 159. Зонально-концентрические жеоды халцедонового, халцедон→кварцинового и халцедон→кварцин→кварцевого агата (кварцин образует молочно-белые зоны) в полости выщелачивания силицита, образовавшегося в известняке. Окрестности г. Голутвина, Московская обл., 11,0×10,0 см.

гидротермальных систем в областях активного вулканизма; следствием этого должно быть ритмичное изменение их температуры и уровня в земной коре [249]. Другим фактором этой группы может быть ритмичное изменение температуры вулканических толщ — потеря тепла за счет его выделения во внешнюю среду и выделение в результате кристаллизации, процессов гидролиза и т. д., что проявляется, в частности, в ритмичной (пульсационной) деятельности гейзеров, грязевых вулканов, вулканической деятельности в целом.

Таким образом, ритмичность халцедоновых корок и агата не требует для объяснения ни ритмичного отложения осадка в студне, ни пульсационного поступления растворов, а связана с кристаллизационной (ритмичность процессов кристаллизации, отеснения и кристаллизации примесей) и диффузионной ритмичностью (эмиссионно-волновая природа диффузии), ритмичностью изменения температуры, концентрации и других факторов физико-химического равновесия в минералообразующей системе.

Последние причины могут быть связаны и с более общими ритмами, регулирующими множество земных процессов, на что внимание исследователей обращал В. И. Степанов [104].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Агатообразование в вулканитах происходит в широком интервале температур — от сверхкритических ($400\text{—}420^\circ\text{C}$) до $50\text{—}70^\circ\text{C}$ и давлениях от нескольких сотен Па до атмосферного. Имеющиеся данные также указывают на сравнительно высокие температуры ($250\text{—}50^\circ\text{C}$) образования агата, генетически связанного с осадочными породами, хотя их пока крайне мало для окончательного суждения по этому вопросу.

2. Кремнезем в агатообразующие среды поступает из вмещающих пород либо в результате гидролиза и выщелачивания силикатов (в областях активного вулканизма, при подводной вулканической деятельности, в корках выветривания, при диагенезе осадочных пород и т. д.), либо за счет растворения органогенного кремнезема (скелеты радиолярий, спикулы губок и т. п.) или жизнедеятельности кремнебактерий.

3. Гидротермальные и более низкотемпературные растворы, из которых выделялись халцедон и другие минералы, слагающие агаты, представляли растворы высокомолекулярной кремнекислоты в низкомолекулярной жидкости, отвечающие по многим своим свойствам золям с низкой вязкостью, существенно отличающиеся по своим свойствам от студней кремнезема.

4. Образование агата происходило в застойных условиях, когда растворы кремнезема пропитывали определенные горизонты вулканитов или осадочных пород, заполняя все возможные поры и полости в них — газовые пузыри, полости литофиз, полости выщелачивания силицитов, гнезда, трещины, межшаровые пространства пиллоу-лав и т. п., либо путем кристаллизации минералов в открытом пространстве, либо метасоматически — преимущественно путем замещения карбонатов.

5. Отложение минералов семейства кремнезема происходило вследствие смены физико-химического состояния минералообразующей среды, скорее всего либо в результате ее подкисления вулканическими газами,

находившимися в газовых пузырях, полостях литофиз и других полостях вулканитов, либо в результате разгрузки на карбонатном геохимическом барьере.

6. Выделение минералов семейства кремнезема происходило при значительных пересыщениях либо в виде сферолитовых корок, покрывающих поверхности полостей, либо в виде гравитационных ониксов. Образованию халцедона благоприятствовали значительное количество примесей и кристаллизация из пересыщенных лабильных растворов, приводящих к росту сферолитов по блочному механизму с большим количеством дефектов кристаллической решетки, малоугловых границ, винтовых дислокаций, приводящих к образованию сферолитов. Параллельно-слоистые (ониковые) текстуры возникали под действием гравитационных сил на мельчайшие кристаллики кварца, сферолиты халцедона, глобулы кремнезема, зарождавшиеся в растворе и осаждавшиеся из него в виде горизонтальных прослоек. В некоторых случаях аналогичные прослойки состояли из кристалликов кальцита и по своим свойствам были близки к микриту.

7. Массоперенос вещества к месту кристаллизации сферолитовых корок или отложению гравитационных ониксов осуществлялся за счет диффузии, вследствие разности химических потенциалов кремнезема в местах его выщелачивания (растворения) и местах отложения, определяющегося различием в величинах рН, температуры, давления и других физико-химических параметров.

8. Зональное строение агата связано с:

а) ритмичной природой процесса кристаллизации, объясняющейся автоволнами, возникающими за счет выделения теплоты кристаллизации на монотонном фоне потери тепла данной системой, ритмичным выделением примесей;

б) эмиссионно-волновой природой диффузионных потоков;

в) ритмичностью изменения физико-химических параметров среды за счет ритмичности выпадения атмосферных осадков, смены времен года, тепловыделения в областях активного вулканизма и т. п.

9. Говоря о причинах образования сферолитовых корок халцедона, слагающих агат, следует отметить возможность их образования из пленочных растворов, наподобие того как это происходит при образовании сферолитовых корок кальцита или арагонита в пещерах — в сталактитах, коралитах, сталагмитах и т. п., формировавшихся из пленочных растворов, что определило для них структуры и текстуры, отличные по морфологическим особенностям от кальцита и арагонита иного генезиса, но во многом близких к сферолитовым коркам халцедона в агатах. Особенности кристаллизации из пленочных растворов исследованы, однако, крайне недостаточно, и эти процессы требуют к себе гораздо большего внимания исследователей. Это одна из интереснейших задач ближайшего будущего.

Заканчивая данную работу, следует особо отметить типоморфные признаки, характеризующие агаты разного генезиса. Прежде всего это формы их выделений (см. табл. 4) и характер минерализации (см. табл. 7). По этим признакам, как правило, можно определить генетическую принадлежность россыпных агатов, что важно для направленного

поиска областей их сноса, перспективности промышленной оценки коренных месторождений. При решении последнего вопроса для промышленности следует прежде всего иметь в виду обычную нерентабельность разработки коренных малоизмененных мандельштейнов на агаты, поскольку эти породы характеризуются высокой прочностью и невысокой концентрацией агатовых миндалин. Напротив, агаты риолитов могут иногда разрабатываться и в коренных породах, поскольку литофизы местами образуют прослои с высокой концентрацией (до 90—95% от массы породы).

Ряд специфических свойств агатов может использоваться и в качестве поискового признака на другие месторождения.

Так, светло-голубые агатовые миндалины, в образовании которых большую роль играли процессы замещения флюорита минералами семейства кремнезема, сохранившие в частности псевдоморфозы по флюоритовым коркам, могут использоваться как поисковый признак на флюоритовую минерализацию.

Агаты, прежде всего осадочных пород, обладающие специфической люминесценцией, являются поисковым признаком на урановую минерализацию. Таким путем была обнаружена первичная урановая минерализация в некоторых районах США.

Агаты, изменившие окраску с бурой на сизо-черную вследствие перехода гётита — основного пигмента бурых агатов — в пирит и марказит, считают признаком развития более поздних гидротермальных процессов с участием богатых сероводородом растворов, из которых могут выделяться различные сульфидные минералы и самородное золото.

Учитывая специфические сорбционные свойства агатов, подобные сферы использования агатов в будущем могут расширяться и в этом отношении они заслуживают особого внимания.

ВОПРОСЫ, ТРЕБУЮЩИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведенная работа по изучению агата выявила много вопросов, нуждающихся в дальнейшем изучении. Из них наиболее важными являются следующие.

Для агатов, связанных с основными и средними породами

1. Полевые исследования смены полых газовых пузырей агатовыми миндалинами с особым вниманием к переходной зоне, в которой газовые пузыри должны были бы заполняться либо полностью водным флюидом (температура 400—420 °С и выше), либо частично гидротермальным раствором.

2. Исследование особенностей внутренней поверхности газовых пузырей в базальтах и шлаках основного состава.

3. Детальное изучение особенностей распределения миндалин разного состава — агатовых, карбонатных, яшмовых, смешанных — в пределах геологического разреза, их взаимоотношений друг с другом.

4. Полевое исследование связи агатопроявления с силицификацией отдельных толщ вулканитов и других вмещающих пород с образующимися местами прослоями халцедона и яшм.

5. Тщательное изучение минерального состава яшм, находящихся в миндалинах, взаимоотношений яшм с агатами, особенностей структуры и текстуры яшм, условий их образования.

Для агатов, связанных с риолитами

1. Полевые исследования особенностей залегания агат-содержащих литофиз — приуроченности к определенным горизонтам вулканитов, тектоническим разломам, трещинам флюидалности, связи с риолитами определенных состава и структуры.

2. Выяснение геологических условий, при которых литофизы минерализуются агатом или остаются полыми.

3. Исследование особенностей распределения литофиз с разной минерализацией и их взаимоотношений друг с другом.

Для агатов, связанных с осадочными породами

1. Более детальное изучение форм выделения агатов в осадочных породах, установление механизма выщелачивания силицитов и более детальное исследование морфологических особенностей силицификации ангидритовых, карбонатных и других конкреций.

2. Детальное изучение минерального состава агатов в осадочных породах, взаимоотношений отдельных минералов друг с другом.

3. Выявление дополнительных текстурных и структурных особенностей агатов осадочных пород, отличающих их от агатов вулканитов.

4. В свете изложенного механизма формирования литофиз, возможно идентичного с механизмом образования полых конкреций и септарий в осадочных породах, особого внимания заслуживает детальное исследование морфологических и минералогических особенностей последних для раскрытия механизма их возникновения.

1. Более детальное изучение процессов замещения кальцита и других карбонатов минералами кремнезема с прокрашиванием диагностическими красителями, протравливанием соляной кислотой, использованием растровой электронной микроскопии с целью выяснения деталей генезиса, Fe-, Mn-пигмента агата, форм его выделения, условий появления трубчатых образований и их занавесей, других деталей процесса замещения карбонатов.

2. Детальное изучение морфологии и внутреннего строения так называемых мембранных трубок, оснований псевдосталактитов неясного генезиса и тому подобных образований.

3. Синтез мембранных трубок в различных средах — студнях и истинных растворах, в различном положении по отношению к гравитационным силам, детальное исследование их морфологии и внутреннего строения. Сопоставление их с морфологически сходными природными образованиями.

4. Специальное исследование деталей строения «питающих каналов», типичных для некоторых миндалинов и агатов, связанных с осадочными породами, особенностей их формы и размещения для однозначного решения вопроса о том, являются ли они: дренажными трубками, питающими каналами, дренажно-питающими каналами или результатом образования застойных зон между сферолитами халцедона.

5. Тщательное исследование текстурных и структурных особенностей горизонтально-слоистого (ониксового) агата, взаимоотношений отдельных зон друг с другом, их перехода в зонально-концентрические (облекающие) слои.

6. Детальное исследование взаимоотношений кварца с другими минералами семейства кремнезема и возможности образования кварцевых «зонтиков» и прослоек как псевдоморфоз по карбонатным или другим минералам.

7. Исследование процессов перехода (раскристаллизации) А-опалов в К- и КТ-опалы и их перекристаллизации в халцедон и кварц.

8. Изучение причин окраски агатов — степени окисления и гидратации с применением ИК-спектроскопии и растрового электронного микроскопа, химических анализов и других методов исследования.

9. Изучение деталей распределения окраски в агатах; искусственное прокрашивание агатов с особым вниманием к неоднородному отношению к нему отдельных зон агатов, отличающихся разным составом (халцедон, кварц, опал), разной пористостью и т. п.

10. Исследование газово-жидких включений — их состава, первоначального давления, температур гомогенизации — различных минералов агатов как из вулканитов, так и из осадочных пород.

11. Экспериментальные исследования по синтезу сферолитовых корок халцедона:

а) из золь кремнезема;

б) путем замещения минералами семейства кремнезема карбонатов — в первую очередь кальцита и сидерита.

12. Моделирование газовых пузырей:

а) при продувании газа (воздуха) через воду, наблюдение изменения формы пузырей и их коалесценции; то же, в более вязких средах; сопровождение киносъемкой;

б) при замерзании воды и выделения пузырей растворенного в ней воздуха — использование криостата с кинокамерой.



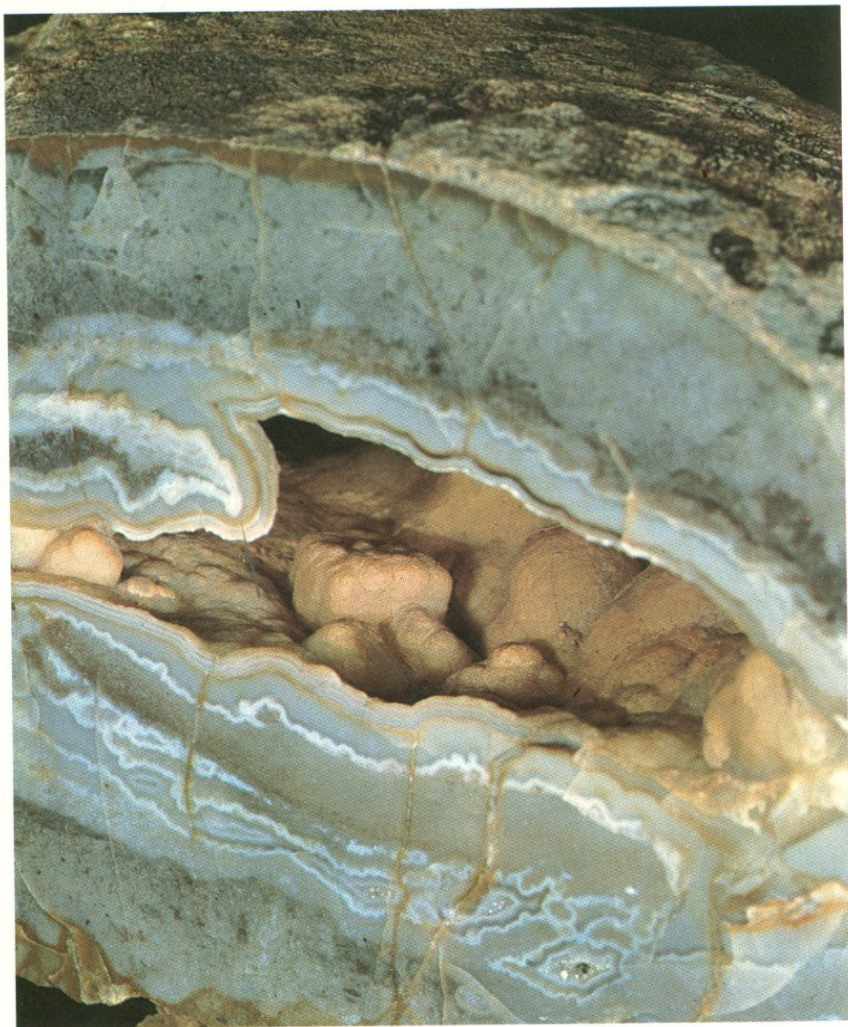
а



б

Фото 160. Псевдоморфоза облекания халцедона по кубическим кристаллам флюорита в донной части халцедонового (агатового) выполнения полости выщелачивания конкреции силицита. Гора Кособа, Целиноградская обл., 6,0×6,0 см. № 83750 (см. также с. 350):

а — общий вид; внешняя широкая голубовато-серая кайма — силицит, который развился по известняку, в том числе по остаткам фауны (конический выступ внизу — коралл), 17,0×18,0 см; *б* — силифицированные остатки фауны на поверхности кремневой конкреции, нат. вел.

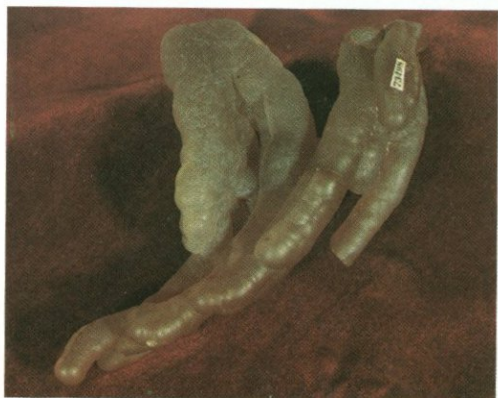


6

Фото 160. Окончание:

a — халцедоновые псевдоморфозы облекания кубических кристаллов флюорита. Гора Кособа, Целиноградская обл., 6,0×6,0 см. № 83750.

**Псевдосталактиты халцедона и другие образования
в агатах, выполняющих полости выщелачивания**



a

Фото 161. Кварц-халцедоновый агат с большим числом халцедоновых псевдосталактитов на остатках выщелачивания породы, в полости выщелачивания силицита, образовавшегося по известняку. Окрестности г. Голутвина, Московская обл. $24,0 \times 12,0$ см. № 83679.

Фото 162. Псевдосталактиты халцедона из полостей выщелачивания в силицитах, образовавшихся по известняку. Дер. Старая Ситня, Московская обл. (см. также с. 352):

a — отдельные псевдосталактиты, $19,0 \times 13,0$ см. № 83675.



б

Фото 162. Окончание:

б — общий вид полости, 13,0×6,5 см. № 73488

«Питающие» каналы в халцедоновых (агатовых)
жеодах

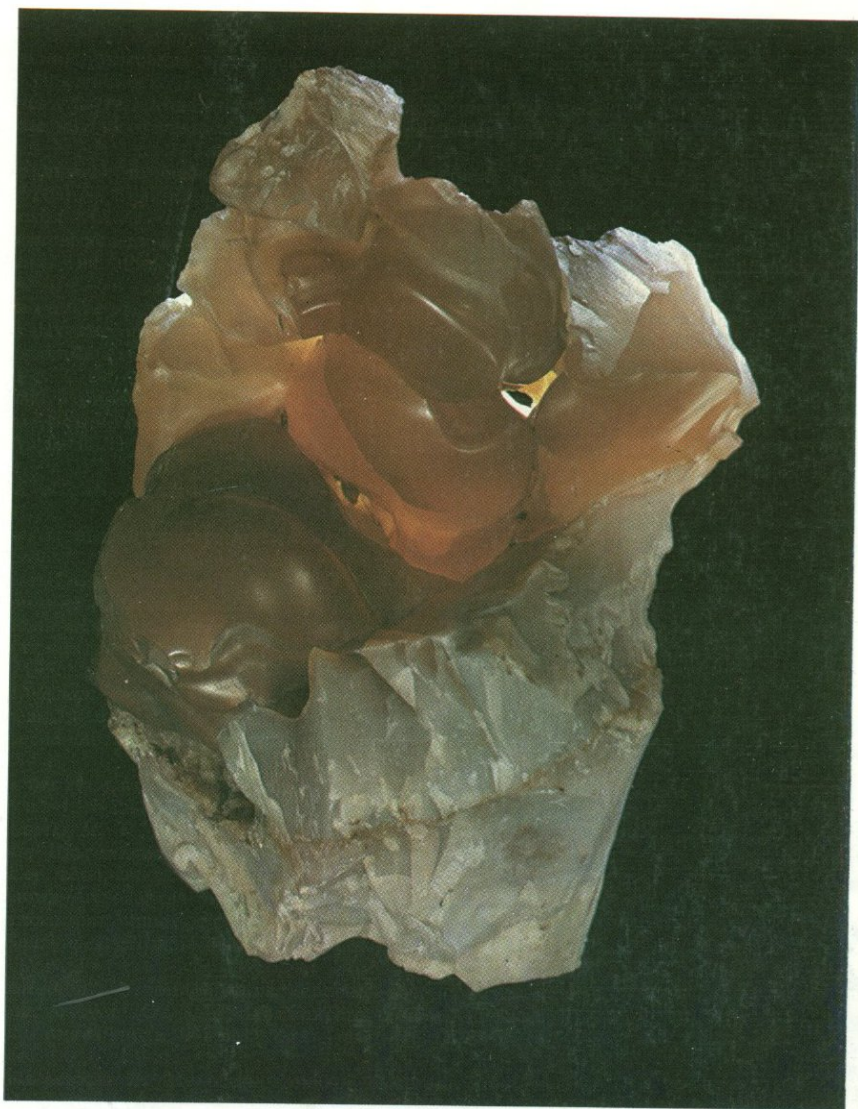


Фото 163. Выходы «питающих» каналов, проходящих между крупными сферолитами халцедона, на поверхность толстой сферолитовой халцедоновой корки. Московская обл. (?). 14,0×9,0 см. № 3413, ОП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авакян Г. С., Мироян С. Х.* Об условиях формирования агатов Саригюхского месторождения.— Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1972, т. 25, № 6, с. 29—35.
2. *Айлер Р.* Химия кремнезема. М., Мир, 1982, 1128 с.
3. *Алексеев Д.* О периодических явлениях при кристаллизации.— Журнал Русского физико-химического общества, 1906, т. 38, вып. 7, с. 1120—1123.
4. *Андрусенко Н. И.* Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., Наука, 1971, 228 с.
5. *Аркадьев Н. А.* Геологические предпосылки поисков месторождений технического агата на примере Закавказья.— Изв. Вузов. Геология и разведка. 1963, № 9, с. 98—103.
6. *Аркадьев Н. А., Шаронов Б. Н.* Об условиях образования и закономерностях размещения технического агата в Закавказье.— Зап. Лен. горн. ин-та., 1968, т. V (55), вып. 2, с. 139—145.
7. *Асхабов А. М.* Процессы и механизмы кристаллогенезиса. Л., Наука, 1984, 168 с.
8. *Байков А. А.* Протокол заседания Металлографической комиссии при Русском Техническом обществе 25 апр. 1900 г., с. 2—3.
9. *Бакли Г.* Рост кристаллов. М., Инстр. лит., 1954, 406 с.
10. *Барсанов Г. П., Яковлева М. Е.* Минералогия яшм СССР. М., Наука, 1978, 86 с.
11. *Барсанов Г. П., Яковлева М. Е.* Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема. М., Наука, 1984, 140 с.
12. *Белоусов Б. П.* Периодически действующая реакция и ее механизм.— Химия и жизнь, 1982, № 7, с. 65—68.
13. *Белякин Д. С.* О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах.— Труды Петрограф. ин-та АН СССР. М., Изд. АН СССР, 1933, вып. 4, с. 5—20.
14. *Бережкова Г. В.* Нитевидные кристаллы. М., Наука, 1969, 158 с.
15. *Богданова В. И., Лизалек Н. А., Мадарас А. И.* Изучение форм кремневых кислот в модельных растворах при разложении алюмосиликатных минералов в условиях гипергенеза.— Геохимия, 1983, № 1, с. 136—140.
16. *Вайнерман П. Б., Смирнова А. С.* Условия образования и закономерности размещения месторождений технического агата в Закавказье.— Труды ВНИИСИМС, 1964, т. VIII, с. 135—148.
17. *Ван Беммелен Р. В.* Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, Северной Италии и США.— В кн.: Проблемы палеовулканологии, М., Инстр. лит., 1963, с. 561—577.
18. *Ванюшин С. С.* Технический агат в СССР и задачи изучения его сырьевой базы.— ЗВМО, 1938, вып. 1, с. 141—153.
19. *Вишняков С. Г.* Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4, с. 80—90.
20. *Воловикова И. М., Елисеева О. П.* К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта.— Материалы I Всесоюз. вулканолог. совещ. Ереван, 1959, с. 261—263.
21. *Волянюк Н. Я.* Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования. М., Наука, 1972, 148 с.
22. *Воронков М. Г., Зельман Г. И., Лукевиц Э. Я.* Кремний и жизнь. Рига, Зинатне, 1978, 588 с.
23. *Вулканические комплексы и эволюция девонского вулканизма краевого вулканического пояса Центрального Казахстана/Б. Я. Журавлев, В. Н. Завражнов, А. Н. Урываева, Т. О. Федоров, Н. П. Четверикова, Н. Л. Чечик* — В кн.: Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана. Алма-Ата, 1977, ч. 2, с. 17—22.
24. *Генши Г.* Выращивание кристаллов в гелях. М., Мир, 1973, 110 с.
25. *Герчиков А.* Агаты и кинетика.— Химия и жизнь, 1983, № 8, с. 16—22.

26. Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы коры выветривания Урала. М., Изд. АН СССР, 1951, 716 с.
27. Годовиков А. А. Минералогия. М., Недра, 1983, 648 с.
28. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1961, 284 с.
29. Грин Ю. Д. Об окраске агатов.— Самоцветы, 1960, № 1, с. 39—43.
30. Грушкин Г. Г., Хельвас И. Г. К вопросу о кристаллизации гидротермальных кварцев из коллоидных растворов.— Мин. сб. Львовского ун-та, 1951, № 5, с. 113—126.
31. Гумеров Л. Г., Митрофанов В. А. Новое месторождение ювелирных и технических агатов на Урале.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М., Наука, 1973, с. 88—94.
32. Дымков Ю. М. Признаки кристаллизационного роста выделений настурана.— ЗВМО, 1960, вып. 6, с. 652—662.
33. Дымков Ю. М. Вопросы генезиса сферолитов настурана.— Изд-во Атомная энергия, 1966, т. 20, № 3, с. 256—263.
34. Дымков Ю. М. Природа урановой смоляной руды. М., Атомиздат, 1973, 240 с.
35. Дымков Ю. М. Индивидуальные сферолитовые минеральные агрегаты.— В кн.: Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М., Атомиздат, 1977, с. 9—17.
36. Дымков Ю. М., Слегов В. А. Совместное образование кристаллов и зернистых агрегатов в гидротермальных отстойниках.— В кн.: Новые данные о минералах, 1981, вып. 29, с. 54—58.
37. Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии. М., Мир, 1966. Т. 3, Минералы кремнезема. 430 с.
38. Жабин А. Г. Гравитационные текстуры агатов в колчеданных месторождениях.— ЗВМО, 1974, вып. 5, с. 513—523.
39. Жданов В. К. Цветные агаты бассейна р. Непы.— Труды Вост. СибНИИГГиМС, Иркутск, 1971, вып. 9, с. 291—293.
40. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3, с. 3—18.
41. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд. АН СССР, 1955, 480 с.
42. Капустин Ю. Л. О кальцитсодержащих дайках и механизме выделения в них кальцита.— ЗВМО, 1979, № 2, с. 182—198.
43. Карапетян К. И. Шаровидные и ленточные обособления в трахилипаритах Гегамского нагорья (Армянская ССР).— В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах.— Труды ИГЕМ, М., Изд. АН СССР, 1963, вып. 90, с. 12—23.
44. Каргаретели Ц. Ш., Татишвили М. Г., Гугушвили В. И. Агат-халцедоновая минерализация в эоценовых породах Месхети.— Труды Геол. ин-та АН ГрузССР, 1978, № 59, с. 7—13.
45. Каргин В. А. Современные проблемы науки о полимерах. М., Изд-во МГУ, 1962, 253 с.
46. Каргин В. А., Слонимский Г. Л. Краткие очерки по физико-химии полимеров. М., Химия, 1967, 232 с.
47. Кепежинскас В. В. Верхнепалеозойский вулканизм Токтауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск, Наука, СО, 1969, 196 с.
48. Кепежинскас В. В., Кепежинскас К. Б. Сферолиты верхнепалеозойских липаритовых порфиров гор Каратемер (Центральный Казахстан).— В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов (Труды Лабор. палеовулканологии КазИМС), Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 231—247.
49. Кепежинскас К. Б., Кепежинскас В. В. Остатки вулканического аппарата в горах Бюртас в Центральном Казахстане.— Труды Лабор. палеовулканологии Каз гос. ун-та. Алма-Ата, 1963, вып. 1, с. 143—157.
50. Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы.— Труды ВНИИП, М., 1959, т. III, вып. 1, 122 с.
51. Киевленко Е. Я., Сенкевич В. В. Геология месторождений поделочных камней; М., Недра, 1983, 262 с.
52. Клецев Г. В., Брызгалов А. Н. Зависимость строения искусственных кристал-

- лов кварца от условий их выращивания. В кн.: Рост кристаллов. М., Наука, 1974, т. X с. 143—157.
53. *Ковалев В. П.* Сферолиты Хайдымского хребта (Восточный Саян) и сферолитообразование в вулканогенных породах.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 255), Новосибирск, 1976, с. 256—293.
 54. *Ковалев В. П., Тихунов Ю. В.* Сферолитообразование в вулканогенных породах.— В кн.: Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенезиса. Новосибирск, Наука, 1985, с. 112—121.
 55. *Коваленко В. И., Коваленко Н. И.* Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М., Наука, 1976.
 56. *Колебательные химические реакции/И. Р. Эпштейн, К. Костин, П. Кеппер, М. де Орбан.*— В мире науки, 1983, № 5, с. 72—81.
 57. *Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледа К. Г.* Парагенезы селадонит-глаукоцитных минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP).— Литол. и полезн. ископаемые, 1984, № 4, с. 63—84.
 58. *Куришкова Л. Д.* Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М., Наука, 1976, 274 с.
 59. *Краткая химическая энциклопедия.* М., Советская энциклопедия, т. 2, 1962, 1086 с.; т. 3, 1964, 1112 с.
 60. *Ларин М.* В мире автоволн. Химия и жизнь, 1980, № 11, с. 30—33.
 61. *Лебедев А. П.* Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Труды ИГиГ АН СССР, М., Изд. АН СССР, 1955, вып. 161, петрографич. сер., № 46, 197 с.
 62. *Лебедев Л. М.* Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., Наука, 1965, 312 с.
 63. *Лебедев Л. М.* Минералы современных гидротерм. М., Наука, 1979, 200 с.
 64. *Леммлейн Г. Г.* О закономерных сростаниях порфировых вмещающих кварца из Самшвиле.— Докл. АН СССР, 1930, № 26, с. 709—714.
 65. *Леммлейн Г. Г.* Морфология и генезис кристаллов. М., Наука, 1973, 328 с.
 66. *Магалашвили Г. А., Урушадзе В. В.* К вопросу о природе и условиях образования белых оторочек вокруг агатовых и халцедоновых выделений.— ЗВМО, 1976, вып. 1 (С), с. 93—95.
 67. *Магматические горные породы.* Классификация, номенклатура, петрография. (Под редакцией О. А. Богатикова). М., Наука, 1983, ч. 1, 368 с.
 68. *Македонова А. В.* Современные конкреции в осадках и почвах. М., Наука, 1966, 284 с.
 69. *Малеев М. Н.* Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М., Наука, 1971, 199 с.
 70. *Мамедъяров М. Р., Ситковский И. Н.* К генезису агатовой минерализации в Ханлар-Шаумяновском районе Азербайджанской ССР.— Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, Баку, 1964, № 5, с. 9—13.
 71. *Манделькern Лео.* Кристаллизация полимеров. М.—Л., Химия, 1966, 334 с.
 72. *Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема/ В. Г. Балакирев, Е. Я. Киевленко, Л. В. Никольская, М. И. Самойлович, М., Недра, 1979, 150 с.*
 73. *Мнацаканян А. Х.* Шаровидные обособления в верхнемеловых обсидианах в районе с. Алпаут (Азербайджанская ССР).— В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах (Труды ИГЕМ) М., Изд. АН СССР, 1963, вып. 90, с. 35—42.
 74. *Могаровский В. В.* Целестиново-кварцевые секции хребта Джетым-Тау (Южно-Таджикская депрессия).— Докл. АН ТаджССР, 1969, т. 12, № 9, с. 53—55.
 75. *Могаровский В. В.* Генезис целестинового месторождения Чалташ (Таджикистан).— В кн.: V Всесоюзное совещание по термобарогеохимии. Тезисы докладов. Уфа, 1976, 62 с.
 76. *Моджеевски А.* О поперечных полосах и линейчатой структуре в монокристаллах алюминия.— В кн.: Рост кристаллов, М., Наука, 1967, т. 7, с. 291—292.
 77. *Морозова Н. И., Хакимов А. Х., Арифуллова Т. Е.* Агат. Методические указа-

- ния по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней (ювелирных, поделочных, декоративно-облицовочных) М., Недра, 1976, вып. 11, 70 с.
78. *Наседкин В. В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды ИГЕМ АН СССР, М., Изд. АН СССР, 1963, вып. 98, 210 с.
 79. *Наседкин В. В., Панеш В. И.* Гидроксил и вода некоторых разновидностей природных и искусственных стекол.— В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., Наука, 1967, с. 26—55.
 80. *Настасиенко Е. В.* Агатовая минерализация базальтов Северного Тимана.— В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 258, 1976, с. 122—133.
 81. *Настасиенко Е. В.* Формационные типы месторождений агата и перспективы их нахождения на территории СССР.— В кн.: Слюда и пьезооптическое сырье. Труды ВСЕГЕИ, Л., МГ СССР, 1979, т. 283, с. 112—132.
 82. *Папков С. П.* Студнеобразное состояние полимеров. М., Химия, 1974, 256 с.
 83. *Персигов Э. С.* Вязкость магматических расплавов. М., Наука, 1984, 160 с.
 84. *Петрографические критерии ликвации в кислых лавах.*— Труды ИГЕМ, М., Изд. АН СССР, 1963, вып. 90, 100 с.
 85. *Петрографический словарь.* М., Недра, 1981, 496 с.
 86. *Петрография.* М., Изд-во МГУ, 1981, ч. 2, 328 с.
 87. *Пилипенко П. П.* К вопросу о генезисе агатов.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1934, т. 12 (2), с. 281—295.
 88. *Покровский П. В., Цимбаленко М. Н.* О природе кремнистых порошковатых налетов на халцедоне.— В кн.: Труды Горно-геологического ин-та Уральского филиала АН СССР, Свердловск, 1953, вып. 20.
 89. *Подметаллическое месторождение Маджарово/Б. Кольковский, Б. Маврудчиев, Здр. Илиев, В. Гергелчев* — В кн.: Двенадцать рудных месторождений Болгарии. София, 1974, Междунар. ассоциация по генезису рудных месторождений. Симпозиум в Варне, с. 186—211.
 90. *Попов С. П.* Минералогия Крыма. М.—Л., Изд. АН СССР, 1938, 352 с.
 91. *Портнов А. В., Дубинчук В. Т.* Микроструктуры псевдоморфоз кварца по кальциту.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 916—919.
 92. *Проблемы палеовулканизма.* М., Иностран. лит., 1963, 265 с.
 93. *Рожкова В. В.* Морфология и свойства северотиманских агатов. Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1984, № 46, с. 70—77.
 94. *Росс К. С., Смит Р. Л.* Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., Иностран. лит., 1963, с. 371—478.
 95. *Руб М. Г.* Влияние вмещающей среды на формирование интрузивных пород и постмагматических образований в Приханкайском районе.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3, с. 48—62.
 96. *Русько Ю. А.* Некоторые черты морфологии и структуры метаколлоидных образований халцедонов из меловых отложений Волини.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1954, № 8, с. 75—84.
 97. *Симанович И. М., Кудрявцев Д. И.* Текстуры типов эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы.— Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1981, вып. 362, 64 с.
 98. *Слетов В. А.* Морфология сталактитоподобных образований гётита из Бакальского месторождения.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, М., 1976, вып. 25, с. 205—210.
 99. *Слетов В. А.* Морфология кремнистых тел в карбонатных породах Подмосковья и их генезис.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, М., 1978, вып. 26, с. 112—119.
 100. *Слетов В. А. К онтогении кристаллитовых и геликтитовых агрегатов кальцита и арагонита из карстовых пещер Южной Ферганы.*— В кн.: Новые данные о минералах. М., 1985, вып. 32, с. 119—128.
 101. *Смирнова А. С.* Люссатит из закавказских месторождений халцедона.— ЗВМО, 1963, вып. 2, с. 248—250.
 102. *Смирнова С. К.* Халцедон из серных месторождений Сурхандарьинской области.— Узбекск. геол. журнал, 1968, № 6, с. 51—54.

103. *Стайнер А.* Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия.— В кн.: Проблемы палеовулканизма, М., Иностранная литература, 1963, с. 490—532.
104. *Степанов В. И.* О происхождении так называемых «колломорфных» агрегатов минералов.— В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов, М., Наука, 1970, с. 198—206.
105. *Степанов В. И.* Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах.— Труды Минер. музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР, 1971, вып. 20, с. 161—171.
106. *Сторчеус А. В.* К вопросу о природе вулканических взрывов.— Вулканол. и сейсмол., 1983, № 4, с. 72—78.
107. *Тазиев Г.* Механизм игнимбритовых извержений.— В кн.: Механизм интрузий магмы, М., Мир, 1972, с. 134—141.
108. *Татаринов А. В.* Минералы кремнезема и условия образования аметиста в скарно-магнетитовых полях Юга Сибирской платформы.— В кн.: Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, СО, 1983, с. 34—41.
109. *Татаринов П. М., Малявкин С. Ф., Гейслер А. Н.* Курс нерудных месторождений, ч. 2. Карбонатные породы (Малявкин С. Ф.). Л.—М. ОНТИ, НКТП СССР, 1935, с. 104—149.
110. *Тимофеев В. М.* Халцедоны острова Суисари.— Труды СПб Об-ва Естествоиспытателей, 1912, т. 35, вып. 5, с. 157—174.
111. *Томас Дж. Е., Томас Т. М.* Вулканические породы района, расположенного между Фишгардом и мысом Страмбл (Пембрукшир).— В кн.: Проблемы палеовулканизма, М., Иностранная литература, 1963, с. 13—35.
112. *Устиев Е. К.* Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 11, с. 3—15.
113. *Федоров Е. С.* Процесс кристаллизации. Природа, 1915, декабрь, с. 1471—1479.
114. *Ферсман А. Е.* Самоцветы России. Петроград, 1921, 214 с.
115. *Ферсман А. Е.* Драгоценные и цветные камни СССР.— Избр. труды, т. 7, М., Изд-во АН СССР, 1962, 592 с.
116. *Финько В. И.* Вторичная окраска агата.— Природа, 1953, № 5, с. 81—83.
117. *Финько В. И.* Халцедоны Зейско-Буреинской депрессии.— Труды Минер. музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР, 1959, вып. 9, с. 196—202.
118. *Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И.* Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузии Монголии. М., Наука, 1978, 168 с.
119. *Фролова Т. И., Митрейкина О. Б.* Явления ликвационного расслоения в океанических базальтах.— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978, с. 110—131.
120. *Хакимов А. Х.* Некоторые особенности минералогии и генезиса агатовых тел Иджеванского района Армении.— Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка, 1965, № 7, с. 45—56.
121. *Хакимов А. Х.* Генетические типы включений агатовых минералов и жил Иджеванского месторождения Армении. Минералогическая термобарометрия и барометрия, М., Наука, 1968, т. II, с. 230—236.
122. *Хакимов А. Х.* Гидротермальные яшмы Иджеванского района Армении и особенности их образования.— Труды Музея землеведения МГУ. Жизнь Земли, 1972, вып. 8, 122—125.
123. *Халцедоны Северо-Востока СССР/ В. И. Гончаров, М. Е. Городинский, Г. Ф. Павлов, Н. Е. Савва, А. П. Фадеев, В. В. Ворцепнев, Э. В. Гунченко.* М., Наука, 1987, 85 с.
124. *Хенкина С. Б.* Современные гелевые образования в Примагандане.— Докл. АН СССР, 1976, т. 23, № 5, с. 1200—1202.
125. *Хрущинская М. М.* Агатовая минерализация Северного Тимана.— В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных поделочных и декоративно-облицовочных камней. Тезисы докл. М., 1975, с. 58—60.
126. *Черепанов В. А.* Некоторые закономерности морфологии, строения и замещения в агрегатах малахита из Уральских месторождений.— ЗВМО, 1951, вып. 3, 214—219.
127. *Чернов А. А.* Процессы кристаллизации.— В кн.: Современная кристаллография. М., Наука, 1980, т. 3, с. 7—232.

128. Чернов Г. А. Отдельности и секрети в базальтах Северного Тимана.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 9, с. 88—102.
129. Черных В. Н., Семенов В. Б. Агат. Свердловск, Средне-Уральское книжное издательство, 1982, 160 с.
130. Чураков А. Н. К вопросу о структуре и росте трубчатых сталактитов.— Труды СПБ общества естествоисп., 1911, т. 35, вып. 5, с. 1—38.
131. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955, 672 с.
132. Шаронов Б. Н. О происхождении сталактитоподобных форм халцедона.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1963, № 17, с. 69—74.
133. Шаронов Б. Н. Трубочатый агат и условия его образования.— ЗВМО, 1963, вып. 3, с. 281—291.
134. Шаронов Б. Н. Роль вмещающих пород при формировании некоторых месторождений технического агата.— Зап. Лен. горн. ин-та, 1965, т. 49, вып. 2, с. 171—179.
135. Шаронов Б. Н., Аркадьев Н. А., Настасиенко Е. В. К геологии месторождений агата.— В кн.: Условия образования и размещения полезных ископаемых. Л., Изд-во ЛГИ, 1971, с. 211—217.
136. Шаскольская М., Шубников А. Об искусственном получении закономерных сростков кристаллов алюмо-калиевых квасцов.— Труды Ломоносовского ин-та АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1933, вып. 3, с. 51—66.
137. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958, 416 с.
138. Шеймович В. С. Игнимбриты Камчатки. М., Недра, 1979, 180 с.
139. Шемякин Ф. М., Михалев П. Ф. Физико-химические периодические процессы. М.—Л., Изд. АН СССР, 1938, 184 с.
140. Шубников А. В. Как растут кристаллы. М., Изд. АН СССР, 1935, 130 с.
141. Электронно-микроскопическое исследование кристаллит-тридимитовых опалов/ В. Г. Балакирев, Л. И. Цинобер, В. С. Коваленко, А. Ф. Свириденко.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 672—674.
142. Энлоус Г. Е. Спекшиесе туфы национального заповедника Чирикауа, Аризона.— В кн.: Проблемы палеовулканизма, М., Иностр. лит., 1963, с. 264—306.
143. Юсупов С. Ш., Хайретдинов И. А., Чупина Л. Ю. Температурные условия образования агатов в Казахстане.— В кн.: V Всесоюзное совещание по термобарогеохимии. Тезисы докладов, Уфа, 1976, с. 49—50.
144. Явление образования концентрационных автоволн. Открытия в СССР. М., ВНИИПИ, 1977, с. 26—28.
145. Altschuler Z. S., Dwornik E. J., Kramer H. The transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering.— Science, 1963, vol. 141, N 3576, 148—152.
146. Anderson T., Anderson A. T., Jr., Swihart G. H., Artioli G., Geiger C. A. Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation.— Journ. Geol., 1984, vol. 92, N 4, 55—72.
147. Bain G. W. Diffusion in Agate Point vitrophyres.— Amer. Sci., 1926. vol. 11(211), 74—88.
148. Baragar W. R. A., Plant A. G., Pringle G. J., Schau M. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP. Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, 837—874.
149. Bezák V., Lexa J. Geneticke typu ryolitovych vulkanoklastik v okolí Žiaru nad Hronom.— Geol. pr. Bratislava, 1983, vol. 79, 83—112.
150. Bisque R. E., Lemish J. Silicification of carbonate aggregates in concrete.— Highway Research Board Bull., 1960, vol. 239, 41—55.
151. Blankenburg H.-J. von. Zur Paragenese in Vulkanitachatmandeln bzw. Kugeln.— Freiberg Forschungsh., 1981, Bd. X, с. 364, 99—112.
152. Blankenburg H.-J., Schrön W., Starke R., Klemm W. Beziehungen zwischen Achat, Jaspis und der Gesteinsmatrix in sauren Vulkaniten.— Chem. Erde, 1983, Bd. 42, N 3, 157—172.
153. Blum J. R. Pseudomorphosen des Mineralreichs. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung, 1843, 214 с.
154. Breithaupt B. H.— Rocksand Miner., 1983, vol. 58, N 5, 247 с.
155. Бресковска В. В., Илчев Здр. П., Цветанов Р. П., Петров П. П., Младенова В. И. Геология и минералогия на Гюрген дере Маджаровско рудно поле.— Год. Софийского ун-та, Геология, 1980, т. 74, с. 69—96.

156. *Brodrick H. J.* Agatized rainbows. Petrified Forest Museum Association, Holbrook, Arizona. Popular series N 3, 1951, 9—16.
157. *Bryan W. H.* Some spherulitic growths from Queensland.—*Geol. Mag.*, 1934, vol. 71, N 837, 167—175.
158. *Bryan W. H.* Spherulites and allied structures, Pt. I.—*Proc. Royal Soc. Queensland*, 1940, vol. 52, N 6, 41—55.
159. *Bryan W. H.* Spherulites and allied structures, Part II.—*Proc. Royal Soc. Queensland*, 1954, vol. 65, 51—70.
160. *Buerger M. J.* The silica framework crystals and their stability fields.—*Zts. krist.*, 1935, Bd. 90, 186—192.
161. *Cassedanne J.* Note sur les agates brésiliennes á contours géométriques.—*Rev. gemmol. AFG*, 1983, N 77, 8—13.
162. *Chernov A. A., Knadzi V. E.* Trapping of colloidal inclusions in the growth of quartz crystals.—*Cryst. Growth*, 1978, vol. 5, 227—247.
163. *Chowns T. M., Elkins J. E.* The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silification of anhydrite nodules.—*Sedimentary Petrology*, 1974, vol. 44, 855—903.
164. *Collini M.* Journal d'un voyage, qui contient différentes observations minéralogique; particulièrement sur les agates, et le basalte. A. Mannheim, Chez C. F. Schwan, Libraire de la Cour, 1776, 384 c.
165. *Cooke C. W., Mossom S.* Geology of Florida. Florida States Geol. Survey. 20-th annual Rept., 1929, 227 p.
166. *Cordani U., Vandoros P.* Basaltic rocks of the Parana Basin. In: *Problems in Brazilian Gondwana geology* Buenos Aires, 1967, 207—231.
167. *Correns C. W., Nagelschmidt G.* Ueber Feserbau und optische Eigenschaften von Chaledon. *Zts. Krist., Abt. A.*, 1933, Bd. 85, Hf. 3/4, 199—213.
168. *Dake H. C.* The agate book. Oregon, Mineralogist Pub. Co., 1951, 64 p.
169. *Dake H. C.* Agate filled thunder egg genesis.—*Mineralogist*, 1954, vol. 22, N 1, 8—14.
170. *Dake H. C.* Pony Butte thunder egg Mine.—*Mineralogist*, 1958, v. 26, N 4/5, 99—104.
171. *Dake H. C., Fleener F. L., Wilson B. H.* Quartz family minerals. N. Y., L., Mc Graw Hill Book Co., Inc., 1938, 304 p.
172. *Diagenesis* in sediments (by Larsen G., Chilingar G. V., eds). Amsterdam. Elsevier, 1967, 551 p.
173. *Ewart A.* Chemical changes accompanying spherulitic crystallization in rhyolitic lavas, Central Volcanic region, New Zealand.—*Miner. Mag.*, 1971, vol. 38, N 296.
174. *Fenner C. N.* The Katmai region, Alaska, and the Great Eruption of 1912.—*Geol.*, 1920, vol. 28, N 7, 569—606.
175. *Feth J. H., Antony J. W.* Spheroidal structures in Arizona volcanics.—*Geol. Soc. Amer., Bull.*, 1948, vol. 59, N 12, pt. 2, 1370.
176. *Fischer W.* Zum Problem der Achatgenese.—*N. Jb. Min. Abh.*, 1954, Bd. 86, H. 3, 367—392.
177. *Flörke O. W.* Transport and deposition of SiO₂ with H₂O under supercritical conditions.—*Kristall und Technik*, 1972, Bd. 7, N 1—3, 159—166.
178. *Ereyberg B. von.* Observaciones geológicas en la región de las ágatas de la Serra Geral.—*Boletín Acad. Nac. Cien. Córdoba*, 1927, t. XXX, 129—170.
179. *Fpondel C.* Characters of quartz fibers.—*Amer. Miner.*, 1978, vol. 63, 17—27.
180. *Frondel C.* Structural hydroxyl in chalcedony (Type B quartz).—*Amer. Miner.*, 1982, vol. 67, N 11—12, 1248.
181. *Fuchs J. N.* Zum Amorphismus fester körper.—*Pogg. Ann. Phys. Chem.*, 1834, Bd. 31, N 37, 577—578.
182. *Gergens D.* Über einige in den Chalcedon von Oberstein eingewachsene kristallisierte Mineralien.—*N. Jb. Min. etc.*, 1856, 22—23.
183. *Gergens D.* Über die Konferven-artigen Bildungen im manchen Chalcedon — Kugeln.—*N. Jb. Min. etc.*, 1958, 801—807.
184. *Glasner A.* Nucleation and growth of crystals.—*Material Res. Bull.*, 1971, vol. 6, 1361—1364.

185. *Gozález L., Ibarra L. M., Rodríguez A., Moya J. S., Valle F. J.* Fibrous silica gel obtained from sepiolite by HCl attack.— *Clay Miner.*, 1984, vol. 19, N 1, 93—98.
186. *Haggerty S. E.* Volatiles in planetary basalts: hydrogen, carbon and sulfur gas species. In: «Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets». Basaltic Volcanism Study Project, 1981, Pergamon Press, New York, 385—398.
187. *Haidinger W.* Versammlungsberichte (über die Achatmandeln in den Melaphyren). Ber. Mitt. Freuden Naturwiss. in Wien, 1849/1850, Bd. 6, 62—65.
188. *Hauer K. R., von.* Die Gesteine mit Lithophysenbildungen von Telki-Banya in Ungarn. K. K. Geol. Reichs.—Anstalt, Verhandl., 1866, Bd. 16, 98—100 (98).
189. *Hayes J. B.* Geodes and concretions from the Mississippian Warsaw Formation, Keokuk region, Iowa, Illinois, Missouri. *Sedimentary Petrology*, 1964, vol. 34, 123—133.
190. *Heddle M. F.* The mineralogy of Scotland. Edinbourg, D. Douglas, 1901, vol. 1, 58—84.
191. *Hein H.* Untersuchung über die faserigen kieselsäure und deren Verhältnis zu Opal und Quarz.— *N. Jb. Min. etc., Beil.*, 1908, Bd. 25, 182—231.
192. *Huspeni J. R., Kesler S. E., Ruiz J., Tuta Z., Sutter J. F., Jones M.* Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico — *Econ. Geol.*, 1984, vol. 79, N 1, 87—105.
193. *Iddings J. P.* Obsidian cliff, Yellowstone national park. U. S. Geol. Survey, Seventh Ann. Rep., Washington, Government Printing Office, 1885—86, 1888, 253—295.
194. *Introduction to Japanese minerals.* Ed. by Editorial Committee for «Introduction to Japanese Minerals» organizing committee IMA — IAGOD Meetings'70, Tokyo, 1970, 208 c.
195. *Jacka A. D.* Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization.— *J. Sediment. Petrol.* 1974, vol. 44, N 2, 421—427.
196. *Jones F. T.* Iris agate.— *Amer. Miner.*, 1952, vol. 37, N 7/8, 578—587.
197. *Keith H. D., Padden F. J.* A phenomenological theory of spherulitic crystallization.— *J. Appl. Physics*, 1963, vol. 34, 2409—2421.
198. *Keller P. C.* Quartz geodes from near the Sierra Gallego area Chihuahua, Mexico.— *Miner. Rec.*, 1979, vol. 10, N 4, 207—212.
199. *Krauskopf K.B.* Dissolution and precipitation of silica at low temperatures.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1956, vol. 10, 1—26.
200. *Kryza R.* Bilans chemiczny dla stref mineralizacji agatowej w wulkanitach rejonu Nowego Kósciola.— *Arch. miner.*, 1983, t. 39, N 1, 125—132.
201. *Lacroix A.* Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent.— *Soc. Géol. France, Centenaire Subilée Vol.*, 1930, 431—472.
202. *Ladurner J., Purtscheller. F.* Über eine metasomatische Verdrängung an schalig gebauten Chalcedonagatagen.— *N 76. Min. Monats. Jg.* 1964. H. 4, 106—109.
203. *Leduc S.* Théorie physico-chimique de la vie et générations spontanées. Paris, A. Poinat, 1910, 202 c.
204. *Leitmeier H.* Beiträge zur Kenntnis des Verhältnisses zwischen Quarz, Chalcedon und Opal.— *Zlb. Min. etc.*, 1908, 632—638.
205. *Liesegang R. E.* Die Achate. Dresden — Leipzig, T. Steinkopf, 1915, 126 c.
206. *Liesegang R. E.* Achat-Theorien.— *Chemie der Erde*, 1931, Bd. 6, Hf. 2, 143—152.
207. *Lund E. H.* Chalcedony and quartz crystals in silicified coral.— *Amer. Miner.*, 1960, vol. 45, N 11—12, 1304—1307.
208. *Macdonald G. A.* Volcanoes. Ney Jersey, Prentice — Hall, Inc., Englewood Cliffs, 1972.
209. *Macpherson G. J.* A model for predicting the volumes of vesicles in submarine basalts. *J. Geol.*, 1984, vol. 92, N 1, 73—82.
210. *Mansfield G. R., Ross C. S.* Welded rhyolitic tuffs in Southeastern Idaho. *Amer. Geophys. Union. Proceed.*, 16-th Ann Meeting, 1935, 308—321.
211. *Marshall P.* Acid rocks of the Tempo — Rotorna district. *Roy. Soc. New Zealand, Trans.*, 1935, vol. 64, 323—366.
212. *Matzko J. J., Nagvi J. M.* Geodes from Saudi Arabia.— *Lapidary J.*, Nov., 1983, 1140—1156.

213. *Merino E.* Survey of geochemical self-patterning phenomena. Chem. Instab.: Appl. Chem., Eng., Geol., and Mater. Sci. Proc. NATO Adv. Workshop, Austrin, Tex., 14—18 March, 1983. Dordrecht e.a., 1984, 305—328.
214. *Millikin K. L.* The silicified evaporite syndrome; two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern kentucky and northern Tennessee.— J. Sedimentary Petrology, 1979, vol. 49, 245—256.
215. *Moore J. G.* Water content of basalt erupted on the ocean floor. Contrib. Mineral. Petrol., 1970, vol. 28, N 4, 272—279.
216. *Moore J. C.* Vesicularity and CO₂ in mid-ocean ridge basalt.— Nature, 1979, vol. 282, N 5736, 250—253.
217. *Moore J. C., Schilling J.-G.* Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts.— Contrib. Mineral. Petrol., vol. 41, 105—118.
218. *Morikawa H., Nikui A., Iwai S.* The texture of calcedony.— Bull. Tokyo Inst. Technol., 1973, N 117, p. 49—54.
219. *Mosebach R.* Mineral-synthetische und petrologische Deutung am Beispiel der Achate, Chalcedone und Granate.— Chemie der Erde, 1953, Bd. 16, Hf. 2, 123—134 (123—126).
220. *Nacken R.* Über die Nachbildung von Chalcedon — Mandeln.— Nature und Volk, 1948, Bd. 78, 2—8.
221. *Nairn I. A., Self S.* Explosive eruptions and pyroclastic avolanches from Ngauruhoe in February 1975.— J. Volcanol. Geotherm. Res., 1978, vol. 3, Ns 1—2, 39—60.
222. *Noeggerath J.* Ueber die Achatmandeln in Melaphyren. Verh. d. naturhist. Vereins d. preuss. Rheinlande und Westphalens, Krefeld, 1849, Bd. 6, 243—260.
223. *Novak J.* Les modifications fibreuses de la silice.— Bull. Soc. franc. Min., 1947, t. 70, 288—299.
224. *Oehler J. H.* Hydrothermal crystallization of silicagel.— Geol. Soc. Amer., Bull., 1976, vol. 87, N 7, 1143—1152.
225. *Ostwald W.* Elektrische Eigenschaften halbdurchlässiger Scheidewände.— Zts. phys. Chem., 1890, Bd. 6, H. 1, 231—238.
226. *Pabian R. K.* Inclusions in agate and their origins and significance.— Gems and Gemol., 1978, vol. 16, N 16—28.
227. *Pasayat S.* Precambrian ignimbrites of central India.— Geol. Surv. India. Spec. Publ., 1981, N 3, 115—118.
228. *Peck D. L.* Cooling and vesiculation of Alae lava lake, Hawaii. Solidification of Alae lava lake, Hawaii.— U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 935 — B, 1978, 59 p.
229. *Pelto C. R.* A study of chalcedony.— Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, N 1, 32—50.
230. *Prinz M. W.* Sur les inclusions filiformes du quartz de St. Denis (Mons) et des agates arborisées.— Annales de la Soc. belge. de Microscopie, T. II. Bruxelles, A. Manceaux, 1886, 131—149.
231. *Quick L.* The book of agates. Chilton book Co., Radner, Pennsylvania, Third Printing, 1974, 232 pp.
232. *Quincke G.* Ueber unsichtbare Flüssigkeitsschichten und die Oberflächenspannung flüssiger Niederschläge bei Niederschlagmembranen, Zellen, Colloiden und Gallerten.— Ann. Phys., 1902, Bd. 7, Hf. 3, 631—682; Hf. 4, 701—744.
233. *Quincke G.* Niederschlagmembranen und Zellen in Gallerten oder Lösungen von Leim, Eiweiss und Stärke.— Ann. Phys., 1903, Bd. 17, N 7, 449—488.
234. *Radcliffe R. P., Srimal N., Bhandari A. K., Srivastava D. K.* A note on the petrography of the ignimbrites and tuff lavas of Shyok valley, Ladakh, district, Jammu and Kashmir.— Rec. Geol. Surv. India, 1981, vol. 112, N 8, 32—36.
235. *Raman C. V., Jayaraman A.* The structure and optical behaviour of iridescent agate.— The Proc. Indian Acad. of Sci., Sec. A, 1953, vol. 38, N 3, 199—206.
236. *Rao C. S. Raja.* Some recent observations on the Deccan traps of Maharashtra.— Rec. Geol. Surv. India, 1982, vol. 111, N 2, 1—15.
237. *Reed M. H.* Seawater — basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits.— Econ. Geol., 1983, vol. 78, N 3, 466—485.
238. *Richthofen F. F. von.* Studien ans dun ungarisch — siebenbürgischen Trachitgebirgen. K. K. Geol. Reichsanstalt, 1860, Bd. 11, 153—278 (181).
239. *Robertson P., Brooks M.* Additional notes on the geodes of the Warsaw Formation.— Illinois Acad. Sci. Trans., 1940, vol. 35, 138—140.

240. *Rodrigues C. de S., Lima P. R. A. de S.* Carbonatitic complexes of Brazil. In: Carbonatitic Complexes of Brazil: Geology. São Paulo, CBMM, 1984, 3—17.
241. *Rose H.* Ueber die verschiedene Zustände der Kieselsäure.— Pogg. Ann. Phys. Chem., 1859, Bd. 108, 1—40.
242. *Ross C. S.* Origin and geometric form of chalcedonyfilled spherulites from Oregon.— Amer. Miner., 1941, vol. 26, N 12.
243. *Rykart R.* Mosaik, Parkett, Sprossen. Sonderformen des Kristall wachstums.— Miner. Mag., 1983, vol. 7, N 11, 513—519.
244. *Sahni M. R.* Agates and other forms of calcedonic silica: their origin distribution and economic possibilities.— Indian minerals, 1948, vol. 2, N 4, 244—255.
245. *Sassen R.* Dyeing and heattreating agate and other stones.— Gems and Miner., 1977, N 477, 34—38.
246. *Sato H.* Segregation vesicles and immiscible liquid droplets in ocean-floor basalt of Hole 396B, IPOD/DSDP, leg 46. In: Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, Ed. by Dmitriev L., Heirtzler J. R. and others. Vol. 46: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, 1979, 283—291.
247. *Schmitz H.-H.* Mineralogie der Kieselsäure. Kurze Darstellung der Zusammenhänge.— Aufschluss, 1979, Bd. 30, N 4, 103—112.
248. *Seebach M., Görgey R.* Neue Mineralfunde von Oberstein.— Clb. Min. usw., 1911, 161—166.
249. *Sim S.* Some thoughts about agate formation of Scotland.— Lapidary Journ., 1973, vol. 27, N 4, 620—622.
250. *Sinkankas J.* Gemstones of North America. N.— Y.— Cincinnati — Toronto — London — Melbourne, VNR Co, 1976, vol. I, 676 pp, vol. II, 494 p.
251. *Skinner B. J., White D. E., Rose H. J., Mays R. E.* Sulfides associated with Salton sea geothermal brine.— Econ. Geol., 1967, vol. 62, N 3, 316—330.
252. *Smith I.* Petrified forest National Park — Arizona Highways, 1963, vol. 39, N 4, 6—11.
253. *Smith R. L.* Zones and zonal variations in welded ash flows.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 354 — F, 1960, 149—159.
254. *Sparks R. S. J.* The dynamics of bubble formation and growth in magma: a review and analysis.— J. Volcanol. Geotherm. Res., 1978, vol. 3, Ns 1—2, 1—38.
255. *Spezia G.* Über eine Ablagerung von Quarz und gelatinöser kieselsäure im Simplontunnel.— Zts. krist., 1901, Bd. 34, Hf. III, 289—290.
256. *Storz M.* Zwei Petrogenesis der sekundären Kieselgesteine in der Südlichen Namib. In: E. Kaiser, Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Berlin, Dietrich Reimer (Ernst Vonsen), 1926, Bd II, 254—282.
257. *Sunagawa I., Ohta E.* Mechanism of formation of chalcedony.— Sci. Rep. Tohoku University, 1976, Ser. III, vol. XIII, N 2, 131—146.
258. *Szabó J.* Die Trachite und Rhyolithe der Umgebung von Tokaj. K. K. Geol. Reichs — Anstalt, Jahrb., 1866, Bd. 16, 89, 82—97 (89).
259. *Tanton T. L.* Evidence of liquid immiscibility in a silicate magma, Agate Point, Ontario — Geol., 1925, vol. 33, 629—641.
260. *Thomas R. von, Blankenburg H.* — J. Erste Ergebnisse über Einschlyssuntersuchungen an Quarzen aus Achatmandeln und — kugeln basischer und saurer Vulkanite.— Zts. geol. Wiss., 1981, Bd. 9, 625—633.
261. *Traube M.* Experimente zur theorie der Zellenbildung und Endosmose.— Archiv Ahat., Physiol. und wissen. Magazin, 1867, 129—165.
262. *Tripp R. B.* The mineralogy of Warsaw Formation geodes.— Iowa Acad. Sci. Proc., 1959, vol. 66, 350—356.
263. *Van Tuyl F. M.* The stratigraphy of Mississippian Formations of Iowa.— Iowa Geol. Surv. Ann. Rep., 1922, vol. 30, 33—349.
264. *Volger O.* Entwicklungsgeschichte der Mineralien. Zürich, 1854, 555 c(no [205]).
265. *Wahlstrom E. E.* Hydrothermal deposits in the Specimen Mountain volcanics, Rocky Mountain National Park, Colorado.— Amer. Miner., 1941, vol. 26, N 9, 551—561.
266. *Walter F., Postl W.* Tief — Cristobalit aus dem Basalt von Weitendorf, Steiermark. Jahrb., 1982.— Naturwiss. Abt. Landesmus. Joanneum. Graz. Graz, 1983, 233—236.

267. *Webster R.* Gems. Their sources, descriptions and identification. 4-th Ed. Butterworths. L., Boston, Durban, Singapore, Sydney, Toronto, Wellington, 1983, 1006 p.
268. *Webster's new world dictionary.* WP, 1966, 1724 p.
269. *Wetzel W.* Untersuchungen über das Verhältniß von Chalzedon and Quarzin zu Quarz.— Zlb. Min. etc., 1913, 365—366.
270. *Wetzel W.* Stabilitätsverhältnisse der Glas Kristallphase des Silizium — dioxyds.— Zts. anorg. allgem. Chem., 1921, Bd. 116, 71—95.
271. *White J. F., Corwin J. F.* Synthesis and origin of chalcedony.— Amer. Miner., 1961, vol. 46, Ns 1—2, 112—119.
272. *Williams H.* The geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southward to Mount Shasta. Carnegie Inst. Washington, Bul. 540, 1942, 162 p.
273. *Williams S. N.* Plinian airfall deposits of basaltic composition.— Geology, 1983, vol. 11, N 4, 211—214.
274. *Wolf Th.* Geognostische Mitteilungen aus Ecuador. 5. Der Cotopaxi und seine letzte Eruption am 26 Juni 1877.— N. Jb. Min., etc., 1878, 113—167.
275. *Wright F. E.* Obsidian from Hrafninnuhryggur, Iceland: its lithophysae and surface markings.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1915, vol. 26, 255—286.
276. *Wright T. L., Okamura R. T.* Cooling and crystallization of tholeiitic basalt, 1965, Makaopuhi lava lake, Hawaii.— U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 1004, 1977, 78 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ ЦВЕТНЫХ ИЛЛЮСТРАЦИЙ

АГАТОВЫЕ МИНДАЛИНЫ ИЗ БАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИТОВ	15
Форма миндалин	15
Настыльные лавовые сосульки, донные лавовые настывы и другие образования в агатовых миндалинах	28
Минералы, слагающие миндалины	44
Минералы семейства кремнезема	44
Зонально-концентрические агаты	44
Халцедон	44
Кварц	48
Кварцин	64
Низкотемпературный кристобалит	66
Агаты с параллельно-слоистой (ониксовой) зональностью	67
Карбонаты	84
Кальцит	84
Доломит	110
Сидерит	111
Другие минералы в агатах	120
Цеолиты	120
Флюорит (псевдоморфозы халцедона по флюориту)	124
Пирит	125
Оксиды и гидроксиды железа	128
Оксиды марганца	132
Псевдоморфозы по неизвестным минералам	154
Псевдосталактиты халцедона в агатовых миндалинах	155
Псевдосталактиты на тонких нитяных основаниях неясного генезиса	155
Псевдосталактиты на нитяных выделениях глобулярного гетита	164
Псевдосталактиты халцедона на грубых нитяных образованиях неясного происхождения	158
«Питающие» каналы в агатовых миндалинах	187
Донные и десквамационные яшмы в агатовых миндалинах	192
Трещины дробления в агатовых миндалинах	196
АГАТОВОЕ ВЫПОЛНЕНИЕ ПОЛОСТЕЙ В ЛИТОФИЗАХ	
Форма полостей и морфология агатовых выделений в литофизах	218
Донные брекчии в литофизах и постсферолоидный халцедон	280
Текстурные особенности агатов в литофизах	282
Минералы агатов из риолитов	284
Кальцит	284
Флюорит	289
Псевдоморфозы минералов кремнезёма по неизвестному минералу	291
	365

Псевдосталактиты и мембранные трубки в агатах	
из риолитов	306
Дробление агатов в риолитах	310
АГАТЫ, РАЗВИВАЮЩИЕСЯ ПО ОРГАНИЧЕСКИМ ОСТАТКАМ	
И В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ	324
Псевдоморфозы агата по дереву	324
Псевдоморфозы по конкрециям ангидрита	326
Псевдоморфозы по карбонатным (?) конкрециям	329
Псевдоморфозы минералов семейства кремнезема	
по конкрециям других минералов	326
Псевдоморфозы халцедона (агата) по остаткам фауны	330
Агаты, выполняющие полости выщелачивания в	
силицитах	340
Форма силицитовых конкреций и полостей	340
Минералы агатов, выполняющих полости в силицитах	342
Халцедон, кварц и кварцин	342
Флюорит	349
Псевдосталактиты халцедона и другие образования в агатах,	
выполняющих полости выщелачивания	351
«Питающие» каналы в халцедоновых (агатовых) жеодах	353

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Часть 1	
МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АГАТОВ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ	25
Агаты, связанные с базальтами и андезитами	26
Агатовые миндалины в базальтах и андезитах.	26
Условия образования газовых пузырей и других замкнутых полостей в базальтах и андезитах	34
Форма миндалин	39
Состав газов в газовых пузырях	42
Коалиценция газовых пузырей	43
Настыльные лавовые сосульки и донные настыли в газовых пузырях	54
Донные яшмы в агатовых миндалинах	58
Агаты, выполняющие полости иного типа	59
Агаты в кислых вулканитах	63
Агаты, выполняющие полости литофиз.	72
Литофизы, геометрические особенности полостей в них и агатовых слепков этих полостей.	72
Петрографические особенности строения литофиз и их положение во вмещающих породах	80
Особенности химического состава сферолоидов.	83
Условия образования литофиз	90
Механизм формирования полостей в литофизах.	95
Агаты, выполняющие полости иного типа	99
Агаты, развивающиеся по органическим остаткам и в осадочных по- родах	99
Псевдоморфозы агата по дереву.	99
Псевдоморфозы агата по конкрециям других минералов	102
Псевдоморфозы агата по остаткам фауны.	113
Агаты, выполняющие полости выщелачивания в силицитах.	114
Заключение	115
Часть 2	
МИНЕРАЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ АГАТОВ	137
Минералогия агатов	138
Минералы семейства кремнезема	138
Текстурные особенности	181
Карбонаты	198
Сульфаты	226
Силикаты	229
Фториды	232
	367

Сульфиды	234
Гидроксиды и оксиды железа	239
Оксиды марганца	245
Моховые агаты и проблема мембранных трубок	246
Халцедоновые и кварц-халцедоновые псевдосталактиты и их роль в строении агатов	264
«Питающие» (подводящие) каналы в агатах	271
Изменения агатов	292
Заключение	293
Часть 3	
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АГАТОВ	297
Физико-химические условия процессов агатообразования	298
Источники кремнезема в агатообразующих системах	302
Характер минералообразующей среды	304
Механизм отложения минералов семейства кремнезема в агатах	318
Особенности тонкого строения минералов семейства кремнезема	318
Условия образования кристаллических индивидов различной морфологии	319
Теоретические представления о механизме кристаллизации сферолитов	320
Образование полосчатых текстур	335
Заключение	344
Вопросы, требующие дальнейших исследований	347
Список литературы	354
Оглавление цветных иллюстраций	365

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

ИБ № 5576

Александр Александрович Годовиков,
Оскар Исаевич Рипинен,
Степан Григорьевич Моторин

Сдано в набор. 30.12.86. Подписано в печать 22.09.87. Т-18946. Формат 60×90^{1/16}. Бумага мелованная офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 23,0. Усл. кр.-отт. 93,0. Уч.-изд. л. 27,50. Тираж 50 000 экз. Заказ 7/198-2. Цена 3 р. 50 к.

АГАТЫ

Редактор издательства *И. Ф. Искра*
Главный художник *В. В. Евдокимов*
Оформление художника *А. А. Верцайзера*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Графики-иллюстраторы *Б. Д. Кондратьев,*
Т. М. Чиркова
Технические редакторы *Л. Я. Голова,*
Л. А. Мурашова
Корректор *И. Н. Таранева*

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 25047, Москва, пл. Белорусского вокзала, д. 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО «Первая Образцовая типография» им. А. А. Жданова Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 113054, Москва, Валовая, 28.

4882

ИДРА