

Е. Я. КИЕВЛЕНКО
Н. Н. СЕНКЕВИЧ

**ГЕОЛОГИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОДЕЛОЧНЫХ
КАМНЕЙ**

Е. Я. КИЕВЛЕНКО
Н. Н. СЕНКЕВИЧ

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

4666



МОСКВА «НЕДРА» 1983



Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений поделочных камней. 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1983, 263 с.

С каждым годом возрастает интерес к поделочному цветному камню. Соответственно расширяются поиски его месторождений, представляющих собой редкие и своеобразные минеральные образования. В книге впервые систематизированы современные данные о геологическом строении отечественных и зарубежных месторождений ювелирно-поделочных камней: лазурита, жадеита, нефрита, малахита, янтаря, амазонита, родонита, горного хрусталя, агата, яшмы, чаронита и др., рассмотрены свойства этих камней и условия их образования, предложены геолого-генетические классификации месторождений. Во 2-м издании приведены сведения о новых месторождениях, природе окраски минералов, изменениях в экономической конъюнктуре цветных камней и т. д.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся поисками и изучением месторождений полезных ископаемых.

Табл. 13, ил. 75, список лит.— 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук Д. А. Минеев (МГРИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Камню принадлежит выдающаяся роль в истории материальной культуры. Кремень, обсидиан, яшма, нефрит были первым оружием и инструментом первобытного человека. Еще на заре своего развития человек оценил и эстетические качества цветного камня. Тогда же возникла вера и в таинственные магические свойства камней.

С появлением бронзы и железа цветной камень стали использовать только в прикладном искусстве. Эллинская эпоха дала великолепные образцы глиптики — резьбы по камню, Древний Китай — тончайшую обработку нефрита, эпоха Возрождения — непревзойденные чаши и кубки из камней и драгоценных металлов, Россия XVIII в. — монументальные вазы, канделябры и столы из яшмы, лазурита, орлеца и малахита. «В архитектуре и разнообразных видах прикладного искусства, в украшениях одежды и оружия, в народной фантазии сказок, в поэтических образах изящной литературы, — говорил А. Е. Ферсман, — всюду драгоценный и цветной камень играл свою роль, вдохновляя художника, давая незаменимый материал ваятелю и открывая широкий простор фантазии поэта» [25, с. 546].

Сейчас во всем мире возрастает интерес к цветному камню — прекрасному творению природы. Этой естественной реакции на стандартные материалы «нейлонового века» способствуют новые технологии обработки камней с применением алмазов и ультразвука, обеспечивающие массовое производство ювелирных и камнерезных изделий.

В нашей стране уделяется большое внимание развитию ювелирной камнерезной промышленности и ведутся систематические геологоразведочные работы по выявлению необходимых для этого минерально-сырьевых ресурсов. Однако особенности геологического строения месторождений цветных камней еще недостаточно освещены как в русской, так и в зарубежной литературе, а имеющаяся информация рассредоточена в большом количестве журнальных статей, мало доступных широкому читателю.

Обстоятельная сводка А. Е. Ферсмана «Драгоценные и цветные камни СССР», издававшаяся в 1920, 1922 и 1925 гг., так же как и небольшая работа Б. Я. Меренкова «Драгоценные, технические и поделочные камни», опубликованная в 1936 г., уже основательно устарели. За рубежом издаются книги чисто геммологического направления, вроде недавно переведенной на русский язык монографии Г. Смита «Драгоценные камни» (М., «Мир», 1979 г.), в которых главным образом характеризуются свойства цветных камней, особенности их обработки и применения, а геология и генетические типы месторождений изложены крайне скупо и примитивно. Настоящая книга так же, как и предыдущая работа авторов «Геология месторождений драгоценных камней», призвана восполнить этот пробел.

Во втором издании книги учтены новые данные о геологическом строении месторождений, условиях образования и природе окраски цветных камней, а также их экономическая конъюнктура. В необходимых случаях уточнены промышленно-генетические классификации месторождений. Наиболее существенно переработаны и дополнены разделы «Жадеит» и «Нефрит».

Авторы искренне благодарны А. И. Гинзбургу и Д. А. Минееву за полезные советы и замечания.

I

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

I. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЯХ

Поделочными камнями называют минералы и минеральные агрегаты, пригодные для изготовления художественных предметов и сувениров. Некоторые из них используются в ювелирных или ювелирно-галантерейных изделиях и относятся к группе ювелирно-поделочных камней, занимающей в общей систематике самоцветов промежуточное положение между ювелирными (драгоценными) и собственно поделочными камнями [10].

Отличительные качества ювелирно-поделочных и поделочных камней — красивые цвет и рисунок, а также сильный блеск. Эти свойства наиболее ярко проявлены в полированном камне. Поэтому способность принимать зеркальную полировку — важная особенность поделочных камней, обусловленная в большинстве случаев их мелкозернистой или скрытокристаллической структурой. В отличие от драгоценных камней они, как правило, непрозрачны или просвечивают в сравнительно тонких сколах.

Ценность того или иного вида ювелирно-поделочных и поделочных камней помимо эстетических достоинств определяется их прочностью (твердостью, вязкостью, химической стойкостью к действию бытовых щелочей и кислот и т. п.), редкостью, а также традиционной репутацией и модой. Особенно красивые, твердые и очень редкие разновидности являются драгоценными камнями (например, жадеит сорта «имперал» и прозрачные иризирующие полевые шпаты — лунные и солнечные камни) или по стоимости приближаются к ним (лазурит сорта «ниили» и др.), и, наоборот, сравнительно мягкие и распространенные камни, такие, как цветной мрамор или тонковолокнистый гипселенит, служат сырьем для массовых камнерезных изделий.

В предложенной общей классификации [12] выделены группы ювелирно-поделочных и поделочных камней. Первая (табл. 1) в зависимости от стоимости разделена на два порядка (подгруппы). Напомним, что эта градация основана на рыночной цене высших сортов товарного камня и должна периодически уточняться в соответствии с изменением конъюнктуры.

Общая классификация ювелирных и поделочных камней [12]

Группа	Порядок	Наименование камней
Ювелирные (драгоценные) камни	I	Рубин, изумруд, алмаз, сапфир синий
	II	Александрит, оранжевый, зеленый и фиолетовый сапфир, благородный черный опал, благородный жадеит
	III	Демантоид, шпинель, благородный белый и огненный опал, аквамарин, топаз, родолит, турмалин
	IV	Хризолит, циркон, желтый, зеленый и розовый берилл, кунцит, бирюза, аметист, пироп, альмандин, лунный и солнечный камень, хризопраз, цитрин
Ювелирно-поделочные камни	I	Лазурит, жадеит, нефрит, малахит, чароит, янтарь, горный хрусталь (дымчатый и бесцветный)
	II	Агат, амазонит, гематит-кровавик, родонит, непрозрачные иризирующие полевые шпаты (беломорит и т. п.), «иризирующий» обсидиан, эпидот-гранатовые и везувиановые родингиты (жады)
Поделочные камни	—	Яшма, мраморный оникс, обсидиан, гагат, окаменелое дерево, лиственит, рисунчатый кремь, графический пегматит, флюорит, авантюриновый кварцит, селенит, агальматолит, цветной мрамор и т. п.

В группу ювелирно-поделочных камней объединены твердые и самые красивые непрозрачные камни, лучшие из которых используются наряду с драгоценными камнями в ювелирных изделиях, а рядовое сырье — в массовом ювелирно-галантерейном и сувенирно-камнерезном производстве. Кроме того, к этой группе относятся довольно распространенные прозрачные камни — янтарь и горный хрусталь (дымчатый и бесцветный), стоящие значительно ниже, чем драгоценные камни IV порядка. Ценность готовых изделий из ювелирно-поделочных камней определяется не только стоимостью самого камня, но в значительной мере и их художественными достоинствами и материалом оправы (серебро, мельхиор, иногда золото). Качество камня устанавливается в сырье или полуфабрикатах, реализуемых, как правило, крупными партиями. Единица измерения ювелирно-поделочных камней в сырье — килограмм.

К ювелирно-поделочным камням I порядка относятся лазурит, жадеит, нефрит, малахит, чароит, янтарь и горный хрусталь, цена которых на внешнем рынке 30—150 долларов и более за 1 кг (табл. 2). Это, безусловно, лучший материал для художественных камнерезных изделий, а их ювелирные сорта мало чем уступают драгоценным камням. Чрезвычайно редкая разновидность жадеита, встречающаяся в Бирме и отличающаяся прозрачностью и яркой изумрудно-зеленой окраской, относится даже к драгоценным камням II порядка.

Второй порядок ювелирно-поделочных камней составляют агат, амазонит, гематит-кровавик, родонит, непрозрачные ири-

Уровень оптовых цен мирового рынка на ювелирно-поделочные и поделочные камни (по данным каталогов зарубежных фирм и советских внешнеторговых организаций)

Наименование камня	Цена за 1 кг сырья, доллары США		Показатели высшего качества
	высшего (ювелирного) качества	рядового	
Лазурит	250—5000	5—40	Индигово-синий с мелкими вкраплениями пирита
Жадент	150—3000	3—30 и более	Изумрудно-зеленый, просвечивающий. Прозрачные разности («имперриал») относятся к драгоценным камням
Нефрит	50—150	2—20	Яблочно-зеленый светлый, просвечивающий
Малахит	30—50	2—10	Ярко-зеленый, голубовато-зеленый («бирюзовый») с шелковистым блеском и концентрическим рисунком
Чароит	35—70	5—15	Ярко-фиолетовый в светлых и темных тонах с шелковистым блеском в тонковолокнистых участках
Янтарь	500—1000	30—200	Прозрачный золотистый и красновато-желтый
Иризирующие полевые шпаты	100—150	2—3	Просвечивающие с интенсивной иризацией. Прозрачные лунные и солнечные камни относятся к драгоценным камням
Амазонит	10—20	3—5	Голубовато- и ярко-зеленый, просвечивающий без пертитовых вростков
Горный хрусталь (бесцветный и дымчатый)	1—20	—	Дымчатый с умеренной равномерной окраской в темных тонах
Агат	5—10	1—3	Полосчатый с четким тонким рисунком, красиво окрашенный
Гематит-красавик	10—15	—	Радиально-лучистый с красноватым отливом
Родонит	10	1—5	Розово- и малиново-красный, просвечивающий, без бурых включений
Обсидиан	3—5	0,5—1	Черно-серебристый с шелковистым блеском («иризирующий»)
Яшма	2—3	0,1—1	Пестроцветная с красивым рисунком («пейзажная»)
Мраморный оникс	—	0,5—1,5	Полупрозрачный медово-желтый с четкими белыми полосами
Гагат	2	0,1—0,5	Однородный, черный, вязкий

зирующие полевые шпаты, серебристый («иризирующий») обсидиан и жадеитоподобные родингиты гидрогроссулярового, эпидотового и везувианового состава («жады») стоимостью 1—15 долларов и более за 1 кг. Репутация их несколько уступает камням I порядка, а рыночная конъюнктура значительно зависит от моды. Несколько условно в этой подгруппе положение агата, полосчатые и красиво окрашенные разности которого являются великолепным ювелирно-поделочным камнем. Агат высоко ценился до 20-х годов текущего столетия, пока на мировом рынке не появились крупные партии бразильского и индийского камня, вызвавшие резкое падение цен.

Поделочные камни служат сырьем для разнообразных художественных изделий. Крупные монолиты применяются для отделки уникальных зданий и памятников, а твердые камни с мелким красивым рисунком — в ювелирно-галантерейном производстве. Реализуются поделочные камни обычно в сырье или в виде стандартных камнерезных изделий (пепельниц, шкатулок, сувениров и т. п.). Единица измерения поделочных камней в сырье — центнер, тонна, стоимость их 0,1—1,5 долларов за 1 кг. Ценность готовых изделий существенно зависит от затрат на обработку камня.

На порядки поделочные камни не разделяются, однако камнерезы обычно различают среди них твердые (5 и выше по шкале Мооса) и сравнительно мягкие (4 и ниже) материалы. К твердым относятся главным образом кварцсодержащие или кремнистые минеральные агрегаты: яшмы, рисунчатый кремень, окаменелое дерево, обсидиан, графический пегматит, кварциты, лиственит и флюорит, к мягким — мраморный оникс, цветные мраморы, гагат, селенит, агальматолит и т. п. В этой пестрой по составу и декоративно-художественным качествам группе особого внимания заслуживают яшмы — горные породы ярких расцветок и разнообразных рисунков, твердые, превосходно полирующиеся. К сожалению, этот красивый традиционно русский поделочный камень недостаточно популярен за рубежом, и цена его на мировом рынке относительно невысока.

В древности и в средние века многим ювелирно-поделочным и поделочным камням, так же как и драгоценным, приписывались магические и лечебные свойства. В Древнем Египте, например, были распространены амулеты из лазурита, нефрита, яшмы, малахита и сердолика в виде священных жуков — скарабеев, а также изображений сердца и глаза. В античные времена считалось, что малахит отгоняет зло, агат защищает от опасностей, а гематит-кровавик — камень бога войны Марса. Нефрит и жадеит народы Китая, Центральной Азии и Латинской Америки использовали при лечении болезней почек.

В ювелирном и ювелирно-галантерейном производстве цветные камни обрабатываются, как правило, в форме кабошонов,

пластин и бусин. При этом ювелирно-поделочные камни I порядка обрамляются серебром и мельхиором, изредка золотом, а II порядка — мельхиором и дешевым металлом, изредка серебром.

Кабошоны (ограненная форма с криволинейной поверхностью) высокие, низкие, овоидальные, полусферой, чечевицей и полуцилиндрические используются как вставки в перстни, запонки, серьги, зажимы для галстуков, броши, кулоны и тому подобные украшения. Они особенно хороши из полупрозрачных и прозрачных камней — жадеита высоких сортов, янтаря, горного хрусталя, сердолика, а также камней с шелковистым блеском и эффектом иризации — лунного и солнечного камней, тигрового, кошачьего и соколиного глаза, серебристого обсидиана, малахита и др. Из непрозрачных и слабо просвечивающих камней обычно изготавливают плоские вставки в виде прямо- и косоугольных, круглых и овальных пластин со снятыми фасками или с ровными краями. Крупным пластинкам для брошей и кулонов иногда придают слегка выпуклую поверхность.

Плоские вставки из плотных однотонных камней — нефрита, гематита-кровавика и др., могут быть эффектно инкрустированы металлом в виде вензелей, знаков зодиака и других символов. Бусины для ожерелий и подвесок обычно имеют форму шариков, овоидов и многогранников со слабо закругленными гранями. В последние годы стали популярны бусины произвольных форм со сглаженной поверхностью, получаемые изготовлением (искусственным окатыванием) остроугольных обломков камня. Таким путем нередко утилизируются отходы камнерезного производства и маломерное некондиционное сырье.

Ювелирно-поделочные камни — превосходная основа для художественной резьбы и изготовления гемм. Из горного хрусталя издавна делали печатки и интальо — камни с углубленным рисунком. Для камей с выпуклым рисунком на лицевой стороне особенно подходят агаты с разноцветными слоями, реже яшмы, на которых удается получить очень эффектные изображения с цветовыми гаммами, например белые на красном или голубоватом фоне и т. п.

Из цветных камней изготавливают самые разнообразные художественные предметы и сувениры как уникальные, так и рассчитанные на массового потребителя. Они могут быть сделаны либо из чистого камня, либо в сочетании с металлами, изредка с деревом. Это пепельницы, письменные приборы, шкатулки, пудреницы, подсвечники, подставки для ламп и часов, кубки, вазы, столешницы, шахматные доски с фигурами, скульптурные изображения богов, людей и животных и т. п. Для сувениров обычно используют ярко окрашенные рисунчатые камни, приполированные с одной или двух сторон. Традиционные массовые изделия уральских камнерезов — горки и па-

литры из разных цветных камней, а также наборы каменных ящ. Недавно после изобретения ультразвуковых методов обработки камня появилась возможность широкого выпуска инталю из горного хрусталя и камей из обсидиана, яшм и др. с изображением архитектурных памятников, портретов выдающихся людей и т. д.

Предметы из редких ювелирно-поделочных камней (малахит, лазурит и др.) нередко исполняют не в монолите, а из тонких пластин — каменной «фанеры», подбираемых по цвету и рисунку. В исключительных случаях пластинами цветных камней украшают интерьеры дворцов и других уникальных зданий. Примером могут служить Малахитовый зал Эрмитажа в Ленинграде и станция Московского метрополитена «Площадь Маяковского» с колоннами, облицованными родонитом.

Обломки цветных камней разных размеров и форм используют в так называемой флорентийской мозаике — многоцветных картинах из плотно подогнанных друг к другу кусочков камня. По этому типу, в частности, была изготовлена знаменитая панно-карта СССР, неоднократно экспонировавшаяся на международных выставках. На этой карте для изображения различных природных ландшафтов применены разноцветные яшмы, лазурит, малахит, родонит, горный хрусталь и другие камни.

Синтез ювелирно-поделочных камней, за исключением цветного кварца, экономически не эффективен. Однако некоторые из них искусственно облагораживаются: окрашиваются или просветляются. Наиболее широко распространено окрашивание агатов, которые в связи с различной плотностью и структурой слоев, по-разному воспринимая краситель, становятся четко полосчатыми. Синий цвет обычно получают, пропитывая агат цианидами железа, зеленый — солями никеля и хрома, красный — железным купоросом, черный — сахаром с последующей обработкой серной кислотой. Бледно-синяя окраска лазуритовой породы иногда может быть существенно усилена прокаливанием. Есть сведения об окрашивании в зеленый цвет светло-серого бирманского жадеита. Бесцветный горный хрусталь в результате радиоактивного облучения иногда становится дымчатым, а морион отжигом превращают в значительно более дорогой золотистый и винно-желтый цитрин.

Полупрозрачный янтарь просветляется после кипячения в растительном масле, проникающем в мельчайшие поры минерала. Одновременно его можно покрасить, добавив в масло органический краситель. Мелкие зерна и обрезки янтаря спрессовывают в монолитную массу, пригодную для обработки.

Цены мирового рынка на ювелирно-поделочные и поделочные камни (см. табл. 2) существенно зависят от качества сырья, увеличиваясь от 2—3 до 10 и более раз на камни высшего (ювелирного) качества по сравнению с рядовыми.

Достоверные данные о мировой добыче ювелирно-поделочных камней так же, как и о торговле ими, в настоящее время отсутствуют. Несомненно, что в денежном выражении она значительно уступает добыче драгоценных камней, даже без учета алмазов и жемчуга, и в абсолютном выражении может быть оценена ориентировочно в 12—15 млн. долл. в год. Главную роль в мировой торговле играют янтарь, жадеит, лазурит, нефрит и агат.

2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛАВНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

Месторождения ювелирно-поделочных и поделочных камней имеют самое различное происхождение, возникают как при эндогенных и метаморфических процессах, так и в условиях гипергенеза и осадконакопления (табл. 3).

Поделочные камни бывают представлены магматическими породами — глубинными и излившимися на поверхность. Классическим примером являются лабрадориты — глубинные магматические породы, входящие в состав габбро-анортозитовых формаций древних платформ. Камнерезами успешно используются многие существенно кремнистые эффузивные породы с красивым рисунком: обсидианы, яшмовидные фельзиты и кварцевые порфиры, спекшиеся стекловатые туфы-трассы и т. п. Применяются также порфиновые и порфировидные вкрапленники иризирующих полевых шпатов, например, лабрадора из лабрадоритов, лунного камня — адуляра из риолитов, солнечного камня — ортоклаза из сиенитов и др.

Своеобразная группа ювелирно-поделочных и поделочных камней связана с пегматитами. Кроме типичных драгоценных камней — топаза, бериллов, эльбаитовых турмалинов и кунцита — в пегматитах широко распространены амазонит, письменный гранит (графический пегматит), иризирующие полевые шпаты, розовый кварц и горный хрусталь (морион). При этом первые три встречаются практически в пегматитах любой формации — редкоземельных, слюдоносных, редкометалльных и хрусталеносных; розовый кварц наиболее характерен для редкометалльных пегматитов, а горный хрусталь и прозрачный солнечный камень — для миароловых (хрусталеносных).

Самые ценные ювелирно-поделочные камни — лазурит, жадеит и нефрит — отнесены нами к пневматолито-гидротермальным метасоматическим образованиям. Месторождения нефрита и жадеита формируются главным образом в ультраосновных породах: первые в процессе кальциевого метасоматоза гипербазитов, а вторые — натриевого в условиях высоких давлений. Крупные скопления лазурита наблюдаются в кальцифирах — магнезиальных скарнах, развиваясь за счет будинированных

Генетическая классификация месторождений ювелирно-поделочных и поделочных камней

Генетическая группа	Генетический класс	Формационный тип	Камень	Практическое значение
Эндогенная	Магматический	Анортозитов Кислых эффузивов	Лабрадор Обсидиан, яшмовидные породы (фельзиты, трассы)	Источник ювелирно-поделочного лабрадора Единственный источник обсидиана
	Пегматитовый	Редкоземельных и слюдоносных пегматитов	Графический пегматит, амазонит, иризирующие полевые шпаты	Важный источник поделочных камней
		Редкометаллических пегматитов	Амазонит, графический пегматит, розовый кварц	Небольшое. Поделочные камни извлекаются попутно
		Миароловых пегматитов	Горный хрусталь, графический пегматит	Главный источник мориона
Щелочных сиенитовых пегматитов	Иризирующие полевые шпаты	Небольшое		
Пневматолито-гидротермальный	Метасоматитов в ультраосновных породах Скарнов	Жадент, нефрит	Главный источник нефрита и жадеита	
		Лазурит, родонит, нефрит	Главный источник лазурита	
Гидротермальный	Плутоногенный	Горный хрусталь	Главный источник горного хрусталя	
	Вулканогенный (поствулканический)	Агат, яшма	Главный источник агата	
	Телетермальный	Мраморный онникс, гематит-кровок	Главный источник мраморного онникса	

Генетическая группа	Генетический класс	Формационный тип	Камень	Практическое значение
Метаморфогенная	Фации зеленых сланцев (альбит-эпидот-хлоритовой)	Кремнисто-спилит-кера-торфировый	Яшма, родонит, гематит-крававик	Главный источник яшмы и родонита
	Гранулитовой и алмадин-амфиболитовой фаций	Очковых гнейсов	Лунный камень	Источник лучшего лунного камня
Экзогенная	Диагенеза	Биогенно-осадочный	Гагат, янтарь	Главный источник гагата
	Кор выветривания	Инфильтрационный	Малахит	Главный источник малахита
	Россыпей	Элювиальный и элювиально-делювиальный Делювиально-аллювиальный Аллювиальный Ледниковый Морской (дельта, лагун и пляжей)	Горный хрусталь, яшма, агат Горный хрусталь Нефрит, жадеит, агат Нефрит, жадеит, янтарь Янтарь	Существенный источник горного хрусталя и агата Важный источник горного хрусталя Важный источник нефрита и агата Небольшое. Промежуточный коллектор Главный источник янтаря

даек силикатных пород. Менее интересны известковые скарны, с которыми связаны лишь второстепенные месторождения лазурита и родонита невысокого качества.

Гидротермальное — плутоногенное происхождение имеют месторождения горного хрусталя, в основном принадлежащие к безрудной формации хрусталеносных кварцевых жил. Из поствулканических гидротерм, воздействовавших на базальты и андезиты, образованы главные коренные месторождения агатов. Телетермальными можно считать приповерхностные скопления мраморного оникса в травертинах и известняках, а также волокнистого гематита-крававика в красноцветных, обогащенных железом песчаниках.

Из метаморфогенных месторождений наибольшее значение имеют яшмовые и родонитовые тела в кремнисто-эффузивных

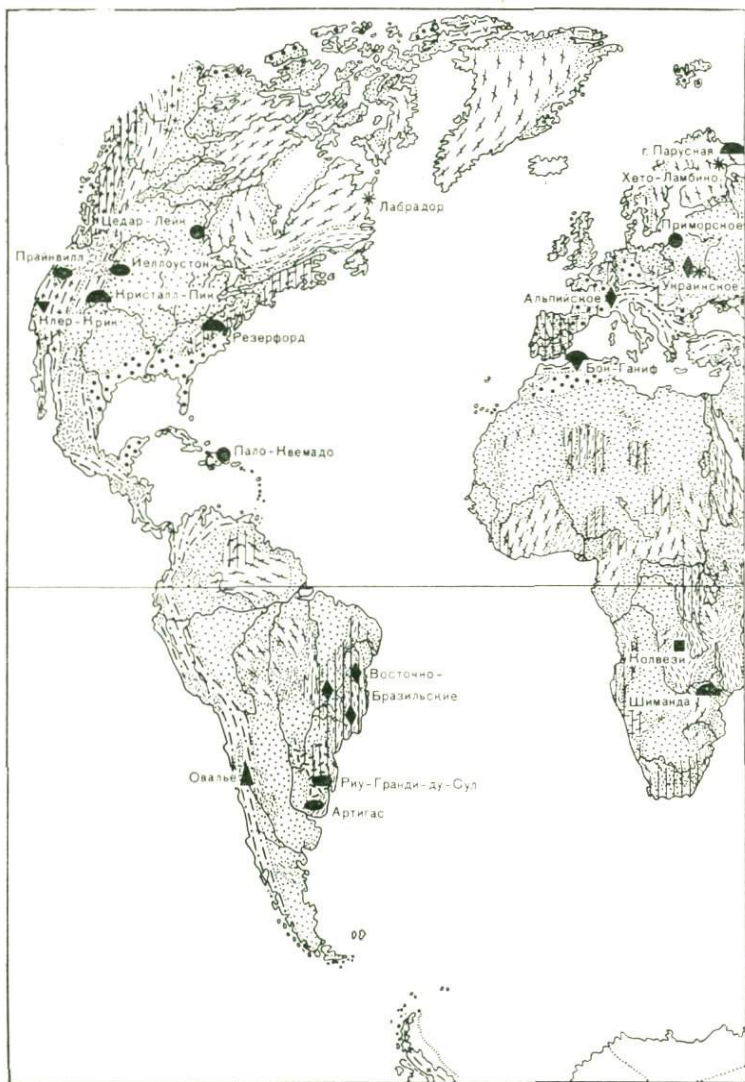
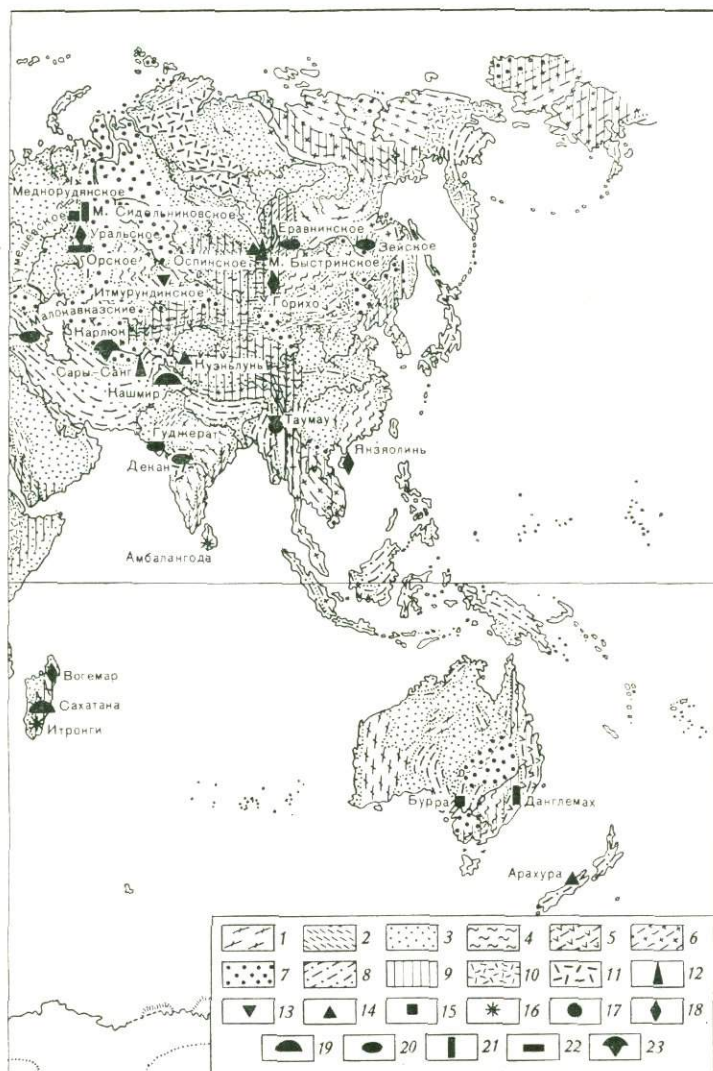


Рис. 1

Главные месторождения поделочных камней мира. Тектоническая ос-
 1 — выступы фундамента древних (добайкальских) платформ; 2 — древние
 каледонской, 5 — герцинской, 6 — мезозойской; 7 — молодые (эпигерцин-
 активизации). Области вулканизма: 10 — активного мезозойского и молодого
 камней: 12 — лазурита, 13 — жадеита, 14 — нефрита, 15 — малахита, 16 —
 амазонита, 20 — агата, 21 — родонита,



нова по Е. Е. Милановскому и В. Е. Ханну с упрощениями.

(добайкальские) платформы. Области складчатости: 3 — байкальской, 4 — (ские) платформы; 8 — области альпийской складчатости; 9 — зоны альпийской орогенного, 11 — мезо-кайнозойского траппового. Месторождения подолочных иризирующих полевых шпатов, 17 — янтаря, 18 — горного хрусталя, 19 — 22 — яшмы, 23 — мраморного оникса

образованиях спилито-кератофировой формации, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. К этой же формации относятся тонкозернистые гематитовые руды, иногда используемые наряду с волокнистым гематитом-красавиком. Яшмовидный облик имеют и некоторые роговики альбит-эпидот-хлоритовой фации контактового метаморфизма. Лучшие лунные камни были встречены в виде порфиробласт в очковых гнейсах — лептинитах.

Экзогенные месторождения связаны с диагенезом биогенно-осадочных образований, а также с корами выветривания и россыпями. Биогенными являются гагат и ископаемые смолы в бурогольных формациях юры, мела и палеогена. Янтарь-сукцинит и янтареподобные смолы проходят фоссилизацию в глинисто-песчаных отложениях — ископаемых почвах древних «янтарных» лесов. Такие первичные залежи, как правило, не имеют промышленного значения, но иногда дают начало богатым россыпным месторождениям янтаря. В зонах окисления медно-железородных и полиметаллических месторождений скарнового или стратиформного типа образуется ювелирно-поделочный малахит, локализованный в трещинах и карстовых пустотах карбонатных пород.

Важным источником многих ювелирно-поделочных камней служат россыпные месторождения самого различного типа, как, например, элювиальные, элювиально-делювиальные, перлювиальные и делювиально-аллювиальные (распадковые) россыпи горного хрусталя, тесно связанные с формированием и размытием каолиновых кор выветривания. Существенную роль в добыче нефрита, жадеита и агата играют аллювиальные русловые россыпи с естественно обогащенными гальками и валунами. Особенно интересны россыпи, возникающие при размыве ледниковых нефрито- и жадеитоносных моренных отложений, служащих промежуточными коллекторами этих камней. Весьма специфичны россыпи янтаря — очень легкого минерала, накапливающегося главным образом в морских и озерных водоемах, в дельтах транспортирующих его рек, лагунах и на пляжах.

Географическое положение главных мировых месторождений ювелирно-поделочных и поделочных камней показано на рис. 1. В Европе важнейшее значение принадлежит уникальным месторождениям янтаря-сукцинита в Прибалтике, обеспечивающим более 90 % мировой добычи этого камня. Заслуживают также упоминания месторождения лабрадора и мориона Украины, амазонита и непрозрачного лунного камня — беломорита на Кольском полуострове, кварцевых друз Швейцарских Альп и гагата-уитби в Англии.

Особенно богата ювелирно-поделочными и поделочными камнями Азия. Достаточно указать, что в Афганистане и в Юго-Западном Прибайкалье находятся главные месторождения лазурита, в КНР на Куиньлуне и в Восточном Саяне — нефрита

и в Верхней Бирме — жадеита. Лучшие лунные камни добывают в Шри Ланка, Бирме и Индии в шт. Тамилнад (Мадрас). Индия богата также агатами и амазонитами. Широкой известностью пользуются малахит и родонит Среднего Урала. В азиатской части СССР расположены известные месторождения яшм (Башкирия, Южный Урал, Северо-Западный Казахстан и Алтай), обсидиана и агата (Закавказье), мраморного оникса (Туркмения), гагатоподобных сапропелитов (Восточная Сибирь), горного хрусталя (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Якутия), гематита-кровавика (Казахстан).

На территории Африки привлекают внимание месторождения лучшего в мире солнечного камня (о. Мадагаскар), малахита в Заире и крупные скопления мраморного оникса на севере материка в Алжире и Египте. Из Австралии на мировой рынок поступает хороший ювелирно-поделочный родонит.

Крупнейшими в западном полушарии являются месторождения нефрита и лабрадора в Канаде (провинции Британская Колумбия и Ньюфаундленд), обсидиана и мраморного оникса в южных штатах США и в Центральной Америке, горного хрусталя в Бразилии, агата в Бразилии и Уругвае, амазонита в США в штатах Виргиния и Колорадо и в Бразилии в шт. Минас-Жерайс. Необходимо также отметить лазуритовые месторождения Чилийских Анд.

II

ЛАЗУРИТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Лазурит — излюбленный камень Востока — получил название по ярко-синей окраске. Он известен также как лазоревый камень или ляпис-лазурь, но эти термины обычно относятся к минеральному агрегату, состоящему из зерен лазурита и сопутствующих ему минералов.

Как поделочный камень лазурит использовался еще за несколько тысячелетий до нашей эры в древних цивилизациях Месопотамии, Индии и др. В Древнем Египте он ценился наравне с золотом, считался священным камнем жрецов и фараонов. Лазурит был хорошо известен в античной Греции и Риме, древние греки обычно называли его «кианос» (сейчас так называют синий минерал кианит), а Плиний-Старший вслед за Теофрастом — сапфейросом (сапфиром). Из лазурита вырезали амулеты, фигурки богов и животных, растирали с воском и мас-

лом и получали великолепную ярко-синюю краску. Лазурит издавна популярен в Китае и в арабских странах Востока, где особенно любили темно-синие камни с вкрапленностью золотистого пирита, напоминающие звездное небо. Все это был, несомненно, лазурит из афганского Бадахшана, поступавший в Малую Азию и Европу в основном через Иран и Бухару, а в Китай с Запада вместе с нефритом через Кашгар и Яркенд.

В России и Западной Европе лазурит был очень редок до XIX в., когда возросли его поставки из Бухары и были открыты новые месторождения в Прибайкалье. Обработкой лазурита в прошлом столетии в России занималась в основном Петергофская гранильная фабрика, где с большим искусством облицовывали лазуритом шкатулки, столешницы, вазы, а также колонны и панели во дворцах и храмах. Из работ этой фабрики наиболее известны колонны интерьера Исаакиевского собора в Ленинграде, большая чаша, столы и вазы Государственного Эрмитажа.

Благодаря очень красивому синему цвету и способности хорошо полироваться лазурит до сих пор считается первоклассным поделочным камнем. Он используется для изготовления шкатулок, чаш, письменных приборов, статуэток и тому подобных предметов, иногда в сочетании с золотом и бронзой. Лучшие сорта лазурита применяют и для вставок в перстни и запонки, хотя в мелких поделках при электрическом освещении камень кажется темным и теряет свой красивый цвет. Крошка лазурита используется в мозаиках, а также в производстве стойкой ультрамариновой краски лучшего качества.

Лазурит принадлежит к группе содалита. Его химическая формула — $6\text{Na}[\text{AlSiO}_4]2\text{Ca}(\text{SO}_4, \text{S}, \text{Cl}_2)$.

Характерно постоянное присутствие небольшого количества Fe_2O_3 (десятые доли процента) и MgO (до 1 %).

Лазурит кристаллизуется в гексатetraэдрическом виде симметрии кубической сингонии с типичной комбинацией граней куба (100) или октаэдра (111) с ромбододекаэдром (110). Хорошо образованные кристаллы очень редки, и он обычно встречается в виде плотных зернистых масс. Блеск лазурита стеклянный, спайность несовершенная по (110), излом неровный, твердость по шкале Мооса 5—5,5, плотность 2,38—2,45 г/см³. Обычно изотропный, показатель преломления около 1,5. Реже встречается анизотропная разновидность, принадлежащая к триклинной сингонии. Окраска минерала синяя, фиолетово-синяя, голубая, редко зеленая, желтая, желтовато-зеленая.

Ювелирно-поделочный лазурит представляет собой полиминеральный тонко- или мелкозернистый до среднезернистого агрегат, в котором зерна лазурита тесно сростаются с кальцитом или доломитом, диопсидом, флогопитом. Иногда наблюдаются полевые шпаты, гаюин, содалит, главколит, пирит и некоторые другие минералы. Размер зерен лазурита колеблется

от сотых до десятых долей миллиметра, реже до нескольких миллиметров в поперечнике. Зерна имеют изометричные, а также вытянутые, извилистые очертания. Такая лазуритовая порода — ляпис-лазурь обладает красивой индигово-синей, васильковой, голубой, сине-фиолетовой и зеленовато-синей окраской разнообразных оттенков. В Афганистане, являющемся поставщиком лучшего в мире лазурита, наиболее ценятся индигово-синие густо окрашенные камни, получившие названия «ниили», меньше — небесно-синие и голубые («асмани») и еще меньше — зеленовато-синие («суфси»).

Причина окраски лазурита не совсем ясна. По данным А. Н. Платонова и др., цвет лазурита обусловлен сульфидными центрами окраски (S_2^- и S_3^-). Синяя или голубая окраска связана с молекулярным ион-радикалом S_3^- , а зеленая — с молекулярным ионом S_2^- . Цветовые оттенки зависят от относительной концентрации этих центров, которая в свою очередь определяется физико-химическими условиями образования минерала: температурой кристаллизации, содержанием серы в системе и другими факторами. Некоторые светлоокрашенные разновидности лазурита при прокаливании благодаря переходу сульфатной серы в сульфидную приобретают более интенсивную окраску. Согласно же исследованиям М. И. Самойловича и др., синяя окраска лазурита и ее интенсивность определяются ион-радикалами SO_4^- и S_3^- . В ярко-синем лазурите их концентрация составляет 0,5—0,7 %.

Для ляпис-лазури характерны серые и белые пятна — разнозернистые скопления карбонатов, полевых шпатов, диоксида, слюд и других минералов, снижающие декоративные достоинства камня. Включения золотистого и ярко-бронзового пирита, наоборот, улучшают внешний вид камня.

В природе лазурит образуется различными путями. В качестве осадочного минерала он встречается в некоторых пластах поваренной соли, подвергшихся сероводородному заражению. Такой лазурит, представленный аутигенными микроскопическими включениями, впервые был обнаружен В. Бредлеем в озерном соляном пласте в шт. Вайоминг (США). Лазурит метаморфического происхождения недавно установлен в скаполит- и диопсидсодержащем мраморе перевальной свиты докембрия в Южном Прибайкалье. Минералогические находки аутометасоматического лазурита отмечались в лавах Везувия и некоторых других вулканов Италии.

Промышленно интересные скопления лазурита встречаются в кальцит-доломитовых мраморах и кальцифирах на контакте с заключенными в них телами алюмосиликатных пород. Существуют несколько точек зрения на происхождение лазуритовых пород. Большинство исследователей придерживаются мнения

Д. С. Коржинского о реакционно-метасоматической природе лазурита.

Д. С. Коржинский [14], Б. Я. Хорева [26] и др., анализируя процесс лазуритизации на байкальских и памирских месторождениях, отводят включениям алюмосиликатных пород (пегматитам, аплитам, гранитам и др.) пассивную роль источника кремнезема и алюминия. Обмен малоподвижными компонентами — кремнеземом, глиноземом и магнезией — между такой породой и контактирующим с ней доломитовым мрамором, по мнению этих исследователей, осуществлялся путем диффузии поровых высокотемпературных газово-водных или газовых щелочных растворов. Необходимые для образования лазурита кальций, алюминий, кремний, сера заимствовались из вмещающих пород, а натрий и хлор привносились растворами извне. В настоящее время установлено, что источником этих компонентов также являлись боковые породы.

Источники метасоматических растворов, осуществлявших лазуритизацию силикатных и карбонатных пород, не всегда ясны. П. В. Калинин [1957 г.], изучавший байкальские месторождения лазурита, полагает, что такие растворы отделялись от гранитоидного магматического очага на конечных этапах его становления после внедрения пегматитов и ортотектитов. К аналогичным выводам пришли также Ж. Блез и Ф. Сезброн [28] и И. А. Ефимов и А. И. Судеркин [6] на примере месторождения Сары-Санг в Афганистане. Правда, Ж. Блез и Ф. Сезброн связывают это месторождение с деятельностью высокотемпературных постмагматических растворов гипотетического палингенного магматического очага, возникшего при ультраметаморфизме, а И. А. Ефимов и А. И. Судеркин считают их производными постметаморфического интрузивного магматизма. Однако исследователи сходных лазуритовых месторождений Памира — Б. Я. Хорева [26] и Канады — Д. Хогарт [40] — отрицают постмагматический характер материнских растворов и высказываются в пользу их метаморфической природы.

Различны также взгляды на характер собственно метасоматического процесса лазуритизации. Так, сторонники биметасоматической гипотезы Д. С. Коржинского полагают, что скопления лазурита формируются в ходе одноактного процесса, протекавшего под действием застойных поровых растворов на границе разнородных сред в условиях большой активности натрия при высоких температурах и давлениях. Наиболее полно процесс лазуритизации алюмосиликатной породы, заключенной в доломитовом мраморе, протекал при низком содержании в растворе кремнезема относительно глинозема. Этому способствовала десиликация замещаемой породы с образованием диопсида и форстерита, связавших высвободившийся кремнезем с магнием доломитового мрамора. Одновременно с десиликацией и лазуритизацией алюмосиликатной породы в ее

экзоконтакте происходила дедоломитизация и перекристаллизация мрамора с образованием крупнокристаллического кальцита.

По данным Е. И. Воробьева, температура образования лазурита, установленная по магнетиальности сингенетического кальцита, равна 620—640 °С.

Сторонники гипотезы инфильтрационного метасоматоза придерживаются мнения о многостадийном минералообразовании. И. А. Ефимов и А. И. Судеркин, например, считают, что минерализация на месторождении Сары-Санг (Афганистан) развивалась по тектоническим разломам в несколько следовавших друг за другом стадий. Сначала в результате замещения кальцифиров образовались диопсидовые скарны, затем произошла их флогопитизация, которая в свою очередь сменилась скаполитизацией и лазуритизацией ранее сформировавшихся скарнов.

В СССР лазурит обнаружен в Южном Прибайкалье и на Юго-Западном Памире. В первом районе находится открытое в XVIII в. Малобыстринское месторождение и несколько еще мало изученных проявлений — Слюдянское, Талинское, Тултуйское и др., а во втором — Ляджвардаринское месторождение.

За рубежом лазурит добывается в основном в Афганистане и Чили. Знаменитое крупнейшее в мире месторождение высококачественного лазурита Сары-Санг, известное еще за 5—6 тыс. лет до н. э., расположено на северо-востоке Афганистана в провинции Бадахшан в верховьях р. Кокчи среди труднодоступных гор Восточного Гиндукуша.

Чилийские месторождения поделочного лазурита известны с древних времен в высокогорном районе Чилийских Анд.

В Северной Америке небольшие месторождения низкокачественного лазурита обнаружены в США в штатах Калифорния и Колорадо. На юге шт. Калифорния в Каскадном каньоне (округ Сан-Бернардино) тонкие прослойки лазурита с вкрапленностью пирита были встречены в диопсид-слюдяной гнейсовидной породе, постепенно переходящей в рассланцованный мрамор. В шт. Колорадо лазурит спорадически добывался в Скалистых горах на одной из вершин хр. Саватч. На Американском континенте месторождения лазурита выявлены также в Канаде на о. Баффинова Земля, в районе оз. Лейк-Харбор. Качество лазурита невысокое: камень голубовато-серый с синими и белыми пятнами и включениями пирита, плохо полируется.

В других частях мира лазуритсодержащая порода в небольших количествах добывается в Африке, Бирме, Индии и др. В Африке основным источником ляпис-лазури служит месторождение Лобиту-Бау (Ангола). В Верхней Бирме проявления лазурита известны в Могокском каменном поясе в долине р. Даттов Вэлли.

Главные поставщики лазурита на мировой рынок — Афганистан, СССР и Чили. По данным американского ежегодника «Minerals yearbook», добыча лазурита в Афганистане в период с 1960 по 1967 г. колебалась от 2,8 т в 1960 г. до 10 т в 1966 г. и 5,2 т в 1967 г., а в Чили от 5,8 т в 1960 г. до 19,7 т в 1965 г. и 8,2 т в 1967 г.

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все месторождения лазурита относятся к контактово-метасоматическим скарновым образованиям. В зависимости от состава последних они подразделяются на два типа: силикатно-магнезиальные скарны и известковые скарны (табл. 4).

Силикатно-магнезиальные скарны

Месторождения лазурита, связанные с силикатно-магнезиальными скарнами, объединяет региональная геологическая позиция на кристаллических щитах платформ и в срединных мас-

Промышленно-генетические типы месторождений

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Характеристика продуктивных тел	Тип скоплений лазурита
Эндемичная	Пневматолито-гидротермальный	В силикатно-магнезиальных скарнах	Зоны лазуритизированных будин гранитов, пегматитов, реже кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев среди доломитовых мраморов и кальцифиров гранулитовой или амфиболитовой фаций метаморфизма. Длина зон от нескольких десятков до первых сотен метров	Округлые, эллипсоидальные, чечевице- и линзообразные гнезда (желваки) лазурита концентрически-зонального строения размером от нескольких сантиметров до нескольких метров по наибольшему измерению; прожилки и вкрапленность зерен лазурита в мраморе
		В известковых скарнах	Зоны жилко- и линзообразных тел лазурита в мраморизованных известняках карбонатно-терригенных толщ, подвергшихся высокотемпературному метаморфизму в контактных ореолах интрузий гранитов	Прожилки, вкрапленность и небольшие (до нескольких сантиметров в поперечнике) гнездообразные скопления лазурита

сивах. При этом древний возраст имеют не только вмещающие породы, но и постмагматические процессы, в результате которых были образованы лазуритовые скопления. Подобная особенность месторождений лазурита этого типа позволяет причислить их к группе рудных формаций древних платформ, выделенной Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко.

Месторождения представляют собой лазуритоносные зоны скарнированных будин силикатных пород (граниты, аплиты, пегматиты, реже гнейсы) среди мощных пластов доломитовых мраморов и кальцифиров, принадлежащих к глубокометаморфизованным карбонатно-гнейсовым комплексам. Они отнесены нами к типу силикатно-магнезиальных скарнов в связи с тем, что лазурит и сопутствующие ему скарновые силикатные минералы образуются за счет замещения как силикатных, так и контактирующих с ними магнезиальных карбонатных пород.

Почти все известные в мире месторождения лазурита, в том числе самые крупные с высококачественным сырьем, принадлежат к рассматриваемому типу. Они очень похожи друг на друга по геологической обстановке, условиям залегания, минеральному составу и внутреннему строению лазуритовых тел.

Т а б л и ц а 4

ждений ювелирно-поделочного лазурита

Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирно-поделочного сырья	Промышленное значение	Примеры месторождений
Диопсид, форстерит, флогопит, кальцит, доломит, калневый полевой шпат, плагноклаз, пирит, скаполит (главколит), гаюин, нефелин, и др.	Ювелирный лазурит с однородной густо- или голубовато-синей окраской, почти афанитовой тонкозернистой структурой. Поделочный лазурит обычно обладает пятнистой синей или голубовато-синей окраской и разномасштабной структурой (от мелко- до среднезернистой)	Главный источник ювелирного и поделочного лазурита	Сары-Санг (Афганистан), Малобыстринское, Ляджвардаринское (СССР) и др.
Кальцит, пирит	Зернистый агрегат лазурита с кальцитом и пиритом. Окраска от густо- до бледно-синей. Характерны обильные белые пятна и полосы кальцита	Крупные месторождения поделочного лазурита невысокого качества	Карен и др. (Чили)

Однако по структурным признакам и масштабам развития лазуритовой минерализации можно выделить две группы месторождений: 1) протяженные зоны, состоящие из многочисленных мелких лазуритовых гнезд (лазуритизированных будин кислых жильных интрузивных пород), и 2) скопления, состоящие из немногих разобщенных и относительно крупных лазуритизированных будин пегматитов или жильных гранитов. В каждой группе гнездообразные, корковые и желваковые тела ляпислазури сопровождаются пятнисто-вкрапленным в мраморах лазуритом в ассоциации с форстеритом, диопсидом, скаполитом, флогопитом и др. Следует отметить, что между этими группами иногда проявляются и черты сходства. Так, в лазуритоносных зонах первой группы среди скоплений мелких лазуритовых гнезд изредка наблюдаются сравнительно крупные лазуритизированные будины алюмосиликатных пород, а во второй группе месторождений иногда можно заметить черты первой в виде участков развития мелких лазуритовых гнезд, сопровождающих разрозненные крупные лазуритоносные будины.

В первой группе месторождений биметасоматическое замещение и метасоматическая десиликация в связи с малой величиной замещаемых будин достигают максимального развития. Именно поэтому с ней связаны самые богатые месторождения ювелирно-поделочного лазурита, такие, как Малобыстринское в СССР и Сары-Санг в Афганистане. Однако большинство месторождений лазурита в магнезиально-силикатных скарнах относится ко второй группе. Скарнированные крупные будины жильных гранитов и пегматитов, как правило, характеризуются более слабой десиликацией и менее интенсивной лазуритизацией. Типичным примером могут служить Слюдянское месторождение в Южном Прибайкалье, Ляджвардаринское на Юго-Западном Памире в СССР и Лейк-Харбор в Канаде.

СССР. На территории нашей страны выявлены два лазуритоносных района: Южное Прибайкалье и Юго-Западный Памир.

В Прибайкалье лазурит впервые был обнаружен знаменитым исследователем Сибири Э. Лаксманом в 1784—1785 гг. Добыча лазоревого камня была начата в 1850—1859 гг. известным проспектором Г. Пермикиным, открывшим на Хамар-Дабанском хребте по притокам Иркута и по рекам Слюдянке и Талой ряд коренных месторождений лазурита. Наибольший интерес из них сейчас представляют Малобыстринское и Слюдянское месторождения. Лазуритоносный район протягивается вдоль Восточно-Саянского глубинного разлома по северному краю Хамар-Дабанской структурно-фациальной зоны и представляет собой область широкого развития древних кристаллических пород (рис. 2). Осадочно-метаморфическая толща этого района отнесена А. А. Шафеевым к хамар-дабанской се-

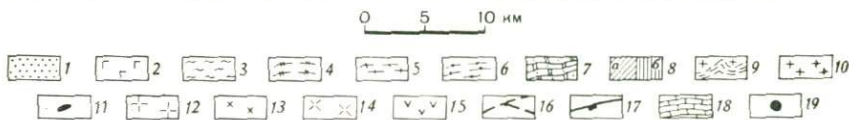
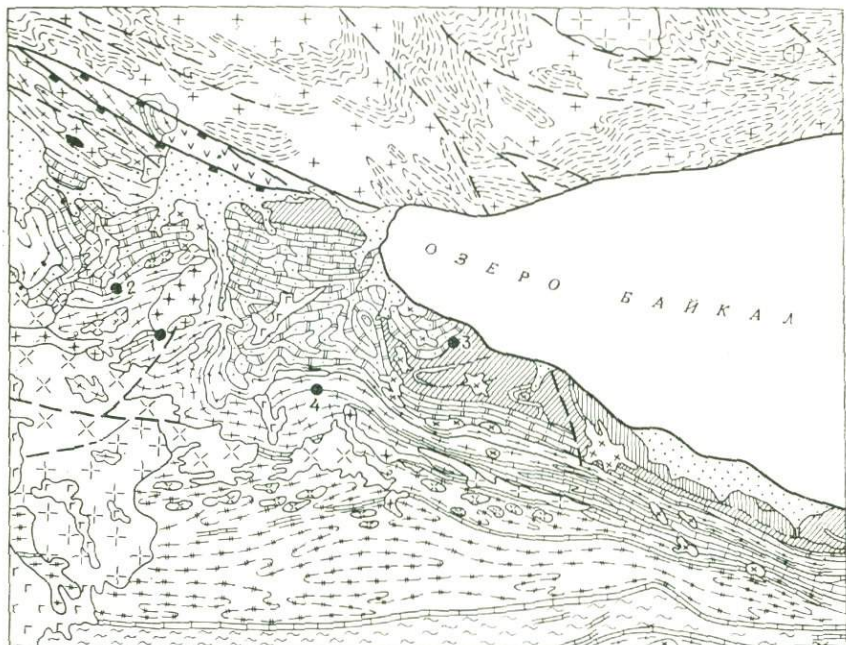


Рис. 2.

Схема геологического строения лазуритоносного района Юго-Западного Прибайкалья. По А. А. Шафееву (1970 г.).

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — покровы базальтов (миоцен — нижний плиоцен). Свиты хамар-дабанской серии (докембрий): 3 — шубутуйская, 4 — корниловская, 5 — безымянская, 6 — харагольская, 7 — перевальная, 8 — култукская (а — верхняя подсвита, б — нижняя подсвита), 9 — шарыжалгайская серия нерасчлененная; 10 — джидинский интрузивный комплекс (нижний палеозой): лейкократовые граниты, сиениты и граносиениты; 11 — ультраосновные породы цакирского интрузивного комплекса (нижний палеозой). Саянский интрузивный комплекс (верхний протерозой): 12 — порфировидные биотитовые граниты третьей фазы, 13 — гранит-пегматиты (выражающиеся в масштабе карты), 14 — мелко- и среднезернистые биотитовые граниты, реже гранодиориты второй фазы, 15 — микроклиновые граниты и гранит-пегматиты слюдянского типа (верхний протерозой?); 16 — зоны катаклизитов; 17 — blastsмилониты зоны главного Восточно-Саянского разлома; 18 — маркирующие горизонты кристаллических известняков и доломитов; 19 — месторождения и проявления лазурита (1 — Малобыстринское, 2 — Тултуйское, 3 — Слюдянское, 4 — Талийское)

рии, расчлененной на пять согласно залегающих свит, различающихся по соотношению в разрезах биотитовых, биотит-гранатовых, амфиболовых, амфибол-пироксеновых, силлиманитовых, андалузитовых и андалузит-ставролитовых гнейсов и сланцев, кальцитовых и доломитовых мраморов и кальцифиров. Большинство исследователей датируют эту серию археем — ранним протерозоем, а А. А. Шафеев — поздним протерозоем.

В тектоническом отношении лазуритоносный район Южного Прибайкалья представляет собой субширотный Тункино-Хамардабанский антиклинорий, сопряженный на западе с Тункино-Малобыстринским синклинорием. Эти крупные складчатые структуры осложнены более мелкими (шириной до 4—8 км) поперечными синклиналями и антиклиналями. К одной из таких синклинальных складок приурочено Малобыстринское месторождение.

Месторождения и проявления лазурита располагаются среди кальцит-доломитовых мраморов и кальцифиров вблизи интрузивных сиенитовых тел пестрого состава. Наряду со щелочно-земельными сиенитами, монцонитами и граносиенитами здесь присутствуют и щелочные разновидности с эгирином и щелочной роговой обманкой. С аляскитами и сиенитами связаны гранит-пегматиты и пегматиты с акцессорной редкоземельной минерализацией. Абсолютный возраст этих пегматитов, широко распространенных в районе Слюдянского месторождения флогопита, определен в 550 ± 50 млн. лет, что соответствует позднему протерозою.

Постмагматические образования представлены различными метасоматитами, которые нередко развиваются по сколовым трещинам в гранит-пегматитах и пегматитах и вдоль их контакта с доломитовыми мраморами. По данным П. В. Калинина (1957 г.), среди метасоматитов различаются флогопитовые, диопсидовые, диопсид-скаполитовые, диопсид-шпинелевые, глауколит-лазуритовые, диопсид-лазуритовые и тому подобные образования.

Малобыстринское месторождение лазурита, открытое в 1851 г. Г. Пермикиным, находится в верховьях р. Малая Быстрая (приток Иркуты) в 15 км от ее устья. Лазурит наблюдается в пласте доломитового мрамора безьянско́й свиты мощностью около 90 м, смятом в небольшую синклинальную складку северо-восточного простирания и отделенном разломом от массива щелочных гранитов и сиенитов.

Мраморы неоднородны по составу: слои серых грубопосчатых существенно доломитовых разностей чередуются с белыми, богатыми кальцитом. В серых мраморах отмечаются тонкие чешуйки графита, концентрирующиеся полосами вдоль слоистости пород. Лазуритоносные мраморы обогащены сероводородом, содержат примеси диопсида, форстерита, флогопита, серпентина и других силикатов. Среди них широко распространены послонные линзы гранитов и пегматитов.

На месторождении выделяются две лазуритоносные зоны: одна в северо-западном крыле синклинальной складки, другая в сопряженном с ней юго-восточном (рис. 3). Каждая из них состоит из серии сближенных послонных линзо- и жиллообразных тел кальцифиров с заключенными в них будинами гранитов и гнездами лазурита. Наиболее крупные тела лазуритонос-

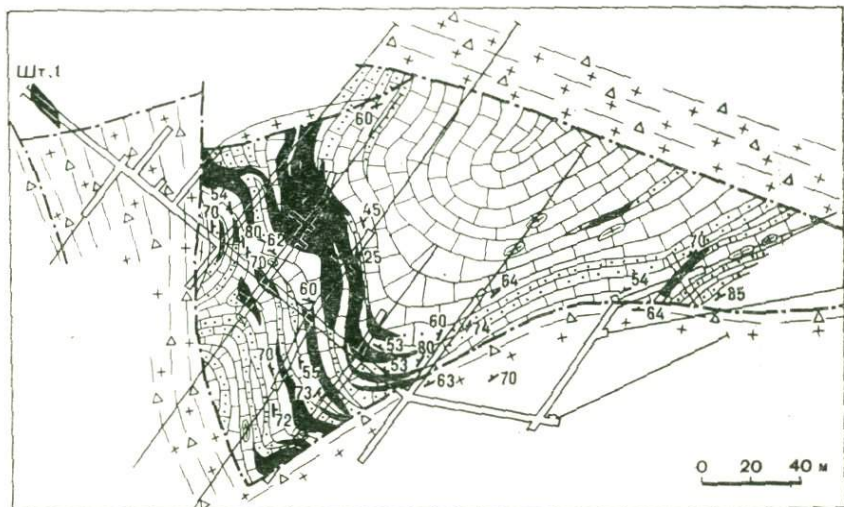


Рис. 3.

Схема геологического строения Малобыстринского месторождения лазурита на горизонте штольни 1. По В. Н. Матонину, В. А. Андрейченкову, А. М. Шарыбкину (1973 г.).

1 — серые среднезернистые полосчатые кальцит-доломитовые мраморы с графитом; 2 — белые мелкозернистые кальцитовые мраморы; 3 — сиениты и граносиениты; 4 — граниты и гранит-пегматиты слюдяного типа; 5 — зоны брекчирования; 6 — лазуритоносные зоны будинажа жильных гранитов и гранит-пегматитов; 7 — тектонические нарушения; 8 — элементы залегания пород; 9 — подземные горные выработки; 10 — подземные буровые скважины

ных кальцифиров имеют длину 140 м и более и мощность в раздувах до 7 м. Длина сопровождающих их более мелких тел 10—60 м, мощность 2,5—5 м. Угол падения тел, как и вмещающих мраморов, 50—60°. Общая протяженность полосы развития лазуритоносных кальцифиров в северо-западной хорошо изученной минерализованной зоне превышает 250 м при ширине 60—80 м. На глубину она прослеживается на 100 м и более.

Тела лазуритовых кальцифиров нарушены постминерализационным дроблением и карстовыми процессами. Глыбы, желваки мрамора и лазуритизированных будин гранитов местами погружены в рыхлый песчано-глинистый материал. Лазуритовая минерализация проявлена в нескольких формах: 1) рассеянная или сконцентрированная в виде пятен и полос вкрапленность зерен лазурита в мраморах, 2) корки и прожилки в скарнированных будинах гранитов, 3) гнезда и желваки япис-лазури обычно в белой силикатно-карбонатной оболочке.

Размер лазуритизированных будин гранитов от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике. По данным В. Н. Матонина

и Ю. И. Алексеева, диаметр желваков, сложенных целиком ляпис-лазурью, обычно не более 0,3 м. В телах лазуритовых кальцифиров гнезда и желваки лазурита друг от друга расположены на расстоянии от нескольких сантиметров до нескольких метров. Участки концентрации гнезд прослеживаются по простиранию на 3,5—15 м. Гнезда и желваки лазурита иногда обнаруживают концентрически-зональное строение (от ядра к периферии): 1) десилицированный и диопсидизированный гранит, 2) диопсид-лазуритовая зона, 3) диопсид-лазурит-флогопитовая зона, 4) кальцит-диопсидовая зона. Такое строение характерно для биметасоматических силикатно-магнезиальных скарнов, которые развиваются в узкой зоне контакта гранитов и доломитов. По Д. С. Коржинскому, сначала в результате десиликации кислой алюмосиликатной породы создается микроклин-диопсидовая зона и одновременно с ней по другую сторону контакта происходит дедоломитизация мрамора и образование форстерита. Вслед за тем микроклин-диопсидовая зона замещается диопсид-лазуритовой, а за счет доломитового мрамора разрастается кальцит-форстеритовая. В заключительную фазу процесса возникает флогопитовая или флогопит-диопсидовая зона, которая развивается по лазуритовой. В это же время за счет кальцит-форстеритовой зоны формируется кальцит-диопсидовая.

Биметасоматическая лазуритизация сопровождается инфльтрационно-метасоматической, которая проявляется в виде зерен и их скоплений в мраморах. Таким образом, в результате сочетания этих процессов образуются жилы- и линзообразные тела лазуритовых кальцифиров с заключенными в них гнездами лазурита.

По данным изучения шлифов, средний минеральный состав поделочного лазурита характеризуется следующим соотношением (в %): лазурита 36, диопсида 36, флогопита 8, кальцита и доломита 12, полевого шпата 5, прочих минералов (пирит, скаполит и др.) 3. В таком полиминеральном агрегате лазуритовые зерна образуют сростки с диопсидом, флогопитом, карбонатами и нередко содержат включения этих же минералов.

Слюдянское месторождение расположено в верховьях одноименной реки в 14 км от места впадения ее в оз. Байкал. Вмещающие породы — доломитовые мраморы безымянской свиты — слагают пласт мощностью около 50 м, в основании которого залегают кальцитовые мраморы, а в кровле биотит-гранатовые и силлиманитовые гнейсы. Простирание вмещающих пород северо-восточное, угол падения их 30° на юго-восток. В доломитовых мраморах заключены согласные тела будинированных пегматитов и гранитов.

Лазуритоносны редкие относительно крупные будины пегматитов, реже гранитов, расположенные в основном в центральной части пласта доломитовых мраморов. Протяженность бу-

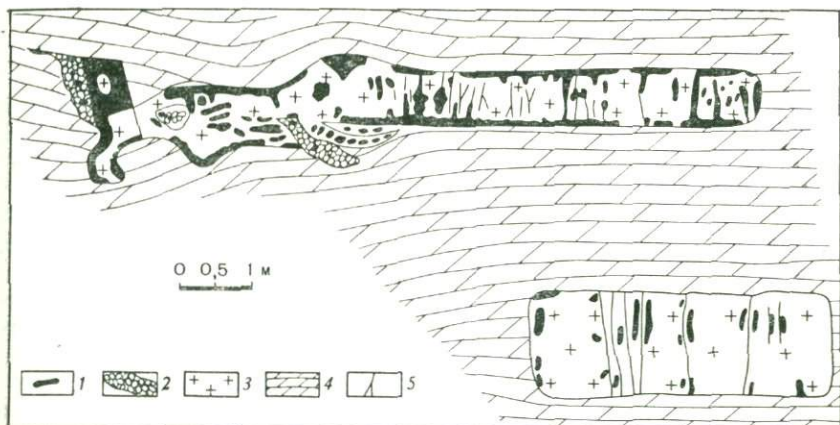


Рис. 4.

Схема геологического строения участка Слюдянского месторождения лазурита.
По В. А. Андрейченко и А. М. Шарыбкину (1973 г.).

1 — ляпис-лазурь; 2 — кальцит; 3 — метасоматически измененный гранит-пегматит (ортотектит); 4 — доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы; 5 — трещины

дин 4—9 м, реже больше; мощность 0,5—1,5 м. Многие из них пересечены зонами замещения, обогащенными лазуритом, которые развиваются главным образом по контакту пегматита с доломитовым мрамором и вдоль трещин в будине пегматита (рис. 4). По данным Д. С. Коржинского [14], такие лазуритоносные образования имеют зональное строение: 1) пегматит (ядро), 2) десилицированный пегматит, 3) диопсид-лазуриновая зона, 4) флогопитовая зона с примесью зерен бесцветного гаюина и диопсида. Вся будина окружена тонким слоем белого кальцифира, состоящего из кальцита с диопсидом и флогопитом. Местами крупные будины пегматитов или гранитов сопровождаются цепочками мелких лазуритизированных будин. Подобные скопления достигают в длину 30 м.

Прибайкальский лазурит имеет ярко-синий цвет, иногда с фиолетовым, красноватым и зеленоватым оттенком, что объясняется переходом к другим минеральным видам (главкоlitу, скаполитам и т. п.). От бадахшанской ляпис-лазури он отличается более темным тоном окраски, крупным зерном и меньшим количеством пирита. Сплошные лазуритовые массы редки, камень обычно пятнистый за счет включений диопсида, полевых шпатов и карбонатов. Выход ювелирных разностей невелик и байкальская ляпис-лазурь в основном применяется в качестве поделочного материала.

Ляпис-лазуритное месторождение лазурита было открыто на Юго-Западном Памире в междуречье Пянджа и Шахдары Г. Л. Юдиным, А. В. Хабаковым и П. Н. Лукницким в 1930 г.

Этот лазуритоносный район приурочен к области развития докембрийских кристаллических пород — срединному массиву в составе мезо-кайнозойского складчатого пояса. В отличие от Южного Прибайкалья месторождения и проявления лазурита на Юго-Западном Памире находятся не в средней части разреза метаморфической толщи, а в ее основании среди горанской гнейсово-мраморной свиты. Она сложена мигматизированными биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами с прослоями силлиманитовых, кианитовых и роговообманковых гнейсов, а также мощными пластами доломитовых и кальцит-доломитовых мраморов. В горных породах свиты преимущественно развиты парагенезисы минералов высокотемпературной (силлиманит-альмандиновой) субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма, а местами и гранулитовой фации. Большинство исследователей доказывают архейский возраст горанской свиты. Имеются также предположения о палеозойском возрасте всей ваханской серии, впервые высказанные С. И. Клунниковым и В. А. Николаевым.

Лазуритовая минерализация отмечается на восточном крыле Абхарвской брахиантиклинали вблизи Даршайского глубинного разлома, отделяющего горанскую свиту от хорогской. В районе широко распространены магматические породы докембрийского возраста. Здесь, так же, как и в Южном Прибайкалье, к наиболее ранним относятся основные породы, представленные ортоамфиболитами и габбро-амфиболитами. К более поздним магматическим продуктам принадлежат пласто- и линзообразные согласные тела гнейсо-гранитов и гранитов, гранодиоритов и пегматитов, которые одними исследователями рассматриваются в качестве интрузивных, а другими — как анатектиты, возникшие при селективном плавлении гнейсов в процессе ультраметаморфизма.

На контакте мраморов с гнейсами, гранитами и пегматитами наблюдаются зоны скарнирования мощностью от нескольких сантиметров до 2,5 м. Среди скарнов выделяются шпинель-форстеритовые, флогопит-диопсидовые и лазуритовые. Последние отличаются сложным полиминеральным составом, в котором обычно преобладают диопсид, флогопит и лазурит. В меньших количествах отмечаются кальцит, графит, форстерит, тремолит, скаполит, минералы группы гумит-хондродита, апатит, шпинель и др.

Ляджвардаринское месторождение находится в 60 км к юго-востоку от г. Хорога, в верховье р. Ляджвардары — левой составляющей р. Бадомдары, впадающей в Шахдару. Впервые довольно подробно месторождение описано в 1934 г. С. И. Клунниковым и А. И. Поповым, отметившими, что лазуритовая минерализация прослеживается вдоль недоступного скалистого обрыва на расстоянии около 1 км. Затем месторождение изучалось Б. Я. Хоревой, В. Л. Свиридом, а после 1970 г., когда

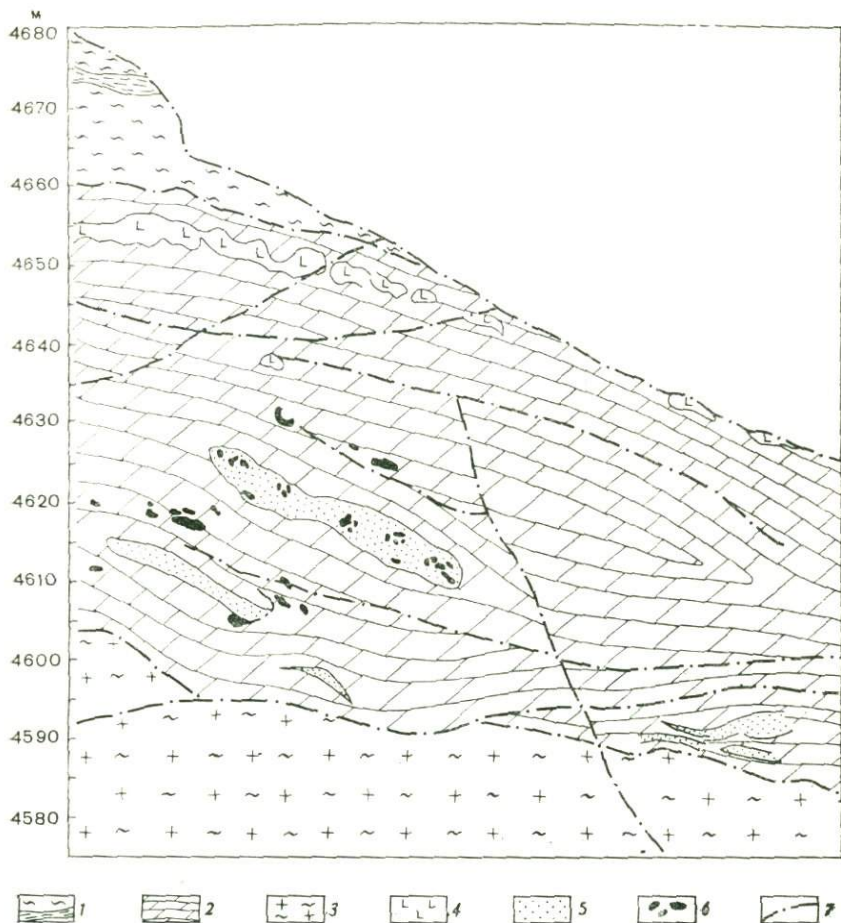


Рис. 5.

Схема геологического строения Ляджвардаринского месторождения лазурита (зарисовка вертикальной стенки обнажения). По Ю. М. Костюкову (1972 г.).

1 — биотитовые гнейсы с дистеном и гранатом; 2 — форстеритовые кальцифиров; 3 — пироксен-биотит-роговообманковые гнейсы; 4 — ортоамфиболиты; 5 — диопсидовые скарии; 6 — тела лазурита; 7 — разрывные нарушения

коренные тела были вскрыты подземными горными выработками, — Б. Д. Эфросом, Е. В. Покровским, Ю. М. Костюковым, В. А. Андрейченковым и др.

Месторождение приурочено к верхней части горанской свиты и располагается вдоль меридионального разлома, срезающего западную часть ядра запрокинутой антиклинальной складки. На месторождении выделяется лазуритонесный пласт форстеритовых кальцифиров мощностью 55—65 м, залегающий в гнейсах и имеющих с ними тектонические контакты. Простиранние

пород субмеридиональное, падение под углами 35—45° на восток. Подстилают кальцифировый пласт пироксен-биотит-роговообманковые гнейсы, а перекрывают его — биотит-роговообманковые (рис. 5).

Лазуритоносные форстеритовые кальцифиры представляют собой белые до серых мелко- и среднезернистые доломит-кальцитовые и кальцитовые мраморы с повышенным содержанием (до 30 %) форстерита. В качестве примесей в них отмечаются графит, диопсид, серпентин, флогопит и шпинель. Характерно присутствие буднированных тел ортоамфиболитов, аплитовидных гранитов и пегматитов длиной до 10—15 м, при мощности 0,2—5 м. Вдоль пластовых трещин и по контактам с гнейсами и будинами алюмосиликатных пород развиты диопсид-флогопитовые скарны.

Тела лазурита распределены в пласте кальцифиров неравномерно, тяготеют к нижней и средней его частям. Общая протяженность лазуритоносной зоны 400 м, мощность до 40 м.

Выделяются три участка концентрации лазурита — южный, центральный и северный, длиной по 50—30 м каждый. Наиболее изучен центральный участок, на котором лазуритоносная зона прослежена штольнями на 80 м по падению зоны. По простиранию ее длина здесь составляет 50 м при мощности 25—30 м.

Обычная форма лазуритовых тел эллипсоидальная, линзовидная. Длина их до 4—6 м, ширина до 4—5 м. В мощных телах сохраняется ядро десилицированных алюмосиликатных пород, преимущественно пегматитов.

На центральном участке тела лазурита образуют кустообразные скопления, локализованные в участках кальцифиров, осложненных мелкими складками.

В обобщенном виде зональность лазуритовых тел, по Б. Я. Хоревой (1955 г.), имеет следующий характер (от ядра к внешней оболочке): 1) десилицированный аплитовидный гранит или пегматит, 2) диопсид-лазуритовая зона, 3) флогопитовая, диопсид- или кальцит-флогопитовая зона, 4) кальцит-диопсидовая зона, 5) форстеритовый кальцифир (рис. 6). Очень характерны наличие ядра десилицированной кислой магматической породы и развитие крупных пластинок флогопита по периферии лазуритоносных тел. Диопсид-лазуритовая зона четко выделяется по яркой синей или голубой окраске скоплений лазурита. В противоположность этому краевые зоны кальцит-диопсидовая и форстеритового кальцифира имеют белую или серую окраску и почти не отличаются от окружающих пород.

Наибольший практический интерес представляют крупные эллипсоидальные лазуритоносные тела, распространенные на южном и центральном участках месторождения. Мощность диопсид-лазуритовой зоны в таких телах от нескольких сантиметров до 0,6 м, в ней содержится лазурита до 50 % и более.

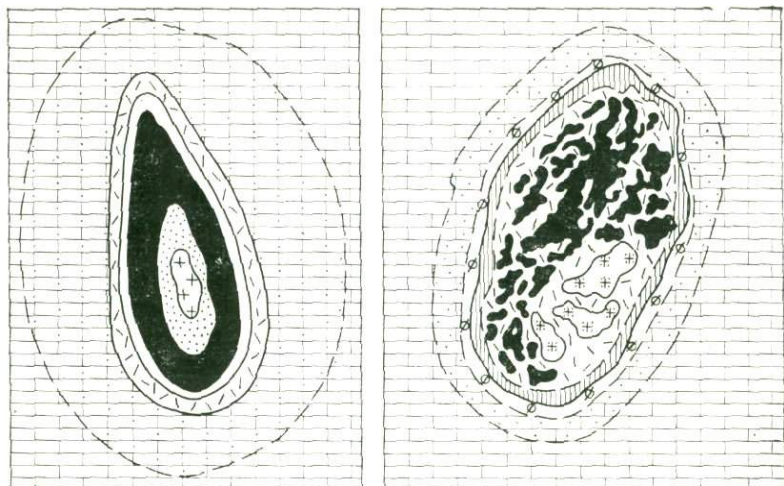


Рис. 6.

Строение лазуритизированных будин жильных гранитов. Ляджвардаринское месторождение. По Б. Я. Хоревой (1955 г.).

1 — аплит; 2 — полевошпатовая порода с диопсидом; 3 — диопсидизированный десилицированный аплит; 4 — диопсид-лазуриновая зона; 5 — кальцит-диопсидовая зона; 6 — флогопитовая зона; 7 — диопсид-гаюиновая зона с плагиоклазом и скаполитом; 8 — диопсид-флогопитовая оторочка; 9 — форстеритовый кальцифир; 10 — доломитовый мрамор

благодаря чему эта порода используется в качестве поделочного и ювелирно-поделочного материала. Структура ляпис-лазури мелкозернистая, цвет голубой до синего (рис. 7, 8, см. вклейку), наблюдаются вкрапления и прожилки пирита. Встречаются участки сплошного ярко-синего лазурита, иногда скрытокристаллического, сцементированного мелкозернистым. Жилообразные тела, которых много на центральном и северном участках, содержат преимущественно пятнистый низкосортный лазурит, изобилующий включениями белого и серого диопсида и кальцита.

Афганистан. Бадахшанский лазуритоносный район расположен в Восточном Гиндукуше в бассейне р. Кокчи в пределах Файзабадского срединного массива древних кристаллических пород. Месторождения и проявления лазурита размещаются в карбонатных породах, залегающих в основании сарысангской мраморно-гнейсовой серии общей мощностью до 10—12 км. Серия состоит из биотитовых, гранатовых, силлиманитовых и роговообманковых гнейсов, чередующихся с доломитовыми или кальцит-доломитовыми мраморами и кальцифирами с форстеритом, диопсидом, скаполитами и флогопитом. По мнению Ж. Блеза и Ф. Сэзбрана [28], И. А. Ефимова и А. И. Судеркина

[6], горные породы серии метаморфизованы в условиях силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации и частично роговообманково-гранулитовой субфации гранулитовой фации.

Лазуритоносный район занимает восточное крыло Кокчинской антиклинали, имеющей субмеридиональное простирание с углами падения пород 50—70°.

Непосредственно на площади месторождения Сары-Санг в доломитовых мраморах и подстилающих гнейсах широко распространены межпластовые тела последокембрийских гранитов длиной от нескольких сотен метров до первых километров. Наряду с этими, по-видимому, мезозойскими гранитами в рассматриваемом районе широко распространены докембрийские жильные граниты и гранит-пегматиты. По Ж. Блезу и Ф. Сезброню они участвуют в складчатости, отчетливо разгнейсованы и скорее всего являются продуктами гранитизации, происходившей во время регионального метаморфизма амфиболитовой фации.

Месторождение Сары-Санг находится в долине одноименной реки — притока р. Кокчи, приблизительно в 70 км к югу от г. Файзабада. Это уникальный источник превосходного лазурита, не иссякающий в течение нескольких тысячелетий.

Лазуритоносная пачка мраморов и кальцифиров мощностью 260—370 м смята в синклинальную складку субмеридионального простирания, осложняющую крыло крупной Кокчинской антиклинали. В мраморах залегают жилы и линзы гранитов и пегматитов (рис. 9). По данным К. Холгера, мраморы подстилаются гранат-биотитовыми гнейсами с дистеном, силлиманитом и пиритом. Разделяет мраморную пачку от подстилающих гнейсов прослой тальковых сланцев с включениями кристаллов дистена с каймой кордиерита. Местами вместо этого прослоя присутствует гранатовый амфиболит.

Сходные по составу гнейсы, перекрывающие мраморы, содержат крупные гнезда грубокристаллического диопсид-скополитового агрегата, прослой и включения гипса и ангидрита с выделениями флогопита, диопсида и других минералов. Полагают, что гипс и ангидрит представляют собой случайно сохранившиеся реликты соленосных отложений.

Главный горизонт мраморов (кальцифиров) характеризуется полосчатой структурой и состоит из чередования слоев, в которых попеременно преобладает то кальцит, то доломит. Лазуритоносная зона приурочена к центральной части пачки слоистых мраморов и представляет собой серию пласто- и линзообразных тел лазуритоносных кальцифиров общей мощностью до 30—40 м с заключенными в них гнездами лазурита. На основном (центральном) участке месторождения такие сближенные параллельные тела залегают согласно с вмещающими мраморами. Простирание у них субмеридиональное, угол падения 50—70°, протяженность 70—450 м и более, мощность 1—4 м [6].

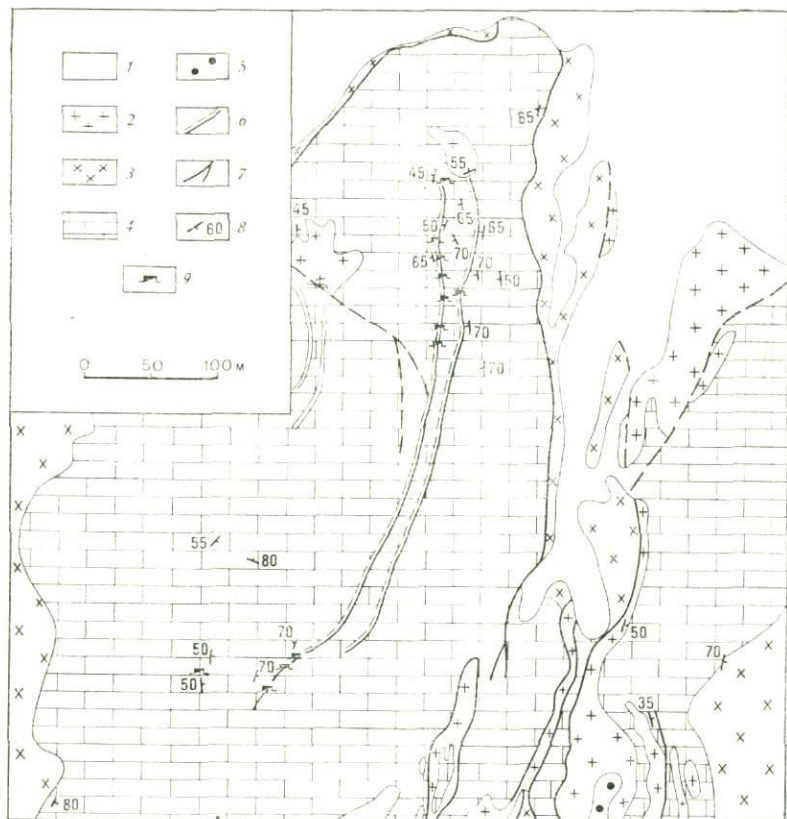


Рис. 9.
 Схема геологического строения месторождений лазурита Сары-Санг. По А. Н. Майорову, А. И. Судеркину и М. Е. Крекову (1965 г.), с упрощениями.

1 — четвертичные отложения; 2 — гранит-аплиты, лейкократовые и пегматоидные граниты; 3 — инъекционные гнейсы; 4 — доломитовые мраморы и кальцифиров с подчиненными прослоями и линзами кристаллических сланцев; 5 — роговики; 6 — лазуритовые зоны. 7 — тектонические нарушения; 8 — элементы залегания; 9 — устья штолен

Для этой части зоны характерна высокая, хотя и неравномерная концентрация гнезд лазурита. Наибольшее их количество отмечается в местах изгибов слоев и в раздувах кальцифиров. По данным А. Н. Майорова и А. И. Судеркина, средняя масса лазуритовых обособлений 3—7 кг, редко до 100—150 кг; обычный их размер $30 \times 15 \times 10$ см, наиболее крупных не более $1 \times 0,8 \times 0,5$ м. Мелкие гнезда обычно сложены сплошным мелкозернистым до афанитового лазуритом, тогда как более крупные обнаруживают отчетливое зональное строение, что свидетельствует о биметасоматической природе минерализации и лазуритизации будинированных жильных гранитов и пегматитов.

Строение зональных гнезд следующее (от ядра к наружной оболочке): 1) десилицированный гранит или пегматит — агрегат зерен полевого шпата с диопсидом, кальцитом и редкими зернами лазурита, 2) диопсидовая порода с примесью флогопита, лазурита, плагиоклаза и других минералов, 3) флогопитовая зона (с диопсидовой породой образует постепенные взаимопереходы), 4) лазуритовая тонкозернистая порода, 5) форстеритовый кальцифир. Нередко третья зона отсутствует, а вторая и четвертая сливаются в одну, образуя диопсид-лазуритовую породу; иногда снаружи диопсид-лазуритовая зона сменяется диопсид-флогопитовой.

Ляпис-лазурь месторождения Сары-Санг характеризуется однородной индигово- и васильково-синей или голубой окраской, мелкозернистой и скрытокристаллической структурой. Благодаря этим особенностям она относится к ювелирным и ювелирно-поделочным сортам и заслуженно считается лучшей в мире. Средний ее минеральный состав, по данным И. А. Ефимова и А. И. Судеркина, следующий (в %): лазурита 25—40, диопсида 20—75, скаполита (мариалита) 5—50, пирита 0—2.

Канада. Лазуритоносный район южной оконечности о. Баффина Земля изучен слабо. Здесь известно несколько пунктов с лазуритовой минерализацией, из которых наиболее интересно месторождение Лейк-Харбор, обследованное Д. Хогартом [40]. В геологическом строении района участвует глубокометаморфизованная карбонатно-терригенная толща позднего протерозоя Канадского щита.

Месторождение Лейк-Харбор расположено в 15 км к северу от одноименного озера. Оно отличается от рассмотренных месторождений лазурита отсутствием кислых магматических пород, подвергшихся скарнированию. Их место здесь занимают разлинзованные прослой кварц-плагиоклазовых гнейсов, заключенные в доломитовом мраморе. По данным Д. Хогарта, на площади месторождения наблюдается небольшая синклинальная складка, сложенная биотитовыми гнейсами с пачками мраморов и согласными телами метаморфизованных ультраосновных пород. Лазуритовая минерализация развита в осевой части синклинали в крупнозернистых белых или серовато-белых мраморах, нередко полосчатых, с рассеянными чешуйками графита, флогопита и зернами диопсида. Выделяются четыре лазуритоносные зоны, согласные с залеганием вмещающих пород. Наибольшая из них прослежена по простиранию на 168 м при ширине 8 м.

В пределах зон широко развит пятнисто-вкрапленный лазурит, ассоциирующий с диопсидом, плагиоклазом и флогопитом; подчиненное положение занимают гнездо- и линзообразные обособления ляпис-лазури в поперечнике до 1 м. Окраска последней бледно-голубая, состоит она в основном из агрегата зерен лазурита (до 42 %) и диопсида (50—60 % и более). При-

сутствуют также кальцит, плагиоклаз, флогопит, пирит, иногда нефелин (до 20 %), скаполит, тремолит и апатит.

Вкрапленный лазурит, по-видимому, инфильтрационно-метасоматического происхождения, а гнездообразные скопления ляпис-лазури, исходя из типичного для биметасоматоза парегенезиса минералов, образовались под воздействием метасоматических растворов на контакте будинированных прослоев гнейсов с вмещающими их мраморами.

Д. Хогарт полагает, что на месторождении Лейк-Харбор скопления лазурита связаны с региональным метаморфизмом пласта доломит-ангидритового эвапорита и заключенных в нем прослоев сланцев. По мнению этого исследователя, лазурит образовался реакционно-метасоматическим путем по схеме: доломит + ангидрит + альбит — диопсид + лазурит.

Известковые скарны

Месторождения этого типа существенно отличаются от месторождений, связанных с силикатно-магнезиальными скарнами как по геологической обстановке и условиям залегания, так и по минеральному составу лазуритовых тел. Они известны в Чили в провинции Кокимбо. Главные месторождения Карен и др. находятся в департаменте Овалье, в верховьях р. Коскадеро — притока р. Таскадеро, впадающей в р. Рио-Гранде. Менее значительные месторождения имеются в провинциях Антофагаста и Атакама. Слабо изучено месторождение Орконде Пьедро вблизи местечка Рискария де Лос Пиларес у горы Акулео в департаменте Мелипилья провинции Сантьяго [49].

В геолого-структурном отношении лазуритоносный район представляет собой восточное крыло крупного меридионального синклинория в мезозойской складчатой области Чилийских Анд, сложенного слабо метаморфизованными песчаниками, известняками, алевролитами, эффузивами и туфами позднего мела. Месторождения лазурита располагаются около мезозойского массива лейкократовых гранитов. Примыкающая к гранитам терригенно-карбонатная осадочная толща испытала интенсивный контактовый метаморфизм.

По данным Т. Вила, на контакте с гранитами развита ороговикованная гранатовая порода с вкрапленностью пирита и сульфидов меди. Мощность этой зоны 140 м. Под гранатовыми скарнами залегают белые мраморизованные известняки мощностью около 100 м, минерализованные лазуритом. Затем следует мощная пачка известковистых песчаников.

Лазуритовые зоны размещаются в основании пласта мраморизованного известняка и на некотором удалении от его контакта с песчаниками. Лазуритовая минерализация в них проявлена в виде мелкой вкрапленности, прожилков и гнездообразных скоплений массой до нескольких килограммов. Минерали-

зованные участки имеют линзообразную форму; длина их до нескольких десятков метров, мощность 2—4 м. Они вытянуты в одном направлении и следуют друг за другом [49].

Окраска лазуритового камня пятнистая, бледная в голубых и синеватых тонах, реже темно-синяя. Качество сырья из-за блеклой окраски в среднем невысокое. Минеральный состав чилийской ляпис-лазури, по данным М. Кобышевой-Посновой (1937 г.) и Дж. Оствальда, более простой, чем на месторождениях в силикатно-магнезиальных скарпах. Она состоит из зерен лазурита, кальцита и пирита размером 0,03—0,07 мм. По подсчетам М. Кобышевой-Посновой, процентное соотношение этих минералов в шлифах поделочного лазурита из района г. Овалье следующее: лазурита 82,8—84,4, кальцита 15,2—16,8, пирита 0,34—0,37. Участки синего цвета состоят из мелкозернистого агрегата кальцита и лазурита, а в участках голубого цвета мелкие зерна водяно-прозрачного кальцита сцементированы лазуритом. Дымчатые участки сложены агрегатом мелких зерен кальцита с включениями глинистого вещества.

Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет достаточно уверенно утверждать, что генезис месторождений лазурита биометасоматический. Вмещающие породы служили источником всех компонентов, необходимых для образования лазурита.

Изотопным анализом, например, установлено, что сульфидная и сульфатная сера, входящая в состав лазурита и некоторых других минералов лазуритовых месторождений, обогащена тяжелым изотопом ^{34}S , что говорит о ее первичноосадочной природе. Таким образом, можно предполагать заимствование серы метасоматическими растворами из вмещающих мраморов. Боковые породы также являлись источником кремния и алюминия. На месторождениях первого типа — это заключенные в мраморах будины гранитов, пегматитов или лейкократовых гнейсов, на месторождениях второго типа — глинистый материал, находящийся в виде примеси в мраморизованных известняках.

Другие компоненты лазурита — натрий и хлор — тоже извлекались постмагматическими растворами из соленосных боковых карбонатных и магнезиально-карбонатных пород. Эти химические элементы, как и сера, имелись в прослоях и линзах галита и ангидрита, присутствовавших в первичных карбонатных и терригенных осадках. Реликты эвапоритов фиксируются на месторождениях Сары-Санг в Афганистане и Лейк-Харбор в Канаде. При метаморфизме таких осадочных толщ за счет заключенных в них эвапоритов возникали скаполитовые кальцифиры, а также скаполит- или гастингситсодержащие гнейсы, известные среди хамар-дабанской серии Прибайкалья. Аналогичные кальцифиры и гнейсы отмечаются и в лазуритоносном районе Юго-Западного Памира и в Бадахшане (Афганистан).

Известны они и в районе месторождения лазурита Лейк-Харбор на южной оконечности о. Баффинова Земля [40].

Месторождения лазурита в силикатно-магнезиальных скалах среди древних гнейсово-мраморных толщ, по-видимому, парагенетически связаны с формацией абиссальных гранитов, возникающей путем селективного плавления гнейсов при ультраметаморфизме.

III

ЖАДЕИТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Жадеит — очень плотный и вязкий, обычно зеленый или зеленовато-серый камень. Получил название от испан. *pedro de jade* — поясничный, или почечный, камень по приписываемой ему в XVI в. способности устранять почечные боли. Так европейцы называли внешне похожие, но как потом оказалось разные минеральные образования, поступающие главным образом из Китая. Только во второй половине XIX в. французский минералог А. Демур установил, что так называемый китайский жад имеет две разновидности, одна из которых представлена микроволокнистым амфиболом, а другая мелкозернистым щелочным пироксеном. Первую он назвал нефритом, а вторую жадеитом. Несмотря на это, в зарубежной литературе до сих пор жадом нередко называют как нефрит, так и жадеит, и даже похожие на них тонкозернистые агрегаты гидрогроссуляра (трансваальский жад), везувиана (калифорнийский жад), серпентина (серпентиновый жад) и др.

Жадеитовую породу использовали еще в каменном веке наряду с нефритом и кремнями для изготовления скребков, долот и других инструментов. Позже она начинает применяться в изделиях религиозного и декоративного назначения. Жадеит, известный под названием чалчихунтла у ацтекских племен Мексики, во времена завоевания ее испанцами ценился дороже золота. Это был культовый драгоценный камень ацтекской знати, подобно нефриту в Китае. При археологических раскопках на п-ове Юкатан в Южной Мексике, в Гватемале, Панаме и Коста-Рике находят многочисленные художественные изделия и амулеты из жадеита культуры Майя и более ранних. Изделия из жадеита были непременным атрибутом в ритуалах, связанных с культом солнца, и служили в качестве средства, якобы исцеляющего от тяжелых болезней. В Древнем Китае жадеит наряду с нефритом широко применялся для изготовления художественных кубков, ваз, перстней, браслетов и других предметов.

Благодаря красивому цвету, большой твердости и способности принимать зеркальную полировку жадеит широко используется в современном ювелирном и камнерезном производстве.

В Бирме и на внешнем рынке различают несколько торговых сортов жадеита: 1) империял — изумрудно-зеленый, просвечивающий, тонкозернистый, с однородной яркой окраской. Лучшие образцы относятся к драгоценным камням II порядка [10] и стоят очень дорого, почти как изумруд; 2) коммерциал — зеленый непрозрачный, с прожилками и пятнами полупрозрачного изумрудно-зеленого; 3) утилити — зеленый и серовато-зеленый, непрозрачный. Кроме того, известны и другие разновидности, к числу которых относятся зеленая с облачной окраской, белая, просвечивающая, похожая на талый снег, матовая, полупросвечивающая, напоминающая бараний жир, и полупрозрачная с ярким блеском. Выделяется также самый дешевый темно-зеленый, почти черный хлормеланит.

Жадеит — натровый силикат пироксеновой группы, химическая формула которого $\text{NaAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$, теоретический состав (в %): кремнезема 59,44, глинозема 25,22, окиси натрия 15,34. В природном жадеите всегда содержатся изоморфные примеси других пироксенов, преимущественно диопсида, геденбергита и акмита (эгирина). В зависимости от соотношения этих примесей различаются собственно жадеиты, диопсид-жадеиты и омфацинты. Собственно жадеиты содержат не менее 80 % жадеитовой молекулы (в белых разновидностях 92—99 %, в зеленых 80—85 %), диопсид-жадеиты — 50—80 % (обычно 50—60 %), омфацинты — 20—50 %. Кроме этих разновидностей условно выделяются Н. Д. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой хлормеланиты, жадеитовые и омфацинтовые хлормеланиты.

Хлормеланиты по содержанию жадеитового минала близки к диопсид-жадеитам. Отличаются от них присутствием в количестве 5—9 % эгириновой составляющей. Окраска от ярко- до темно-зеленой.

Жадеитовые хлормеланиты по жадеитовому компоненту примыкают к полю собственно жадеитов, содержат более 5—7 % эгириновой молекулы. Окраска зеленая.

Омфацинтовые хлормеланиты содержат менее 60 % жадеитового минерала и более 5—7 % эгиринового. Окраска изумрудно-зеленая до светло- и темно-зеленой.

Химический состав образцов собственно жадеита из разных месторождений мира характеризуется следующим содержанием компонентов (в %): SiO_2 57,48—61,66, TiO_2 0,01—0,34, Al_2O_3 21,25—29,90, Cr_2O_3 сл.—0,003, Fe_2O_3 0,13—1,68, FeO сл.—1,59, MnO сл.—0,19, MgO 0,11—1,90, CaO 0,13—3,36, Na_2O 10,33—14,95, K_2O 0,01—3,09, H_2O 0,07—0,67.

Вариации состава связаны с примесью других минералов.

В наиболее чистом белом жадеите из Бирмы содержание SiO_2 и Al_2O_3 близко к теоретическому. Уменьшение содержания

Na_2O (13,09—13,31 %) компенсируется K_2O (1,54—2,20 %) и CaO (0,58 %). Характерно почти полное отсутствие железа и незначительное содержание магнезии.

В качестве ювелирно-поделочного камня используются зеленые разновидности: собственно жадеиты, диопсид-жадеиты, омфацинты, хлормеланиты, жадеитовые и омфациитовые хлормеланиты (рис. 10, см. вклейку).

Жадеит кристаллизуется в моноклинной сингонии. Хорошо образованные кристаллы исключительно редки и встречаются в глаукофановой породе вблизи г. Кloverдейла в шт. Калифорния (США). Обычно он образует зернистые полнокристаллические массы, называемые жадеититами, с очень плотным сцеплением зерен, обуславливающим большую вязкость и крепость породы.

Структура жадеититов изменяется от очень тонко- до средне- и крупнозернистой. Наиболее мелкозернистые разновидности полупрозрачны. В большинстве случаев зернистая структура видна невооруженным глазом или при помощи лупы, что отличает жадеититы от сходных по внешнему виду нефритов, обладающих чрезвычайно тонкой спутанноволокнистой структурой, в которой волокна амфибола неразличимы даже при пятидесятикратном увеличении. При таком увеличении даже в самом тонкокристаллическом изумрудно-зеленом ювелирном жадеите отчетливо видна мозаика сросшихся зерен.

Блеск жадеита стеклянный, слегка матовый или перламутровый, спайность по (001) хорошая. Твердость по шкале Мооса 6,5—7, выше, чем у нефрита. Плотность 3,2—3,5 г/см³, тогда как у нефрита не более 3 г/см³. Оптически двуосный, положительный. Оптические константы жадеитов изменяются в зависимости от его состава. У собственно жадеитов, по Трегеру, $n_q = 1,665—1,673$; $n_p = 1,654—1,659$, $n_q - n_p = 0,010—0,015$; $cNg = 34,5—36^\circ$, $2V$ около 70° . Омфацинты характеризуются более высокими величинами: $n_q = 1,689—1,693$, $n_p = 1,667—1,669$, $n_q - n_p = 0,022—0,023$, $cNg = 39—40^\circ$ и меньшим углом оптических осей — $2V$ равен $65—69^\circ$. Диопсид-жадеиты от жадеитов отличаются по двупреломлению (более 0,020), несколько большими величинами n_q , n_p и $2V$. Жадеитовые хлормеланиты от омфациитовых хлормеланитов различаются по меньшим значениям показателей преломления.

Цвет мономинеральных жадеитовых пород обычно белый, зеленый (от желтоватого до изумрудно-зеленого), иногда черный, розовый, коричневый, красный, желтый, фиолетовый, синий. Ярко-зеленые камни обычно окрашены хромом, замещившим алюминий в кристаллической структуре минерала. По данным Л. В. Никольской, окраска исследованных ею зеленых жадеитов из Бирмы связана с присутствием ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} , тогда как аналогичная окраска жадеитов из Казахстана обусловлена ионами Cr^{3+} . В просвечивающей изумрудно-зеленой

разновидности, напоминающей изумруд, содержание хрома обычно не превышает сотых долей процента, а в непрозрачном, так называемом хромжадеите, достигает 7 % и более. Ярkokрасные и желтые окраски наблюдаются в приповерхностном слое жадеитовых валунов в Бирме и возникли в результате проникновения гидроокислов железа в мелкие поры и микро-трещины во время длительного процесса выветривания.

В природе жадеит встречается сравнительно редко. Он известен как метаморфический порообразующий минерал глаукофановых сланцев, образует мономинеральные скопления в серпентинитах и входит как изоморфная примесь в омфациит эклогитов. По содержанию диопсидового и акмит-геденбергитового компонентов жадеит из метаморфических пород глаукофановой фации существенно не отличается от жадеита в серпентинитах и резко отграничивается от омфациита. Практический интерес представляют только скопления жадеита в серпентинизированных гипербазитах.

Существуют три гипотезы образования жадеита в серпентинитах: магматическая, метаморфическая и гидротермально-метасоматическая.

Магматическое происхождение жадеита доказывалось М. Лакруа [44], Е. Гюбелином, Г. Чиббером и др., которые считали его продуктом магматической десиликации остаточной гранитной магмы, внедрившейся в гипербазиты в условиях высоких давлений. Согласно этой гипотезе, кислый расплав, взаимодействуя с ультраосновными породами, теряет кремнезем, обогащается магнием, кальцием, железом и хромом, что приводит к образованию зональных жадеит-альбитовых тел с контактово-реакционными амфиболовыми, хлоритовыми и тальковыми оторочками. Е. Гюбелин полагал, что на месторождениях жадеита десиликация прошла не до конца, и поэтому жадеиты слагают лишь небольшую часть альбитовых тел — промежуточного продукта десиликации гранитной магмы.

В. Ровер, оспаривая гипотезу образования жадеита при десиликации гранитной магмы, считал, что жадеитовые тела в серпентинитах образуются так же, как и в сланцах глаукофановой фации, при региональном метаморфизме в результате разложения первичного альбита на жадеит и кварц. Однако жадеитизация альбитовых пород в серпентинитах происходила при давлениях выше 300—500 МПа, предполагаемых им для фации глаукофановых сланцев.

Д. С. Коржинский, предложивший гидротермально-метасоматическую гипотезу формирования магnezиальных скарнов, корундовых плагиоклазитов и изумрудоносных слюдитов, считает, что к этому же типу биметасоматических образований принадлежат тела жадеита и нефрита в серпентинитах. По Д. С. Коржинскому, жадеит образуется на контакте жил гранитоидов и гипербазитов в процессе биметасоматоза и преобра-

зования гранитоидных пород в зональные альбит-жадеитовые тела с актинолитовыми и флогопит-хлоритовыми оторочками.

Натриевые растворы, вызвавшие жадеитизацию алюмосиликатных пород в гипербазитах, по мнению Д. С. Коржинского, могут быть генетически связаны с гипербазитами или с более молодыми гранитоидами.

В. Н. Москалева [17], придерживаясь взглядов Д. С. Коржинского, связывает генезис Итмурундинского месторождения жадеита в Северном Прибалхашье с постмагматическими растворами гранитоидов. При этом она считает, что жадеитовые тела формировались в обстановке невысоких температур и умеренных давлений. В. Ф. Морковкина предположила, что жадеиты могут образоваться непосредственно из растворов, воздействовавших на гипербазиты при высоких температуре и давлении. Об этом, по ее мнению, свидетельствует наличие на Полярном Урале реакционной диопсид-энстатитовой зоны вокруг жадеитовых тел. Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева [5], детально анализируя геологические условия образования жадеитовых месторождений СССР, приходят к выводу о метасоматической природе жадеитовых тел в гипербазитах. Эти тела, по их мнению, возникли в результате перерождения гранитоидных и лейкогабброидных жил под воздействием горячих водных растворов с высоким потенциалом натрия при давлениях 1200—1400 МПа. В результате последующего диафореза и низкотемпературного метасоматоза жадеит замещается диопсид-жадеитом и альбитом, а экзоконтактовая пироксеновая кайма тел — актинолитом и хлоритом. Это хорошо согласуется с экспериментами по синтезу жадеита. Жадеит был синтезирован при высоких давлениях различными способами: реакцией нефелина с альбитом, дегидратацией анальцима, разложением альбита на жадеит и кварц. Поле устойчивости жадеита, образовавшегося последним способом, наиболее близким к природному, определяется давлением 1500—2500 МПа и температурой 600—1000 °С.

Р. Колеман [33] полагает, что примесь эгирина в природном жадеите делает возможным его образование ниже полей устойчивости, установленных экспериментально для жадеита идеального теоретического состава. По Р. Колеману, жадеитовые тела вместе с окружающими их кальциево-силикатными каймами на месторождении Клер-Крик в Калифорнии сформировались при низких температурах (около 300 °С) при усилении литостатического давления тектоническим стрессом от 300 МПа (мощность вышележащих толщ 9—12 км) до 500—800 МПа. Эти цифры, вероятно, несколько занижены. По данным Г. Винклера, жадеит и диопсид-жадеит в метаморфизованных осадочно-эффузивных породах лавсонит-глаукофановой или глаукофан-зеленосланцевой фаций образуются при давлении не ниже 800—1000 МПа.

В СССР известны Итмурундинское и Лево-Кечпельское месторождения жадеитовых пород. Первое находится в Северном Прибалхашье на Кентерлауском гипербазитовом массиве, а второе на Полярном Урале на массиве Пай-Ёр. С гипербазитами Борусского массива в Западном Саяне связано пока еще мало изученное Кашкарацкое месторождение жадеитов.

За рубежом важнейший источник высококачественного ювелирного и поделочного жадеита — Северная Бирма, где в Качинских горах в бассейне р. Чиндвина (приток р. Иравади) с незапамятных времен эксплуатируются многочисленные аллювиальные россыпи жадеита, а начиная с конца XIX в. и крупнейшие коренные залежи.

Несколько месторождений жадеита с невысоким качеством сырья находятся в области береговых хребтов в Центральной Калифорнии, США. Самое значительное из них — Клер-Крик в округе Сан-Бенито, около г. Идрия. Мелкие вторичные месторождения отмечаются вблизи г. Пасо-Роблес в округе Сан-Луин-Эбиспо и в районе мыса Сан-Мартин.

Месторождение Лич-Лейк в округе Мендосино и небольшие аллювиальные россыпи жадеита по р. Вилиямс-Крик и ее северному притоку Ил в соседнем округе Тринити располагаются южнее гор Кламат.

В Центральной Америке в Гватемале около пос. Манзенал в департаменте Эль-Прогресо в 1952 г. обнаружено месторождение жадеита Метагау. Несколько проявлений жадеита отмечено в Японии на о. Хансю в префектуре Ниигата вблизи населенного пункта Котаки, а также у поселков Омари и Сибукава. В Китае около г. Наньань жадеитовые тела залегают в серпентинитах на контакте с дайками габбро [46].

Главный поставщик ювелирного и поделочного жадеита на мировой рынок — Бирма, где, по данным «Mining annual review», ежегодно добывается около 75 т этого камня. Бирма особенно славится уникальным ювелирным жадеитом сорта «имперал». На VII импортуме в Рангуне в 1972 г., как сообщает «Lapidary journal», стоимость проданного жадеита составила 1,96 млн. долл.

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Различаются эндогенные гидротермально-метасоматические месторождения жадеита и россыпи элювиально-делювиального и аллювиального типов.

Эндогенные месторождения

Коренные месторождения жадеита представлены жилло-, линзо- и штокообразными телами в гипербазитах, возникшими за счет метасоматоза включений алюмосиликатных пород в обстановке

высоких давлений. Исходными породами могут служить гранитоиды, габбро и реже эффузивно-осадочные образования офиолитовых формаций.

Жадентизированные интрузивные кислые и средние породы

Эта группа месторождений образуется в результате биметасоматоза жил, даек и штоков гранитного и гранитоидного составов, внедрившихся в гипербазиты. Размеры этих тел от очень крупных (Бирма) до средних и мелких (Прибалхашье, Западный Саян). С такими месторождениями связаны крупные скопления ювелирного и поделочного жадеита Бирмы и Казахстана.

Бирма. Знаменитые месторождения с высококачественным жадеитом находятся на севере Бирмы в бассейне р. Уру — притока Чиндвига. Начиная с XIII в., а возможно, и еще раньше, здесь отрабатывались аллювиальные и ледниковые россыпи, и только в 1871 г. были открыты коренные залежи жадеита.

Жадеитоносный район Бирмы расположен во внешней зоне альпийской складчатой области, вытянутой в меридиональном направлении вдоль границы с крупным выступом докембрийских пород. По данным А. А. Маракушева, М. А. Мишкина и И. А. Тарарина, эта так называемая бирманская зона палеогенового метаморфизма включает группу альпинотипных массивов гипербазитов, внедрившихся в эоцене. Наряду с серпентинизированными дунитами, роговообманковыми перидотитами и серпентинитами широко распространены глаукофановые, антилолитовые и хлоритовые сланцы, местами пересеченные жилами гранитов [44].

Основные месторождения жадеита залегают в серпентинитах массива Таумау, вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 11). В плане этот массив имеет овальную форму длиной 18 км и шириной 6,4 км. Скопления жадеита имеются и в других массивах гипербазитов, расположенных к северу. Так, например, коренные месторождения встречены на расстоянии до 34 км от пос. Таумау, вблизи которого прежде были сосредоточены все копи жадеитового камня.

Наиболее известны четыре коренных месторождения: Таумау, Миенмау, Пангмау и Намнаймау. В литературе их называют дайками или жилами [29, 44], но скорее всего это протяженные и мощные зоны сближенных жило-, линзо- и штокообразных жадеитовых тел, которые эксплуатируются уже более 100 лет и до сих пор не исчерпаны. Такие продуктивные зоны прослеживаются по простиранию от 1 до 2,5 км.

Классическое месторождение Таумау, славящееся лучшим жадеитом, известно с 1871 г. и к 1907 г., когда его посетил немецкий геолог А. Блик, было вскрыто многочисленными карьерами и 12 наклонными и вертикальными шахтами глубиной до

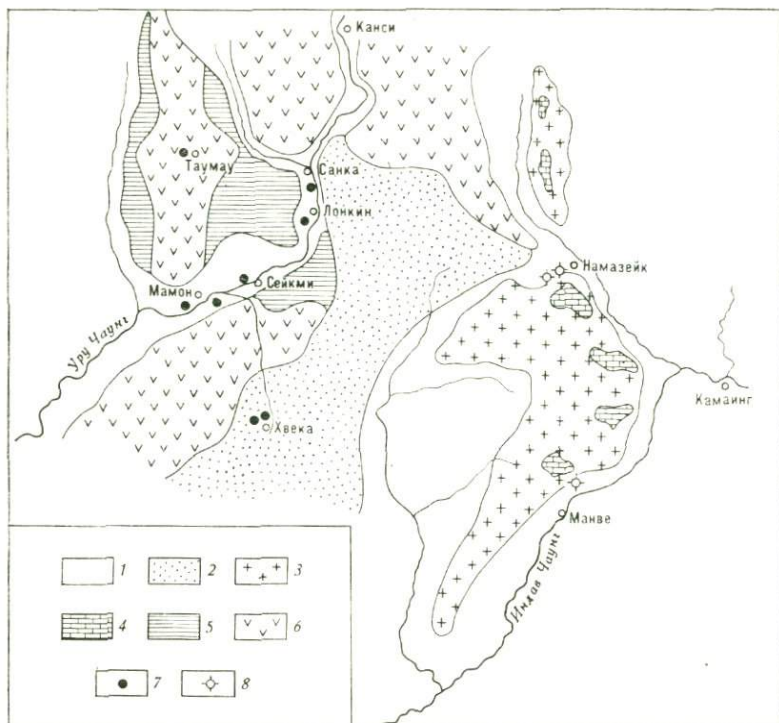


Рис. 11.
 Схема геологического строения жадитоносного района Северной Бирмы. По А. Блеку (Bleek, 1907 г.), с изменениями.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — конгломераты палеогена; 3 — докембрийские граниты; 4 — докембрийские мраморы; 5 — глаукофановые и другие сланцы; 6 — серпентинизированные перидотиты; 7 — месторождения жадеита; 8 — месторождения рубина

50 м. Разработками была охвачена площадь длиной 600 м, шириной 300 м [29].

Месторождение расположено в массиве серпентинизированных перидотитов вблизи его контакта с толщей глаукофановых и каринтиновых сланцев. Распространены главным образом серпентиниты, в которых сохранились реликты сильно катаклазированных зерен оливина, а также вкрапления и прожилки хромита.

По Р. Вебстеру, длина жадеитовых тел по простиранию до 270 м. Как и на других месторождениях Бирмы, жадеитоносные тела имеют зональное строение, благодаря чередованию жадеитов, альбитовых и своеобразных амфиболовых пород. Преимущественно это жадеит-альбитовые тела, в которых альбит резко преобладают над жадеитом. Их центральная часть сложена мономинеральной жадеитовой породой, которая по на-

правлению к зальбандам постепенно переходит в альбитовую. В переходной зоне зерна жадеита окружены катакlastическим агрегатом альбита. В свою очередь альбитовая зона с обеих сторон окаймляется щелочно-амфиболовой, которая на контакте с серпентинизированным перидотитом, особенно в висячем боку тел, сменяется маломощной хлоритовой оторочкой (рис. 12).

Жадеитовая зона мощностью до 2,5—3 м состоит преимущественно из белого жадеита, представляющего собой плотный от тонко- до среднезернистого агрегат жадеитовых зерен, напоминающий по внешнему виду бараний жир или ослепительно белый сахаровидный мрамор. Местами на белом фоне беспорядочно расположены пестрые пятна и полосы бутылочно- и яблочно-зеленого, желтого и красновато-фиолетового цвета; иногда в одном штуде жадеитовой породы прихотливо сочетаются несколько цветных разновидностей, что искусно используется резчиками по камню.

Высокой степенью просвечиваемости характеризуется ювелирная изумрудно-зеленая разновидность жадеита. Она встречается исключительно редко в виде небольших выделений в белом жадеите и отделяется от него узкой светло-зеленой каймой; иногда такие выделения достигают 10—30 см в поперечнике. Прозрачный или полупрозрачный изумрудно-зеленый жадеит извлекается из породы с величайшими предосторожностями с помощью зубил и клиньев. Эта разновидность в отличие от других представляет собой тонкозернистый агрегат с размером зерен, не превышающим сотые доли миллиметра. В тонких шлифах зерна сохраняют изумрудно-зеленый цвет и обнаруживают отчетливый плехроизм, тогда как в остальных разновидностях, за исключением хромжадеита, они кажутся бесцветными, даже если в штуде порода ярко окрашена.

В жадеитовых породах наблюдаются включения других минералов: игольчатых или крупнопризматических кристаллов щелочной роговой обманки, содержащей 6,7—9,3 % Na_2O , нефелина в виде прожилков и тонких оторочек вокруг корродированного жадеита, мелких округлых зерен альбита.

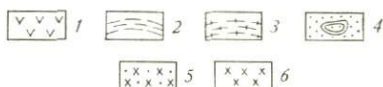
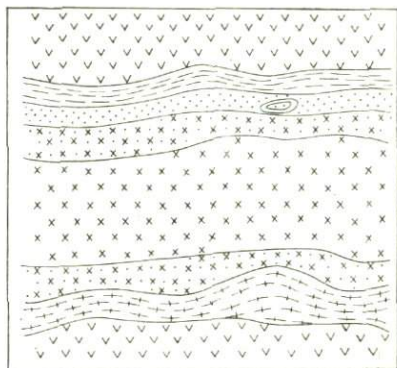


Рис. 12.

Схема внутреннего строения жадеитовой жилы месторождения Таумау. По А. Блеку (А. Bleek, 1907 г.).

1 — серпентинит; 2 — хлоритовый сланец; 3 — амфиболовый сланец; 4 — альбитовая порода с включениями амфиболового сланца; 5 — альбит-жадеитовая порода; 6 — жадеитит

Промежуточная альбит-жадеитовая зона, окружающая центральное ядро, состоит из белого полупрозрачного жадеита с существенной примесью мелких зерен альбита. Для этой зоны характерны участки, обогащенные щелочным амфиболом и хлоритом.

Следующая альбитовая зона по внешнему виду напоминает жадеитовую и альбит-жадеитовую. Она сложена мелкозернистой альбитовой породой, на фоне которой местами выделяются зеленые пятна хлорита и натрового амфибола.

Краевые части жадеит-альбитовых тел представлены призматически-зернистым агрегатом магнезиального арфведсонита, в котором вблизи контакта с вмещающими серпентинитами встречаются обособления массивного или брекчиевидного изумрудно-зеленого хромжадеита до 10 см в поперечнике. Эта разновидность отличается от обычного жадеита существенным преобладанием магния над кальцием (MgO 2,82 %, CaO 0,75 %) и высоким содержанием хрома (3,75 % и более).

Хлоритовая оторочка нередко отсутствует; она наблюдается преимущественно висячем боку пологих альбит-жадеитовых жил. Это сильно перемятая полосчатая порода, напоминающая сланец, состоит из хлорита с примесью зерен актинолита, цоизита, игольчатого жадеита и других минералов.

СССР. В нашей стране к рассматриваемой группе относятся Итмурундинское месторождение в Центральном Казахстане и Кашкарарское проявление жадеита в Западном Саяне.

Итмурундинское месторождение находится в 110 км к востоку от г. Балхаша, связано с Кентерлауским серпентинитовым массивом, входящим в состав раннепалеозойского гипербазитового пояса Северного Прибалхашья.

Контакты гипербазитового массива с вмещающими эффузивно-осадочными породами раннего палеозоя преимущественно тектонические. Массив вытянут в западном — северо-западном направлении. Длина его около 30 км, ширина от нескольких сотен метров до 1,5 км. Сложен массив хризотил-антигоритовыми серпентинитами с реликтами слабо измененных гарцбургитов, дунитов, верлитов и пироксенитов.

В гипербазитах хорошо выражены зоны дробления и рассланцевания, вдоль которых развиты крупнолистовые антигоритовые серпентиниты с жадеитовыми телами и сопровождающими их разнообразными метасоматитами. Отторженцы боковых пород превращены в глаукофановые и кросситовые с альбитом, жадеит-диопсидом, пумпеллином и стильпномеланом метаморфические сланцы глаукофановой фации.

Породы гранитоидного состава — диориты, кварцевые диориты, плагиограниты и аплиты, слагают сравнительно небольшие тела, сходные по форме и размерам с телами мономинеральных жадеитовых, жадеит-альбитовых, альбитовых, амфибол-альбитовых, амфиболовых, кварц-альбитовых, кварц-амфи-

боловых, кварцевых и других метасоматических пород.

Гранитоидные породы, за счет которых сформировались жадеитовые и жадеит-альбитовые тела, входят в состав офиолитов, представляя собой, как считают Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева [5], продукт дифференциации гибризированной ультраосновной магмы.

Цепочки жадеитовых тел вытянуты вдоль зон катаклазированных и рассланцованных серпентинитов, концентрируясь в апикальной части гипербазитового массива, а также вблизи крупных ксенолитов боковых пород (рис. 13). Форма тел линзовидная, округлая и штоко- до столбообразной, размер от 1—2 до нескольких десятков метров в поперечнике. Многие из них, особенно крупные, полностью сложены серым жадеитом, который в краевых частях тел в той или иной степени замещен зелеными его разновидностями.

Жадеитовые породы преимущественно мелко- и среднезернистые, светло- и темно-серые, с зелеными пятнами и прожилками (рис. 14). Выделяются три генерации жадеита (от ранних к поздним): 1) светло-серая; 2) темно-серая; 3) от светло- до темно-зеленой (среди них А. Ф. Свириденко и др. (1977 г.) установили жадеитовый хлормеланит, омфацитовый хлормеланит, диопсид-жадеит и омфацит). В жадеитах поздних генераций встречаются изумрудно-зеленые его разновидности, аналогичные непрозрачному ювелирно-поделочному материалу сорта «коммерсиал» из Бирмы. В эндоконтактах тел серого жадеита находится также ярко-зеленый жадеит сорта «импернал» (рис. 15, см. вклейку).

Зерна в мономинеральной жадеитовой породе очень плотно сцеплены. Форма их неправильная, с извилистыми границами, реже призматическая. В промежутках иногда отмечаются клиновидные кристаллы сфена, зерна пумпеллита, слюды, а также реликты первичного альбита и альбит-олигоклаза. Некоторые зерна жадеита замещаются альбитом, тремолитом, анальцимом,

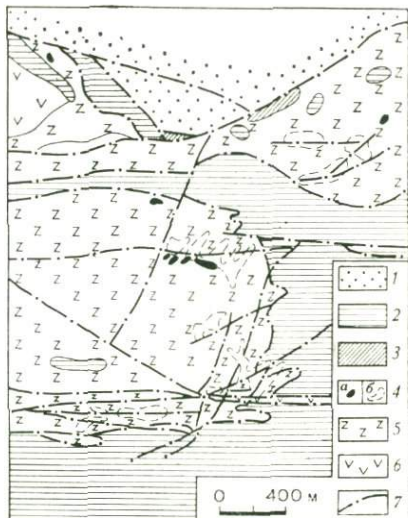


Рис. 13.

Схема геологического строения района Итмурундинского месторождения жадеита. По Л. Ю. Терпиловскому, Н. А. Зайцеву и Н. В. Румыниной, с упрощениями

1 — песчаники и алевролиты верхнего силура; 2 — эффузивно-осадочная толща (диабазы, спилиты, алевриты, яшмовидные породы) нижнего кембрия; 3 — листовиты; 4 — жадеитовые тела; а — коренные, б — делювиальные развалы; 5 — серпентиниты; 6 — пироксениты, верлиты, лерцолиты, дуниты; 7 — тектонические нарушения

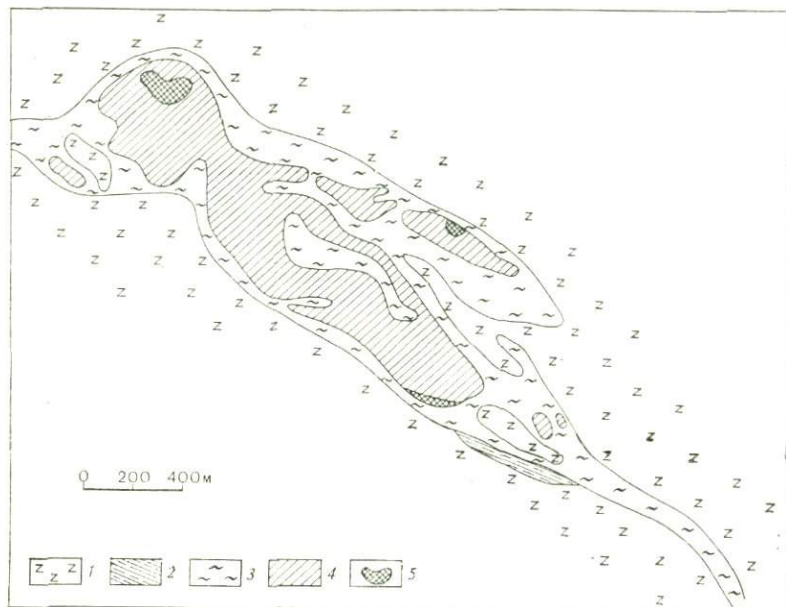


Рис. 14.

Схема геологического строения части жадеитовой зоны 5—8 Итмурундинского месторождения. По Л. Ю. Терпиловскому, Н. А. Зайцеву и Н. В. Румыниной (1972 г.), с упрощениями

1 — серпентиниты; 2 — амфиболовые породы; 3 — сланцеватые глины с вермикулитом и хлоритом; 4 — серые жадеиты; 5 — зеленые жадеиты

натролитом. Общее количество минеральных примесей в неизмененных или слабо затронутых поздними метасоматическими процессами породах обычно не превышает 1,5—3 %.

Контакты жадеитовых тел с вмещающими серпентинитами резкие. Нередко вдоль контакта породы раздроблены и подверглись интенсивному рассланцеванию и будинажу.

Некоторые тела обнаруживают симметрично-зональное строение со сменой метасоматических зон от ядра к зальбандам в следующей последовательности: 1) серый жадеит; 2) эндоконтактовая зона развития зеленых разновидностей жадеитовых пироксенов; 3) экзоконтактовая зона ромбического (энстатитового) пироксена (очень редко встречается и была отмечена Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой). Часто развиваются низкотемпературные метасоматические альбит-актинолитовые, актинолитовые и хлорит-серпентинитовые породы. Амфибол, входящий в состав этих пород, принадлежит к актинолиту и натровой разновидности роговой обманки, близкой к глаукофану. Более характерно прерывистое развитие актинолитовой зоны в виде оторочки, достигающей мощности 2—3 м. В некоторых

телах актинолит почти полностью замещен вермикулитом, по-видимому, экзогенного происхождения. Иногда жадеитовые тела интенсивно альбитизированы и представляют собой альбититы с реликтами жадеита. Вокруг таких тел также развиваются актинолитовые и хлоритовые оторочки.

Кашкарацкое месторождение жадеита, расположенное на юге Красноярского края в долине Кантегира (приток Енисея), было открыто в 1959 г. М. И. Юдиным, в 1960—1961 гг. изучалось Н. Л. Добрецовым, в 1976—1978 гг. А. В. Татариновым, С. Н. Кальсиным и др. Скопления жадеитов обнаружены в юго-западной части Борусского гипербазитового массива, связанного с крупным раннекембрийским офиолитовым поясом Западного Саяна.

В районе месторождения жадеита обнажены крупночешуйчатые антигоритовые серпентиниты. По данным С. Н. Кальсина (1979 г.), месторождение представлено жадеитоносной зоной тектонического дробления и катаклаза субширотного простирания. Протяженность ее 25 км, ширина 0,5 км. В пределах этой зоны выделяется несколько участков концентрации тел жадеитовых, альбит-жадеитовых пород и альбититов. Длина таких тел по простиранию 12—60 м, мощность в раздувах до 8 м, реже больше. Многие жадеитовые тела подверглись интенсивному диафторезу и замещены низкотемпературными минеральными ассоциациями, включающими альбит, натролит, хлормеланит или альбит, диопсид-жадеит, анальцит и др.

Самое крупное зональное жадеитовое тело образует выход площадью 60×30 м, ядро его сложено серым крупнозернистым жадеитом. По направлению к вмещающим серпентинитам мономинеральная зона серого жадеита сменяется сначала альбит-жадеитовой, а затем зеленой анальцит-жадеитовой зоной.

Ювелирно-поделочный зеленый жадеит встречается в основном в краевой эндоконтактной зоне тела. По наблюдениям А. В. Татаринова, микроструктура его брекчиевидно-сфероликовая, участками сноповидная.

Жадеитизированные интрузивные основные породы

Эта группа более многочисленна, чем предыдущая, и включает месторождения Полярного Урала, Гватемалы, КНР и Японии, содержащие поделочный жадеит невысокого качества и имеющие небольшое практическое значение.

Тих зональности жадеитовых тел во многом аналогичен месторождениям первой группы, что обусловлено идентичностью низкотемпературных минеральных парагенезисов, наложенных на высокотемпературные. Однако на некоторых месторождениях рассматриваемой группы (например, на месторождении Сибукава в Японии) в связи с большим потенциалом кальция в метасоматических растворах в краевых частях

жадеитовых прожилков, залегающих в жилах габбро, наблюдается парагенезис жадеита с альбитом и гроссуляром.

СССР. Типичный представитель данной группы — *месторождение Лево-Кечпельское* на Полярном Урале, расположенное на склоне горы Пай-Ёр, в 30 км к югу от г. Воркуты. Оно связано с крупным гипербазитовым массивом раннепалеозойского возраста, известным в литературе как Войкаро-Сыпьянский, или Пай-Ёр. Длина массива около 180 км, ширина колеблется от первых километров до 25 км. В экзоконтактной зоне массива вблизи жадеитового месторождения развиты метаморфические образования фаций высоких давлений: гранатовые амфиболиты, гранат-пироксеновые эклогитоподобные породы и сланцы с глаукофаном, жадеитом и хлормеланитом. С востока гипербазитовый массив окружен поясом габброидных тел с прорывающими их девонскими плагиигранитами.

В современном эрозионном срезе развиты преимущественно серпентинизированные гарцбургиты, богатые оливином и ромбическим пироксеном. Жильные породы представлены пироксенитами (бронзититы, энстатититы), габброидами, плагноклазитами, жадеитовыми породами и альбититами.

Жадеитовые и связанные с ними альбит-жадеитовые жилы сгруппированы в узкие и сравнительно короткие серии, образующие в совокупности крупную субширотную жадеитоносную зону. Характерная особенность этой зоны заключается в том, что некоторые жилы здесь сохранили первичную зональность. От вмещающих пород они отделены высокотемпературной оторочкой роговообманкового или диопсидового и диопсид-энстатитового составов. В большинстве случаев они подверглись диафорезу и обладают более сложным типом зональности, например (от ядра к зальбандам): 1) жадеит, 2) жадеит-альбитовая и альбититовая породы, 3) актинолитовая порода с реликтовыми участками диопсидовой. Жилы образовались по габброидам.

Реликты роговой обманки первичной габброидной породы встречаются в жадеитовом ядре жил и, кроме того, в их самой внешней зоне, состоящей из хлорита с серпентином и актинолитом. Во многих альбитизированных жадеитах фиксируются цеолиты [5].

По сведениям Б. Д. Эфроса, Г. Я. Гутцайт, Л. М. Прокофьева и др. (1976 г., 1979 г.), на месторождении выявлено около 100 развалов альбит-жадеитовых жил и 21 жадеитовая жила, сконцентрированных на пяти участках жадеитоносной зоны. Наиболее изучен участок Центральный, в пределах которого вскрыто горными выработками 15 жадеитовых тел.

Жадеитовые жилы контролируются субширотной тектонической зоной катаклазированных и раздробленных антигоритовых серпентинитов. Длина жил от первых до 45 м, мощность 0,4—10 м. Жилы окаймлены глинистой хлорит-актинолит-фло-

гопитовой зоной и крупночешуйчатыми рассланцованными черными серпентинитами. Большинство жил состоит из сближенных блоков жадеита, окруженных флогопитовыми и флогопит-актинолитовыми каймами.

Окраска жадеита серовато-зеленая. В эндоконтактах жил и в краевых частях жадеитовых блоков в виде мелких пятен и прожилков встречаются ярко-, темно- и яблочно-зеленые жадеиты. По определению А. Ф. Свириденко и др. (1977 г.), они представлены омфацитами, омфацитовыми хлормеланитами и диопсид-жадеитами. Качество зеленых разновидностей жадеита невысокое из-за включений чужеродных минералов. Используется в основном как поделочный материал.

Гватемала. Коренные выходы и аллювиальные россыпи жадеитовых пород находятся в долине р. Метагау, около небольшого городка Манзенал в департаменте Эль-Прогресо. В этом районе давно известны многочисленные археологические находки изделий из жадеита древней культуры Майя.

Месторождения жадеитовых пород располагаются среди мезозойских (меловых) серпентинитов Главного глубинного разлома, получившего название разлома Метагау [27]. Наряду с крупными массивами гипербазитов в зоне разлома широко распространены глаукофан-лавсонитовые породы и омфацит-гранатовые эклогиты, а также встречаются гигантские блоки метаморфических пород серии Чуаку, представленные рогово-обманковыми амфиболитами, гранат-биотитовыми гнейсами и актинолитовыми сланцами. По свидетельству А. Бирнея и др., жадеитовые породы, ассоциируясь с альбититом, образуют линзы в серпентинитах. Кроме альбита жадеит сопровождается актинолитом, белой слюдой, голубовато-зеленым щелочным амфиболом, иногда кварцем, сфеном, цоизитом или клиноцоизитом. Структура жадеитовой породы неравномерно- и тонкозернистая: окрашена она в бледный яблочно-зеленый цвет и постепенно переходит в жадеит-альбитовую породу. В ней содержится (в %): жадеита 5—95, альбита 5—90, белой слюды до 10, кварца 5. Текстура жадеитовых пород нередко катакластическая; раздробленные зерна жадеита с однородной кристаллографической ориентировкой замещаются альбитом. Некоторые зерна окружены очень тонкой каймой анальцима. В пластинках толщиной до 0,5 см жадеит просвечивает. По химическому составу он почти не отличается от бирманского, но в нем нет примеси хрома [48].

Вблизи коренных выходов жадеитовых пород в аллювиальных отложениях террас отмечаются обильные гальки жадеитита. В русле Метагау встречаются крупные жадеититовые валуны массой до 100 кг.

Древнеиндейские племена не разрабатывали коренных месторождений, а занимались только сбором галек, о чем свидетельствует уплощенно-округлая форма изделий.

КНР. В стране известно несколько месторождений жадеита. Наиболее изученное из них находится вблизи г. Наньань, на востоке страны. Этот район относится к крупному офиолитовому поясу, где широко распространены серпентинизированные перидотиты и ассоциирующие с ними габброиды. Наблюдаются также жилы плагиоклазитов, которые А. Шюллер [46] относит к интрузивным жильным производным ультраосновной или основной магмы.

Месторождение Наньань и сопровождающие его проявления жадеита локализованы в крупной тектонической зоне, где ультраосновные и основные породы вместе с заключенными в них жилами плагиоклазитов подверглись интенсивному динамометаморфизму. Здесь в узкой зоне глубоких разломов распространены катаклазированные и милонитизированные серпентиниты и метагаббро, превращенные в хлоритовые сланцы и амфиболиты, лейкофиры или кислые плагиоклазиты с новообразованным жадеитом и диопсид-жадеитом.

Жадеитсодержащие жилы, по данным А. Шюллера, имеют мощность до нескольких десятков сантиметров и состоят из первичной альбитовой породы, в той или иной степени превращенной в мелко- или тонкозернистый агрегат жадеита, диопсид-жадеита, роговой обманки, цоизита и фуксита. В жилах местами обособляется белый мономинеральный жадеит с изумрудно-зелеными вкраплениями фуксита и хромсодержащего жадеита. Довольно широко распространены жилеобразные тела тонкозернистых альбититов, на белом фоне которых контрастно выделяются темно-зеленые пятна роговой обманки и диопсид-жадеита. Эта мелкозернистая порода наряду с зеленоватыми разновидностями диопсид-жадеита и жадеита используется как поделочный камень.

Жадеитизированные породы эффузивно-осадочных формаций

Представители этой группы месторождений известны в США в шт. Калифорния.

Месторождение Клер-Крик в округе Сан-Бенито тяготеет к разлому Сан-Андреас и расположено в полосе распространения гипербазитов и осадочно-эффузивных пород францисканской формации (поздняя юра — мел). Оно детально изучено Х. Йодером, Ч. Честерманом [50] и Р. Колеманом [32]. Выходы жадеитовых пород находятся на серпентинитовом массиве Нью-Идрия, вытянутом согласно с простиранием вмещающих пород в северо-западном направлении. В плане массив имеет овальную форму; длина его около 19 км, ширина 6,4 км. Контакты с вмещающими породами тектонические (рис. 16).

Очень характерны многочисленные ксенолиты осадочных и вулканогенных пород францисканской формации, размер которых достигает нескольких десятков, реже сотен метров по

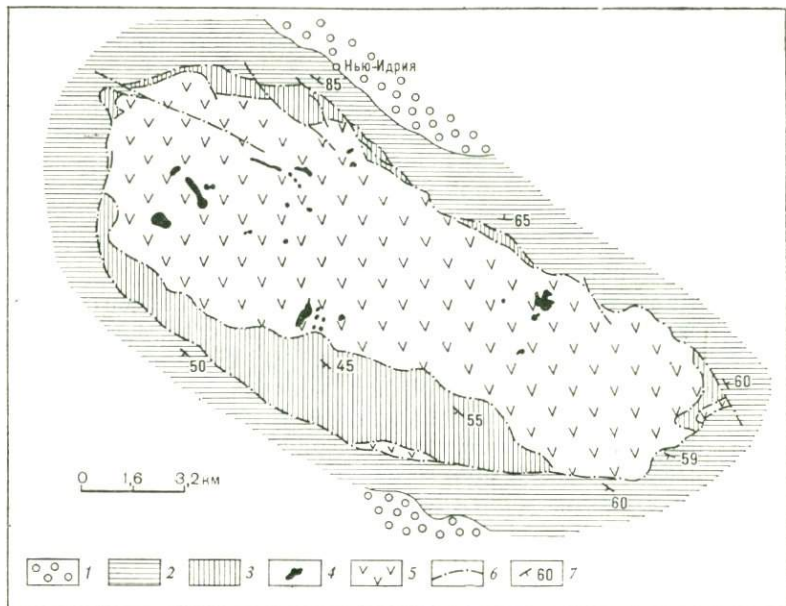


Рис. 16.

Схема геологического строения района месторождения жадеита Клер-Крик.
По Р. Колеману (Coleman, 1961 г.).

1 — палеогеновые и неогеновые нерасчлененные отложения; 2 — верхнемеловые морские отложения; 3 — францисканская формация (юра—мел); 4 — «тектонические включения» метаморфизованных пород в серпентините; 5 — серпентиниты; 6 — разрывные нарушения; 7 — элементы залегания пород

длине. Мелкие включения подверглись интенсивным метасоматическим преобразованиям. Одни из них превращены в родингитоподобные плотные породы, сложенные зернистым агрегатом гроссуляра, диопсида, тремолита и везувiana с примесью альбита и натролита. Другие, особенно те, которые расположены вблизи закономерно ориентированных крупных ксенолитов, испытали интенсивную жадеитизацию и представляют собой настоящие жадеиты.

Тектонические включения метаморфических сланцев, вблизи которых находятся тела жадеитов, обладают реликтовой первичной слоистостью и состоят из очень мелких зерен альбита, игольчатых скоплений щелочного амфибола — кроссита, иногда глаукофана и эгирина. В небольших количествах присутствуют также стильпномелан, сфен и циркон. Местами, особенно в крайних частях включений, альбит-кросситовый сланец постепенно переходит в альбит-жадеитовый обогащенный зеленым волокнистым пироксеном диопсид-жадеитового состава. Альбит-жадеитовый сланец пересечен поперек слоистости жилами жадеита длиной до 15 м, мощностью до 0,2—0,3 м и более, которые

состоят из зерен чистого белого жадеита, содержащего 98 % жадеитовой молекулы. Участками жадеит замещен альбитом и цеолитами — натролитом и томсонитом.

Линзы жадеитов в серпентинитах сконцентрированы в сравнительно короткие зоны, насчитывающие от 6—8 до нескольких десятков тел. Наиболее крупные скопления жадеитовых пород наблюдаются в районе руч. Клер-Крик, где длина некоторых тел мономинеральных жадеитов достигает 60 м при мощности 0,5—1,5 м. Около линз жадеитита хризотилловые серпентиниты интенсивно развальцованы.

Тела жадеитов имеют резкие контакты с серпентинитами, иногда отделяются от них зоной тонкозернистых плотных или плитчатых пород мощностью 0,5 м и более. По Х. Йодеру и Ч. Честерману, эта зеленовато-коричневая порода состоит из гроссуляра, лавсонита, пумпеллиита и зеленого амфибола. Более поздними исследованиями Р. Колемана [33] установлено, что она имеет существенно гидрогроссуляровый состав с примесью томсонита, пектолита и арагонита. Эта необычная кайма, по-видимому, возникла в результате кальциево-кремниевое метасоматоза, наложенного на уже сформированное жадеитовое тело.

Центральная часть жадеитовых тел, а нередко и все они целиком сложены брекчиевидным тонкозернистым зеленым жадеитом, пронизанным прожилками крупнозернистого белого жадеита. Характерно отсутствие альбита. В зеленом жадеите чередуются волнистоизогнутые светло- и темно-зеленые слои шириной от нескольких миллиметров до 2,5 см, напоминающие первичную полосчатость сланцев. Он содержит мелкие зерна натролита и пектолита. В нем содержится (в %): жадеитового компонента 75, изоморфной примеси эгирина 15, диопсида около 7 и геденбергита 3 [33]. Белый жадеит, цементирующий обломки зеленого, по оптическим свойствам и химическому составу сходен с идеально чистым бирманским жадеитом: он содержит 97 % жадеитовой молекулы, а количество акмитового (эгиринового) компонента не превышает 2,5 %. Качество жадеитового сырья месторождения Клер-Крик в целом невысокое, что обусловлено малым выходом хорошего поделочного материала и отсутствием ювелирного изумрудно-зеленого жадеита. Р. Колеман полагает, что жадеитовые тела образовались в результате метасоматического замещения тектонических включений туфов кератофиров в серпентинитах.

Месторождение Лич-Лейк в округе Мендосино отличается от других жадеитовых месторождений по геологическим условиям образования и необычному парагенезису диопсид-жадеита с нефритом. Характеристика этого своеобразного месторождения приводится по данным Ч. Честермана (1960 г.).

В районе месторождения распространены слабо метаморфизованные граувакки, алевролиты и кремнистые сланцы, пласто-

вые тела диабазов, некки и покровы базальтов, а также согласные с залеганием вмещающих пород массивы серпентинизированных перидотитов.

Контакты серпентинитовых тел с вмещающими породами везде тектонические. Вблизи серпентинитов в узкой экзоконтактной полосе мощностью 4—5 м осадочные и эффузивные породы подверглись глаукофановому метаморфизму.

В результате биметасоматоза и инфильтрационного кальциево-кремниевое метасоматоза на контакте серпентинитов с граувакками образуется мелкозернистая светло-зеленая порода мощностью 0,5 м и более, состоящая из спутанноволокнистого актинолита (нефрита) с реликтовыми участками диопсид-жаденитового пироксена. Она постепенно сменяется родингитоподобным агрегатом гидрогроссуляра и везувиана с примесью пектолита, томсонита и хризотила. Вблизи этой метасоматической зоны в серпентинитах развивается сеть пересекающихся прожилков, сложенных диопсид-жаденитовым пироксеном, гидрогроссуляром и везувианом, а в граувакках — волокнисто-игльчатый агрегат пектолита и ксонотлита.

Непосредственно в серпентинитах повсеместно встречаются мелкие жилы родингитов — белой массивной породы, состоящей из гидрогроссуляра, везувиана, пренита и талька. Кроме перечисленных минералов, иногда присутствует волокнистый диопсид-жаденитовый пироксен, заместивший кластические зерна альбита.

Коренные выходы диопсид-жаденитовой породы, а также связанные с ними валунные россыпи служили источником поделочного сырья, которое экспортировалось в Германию.

Экзогенные месторождения

Вторичные месторождения являются основным источником добычи ювелирного и поделочного жадеита. Среди них выделяются жадеитоносные конгломераты, аллювиальные и элювиально-делювиальные россыпи.

Жадеитоносные конгломераты

В центральной и южной частях жадеитоносного района Северной Бирмы широко распространена мощная толща древнечетвертичных конгломератов, состоящих из округлых обломков сланцев, серпентинитов, габброидных и других пород, сцементированных песчано-глинистым или известковистым цементом. Они слагают высокие террасы р. Уру и покрывают горное плато.

Выходы конгломератов прослеживаются на несколько десятков километров при ширине 3—6,5 км, мощность толщи иногда превышает 300 м. Местами в ней присутствуют горизонты,

обогащенные валунами и гальками жадеитов. Жадеитоносные конгломераты сосредоточены в районе деревень Хпакань, Хвека и других местах долины Уру [29].

Знаменитое *месторождение Хвека*, по А. Блику, находится вблизи одноименной деревни в узкой горной долине, склоны которой сложены смятыми в складки песчаниками и конгломератами. Вверху располагаются серые песчаники, а под ними серо-синие песчаники с пропластками бурого угля. Еще ниже залегает пласт конгломератовидных песчаников, состоящий из обломков и зерен кварца, плагиоклаза, серпентина с примесью зерен глауконита, циркона и магнетита. Эти песчаники лежат непосредственно на пачке жадеитоносных конгломератов мощностью 15 м и более. Конгломерат преимущественно крупновалунный (до 1 м³), с песчано-глинистым цементом серо-зеленого цвета. Валун и галька конгломерата представлены кварцитами, мусковитовыми сланцами, амфиболитами, пироксенитами, антигоритовым серпентинитом с вкрапленностью хромита и магнетита и другими породами.

В конгломерате встречаются гальки и валуны высококачественного жадеита, в том числе с участками прозрачного изумрудно-зеленого импернала. Попадались валуны бездефектного драгоценного жадеита массой 7 кг и более. Некоторые валуны жадеита состоят из крупнозернистого серого жадеита с бурой мелкозернистой оторочкой.

Аллювиальные россыпи

Этот тип месторождений связан главным образом с размывом жадеитоносных конгломератов и ледниковых морен. В результате процессов естественного обогащения в крупновалунной фракции руслового аллювия иногда возникают в значительные концентрации жадеитового камня.

Наибольшую известность благодаря высокому качеству извлекаемого сырья получили аллювиальные месторождения Северной Бирмы, расположенные по долинам Уру и ее притоков, особенно в районе деревень Мамон, Панхма, Кэнси и Кадемау. Крупнейшее из них месторождение Мамон расположено в 10 км к югу от коренных жадеититов Таумау.

Валуны и галька жадеита добываются прямо из русла реки. Они обычно покрыты желтой пористой коркой, а иногда зеленовато-черной, плотной [44].

Аллювиальные россыпи известны также в шт. Калифорния (США) на месторождении Клер-Крик. Здесь они связаны с русловыми крупновалунными отложениями рек, пересекающих жадеитоносный серпентинитовый массив. Особенно много жадеититовых валунов в каньоне Клер-Крик, где размеры их достигают 1,5 м в диаметре.

Этот тип месторождений имеет такое же практическое значение, как и коренные месторождения. Обогащения и концентрации жадеита здесь почти не происходит, хотя в связи с дезинтеграцией пород разработка их по сравнению с коренными объектами значительно облегчается. Элювиально-делювиальные россыпи широко распространены на Лево-Кечпельском месторождении на Полярном Урале и на Итмурундинском в Казахстане.

IV НЕФРИТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Слово нефрит происходит от греческого νεφρος (нефрос) — почки; считалось, что он помогает исцелять болезни почек.

Нефрит использовался человеком с каменного века. Во многих районах Европы, Азии, Америки и Австралии при археологических раскопках найдены древнейшие примитивные нефритовые инструменты, оружие, украшения и предметы культа. Уже во втором тысячелетии до нашей эры уровень обработки нефрита был достаточно высок.

Особенно важное место занимает нефрит в истории культуры Китая. Китайские камнерезы, унаследовавшие древние традиции прикладного искусства, совершенствовали свое мастерство, выполняя многочисленные заказы императорского двора и феодальной знати. Из нефрита вырезались знаки отличия вельмож, высокохудожественные предметы бытового и религиозного назначения, различные украшения. Нефрит использовался также в качестве талисмана, наделявшегося сверхъестественными свойствами — предохранять от отравления, болезней и от поражения молнией. В Китае особенно ценился белый нефрит, который в отличие от зеленого обладает способностью звучать в тонких пластинках. Покрытые искусной резьбой пластинки нефрита, подвешенные к поясу или головному убору, издавали во время ходьбы мелодичный звон, отпугивая по древнему поверию злых духов.

В XVII—XVIII вв., искусство резьбы по камню в Китае достигло наивысшего расцвета; придворные мастерские изготавливали резные нефритовые чаши, кубки, вазы, флаконы и другие настольные украшения, поражающие совершенством исполнения и необыкновенной красотой и изяществом рельефных фигур.

Подобные шедевры камнерезного искусства ценились очень высоко. В конце XVIII в., например, за нефритовый кубок платили до 70 тыс. франков.

На камнерезных фабриках царской России саянский нефрит обрабатывался в более простых, близких к современным формам. Из него делали браслеты, шкатулки, портсигары, декоративные тарелки, туалетные приборы, ручки для ножей и другие предметы. В современном ювелирном и камнерезном искусстве нефрит используется так же, как и жадеит.

В КНР, где нефрит до сих пор занимает важное место в камнерезном производстве, по окраске различаются следующие его разновидности: 1) белый, похожий на бараний жир или свиное сало, 2) желтый, напоминающий талый снег, 3) истинно зеленый, 4) салатово-зеленый, 5) яблочно-, шпинатово-зеленый и др.

Нефрит — это плотная разновидность тремолита, обладающая спутанно-волокнистой микроструктурой. Химическая формула белого нефрита близка к идеальному тремолиту — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_2\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$. В зеленых разновидностях нефрита часть магния изоморфно замещается Fe^{2+} (ферроактинолит — $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_5[\text{Si}_2\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$). В нефритах появляется также изоморфизм по схеме $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$ и $3\text{Mg}^{2+} \rightarrow 2\text{Fe}^{3+}$ [21].

Нефриты из месторождений в альпинотипных гипербазитах характеризуются следующим средним содержанием компонентов (в %): SiO_2 53,64—57,40, TiO_2 сл.—0,12, Al_2O_3 1,29—2,71, Fe_2O_3 0,47—2,71, FeO 3,65—4,58, MnO 0,10—0,19, MgO 20,64—25,78, CaO 11,51—12,6, Na_2O 0,06—0,17, K_2O 0,03—0,19; отмечается присутствие фтора (сотые доли процента), хрома и никеля (десятые доли процента). В качестве примесей присутствуют кобальт, ванадий.

Химический состав нефрита из месторождений в скарнированных доломитовых мраморах отличается меньшим содержанием FeO (до 1,6 %), хрома, никеля (на два порядка ниже) и более высоким содержанием фтора (на порядок выше) по сравнению с нефритом из гипербазитов.

Нефрит кристаллизуется в моноклинной сингонии; встречается в виде плотных тонкокристаллических до криптокристаллических масс, обладающих исключительно высокой вязкостью и прочностью. Эти свойства обусловлены очень тонкой микроволокнистой структурой, в которой тонкие волокна тремолита образуют хаотично ориентированные пучки, связки и снопообразные агрегаты. В одном таком пучке содержится по нескольку десятков переплетенных друг с другом волокон тремолита. Длина подобных групп волокон не превышает 0,3 мм при толщине до 0,1 мм. Такая микроструктура породы получила название нефритовой.

В нефритах Восточного Саяна разновидностями этой микроструктуры являются нематобластовая и сноповая с фибробла-

стовой основной тканью. Известно, что кубик нефрита разрушается только при очень большой нагрузке. Из-за большой вязкости минерала от глыбы монолитного нефрита обычно не удается отколоть молотком даже небольшой образец.

Блеск полированной поверхности нефрита маслянистый, твердость по шкале Мооса 5,5—6,5, плотность образцов, лишенных минеральных примесей, 2,9—3 г/см³. Это оптически двусосный, отрицательный минерал.

Цвет чистого нефрита, содержащего Fe²⁺ не более 1 %, белый. Обычная окраска нефрита зеленая с различными оттенками: светло-, яблочно-, салативо-, буровато-зеленым и т. п. (рис. 17, 18, см. вклейку). Изредка встречается черная окраска, обусловленная тонкими включениями глинистого вещества. Отмечаются также бурые и красные нефриты, цвет которых связан с вторичным прокрашиванием гидроокислами железа под действием грунтовых вод в результате окисления магнетита.

Исследованиями Л. В. Никольской (1976 г.) доказано, что первичная зеленая окраска нефрита вызвана изоморфной примесью ионов хрома, Fe²⁺ и Ni²⁺, замещающими магний в октаэдрических позициях. При этом главная роль в окраске принадлежит ионам хрома, а второстепенная — ионам железа и никеля, обуславливающим оттенки зеленой окраски.

Высококачественный нефрит полупрозрачен и просвечивает в сколах толщиной до 10—16 мм. В нефритах из месторождений в альпинотипных гипербазитах отмечаются реликтовые зерна хромшпинелидов, серпентина, магнетита, уваровита и более поздних длинноигльчатого и призматического обыкновенного тремолита, а также хлорита и талька. Для нефритов, связанных со скарнированными мраморами, характерно присутствие реликтовых зерен диопсида и доломита. Зерна хромшпинелидов, магнетита и уваровита в них не отмечены.

В природе нефрит встречается довольно редко. Однако его месторождения распространены гораздо шире, чем месторождения жадеита. Они известны в альпинотипных гипербазитах, а также среди скарнированных доломитовых мраморов. Практический интерес представляют валунные россыпи нефрита и коренные месторождения.

Нефрит имеет гидротермально-метасоматическое происхождение. Он образуется на контакте двух контрастных по составу пород (апогипербазитовых серпентинитов или доломитовых мраморов с алюмосиликатными породами) под воздействием восходящих кальциевых растворов.

Просачивание этих растворов вдоль контакта химически неравновесных пород приводит к обмену химическими элементами между ними и к перекристаллизации пород по обе стороны контакта. Из алюмосиликатных пород в ультраосновную

выносятся кремнезем, а из последней в противоположном направлении происходит миграция магнезии и окислов железа*.

По Ю. Н. Колеснику [13], причиной тонкой спутанно-волокнистой структуры нефрита является кристаллизация из минералообразующих растворов, характеризующихся максимальным для образования амфиболов химическим потенциалом кальция. Существует также гипотеза, что нефритовая структура обусловлена разноориентированными межзерновыми перемещениями в кристаллизующейся среде во время перемещения блоков серпентинитов по тектоническим разломам. Эта гипотеза не объясняет, почему родингиты, расположенные на контакте с нефритом и формирующиеся одновременно с ним, не имеют подобной структуры.

В последнее время популярна гипотеза о псевдоморфной природе нефритовой структуры. Она основана на сходстве микроструктур нефрита и плотных, почти скрытокристаллических антигоритовых серпентинитов, распространенных в нефритоносных зонах гипербазитовых массивов. Однако данная гипотеза непригодна для объяснения спутанноволокнистой структуры в апокарбонатном нефрите, а также в нефритах, которые образовались за счет метаморфических алюмосиликатных пород.

По мнению Ю. Н. Колесника, нефрит и ассоциированные с ним скарновые минералы — диопсид, гроссуляр, везувиян, волластонит — кристаллизуются при температуре не ниже 600—700 °С, в то время как обычный тремолит, цонзит и клиноцоизит относятся к более низкотемпературным образованиям. Нефрит, по Ю. Н. Колеснику, формируется за счет ультраосновной породы до процесса ее серпентинизации, одновременно с альбитизацией основной породы, на контакте с которой он обычно образуется. В результате, как полагает Ю. Н. Колесник, возникает высокотемпературная ассоциация нефрита с альбитовой породой — альбититом. Однако наличие в нефрите реликтовых минералов серпентинитов указывает, что он возникает по серпентину, т. е. после процесса серпентинизации ультраосновных пород [46, 8].

А. Н. Сутурин [22] и др. считают, что нефрит может формироваться по антигоритовому серпентиниту одновременно с образованием апогаббрового кварц-цонзит-диопсидового родингита в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев, т. е. при температуре 400—500 °С. По данным этого исследователя, низкотемпературная ассоциация стабильна при наиболее высоком потенциале кальция в растворах. По-видимому, справедлива точка зрения А. Н. Сутурина: возникновение этих двух различных парагенезисов минералов связано с изменением со-

* В итоге биметасоматоза алюмосиликатные породы преобразуются в родингиты, а контактирующие непосредственно с ними серпентиниты — в нефрит.

става растворов. Если растворы имеют повышенную щелочность, образуется нефрит-альбититовая ассоциация, а в случае нормальной щелочности нефрит сопровождается кварц-цоизит-диопсидовой породой. Растворы, вызвавшие метасоматоз, связаны с габбро или плагиогранитами того же офиолитового комплекса, что и вмещающие их гипербазиты.

В СССР месторождения и проявления нефрита известны в Восточном и Западном Саяне, Юго-Западном Прибайкалье, Средне-Витимском нагорье, Якутии, на Полярном и Южном Урале и в Туве. За рубежом месторождения имеются в Польше, ФРГ, Италии, КНР, Новой Зеландии, Австралии, США и Канаде. Кроме того, находки нефрита отмечались в Мексике и Зимбабве. Наиболее крупные месторождения нефрита сосредоточены в СССР, Канаде, США и Австралии.

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выделяются эндогенные — пневматолито-гидротермальные и экзогенные — россыпные месторождения нефрита (табл. 5).

Пневматолито-гидротермальные месторождения

Все коренные месторождения нефрита имеют метасоматическое происхождение. По составу вмещающих и замещающих пород они подразделяются на два типа:

- 1) месторождения в альпинотипных гипербазитах;
- 2) месторождения в доломитовых мраморах.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ

Этот тип месторождений подобно жадеиту тесно связан с альпинотипными гипербазитами. Однако нефрит формируется при меньших давлениях, чем жадеит. Поэтому эти два минерала почти никогда не встречаются вместе. Нефритовые жилы обычно размещаются на контакте серпентинитов с метасоматически измененными телами основных или кислых магматических пород (дайки габброидов, ксенолиты спилитов, диабазов, дайки гранит-порфиров). Реже встречаются месторождения, где крупные обособления нефрита располагаются в серпентинитах на контакте с измененными осадочными породами — аргиллитами, углисто-кремнистыми сланцами и др. Еще более редки месторождения, где тела нефрита, представляя собой инфильтрационно-метасоматические образования, находятся непосредственно в серпентинитах без видимой связи с алюмосиликатными породами либо встречаются в небольшом удалении от серпентинитов, среди вмещающих метаморфических пород.

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вещающие породы	Характеристика продуктивных тел
Эндогенная	Пневматолито-гидротермальный	В альпийно-типовых гипербазах	Рассланцованные и катаклазированные серпентиниты гарцбургитов и дунитов	Жилы, плитообразные тела и линзы длиной от первых метров до 50 м и мощностью от десятков сантиметров до 4—8 м
		В доломитовых мраморах	Скарнированные доломитовые мраморы	Жилы и линзы длиной от первых метров до 70 м и мощностью от десятков сантиметров до 3 м и более
Экзогенная	Россыпей	Элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи	Рыхлые элювиально-делювиальные отложения и крупновалунные галечники и конгломераты	

Таким образом, в зависимости от типа пород, на контакте которых с серпентинитами образуются жилы и линзы нефрита, можно выделить четыре группы месторождений: 1) в серпентинитах на контакте с телами основных или кислых магматических пород; 2) в серпентинитах на контакте с осадочными породами; 3) в метаморфических породах (амфиболитах, метаграувакках, аргиллитах и др.) на контакте с серпентинитами; 4) в серпентинитах без видимой связи с алюмосиликатными породами.

рождений ювелирно-поделочного нефрита

Тип скопления нефрита	Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирно-поделочного сырья	Промышленное значение	Примеры месторождений
Крупные обособления, слагающие полностью или частично минерализованные тела	Хромшпинелиды, магнетит, уваровит, серпентин, диопсид, гроссуляр, везувиан, цоизит, клиноцоизит, обыкновенный тремолит, хлорит, тальк	Ювелирный нефрит однородной яркой яблочно-зеленой окраски; просвечивает в сколах толщиной 5—10 мм	Большое	Оспинское, Горлыкгольское, Зуносинское (СССР), Иорданува (Польша), Прованшер-Лейк (Канада)
Крупные обособления, слагающие полностью или частично минерализованные тела	Диопсид, серпентин, тремолит, доломит, волластонит	Ювелирный нефрит однородной лиственной и яблочно-зеленой окраски; просвечивает в сколах толщиной 5—7 мм. Поделочный нефрит белый, зеленый	Очень большое	Буромское (СССР), Люшей (КНР), Коуэлл (Австралия)
Крупные глыбы и валуны		Естественно обогащенные валуны и гальки, иногда окрашенные гидроксидами железа в желтые, бурые и красные тона	Большое	Теремакау, Арахура (Новая Зеландия), Яркенд, Каракаш, Керия (КНР)

Месторождения в серпентинитах на контакте с телами основных или кислых магматических пород

С месторождениями этой группы в СССР связаны скопления поделочного нефрита в Восточном Саяне, а за рубежом — расположенные в Нижней Селезии в Польше, в Северной Италии и в центральной части шт. Калифорния (США).

СССР. Восточносибирские месторождения нефрита размещаются в альпинотипных ультраосновных массивах одноименного гипербазитового пояса, вытянутого вдоль субширотных

разломов, ограничивающих Горганскую архейскую глыбу внутри Алтае-Саянской складчатой области. Северный разлом контролирует Халбын-Хаирханский гипербазитовый массив площадью около 30 км². В этом массиве находится Уланходинское месторождение нефрита. С южным разломом связан крупнейший в Восточном Саяне Оспинско-Китойский гипербазитовый массив площадью 174 км², заключающий Оспинское и Зуносинское, Горлыкгольское месторождения нефрита. Кроме того, в Восточно-Саянском гипербазитовом поясе выделяется ряд мелких массивов, суммарная площадь которых не превышает 50 км².

Первые официальные сообщения о находках нефрита в Восточном Саяне относятся к 1824 г. Уже в 50-х годах XIX в. знаменитый первооткрыватель месторождений цветных камней Сибири Г. М. Пермикин организовал добычу крупных нефритовых валунов по долинам саянских рек и доставил их на Петергофскую гранитную фабрику. Им были зафиксированы многочисленные россыпи нефрита по рекам Оноту, Китою и Урику. Позднее в бассейнах этих рек, а также в верховьях Оки и Иркуты собирали валунный нефрит, часть которого экспортировалась в Китай.

Первая коренная залежь нефрита в Восточном Саяне открыта в 1896 г. Л. А. Ячевским по р. Хара-Желге в районе Уланходинского месторождения. В 1937 г. жилы нефрита были обнаружены М. Ф. Шестопаловым на двух участках в районе горы Графитовой, где теперь оконтурено Горлыкгольское месторождение.

В последующие годы изучением восточносаянских месторождений и выяснением их генезиса занимались Ю. Н. Колесник, Р. С. Замалетдинов, И. С. Якшин, А. Н. Сутурин и др.

Оспинское месторождение расположено в верховье Ильчира — правого притока р. Онота, в 85 км от пос. Кырен. Жилы и линзы нефрита сконцентрированы в центральной части Оспинско-Китойского массива, где он разделен на два блока полосой карбонатно-терригенных пород протерозоя.

Месторождение состоит из двух участков — Ильчирского и Оспинского, которые представляют собой нефритоносные зоны расланцевания серпентинитов в краевых частях блоков ультраосновных пород, вблизи их контакта с известняково-сланцевой толщей (рис. 19, см. вклейку; рис. 20). Нефритоносная зона Ильчирского участка прослежена в субширотном направлении на 1 км, ширина ее около 0,3 км. В пределах зоны выделяются семь нефритоносных жил, залегающих на контакте серпентинитов с дайками габброидов, превращенных в амфиболитизированные породы, родингиты (рис. 21, см. вклейку) и альбититы. Самые крупные из них жилы 7 (длина 49 м, мощность 1—2 м) и 21 (длина 24 м, мощность 1 м). Длина остальных жил 5—10 м, мощность 0,5—1 м. Жилы 7 и 21 залегают в лежащем боку полностью измененной дайки габброидов, внедрившейся

между известняково-сланцевой толщей и серпентинитами. В вертикальном разрезе жилы 7 выделяются следующие зоны (от лежачего бока жилы к висячему): 1) серпентиниты; 2) талькиты (часто отсутствуют); 3) тремолититы, 4) нефриты; 5) тремолититы; 6) родингиты; 7) амфибол-цоизитовые породы (часто отсутствуют); 8) углистые сланцы с прослоями кристаллических известняков. Окраска нефрита темно- и светло-зеленая, он просвечивает в пластинках толщиной до 3—5 мм. Выход сортового нефрита из нефрита-сырца по жилам 7 и 21 высокий (около 50 %).

Оспинский участок находится к юго-востоку от Ильчирского. Нефритоносная зона этого участка вытянута в северо-западном направлении на 1—0,7 км при средней ширине 0,3 км. Здесь известны девять нефритовых жил, из которых жила 6 — самая крупная с высоким качеством сырья. Простирание жилы субмеридиональное; углы падения крутые, длина 20 м, мощность 1,4 м (рис. 22). Она залегает в лежачем боку дайкообразного тела цоизит-диопсид-кварцевого родингита, на его контакте с серпентинитами. Наблюдается следующая метасоматическая зональность (от лежачего бока жилы к висячему): 1) оталькованные серпентиниты; 2) альбититы; 3) нефриты; 4) цоизит-диопсидовые родингиты; 5) цоизит-диопсид-кварцевые родингиты. Нефрит жилы 6 травяно- и яблочно-зеленый, массивный, высококачественный.

Горлыкгольское месторождение расположено на юге Оспинского массива, площадь его 12 км². В его пределах обнажаются два мощных пластовых тела хризотил-лизордитовых

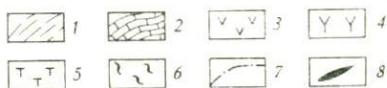
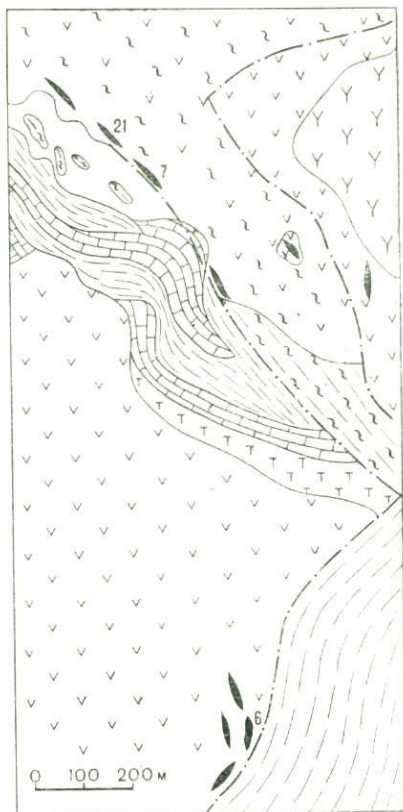


Рис. 20.

Схема геологического строения участка Оспинского месторождения нефрита. По И. С. Якшину (1972 г.). 1 — хлоритовые и углистые сланцы; 2 — мраморизованные известняки; 3 — серпентиниты; 4 — амфибол-цоизитовые породы; 5 — тальк-карбонатные породы и листвениты; 6 — зона дробления и милонитизации; 7 — тектонические нарушения; 8 — нефритовые жилы

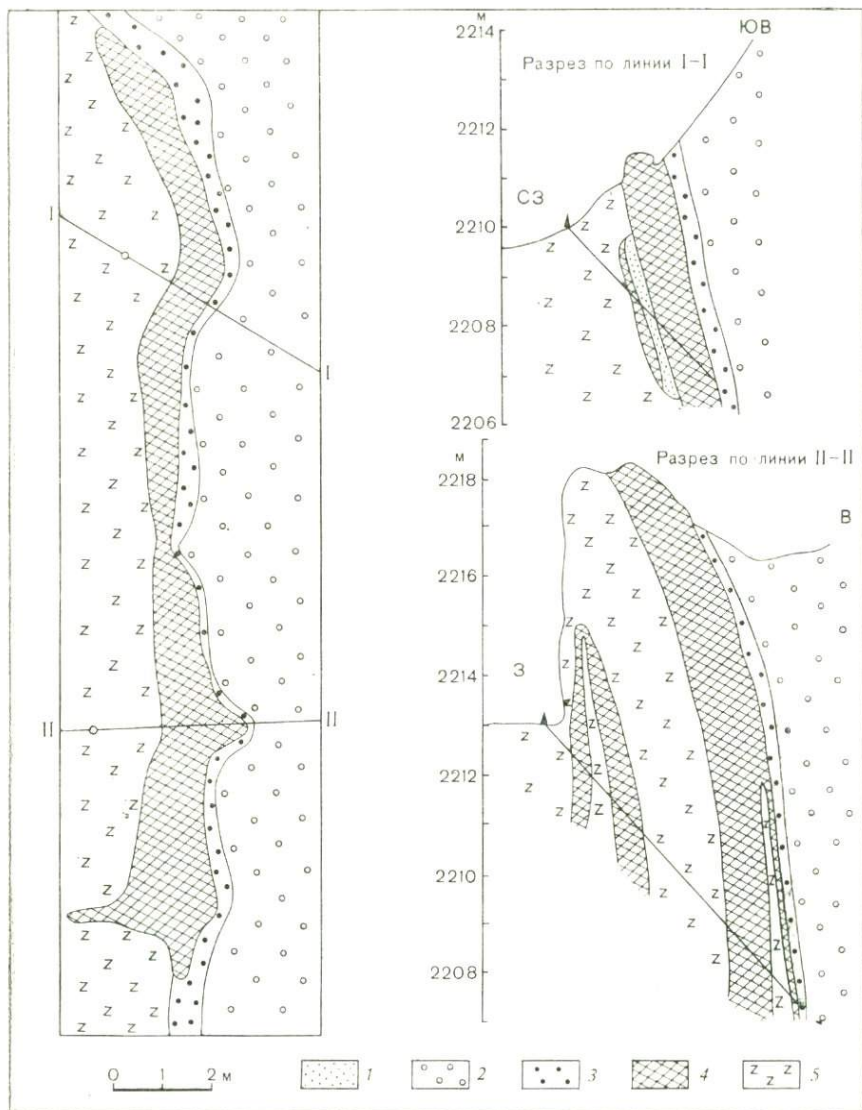


Рис. 22.

Схема геологического строения нефритовой жилы 6 Оспинского месторождения. По И. С. Яшкину (1972 г.).

1 — альбититы; 2 — цоизит-диопсид-кварцевые породы; 3 — родингиты цоизит-диопсидовые; 4 — нефриты; 5 — серпентиниты

серпентинитов, вытянутых в субширотном направлении и отделенных друг от друга широкой полосой вмещающих терригенно-карбонатных отложений протерозоя, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации.

Месторождение состоит из четырех субширотных нефритоносных зон, локализованных вдоль тектонических контактов серпентинитов с боковыми породами. По данным А. П. Секерина и др. (1976 г.), в двух нефритоносных зонах распространены линейно вытянутые тела порфиroidных альбититов, образовавшихся по основным эффузивам. В двух других нефритоносных зонах тела альбититов отсутствуют и линзы нефрита связаны с аподиабазовыми или апогаббровыми родингитами. В пределах месторождения сосредоточено около 30 жил и линз нефрита.

По характеру метасоматической зональности среди них различаются два типа. Для первого типа (преобладающего) свойственна следующая смена метасоматических зон: 1) порфиroidный альбитит, 2) кварц-цоизит-диопсидовый родингит, 3) тремолитит, 4) нефрит, 5) оталькованный и тремолитизированный антигоритовый серпентинит. Второй тип характерен для жил нефрита, приуроченных к контакту серпентинитов с дайками габброндов, преобразованных в амфибол-цоизитовую породу. От первого типа он отличается отсутствием альбитита.

В тех случаях, когда амфибол-цоизитовая или альбититовая породы не обнаружены, эти два типа жил различить невозможно. Наиболее крупные нефритовые жилы месторождения — жила 5 (длина 65 м, мощность 1—1,5 м), 12 (длина 30 м, мощность 1,5 м) и 13 (длина 50 м, мощность 1 м). Длина остальных жил 5—15 м, мощность 0,4—2,5 м, а линз или будин нефрита — 1,5—4 м, мощность 0,3—1 м. Окраска нефрита от светло-до темно-зеленой.

Зуносинское месторождение, открытое в 1976 г., расположено в западном эндоконтакте Оспинского гипербазитового массива; площадь его 2,5 км². Сложено месторождение хризотил-лизардитовыми серпентинитами, которые граничат по тектоническому разлому с протерозойской толщей слюдисто-карбонатно-кварцевых сланцев и основных метаэффузивов с прослоями известняков.

По данным А. З. Галимова и В. П. Гаврилова (1979 г.), жилы и будины нефрита, а также ассоциированные с ними дайкообразные тела порфиroidных альбититов и цоизит-кварцевых родингитов локализованы в пределах протяженной субширотной зоны катаклазированных серпентинитов шириной 150—300 м. Протяженность даек альбититов, образованных по плагиопорфирам, 20—150 м, мощность 0,5—3 м. В их экзоконтакте отмечается ореол нефритоподобных массивных антигоритовых серпентинитов. Подавляющее большинство нефритовых тел приурочено к контакту даек апоплагиогранитных альбититов

с антигоритовыми серпентинитами и отделяется от последних зоной тремолититов. Несколько небольших жил нефрита связано с жилами цоизит-кварцевых апогаббровых родингитов. Всего выявлено около 30 жил и линз нефрита. Наиболее крупные — жилы 14 (длина 25 м, мощность 0,3 м) и 24 (длина 18 м, мощность 0,1—1 м). Протяженность остальных нефритовых тел 2—8 м, мощность 0,2—1,5 м. Цвет нефрита от бледно- до темно- и табачно-зеленого.

Уланходинское месторождение расположено в северо-западной части Халбын-Хаирханского гипербазитового массива, залегающего среди метаморфизованных эффузивно-осадочных пород позднего протерозоя. В плане форма массива неправильная: длина 12 км, ширина до 5 км. Сложен массив серпентинизированными гарцбургитами, катаклазированными серпентинитами, тальк-карбонатными породами и листовниками. Так же как и в Оспинско-Китойском ультраосновном массиве, здесь довольно широко распространены жило- и дайкообразные тела родингитов и альбититов, с которыми связаны линзы и жилы нефрита.

Месторождение объединяет два участка, расположенных на северном склоне горы Улан-Хода и в верховье р. Хара-Желга. На площади первого участка выделяются две зоны.

Первая нефритоносная зона имеет северо-западное простирание, в длину прослежена на 600 м. На местности она фиксируется мощной зоной катаклазированных серпентинитов, содержащих прерывистые и кулисообразно расположенные жилы апогаббро-диабазовых родингитов. Протяженность их по простиранию колеблется от нескольких десятков до 300 м, мощность 1—3 м. Они сложены светлоокрашенной мелкозернистой породой, в составе которой доминируют кальциево-силикатные минералы: цоизит, диопсид и др., присутствует кварц, иногда альбит.

В призальбандовых частях некоторых жил родингитов встречаются небольшие линзо- и жилообразные обособления нефрита. Минерализованная зона сопровождается дайкообразными телами метаморфизованных габбро-диабазов, в которых первичный пироксен замещен амфиболом, а основной плагиоклаз — альбитом и цоизитом.

Вторая нефритоносная зона вытянута в субширотном направлении и на востоке соединяется с первой. К ней приурочена серия сближенных субширотных, часто полукольцевой формы даек альбититов длиной от нескольких десятков до 600 м и мощностью до 10—12 м. Альбититы — мелкозернистые существенно альбитовые породы с порфирированными выделениями кварца и примесью диопсида, тремолита, хлорита и цоизита. В эндоконтакте жил альбититов местами развиты родингиты, а непосредственно на границе с вмещающими серпентинитами — тальковые породы с линзами нефрита.

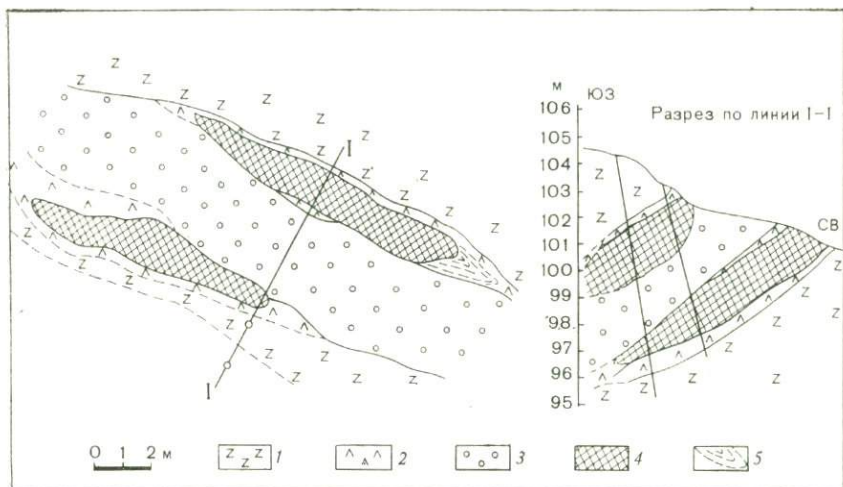


Рис. 23.

Схема геологического строения нефритовых жил Уланходинского месторождения нефрита. По Л. Ф. Певченко и др. (1971 г.).

1 — серпентиниты; 2 — перекристаллизованные серпентиниты; 3 — цоизит-диопсид-кварцевые породы; 4 — нефрит; 5 — нефрит-тремолит-тальковая порода

Несмотря на значительную протяженность жил родингитов и альбититов, распространенных в крупных тектонических разломах, а также за их пределами на площади первого участка Уланходинского месторождения обнаружено всего лишь 10 нефритовых жил. Длина их 1,5—10 м, средняя мощность 0,5—0,7 м, реже больше. Высоким качеством нефрита здесь отличались две жилы. По сведениям Р. С. Замалетдинова и И. С. Якшина [8], жилы нефрита, расположенные на контакте метасоматически измененной основной жильной породы с серпентинитами, характеризуются следующей метасоматической зональностью: 1) метаморфизованная габброидная порода; 2) родингит; 3) диопсидит; 4) тремолитит; 5) нефрит; 6) тальковая порода; 7) серпентинит. В некоторых жилах зоны 1 и 3 выпадают, а зоны 4 и 6 совмещаются и тогда линзы нефрита залегают непосредственно на контакте родингитов с серпентинитом (рис. 23). На тесную парагенетическую связь нефрита с кварццоизит-диопсидовым родингитом указывает также А. Н. Сутурин [22].

Сходная зональность обнаружена в жилах нефрита, локализованных на контакте альбититов с серпентинитами: 1) альбитит; 2) цоизит-диопсид-кварцевый родингит; 3) диопсидит; 4) тремолитит; 5) нефрит; 6) талькит; 7) серпентинит. Нефрит хорошего качества, обычно он связан с жилами апогабброидных родингитов.

Второй участок Уланходинского месторождения несколько больше первого. В его пределах развиты серпентиниты и тальк-карбонатные породы. Родингиты здесь практически отсутствуют и вместо них распространены альбититы, которые Н. Д. Соболев, впервые их обнаруживший в верховьях р. Хара-Желги, назвал альбитизированными гранит-порфирами. В пользу апогранитного происхождения альбититов высказываются А. Ф. Коржинский, а также А. Н. Сутурин [22] и др.

На втором участке месторождения альбититы образуют штокообразные тела размером от нескольких десятков метров до 150 м по наибольшему измерению, а также жилы длиной до нескольких сотен метров.

Мелкие блоки альбититов, так же как и родингитов, на первом участке месторождения, по-видимому, представляют собой разбуренированные при тектонических перемещениях крупные тела. На втором участке насчитывается 11 небольших жил нефрита, аналогичных по характеру метасоматической зональности жилам первого участка, развитым на контакте альбититов с серпентинитами.

Характерная особенность нефритоносных альбититов, по Ю. Н. Колеснику, который рассматривает их в качестве контакто-реакционных апогаббровых метасоматитов в серпентинитах,— ассоциация нефрита с диопсидом спутанноволокнистой микроструктуры или с веретенообразными кристаллами диопсида. Нефрит-диопсидовая, а также диопсид-гроссуляровая породы, которые иногда развиваются в эндоконтакте тел альбититов, обычно замещаются широкопризматическим тремолитом и тальком. Поэтому нефрит, связанный с альбититами, содержит примесь обычного тремолита и талька, вследствие чего качество его невысокое.

С разрушением коренных тел нефрита второго участка месторождения связана аллювиальная крупновалунная россыпь нефрита в долине р. Хара-Желга.

Польша. На территории Нижней Силезии известно несколько месторождений нефрита. Наиболее крупное из них — *Иорданува*, открытое в 1885 г., расположено около одноименного города. Это месторождение находится в герцинской складчатой области вблизи северо-восточной окраины Чешского массива древних пород.

По данным В. Гефлика (1968 г.), месторождение сложено докембрийскими сланцами, герцинскими гипербазитами, габбро и гранитами. Среди ультраосновных пород преобладают серпентиниты, подчиненное положение занимают дуниты, пироксениты и вебстериты. В серпентинитах развиты жилы альбититов и родингитов, весьма изменчивые по минеральному составу. В альбититах присутствуют основной олигоклаз, альбит, кварц и амфибол. Родингиты отличаются более разнообразным составом. В них установлены следующие минералы, находящиеся

в различных сочетаниях друг с другом: диопсид, гроссуляр, везувин, хромсодержащий гидрогроссуляр, актинолит, тремолит, цоизит, клиноцоизит, пренит, пумпеллит и десмин. На месторождении нефрит образует гнездо- и линзообразные тела, локализованные в зонах рассланцевания серпентинитов. Здесь они обычно залегают на контакте с белой метасоматической породой. Ю. Н. Колесник [13], основываясь на наблюдениях немецких исследователей Г. Траубе и Захса, приходит к выводу, что эта порода образовалась за счет жильного габбро. В составе ее отмечаются альбит, кварц, роговая обманка, гранат, эпидот, цоизит, пренит, биотит и хлорит.

Многие нефритовые тела на месторождении имеют зональное строение (от центра к периферии): 1) нефрит, 2) мелкокристаллическая диопсид-тремолитовая порода, переходящая в диопсидовую, 3) диопсид-цоизитовая и цоизит-кварцевая породы. Иногда зона диопсид-тремолитовой и диопсидовой породы выпадает и ее место занимает тальковая порода. Последняя обычно отделяет нефрит от цоизит-кварцевой зоны.

Окраска нефрита темно-зеленая, нередко с серыми и розовыми пятнами, обусловленными скоплениями диопсида, обычного тремолита и розового цоизита (тулита?). В нефрите наблюдаются также включения мелких зерен сульфидов, арсенидов, магнетита и гематита. Микроструктура нефрита спутанноволокнистая, часто неоднородная — от очень тонкой до грубой, с различимыми игольчатыми кристаллами тремолита.

Италия. В Северной Италии месторождения нефрита известны в горах Южной Лигурии. Они расположены в альпийской складчатой области и находятся в эндоконтакте крупного ультраосновного массива, вблизи его тектонической границы со сланцево-известняковой толщей эоцена. *Лигурийские месторождения нефрита* изучались Е. Кальковским [43] и несколько позже Г. Штейнманом. Месторождения размещаются среди рассланцованных и раздробленных серпентинитов в пределах субмеридиональной полосы, насыщенной дайками и жилами габброидов. Общая протяженность этой нефритоносной тектонической зоны 23 км.

Тела нефрита на месторождениях Южной Лигурии тесно ассоциируются с диопсидовой породой, а также с «белой породой», похожей на альбититы и родингиты, развитые на месторождении нефрита Иорданува. Здесь они более тесно пространственно связаны с основными породами и размещаются по границе серпентинитов с жилами и дайками сосюритизированного габбро.

Диопсидовая порода (местное название «каркаро») на месторождениях Лигурии — постоянный спутник нефрита. Эта очень вязкая порода имеет спутанноволокнистую микроструктуру, напоминающую нефритовую. В «каркаро» наблюдаются включения серпентина, реликтовые зерна диаллага, магнетит,

хромшпинелид, гранат, иногда в ней выделяются участки, состоящие из нефрита с веретеновидными кристаллами диопсида. Здесь отчетливо устанавливается сингенетичность метасоматических образований: «каркаро», нефрита и веретеновидных зерен диопсида, сформировавшихся за счет ультраосновной породы на контакте с жилами габброндов [13].

На месторождениях Лигурии жилы нефрита разбурены и обычно представляют собой линзообразные и округлые блоки до 1,5 м в поперечнике. Длина некоторых линз нефрита 8 м, ширина 3 м. Совместно с блоками нефрита местами встречаются глыбы серпентинита, окруженные со всех сторон оболочкой нефритовой или тальк-нефритовой породы. Е. Кальковский отмечает в серпентините таких глыб пятна нефрита, развитые по диаλλάгу.

Блоки нефрита образуют скопления, вытянутые вдоль простирания нефритоносной тектонической зоны. Наиболее крупные скопления линз и желваков нефрита прослеживаются в длину на 150 м при ширине продуктивной площади до 40 м.

Окраска нефритов из Лигурии преимущественно серо-зеленая или серо-голубоватая. Е. Кальковский здесь различает следующие разновидности нефрита: однородную массивную, порфирированную (с реликтовыми зернами диаλλάга или хлорита), пятнистую (с темно-зелеными пятнами хлорита), слоистую, волокнистую, сланцеватую и др. Кроме включений диаλλάга и хлорита в нефрите наблюдается примесь крупных игольчатых кристаллов тремолита, веретенообразных зерен диопсида, хромшпинелидов и других минералов. Микроструктура нефрита спутанноволокнистая, волокнистая, иногда очень тонкая пухообразная (нефритовая).

США. Коренные месторождения нефрита известны в центральной части шт. Калифорния на юго-западе округа Марипоса, вблизи населенных пунктов Багби и Каунтервилля и на участке, расположенном между ущельем Дэвид Галч и р. Мерсед. Эти месторождения сконцентрированы на площади 40 км² в золотоносном районе Мазер-Лод среди серпентинитов, относящихся к гипербазитовому поясу поздней юры — раннего мела (восточный гипербазитовый пояс Калифорнии), который контролируется глубинным разломом, проходящим вдоль западного крыла горст-антиклинория Сьерра-Невада.

Впервые нефрит здесь обнаружен в 1962 г., хотя этот район как золотоносный был объектом тщательных исследований в течение многих десятилетий.

По данным Дж. Эванса [38], коренные тела нефрита в округе Марипоса очень разнообразны по условиям локализации: встречаются в зонах рассланцевания серпентинитов, а также на контакте серпентинитов с аспидными сланцами, вулканогенными образованиями и телами габбро. Мелкие проявления нефрита известны кроме того на контактах жил диоритов и апли-

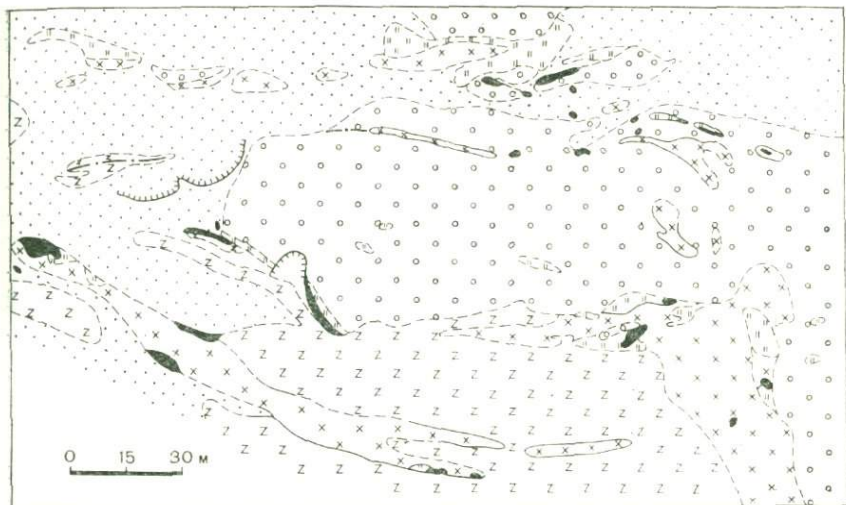


Рис. 24.

Схема геологического строения месторождения нефрита Мандарин Эмпайр. По Дж. Эвансу [38], с упрощениями

1 — делювиальные отложения; 2 — роговообманковые диориты; 3 — аплитовые альбититы; 4 — серпентиниты; 5 — тальковые породы; 6 — нефрит; 7 — тектонические нарушения; 8 — карьеры

товых альбититов с серпентинитами или диоритов с аплитовыми альбититами. Коренные месторождения и проявления нефрита сопровождаются россыпями. Валуны и глыбы нефрита массой несколько тонн добывались из аллювия в ущельях Дэвид Галч, Флайвей Галч и Скотч Галч.

Характерным примером объектов коммерческой добычи нефрита может служить месторождение Мандарин Эмпайр в зоне расланцевания серпентинитов по границе с аспидными и зелеными сланцами формации Марипоса. В геологическом строении месторождения кроме серпентинитов участвуют жильные роговообманковые диориты и порфиroidные альбититы. Последние состоят из мелкозернистого агрегата альбита с порфиroidными вкрапленниками кварца и образуют крупное жилообразное тело мощностью 50—70 м, внедрившееся между серпентинитами и аспидными сланцами.

Нефритовые тела и сопровождающие их тальковые породы размещаются в серпентинитах на контакте с жильными диоритами или аплитовидными альбититами. Кроме того, нефрит концентрируется в альбититах по границе с секущими их жилами диоритов (рис. 24). Форма нефритовых тел жило- и линзообразная; длина по простиранию до 15 м, мощность до 1,5 м.

Нефрит образует также неправильные обособления в тальковой и тальково-карбонатной породе, развитой в призальбандовых частях жил диоритов.

В коренных обнажениях нефрит имеет буроватую окраску в результате окисления включений магнетита. Кроме магнетита, которого местами содержится до 20 %, в нефрите присутствуют амфиболы, серпентин и тальк. Разновидности с существенной примесью талька обычно рассланцованы. Сортной камень массивный и чрезвычайно вязкий, окрашен в зеленый цвет от светлого до темного тона и просвечивает в пластинках толщиной до 4—3 мм. Встречаются образцы с зональной окраской от густо-зеленой в центре до светло-зеленой и даже белой по краям.

**Месторождения в серпентинитах на контакте
с метаморфизованными осадочными породами**

Месторождения этой группы широко распространены в Канаде и известны в США.

Канада. Месторождения нефрита здесь связаны с серпентинитами крупного гипербазитового пояса, который протягивается в северо-западном направлении в провинции Британская Колумбия от южной границы Канады до провинции Юкон на севере. Длина пояса 1400 км, ширина 75 км. По данным С. Лиаминга [45], в его пределах выделяются три нефритоносных района: Лиллуэт, Оминек и Кассиар. Первый из них находится на юге гипербазитового пояса, второй — в его центре, третий — на севере.

Нефритоносный район Лиллуэт объединяет аллювиальные россыпи по рекам Фрейзер, Кокихалла и Бридж, а также коренные месторождения, недавно открытые на севере района в горах Шулапс Рендж и Кадвалладер Рендж. Почти все коренные залежи нефрита размещены в мелких блоках серпентинитов. Наиболее изучено *месторождение Бретт-Крик*, расположенное в 9 км к юго-востоку от крупного гипербазитового массива Шулапс. Месторождение состоит из нескольких мощных тел нефрита, локализованных на контакте серпентинитов с крупным тектоническим включением кремнистого сланца, окруженного со всех сторон белой гидрогроссуляр-клиноцизитовой метасоматической породой с гнездообразными скоплениями талька и розового тулита. Тела нефрита располагались вдоль всячего и лежачего боков тектонического включения. В всячем боку была отработана жила зеленого нефрита длиной 18 м на глубину 9 м. Добыто 800 т нефрита-сырца.

Аллювиальные месторождения нефрита образовались в результате размыва небольших нефритоносных массивов серпентинитов и коренных залежей нефрита, которые находились в зоне глубинного разлома Фрейзер.

За период 1963—1975 гг. в нефритоносном районе Лиллуэт было добыто 2040 т нефрита на сумму 3,2 млн. долл. Средняя годовая добыча нефрита в 1972—1975 гг. составила 250 т на сумму 0,5 млн. долл. В 1976—1977 гг. она сократилась до 80 т. Запасы в целом по району оцениваются в 1000 т нефрита в сырье.

Нефритоносный район Омнек объединяет месторождения гор Сидней Вильямс Маунтин и Огден Маунтин, находящихся к юго- и северо-востоку от оз. Тэкла-Лейк соответственно. Месторождения в области Сидней Вильямс Маунтин связаны с небольшими отторженцами крупного массива перидотитов в верхнепалеозойских кремнистых сланцах, кварцитах и аргиллитах.

Характерный представитель — *месторождение Джейд-Квин*. Здесь жилы и линзы нефрита находятся среди тремолит-хлоритовой породы, которая прослеживается по контакту серпентинита с кремнистыми сланцами позднего палеозоя. В ее висячем боку по границе с осадочной породой прослеживается амфибол-альбитовая метасоматическая зона. Качество нефрита невысокое из-за включений уваровита, диопсида и присутствия обычного тремолита.

Месторождения в районе горы Огден Маунтин расположены среди пластообразных тел серпентинитов. Наряду с коренными телами нефрита распространены аллювиальные, делювиальные и ледниковые россыпи. Последние сложены глыбами нефрита массой 70 т и более.

Самая крупная коренная залежь представлена жилой нефрита длиной 50 м, шириной 3 м; вскрыта на глубину 5 м. Строение ее следующее: 1) осадочные породы позднего палеозоя; 2) тальковая зона от предыдущей породы отделена тектоническим разломом; 3) белая родингитовая порода с незначительными включениями кремнистого сланца; 4) нефритовая зона; 5) серпентинит.

В нефритоносном районе Омнека за период 1964—1975 гг. добыто 1330 т нефрита на 3,7 млн. долл. В 1976 г. добыча составила 360 т на сумму 1,1 млн. долл. Разведанные запасы по району в целом оцениваются в 2000 т нефрита в сырье.

Нефритоносный район Касснар охватывает в основном озерную область Край-Лейк. Коренные месторождения и делювиальные россыпи нефрита здесь связаны с пластообразными телами серпентинитов, расположенных к востоку от крупного массива гипербазитов.

Значительные скопления нефрита отмечаются на месторождениях Витон-Крик, Летен-Лейк и в районе оз. Прованшер-Лейк.

Месторождение Летен-Лейк представлено линзами нефрита на контакте серпентинитов с кремнистыми сланцами, а также делювиальными глыбами нефрита массой 3—30 т.

Месторождения Прованшер-Лейк также приурочены к контакту серпентинитов с тонкослонистыми кремнистыми сланцами. Длина жил нефрита 15—100 м, ширина 1—10 м, глубина от нескольких метров до 50 м. Разведанные запасы самых крупных жил достигают 4500 т нефрита. Наряду с коренными телами наблюдаются глыбы нефрита массой 2000 т. Разведанные запасы в области Край-Лейк составляют 20 тыс. т, прогнозные 50 тыс. т в сырье.

Общие разведанные запасы нефрита в сырье в целом по Британской Колумбии равны 25 тыс. т, прогнозные запасы оцениваются в 75 тыс. т.

В связи с невысоким качеством сырья выход коммерческого нефрита в среднем составляет 10 %.

США. *Месторождение нефрита Кейп Сан-Мартин* находится на побережье Тихого океана в шт. Калифорния, примерно в 100 км к югу от г. Монтерей. По данным Р. Криппена [36], в береговом обрыве здесь обнажено пластовое тело серпентинитов мощностью 360 м, залегающее в слабо метаморфизованном аргиллите. В серпентинитах наблюдаются два крупных ксенолита (размером 23 и 36 м в поперечнике) милонитизированной граувакки с реликтовой слонистостью. По периферии ксенолитов развиты мелкозернистые серые родингиты, имеющие резкую границу с серпентинитами и расплывчатую, постепенную с лимонитизированной грауваккой. Родингиты состоят из гидрогроссуляра, диопсида, везувиана и пренита. Местами в узкой зоне контакта вместо родингитов развиваются кварц-альбит-тремолитовые и карбонатные породы с линзами и гроздевидными обособлениями бледно-зеленого нефрита. Последние состоят из овальных выделений нефрита, примыкающих друг к другу подобно зернам в кукурузном початке и покрытых тонкой оболочкой талька и белого грубоволокнистого тремолита.

**Месторождения в метаморфических породах
(амфиболитах, метаграувакках, аргиллитах и др.)
на контакте с серпентинитами**

С этой группой связаны мелкие месторождения и проявления нефрита, преимущественно низкого качества. В отличие от рассмотренных выше месторождений, нефрит здесь развивается не по серпентиниту, а по алюмосиликатной метаморфической породе. В СССР к месторождениям этого типа относятся Парамское в Восточной Сибири и гора Бикиляр на Южном Урале, за рубежом — месторождение Пласкет-Ков в шт. Калифорния (США).

СССР. *Парамское месторождение* расположено в среднем течении Витима на Северо-Муйском хребте и связано с одноименным ультраосновным массивом Байкало-Муйского протерозойского гипербазитового пояса. Месторождение изучалось

А. Ф. Бабкиным, М. П. Килессо, Н. С. Круцко и др. Месторождение находится в Байкальской складчатой области, на контакте серпентинитов Парамского интрузивного массива с породами геосинклинальной толщи раннего протерозоя, вблизи Северо-Муйской архейской глыбы — внутри геосинклинального горст-антиклинального поднятия.

Парамский гипербазитовый массив вытянут в меридиональном направлении, согласно простиранию вмещающих пород. Длина его 22 км, ширина 4—6 км. Сложен он преимущественно гарцбургитами, чередующимися местами с дунитами. В краевой эндоконтактной зоне массива шириной 200—500 м развиты антигоритовые серпентиниты. Жильные образования, присутствующие среди ультраосновных пород массива, представлены гранит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами, а также метасоматическими продуктами их изменения — лиственитами, талькитами, тремолититами и др.

Парамский массив отделен от боковых пород тектоническими разломами. На западе его окружают углисто-карбонатные, слюдисто-хлоритовые сланцы и ортоамфиболиты, на востоке — метаморфизованные эффузивы, на северо-востоке гипербазиты прорваны нижнепротерозойскими плагногранитами.

Линзы и жилы нефрита локализованы в зоне интенсивного расланцевания и дробления амфиболитов, проходящей вдоль их контакта с серпентинитами Парамского массива. Общая длина нефритоносной зоны 0,5—0,6 км. В ее пределах выделяются три разобщенных участка концентрации нефритовых тел. На южном участке, по данным А. Ф. Бабкина и др., наблюдается следующий разрез нефритоносной зоны: 1) серпентиниты, 2) расланцованные и хлоритизированные амфиболиты, 3) эпидотовые породы мощностью 0,2 м, 4) расланцованные серые тремолититы с линзами или жилами нефрита мощностью до 1,5 м, 5) амфиболиты. Два других участка объединяют несколько нефритовых жил, изученных М. П. Килессо и др. Простирание жил субмеридиональное, падение восточное под углами 55—85°. Они расчленены на линзы-будины длиной 0,2—3,3 м, мощностью 0,2—0,4 м и более. Общая протяженность жил 12—14 м. Все они залегают в расланцованных сильно измененных амфиболитах и сопровождаются зонами тремолититов мощностью до 5—6 м и небольшими линзами альбит-тремолитовых или цоизитовых пород и альбититов.

Нефрит Парамского месторождения характеризуется невысоким качеством. Окраска его серо-зеленая до зеленой и буровато-зеленой. Дефекты камня — отчетливая сланцеватость, а также существенная примесь длиннопризматических кристаллов и грубых волокон обыкновенного тремолита и мелких чешуек хлорита. Состав исходной породы, при метасоматическом преобразовании которой возник нефрит, не совсем ясен: это могли быть роговообманковые или пироксеновые шпиры

в амфиболите (габбро-амфиболите) или заключенные в нем линзовидные блоки серпентинитов. А. Ф. Бабкин и др. полагают, что нефрит этого месторождения является продуктом непосредственной тремолитизации амфиболитов под воздействием гидротермальных растворов с высокой активностью кальция и магния. Это, по их мнению, подтверждается постепенными переходами амфиболитов в тремолититы и затем в нефритовые породы, а также одинаковым составом аксессуарных минералов в нефритах и амфиболитах (сфен, магнетит, хромшпиннелиды).

Проявление нефрита на горе Бикиляр расположено на Южном Урале в 10 км к юго-западу от пос. Кундравы. Оно изучалось А. Мамуровским. На горе Бикиляр обнажены габбро-амфиболиты, окруженные серпентинитами. На ее вершине наблюдаются элювиально-делювиальные развалы глыб серо-зеленого нефрита, неоднородного по микроструктуре и составу. В тонком спутанноволокнистом нефритовом агрегате обычно присутствуют веретенообразные выделения диопсида и сноповидные включения обыкновенного тремолита. Наряду с тремолитовыми участками встречаются чисто хлоритовые. Хлорит нередко рассеян в нефритовой породе в виде чешуек или тонких жилок. Характерно наличие в нефрите реликтовых вкрапленников авгита, замещенных в той или иной степени тонковолокнистым тремолитом. (А. Мамуровский называет его актинолитом, несмотря на отсутствие окраски и плеохроизма.) Качество нефрита очень низкое, он плохо полируется и обычно непригоден для практического использования.

Нефрит на горе Бикиляр, по-видимому, образовался в результате метасоматического замещения авгитовых шлиров в габбро-амфиболите.

США. *Месторождение нефрита Пласкет-Ков* (Жад-Ков) расположено на побережье Тихого океана в округе Монетрей, шт. Калифорния, в 96 км к югу от г. Монетрей. Первые находки галек и валунов нефрита на морском пляже относятся к 1940 г. Затем вблизи россыпей в береговых утесах были обнаружены коренные выходы нефрита. Район сложен слабо метаморфизованными песчаниками, граувакками и кремнистыми сланцами францисканской серии, прорванными пластообразными телами серпентинитов.

Месторождение нефрита изучалось Р. Криппеном [36]. Оно состоит из небольших линз и неправильных по форме обособлений нефрита в милонитизированных граувакках на контакте с пластообразным телом антигоритовых серпентинитов мощностью около 90 м. Южнее коренных выходов нефрита в скальном береговом уступе обнажается тальк-карбонатная порода с многочисленными реликтовыми включениями черного сланца. Линзы и обособления нефрита окружены тальковой породой, которая постепенно переходит во вмещающие милоциты, последние в свою очередь на контакте с серпентинитами сменя-

ются белой криптокристаллической породой кварц-альбит-тремолитового состава.

Милониты окрашены в серый или черный цвет и состоят из перетертого кластического и глинистого материалов флюидалной структуры, обтекающих линзовидные выделения кварца и плагиоклаза. На контакте с линзами нефрита кварцевые и плагиоклазовые обособления замещаются кварц-альбит-тремолитовым агрегатом, а в основной массе милонита появляются пучкообразные выделения хлорита, кальцита и игольчатого тремолита. Мощность линз нефрита 1,8—2,1 м. Нефрит бледно-зеленый, часто серый, до черного из-за пятен и тонких включений глинистого вещества. Характерно отсутствие в нефрите зерен хромита и магнетита. В некоторых линзах наряду с плотным нефритом спутанноволокнистой микроструктуры, встречаются сланцевые тремолититы, состоящие из более крупных волокон тремолита.

Качество нефрита низкое и он в основном использовался для коллекционных образцов. Полупрозрачный светло-зеленый ювелирно-поделочный и поделочный материал получали только из галек и валунов в пляжной морской россыпи.

По мнению Р. Криппена, на месторождении Пласкет-Ков нефрит образовался за счет осадочных пород в результате реакционного взаимодействия между ними и серпентинитами. Этот процесс осуществлялся поровыми растворами во время серпентинизации ультраосновной породы. Растворы привносили магний и, воздействуя на осадочную породу, обогащались кальцием, кремнием и другими химическими элементами, необходимыми для образования нефрита.

Месторождения в серпентинитах без видимой связи с алюмосиликатными породами

Примером их может служить месторождение Масса-Хилл в шт. Калифорния (США). К этой же группе можно отнести и некоторые месторождения крупнейшего в США нефритоносного района в шт. Вайоминг. В описываемую группу, разумеется, не входят скопления будин нефрита в зонах тектонического расщепления серпентинитов, встречающиеся иногда на месторождениях первой и второй групп.

Месторождение Масса-Хилл находится в Западной Калифорнии на севере округа Марин, вблизи его границы с округом Сонома, в 13 км юго-западнее г. Петалума; известно с 1950 г. Так же как и другие месторождения нефрита и жадеита в области Береговых хребтов, оно расположено в пределах западного мезозойского гипербазитового пояса Калифорнии. Этот пояс серпентинизированных ультраосновных массивов вытянут в северо-западном направлении и контролируется зоной глубинных разломов, проходящих в полосе распространения осадочно-

вулканогенных образований францисканского комплекса (поздняя юра — мел), по границе с горст-антиклинальными поднятиями фундамента мезозойской эвгеосинклинали.

В геологическом строении района месторождения, по данным Ч. Честермана [30], участвуют песчаники и основные эффузивы францисканского комплекса, а также массивы серпентинитов. Местами встречаются линзы конгломератов и радиоларитов. В экзоконтакте серпентинитовых массивов развиты кварцево-сланцевые, хлоритовые и глаукофановые сланцы с реликтовой кластической структурой францисканских песчаников, за счет которых они, по-видимому, образовались. Аналогичные сланцы залегают в виде небольших линз среди песчаников на некотором удалении от массивов ультраосновных пород.

Нефритоносный серпентинитовый массив вытянут в северо-западном направлении, согласно с простиранием вмещающих песчаников. Форма его в плане неправильная, длина около 4 км, ширина 0,3—1 км. Месторождение объединяет группу небольших линз и прожилков нефрита, локализованную в апикальной части гипербазитового массива. Нефритовая минерализация четко контролируется зонами тектонических трещин и рассланцевания, развитыми в серпентинитах вблизи северо-восточного контакта с крупным блоком альбит-клиноцоизитового сланца, содержащего примесь мусковита и глаукофана.

Трещины и зоны рассланцевания в серпентинитах прослеживаются по простиранию на несколько десятков и сотен метров, длина приуроченных к ним прожилков нефрита — 1,5—9 м, мощность 2,5—15 см. От вмещающих серпентинитов их иногда отделяет тонкая белая кайма тремолита. Некоторые прожилки смяты в мелкие складки в результате деформаций в пластическом состоянии. Нефритовые прожилки пересекают тонкие жилки актинолита, талька и хризотила, что свидетельствует о том, что они образовались после серпентинизации перидотитового массива.

Внутри зон интенсивного рассланцевания серпентинитов распространены разбудинированные тела нефрита, состоящие из серий параллельных округлых и линзовидных блоков размером до 0,3 м в поперечнике. Строение многих из них — зональное. В ядре блоков нефрит полупрозрачный, темный голубовато-зеленый, а в оболочке бледный голубовато-зеленый, почти непрозрачный. Наряду с чисто нефритовыми отмечаются линзовидные блоки тремолититов, а также пород тремолит-нефритового или нефрит-тремолитового составов.

Качество нефрита невысокое из-за включений серпентинита и крупноволокнистого тремолита, а также из-за бледной окраски их. Небольшое количество высокосортного нефрита, полученного из ядерных частей будин, использовалось для изготовления очень эффектных полупрозрачных камней необычного голубовато-зеленого цвета.

Месторождение нефрита Портервилл находится в Центральной Калифорнии на юго-западе округа Тулар, около г. Тулар. Это месторождение, как и расположенные в 200 км к северо-западу месторождения в округе Марипоса, локализовано в западном крыле горст-антиклинория Сьерра-Невада и связано с массивом мезозойских (поздняя юра — ранний мел) серпентинизированных перидотитов восточного гипербазитового пояса шт. Калифорния. Небольшие линзы и прожилки нефрита распространены в зонах сильно рассланцованных серпентинитов вблизи их контакта со слабо метаморфизованными глинистыми сланцами и песчаниками свиты Кавих триасового возраста [36]. Месторождение относится к числу мелких, но нефрит этого месторождения высококачественный, просвечивающий, ярко-зеленой окраски.

Нефритоносный район в шт. Вайоминг известен с 1936 г. и до сих пор является основным источником нефрита в США. Нефрит встречается в центральной части штата на обширной площади, протянувшейся в широтном направлении от юго-восточных склонов хр. Уинд-Ривер в округе Фремонт, далее на восток через хр. Ратленейк в округе Сунтуотер к склонам хр. Ларамии в округе Натрона и в соседнем с ним округе Карбон. Общая длина нефритоносной территории около 300 км, ширина от нескольких десятков до 150 км. Упомянутые хребты Восточных Скалистых гор представляют собой сводово-глыбовые поднятия докембрийского фундамента и сложены кристаллическими сланцами и гнейсами, среди которых отмечаются согласные тела серпентинитов и дайки амфиболизованных габброидов. Разделяющие эти поднятия тектонические депрессии заняты слабо метаморфизованными отложениями мезозоя и кайнозоя.

Сводово-глыбовые поднятия, на которых известны коренные месторождения и проявления нефрита, рассматриваются А. Ирдли в качестве горст-брахиантиклиналей, сформировавшихся в позднемеловой и позднеэоценовый периоды тектонической активизации краевой части древней Северо-Американской платформы. Месторождения нефрита связаны с ультраосновными и основными породами, возраст которых определяется как протерозойский. По-видимому, уже в мезозое (поздний мел) нефритоносные породы были выведены на дневную поверхность и подверглись размыву, особенно интенсивному в четвертичный период, в эпоху оледенения. Благодаря этому в районе широко распространены россыпи нефрита, тогда как их коренные источники встречаются исключительно редко и обнаружены всего лишь в нескольких пунктах [48].

Форма коренных тел нефрита жило- и линзообразная, реже столбообразная. Почти во всех случаях они залегают в серпентинитах, где ассоциируют с тремолитом, асбестом и слюдой, вероятно с флогопитом. Исключение представляет *месторожде-*

ние Лонг-Крик, описанное Х. Коббом [31]. Оно находится в округе Фремонт в 8 км севернее места впадения р. Лонг-Крик в крупную водную артерию района — р. Суитутер. В отличие от других коренных месторождений нефрита оно залегает не в серпентинитах, как обычно, а в гранито-гнейсах на контакте с роговообманково-авгитовой дайкой, вытянутой в северо-восточном направлении, согласно с простираемостью полосчатости вмещающих гнейсов. Длина дайки около 800 м, ширина до 15 м. Длина линзы нефрита 15 м, ширина 7,5 м. От вмещающих пород она отделена светлой мелкозернистой кварцитовидной породой в лежащем боку и антинолитовой — в висячем. Окраска нефрита от бледно- до темно-зеленой, качество невысокое.

В шт. Вайоминг, по данным Дж. Синканкаса [48] и др., разрабатываются несколько разновидностей нефритовых пород — тела чистого нефрита, нефрита и обычного тремолита, а также с существенной примесью цоизита. Все они используются в качестве поделочного камня. Очень интересна тулит-нефритовая порода, обладающая высокой декоративностью благодаря розовым вкраплениям тулита (марганцевой разновидности цоизита), контрастно выделяющегося на зеленом фоне. На одном месторождении в нефрите встречены необычные включения хорошо образованных кристаллов молочно-белого кварца размером до нескольких сантиметров в длину и 6 мм в поперечнике.

Наибольшую ценность представляют жилы с линзообразными обособлениями высокосортного просвечивающего, яблочно-зеленого нефрита или с пятнообразными выделениями и прожилками полупрозрачной, изумрудно-зеленой его разновидности, напоминающей бирманский жадеит сорта «империл» и используемой для имитации последнего в ювелирных изделиях.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДОЛОМИТОВЫХ МРАМОРАХ

Месторождения нефрита этого типа приурочены к глубоко метаморфизованным докембрийским толщам, состоящим из гнейсов, кристаллических сланцев с прослоями доломитовых мраморов и амфиболитов. Тела нефрита обычно тяготеют к линзам доломитового мрамора и размещаются на контакте последних с алюмосиликатными породами-гранитами, сиенитами, монцонитами, мигматизированными гнейсами, амфиболитами.

К рассматриваемому типу принадлежат знаменитые Куньлуньские копи белого и светло-зеленого нефрита в КНР, снабжавшие в течение нескольких тысячелетий камнерезные центры страны. В последние годы месторождения апокарбонатного нефрита обнаружены в Австралии и СССР; известны они также в округе Риверсайд в шт. Калифорния, США.

КНР. Известная с древнейших времен нефритоносная провинция находится в горах Западного Куньлуна. Многочисленные, ныне истощенные, нефритовые копи распространены в пре-

делах полосы, вытянутой в субширотном направлении на 600 км при ширине до 100 км. Многие коренные месторождения, расположенные во внутренней цепи хребтов Западного Куньлуня эродированы и послужили источником крупных аллювиальных россыпей нефрита.

По данным К. И. Богдановича [2], посетившего в 1889—1890 гг. Западный Куньлунь в составе Тибетской экспедиции, коренные месторождения нефрита здесь размещены в следующих районах: 1) в бассейне среднего течения р. Яркенд; 2) в бассейне р. Тиснаба; 3) в местности Шахидулла Каракаш; 4) в хр. Карангутаг; 5) в хр. Люштаг; 6) в хр. Тогуз-Дабан; 7) в хр. Астынтаг на крайнем востоке Западного Куньлуня.

Все перечисленные нефритоносные районы находятся в области распространения метаморфических толщ докембрия, интродуцированных палеозойскими гранитами и сиенитами. Докембрийские образования состоят из гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболов и мраморов. Среди последних встречаются скарнированные разновидности, содержащие диопсид, тремолит, волластонит, серпентин и флогопит.

Коренные месторождения изучены очень слабо. К наиболее исследованным относится месторождение Люшей в хр. Люштаг, в верховье р. Керня. По описанию К. И. Богдановича, месторождение представлено жилами нефрита, которые размещаются в области контакта амфиболитов (диабазовые, амфиболовые сланцы по Богдановичу) со скарнированными мраморами. Жилы нефрита окаймлены скарновой породой, состоящей из серпентина, тремолита, волластонита, карбоната и пирита. В призальбандовых частях этой зоны в значительном количестве присутствует диопсид. Вмещающие мраморы содержат выделения диопсида и волластонита. В районе месторождения, кроме амфиболитов и мраморов отмечаются сиениты, волластонитовые и авгит-волластонитовые сланцы.

В местности Шахидулла Каракаш, по данным Ф. Рихгофена и Г. Шлагинвейста, жилы и линзы нефрита залегают в амфиболитах. В краевых частях этих нефритовых тел развита тальковая порода. Последняя образует также самостоятельные залежи мощностью до 12 м, в которых местами содержатся обособления нефрита, ярко-зеленого в ядре и белого по периферии. Талькиты, по-видимому, являются продуктом преобразования небольших линз доломитового мрамора, заключенных в амфиболитах.

Австралия. Крупное месторождение апокарбонатного нефрита *Коуэлл* расположено в Южной Австралии, на п-ове Эйр, в 21 км к северо-западу от г. Коуэлл [45].

Месторождение эксплуатируется с 1970 г. В геологическом отношении район этого месторождения представляет собой восточную часть небольшого докембрийского щита Гелер, сложенного метаморфическими породами протерозоя.

На площади месторождения (10 км²) распространены кварц-полевошпатовые гнейсы и мигматиты. Подчиненное развитие имеют линзы кварцитов, ортоамфиболитов и доломитовых мраморов. Среди последних преобладают серпентинизированные разновидности с гнездообразными выделениями актинолита. Простираание пород северо-восточное. Местами в доломитовых мраморах отмечаются секущие дайки аплитов и пегматитов, выполняющие трещины северо-западного направления.

По данным М. Мазон, линзы серпентинизированных доломитовых мраморов образуют несколько прерывистых горизонтов, вытянутых по простираанию до 10 км. Длина линз 90 м, ширина 30 м. Мраморы белые с желтыми и зелеными полосами и пятнами, а также зеленые или желтые с белыми пятнами. Крупные линзы мрамора отрабатывают на облицовочное сырье. От вмещающих гнейсов и мигматитов мраморы отделены кальциево-силикатной зоной. Последняя представлена тремолититом, серпентинитом или тальковым сланцем, иногда диопсидом.

Тела нефрита расположены на контакте доломитового мрамора с одной из упомянутых кальциево-силикатных пород. Наряду с этим отмечаются жилы и линзы нефрита, залегающие непосредственно на контакте мрамора или кальциево-силикатной породы с мигматизированными гнейсами. Реже наблюдаются жилы нефрита в гнейсах, на погружении по простираанию линз мрамора.

В пределах месторождения выявлено около ста тел нефрита жило- и чечевицеобразной формы. Длина наиболее крупного 65 м, мощность 3 м. Окраска нефрита от зеленовато-желтой и зеленой до дымчатой.

Общие запасы нефрита в сырье 45—43 тыс. т, со средним 10 %-ным выходом коммерческих сортов. В 1974 г. было добыто 470 т нефрита, в 1978 г. — 208 т.

Нефрит экспортируется в Индию, США и другие страны.

СССР. Коренные месторождения нефрита в доломитовых мраморах и связанные с ними элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи светлоокрашенных нефритов распространены в бассейне среднего течения р. Витима, по его притокам — Бамбуйке, Ципе и Колару. Этот обширный, еще недостаточно обследованный нефритоносный район находится в пределах нижнепротерозойского обрамления Муйской глыбы архея. На его площади распространены породы крупного многофазного батолита витимканского интрузивного комплекса раннего палеозоя. Подчиненное положение занимает условно нижнепротерозойская толща чередования гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов с маломощными прослоями доломитовых мраморов, сохранившаяся в повесах кровли батолита.

Скарнирование доломитовых мраморов и образование нефрита связываются с постмагматической деятельностью биотито-

вых лейкократовых гранитов, представляющих позднюю фазу интрузива.

В Средне-Витимском районе в настоящее время более или менее изучено Буромское месторождение нефрита.

Буромское месторождение расположено в верховье р. Буромы — правого притока р. Бамбуйки. По данным А. П. Секекина и др. (1980 г.), площадь месторождения сложена биотитовыми гранитами витимского комплекса, содержащими провесы пород кровли. Последние представлены мигматизированными гнейсами, биотитовыми и роговообманковыми сланцами. В гранитах наблюдаются также линзовидные ксенолиты доломитовых мраморов, окаймленных серпентин-диопсидовым или амфибол-клиноцоизитовым скарном и нефритом.

В доломитовом мраморе отмечается примесь кальцита (до 5 %), форстерита и серпентина. Местами мраморы переходят в форстеритовые кальцифиры. Часто в них содержатся лучистые агрегаты тремолита.

Линзы доломитового мрамора вытянуты в северо-западном или субмеридиональном направлении. Иногда они образуют прерывистые полосы протяженностью до 400 м, шириной 80 м. Вдоль таких полос и линз мрамора наблюдаются элювиальные глыбы нефрита и скарна. Размеры глыб до 1,5 м в поперечнике.

Горными выработками вскрыто несколько нефритовых тел. Одно из них приурочено к жиле скарна, образовавшейся по дайке гранита, пересекающей в меридиональном направлении небольшую линзу доломитового мрамора. Мощность жилы скарна 0,35 м, протяженность 30 м. Скарны мелкозернистые, грязно-зеленого цвета. Они состоят из клиноцоизита (40—60 %), диопсида (до 15 %), скаполита (до 20 %) и реликтовых зерен плагиоклаза, микроклина и кварца.

В экзоконтактах жилы наблюдается симметричная зональность со следующей сменой метасоматических зон по направлению к вмещающему мрамору: 1) нефритовая зона мощностью до 0,4 м. Окраска нефрита белая, светло- до темно-зеленой; 2) зона серпентин-кальцит-диопсидового скарна с гнездами и прослоями нефрита мощностью до 0,4 м. Контакты скарнов с нефритовой зоной постепенные. Мощность зоны 0,75 м; 3) слабо серпентинизированная кальцит-доломитовая порода; 4) доломитовый мрамор.

Другое нефритоносное тело вскрыто на контакте линзы доломитового мрамора с вмещающими ее биотитовыми гранитами. Это крутопадающее тело имеет следующую метасоматическую зональность: 1) доломитовый мрамор; 2) диопсидовая порода с кальцитом и обособлениями белого и светло-зеленого нефрита; мощность до 0,5 м, по простиранию прослежена на 8 м; 3) диопсид-амфибол-клиноцоизитовый скарн с реликтами гранита; мощность до 0,3 м; 4) эпидотизированный и карбонатизированный микроклиновый гранит; 5) биотитовый гранит.

Россыпные месторождения

О некоторых россыпях, сопровождающих сравнительно хорошо изученные коренные месторождения, уже упоминалось. К группе россыпей, коренные источники которых недостаточно исследованы, принадлежат знаменитые аллювиальные месторождения нефрита Куньлуня в КНР, а также валунные россыпи о. Южного в Новой Зеландии, северо-западной части Аляски и шт. Вайоминг (США). Россыпи — важный источник высококачественного ювелирно-поделочного и поделочного нефрита. В связи с высокой устойчивостью нефрита к химическому и физическому выветриваниям разрушение его коренных источников обычно происходит под воздействием ледниковой эрозии. В результате образуются отшлифованные глыбы нефрита массой до нескольких десятков тонн, рассеянные на широких площадях в отложениях ледниковых морен.

При размыве морен в долинах рек накапливаются современные глыбовые и крупновалунные аллювиальные долинские и русловые россыпи нефрита, нередко удаленные на значительные расстояния от коренных источников. Аллювиальные валунные россыпи нефрита иногда возникают и без промежуточной стадии накопления обломков нефрита в моренах. Чаще всего это происходит при физическом выветривании разбуренированных жил, когда будины-блоки нефрита заключены в рыхлом серпентините. Разрушению жил нефрита способствуют также трещиноватость, неоднородный состав и структура. В этих случаях в аллювиальной россыпи вблизи от коренных источников происходит естественная концентрация валунов массивного качественного нефрита. Аналогичный процесс обогащения имеет место и при формировании морских пляжных россыпей нефрита, известных в США на западе шт. Калифорния.

КНР. В течение многих столетий источником нефрита служили аллювиальные россыпи в долинах рек, берущих начало во внутренних хребтах Западного Куньлуня, в областях сосредоточения коренных месторождений нефрита в скарированных доломитовых мраморах. Наряду с современными аллювиальными россыпями здесь интенсивно разрабатывались ледниковые россыпи угловатых глыб нефрита, а также постплиоценовые аллювиальные россыпи, представленные конгломератами, обогащенными галькой и валунами нефрита. По данным К. И. Богдановича [2], главные россыпи были сосредоточены в долинах рек Яркенд (включая ее приток р. Тиснаб), Хотан (вместе с притоками р. Каракаш и Юрункаш), Керия и Карамурун. Окраска нефрита, добытого из россыпей, зеленая, дымчатая с черными разводами, чисто белая, цвета свиного сала, серая с красными и бурыми пятнами.

Новая Зеландия. Крупные валунные россыпи нефрита известны на западном побережье о. Южного в северной части

провинциального округа Уэстленд и на северо-западе провинциального округа Отаго. В этих двух районах скопления валунов нефрита встречаются в ледниковых моренах плейстоцена и современном речном аллювии, образовавшемся при их размыве.

В первом районе самые значительные россыпи нефрита сосредоточены в долинах рек Теремакау, Арахуры и их притоков, берущих начало на западных склонах хр. Гриффин Рендж. В руслах этих рек большое количество нефрита добывалось в конце прошлого века, когда нефрит извлекался попутно с разработкой аллювиальных россыпей золота.

Во втором районе, который отстоит на 300 км к юго-западу от первого, наиболее известны россыпи нефрита, расположенные западнее оз. Вакатипу. Масса валунов нефрита на месторождениях о. Южного от нескольких килограммов до 2 т и более. Вместе с валунами нередко попадает галька нефрита, уплощенная форма которой искусно используется местными резчиками камня.

На мировом рынке новозеландский нефрит был известен как «новозеландский зеленый камень», или «камень маори». С 1947 г. экспорт сырого нефрита из Новой Зеландии запрещен законом. С этого времени он целиком идет для изготовления различных сувениров, выполненных в традиционном гротескном стиле коренных жителей острова — племени маори. Наряду с нефритом широко используется более мягкий нефритоподобный серпентинит — бовенит, валуны которого добывают на юго-западном побережье о. Южного из морских пляжных россыпей в заливах Милфорд Соунд и Анита-Бей.

Различается несколько разновидностей новозеландского нефрита, получивших местные названия: кахуранга — просвечивающая, светло-зеленая, кавакава — полупрозрачная, зеленая; тотовека — просвечивающая, зеленая с красными пятнами, окрашенными окислами железа; раукарака — оливково-зеленая с светло-желтыми прожилками; аухунга — непрозрачная, темно-зеленая; инанга — непрозрачная, перламутрово-белая до светло-серой и светло-зеленой.

Россыпи нефрита связаны с разрушением тел нефритоносных антигоритовых серпентинитов, образующих герцинский гипербазитовый пояс, вытянутый вдоль западных склонов Новозеландских Южных Альп. Это так называемый серпентинитовый пояс Паунаму, выделенный Р. Колеманом [34] к востоку от Альпийского разлома, разделяющего верхнепалеозойские геосинклинальные образования от расположенных непосредственно к западу более древних пород палеозоя, прорванных гранитами.

В поле распространения верхнепалеозойской геосинклинальной толщи по степени метаморфизма пород выделяется несколько зон. Узкая метаморфическая зона, примыкающая

к Альпийскому разлому, сложена наиболее метаморфизованными породами, получившими местное название «альпийские кристаллические сланцы». Для этой зоны характерен парагенезис минералов: олигоклаз, кварц, биотит, альмандин. К востоку от нее, а также в провинциальном округе Отаго развиты породы, испытавшие метаморфизм зеленосланцевой фации (кристаллические сланцы, состоящие из кварца, мусковита, хлорита и альбита). По восточной окраине зона пород зеленосланцевой фации постепенно сменяется зоной слабо метаморфизованных граувакк с пренитом, пумпеллитом и лавсонитом.

Тела антигоритовых серпентинитов распространены в зоне альпийских сланцев. По данным Р. Колемана [34], в районе хр. Гриффин Рендж серпентиниты имеют жилообразную форму и залегают согласно с вмещающими породами. Длина этих тел изменяется от нескольких сотен метров до 1,8—2,4 км, мощность до 150 м. Здесь в серпентинитах отмечаются разные метасоматические образования: родингиты, состоящие из гидрогогроссуляра или везувiana, клиноцоизита с реликтовым диопсидом или диаллагом, гидрогогроссуляр-волластонитовые породы и альбититы. Все эти метасоматические образования на контакте с серпентинитами нередко окаймлены нефритоподобными породами. По Р. Колеману, метасоматиты возникли, когда еще не существовало альпийских кристаллических сланцев как зоны наиболее интенсивного метаморфизма. При этом в условиях зеленосланцевой фации (?) здесь метасоматозу подверглись не только заключенные в серпентинитах тектонические включения габбро-диабазов, известняков, граувакк и аргиллитов, но и боковые породы, вмещающие серпентиниты.

Нефритоподобные породы состоят из крупноигльчатых агрегатов тремолита (актинолита) с участками спутанноволокнистого микрокристаллического тремолита типичной нефритовой структуры. Такие породы иногда называют полунефритом.

Хотя Р. Колеман и не обнаружил качественных нефритов в коренном залегании ни в районе хр. Гриффин Рендж, ни в окрестностях оз. Вакатипу, ни в других местах гипербазитового пояса Паунаму, он считает, что нефрит возникает из полунефрита во время формирования зоны альпийских кристаллических сланцев. Подобная точка зрения, по-видимому, ошибочна; скорее всего здесь наблюдается обратное соотношение, т. е. полунефрит представляет собой продукт диафореза или замещения криптокристаллического спутанноволокнистого агрегата тремолита (нефрита) более низкотемпературным сноповидным агрегатом грубоигльчатого обычного тремолита.

США. На северо-западе Аляски, за Полярным кругом, в бассейне р. Кобук, впадающей в залив Коцебу, известны крупные ледниковые и аллювиальные россыпи нефрита. Валун нефрита впервые здесь найдены в 1885 г. в русле р. Кобук, а затем встречены по р. Шангнак и притокам этих двух рек. В районе

месторождений распространены сланцы, известняки и альпийно-типные гипербазитовые массивы, образующие субширотный пояс, вытянутый вдоль р. Кобук. Из ледниковых и аллювиальных месторождений этого района добывали крупные глыбы нефрита массой 100—600 кг и более (самая крупная глыба до 20 т). Цвет нефрита зеленый, часто темно-зеленый или зеленый с желтоватым оттенком. Текстура массивная, либо пятнистая, часто сланцеватая. Многие образцы содержат пятнистые включения магнетита, антигорита и магнетита.

Большие глыбы нефрита отличаются низким качеством. Однако они нередко содержат достаточно крупные линзообразные обособления высокосортного материала. При естественном обогащении речной эрозией некачественный материал разрушается, благодаря чему высвобождаются бездефектные обособления нефрита, которые хорошо сохраняются в валунном аллювии.

По данным Дж. Синканкаса [48], значительные россыпи нефрита встречаются в русле р. Шангнак. Они связаны с разрушением нефритоносных серпентинитов, развитых в субширотной полосе, вытянутой вдоль северных склонов холмов Шангнак, Космос и далее прослеживающейся в восточном направлении до истоков р. Камп.

Наиболее богатая нефритоносная аллювиальная россыпь расположена в районе *Жадовых Холмов*, в 48 км к западу от пос. Кобук. Здесь в русле руч. Жад встречаются хорошо окатанные валуны нефрита с бурой оболочкой. Нефрит полупрозрачный, нередко с бледно-зелеными полосами толщиной 1—2 см, сложенными тремолитом, тонкие волокна которого ориентированы поперек направления полос. Материал из таких полосок обладает переливчатым эффектом типа кошачьего глаза.

Нефритоносный район *Вайоминг* богат аллювиальными и ледниковыми нефритовыми россыпями. Во многих местах здесь известны находки валунов и глыб нефрита и создается впечатление, что они равномерно рассеяны на громадной площади. Масса валунов нефрита, собранных с поверхности, обычно колеблется от 10 до нескольких сотен килограммов. Встречаются глыбы нефрита до 1,5 т.

Поверхность глыб и валунов нефрита гладкая, отполированная. В пустыне Ред Дезерт, в центральной части нефритоносного района они подвергались эоловому выветриванию и имеют причудливую трехгранную форму. Многие глыбы и валуны покрыты выветрелой коркой красного или бурого цвета толщиной до 5 см, маскирующей зеленую нефритовую породу. Нередко гальки и валуны нефрита красивого бледно-зеленого цвета состоят внутри из превосходного просвечивающего, ярко-зеленого материала. В россыпях преобладает зеленый нефрит различных оттенков: от светло- до темно-зеленых и черных, подобных гагату. Встречается голубовато-серый, серый и фиолетовый

нефрит, а также его разновидности со световыми переливами типа кошачьего глаза. Более редок просвечивающий, шпинатово- и яблочно-зеленый нефрит, изредка встречается полупрозрачный, изумрудно-зеленый, поступающий в небольших количествах на американский каменный рынок в форме тонких распиленных пластинок, оцениваемых по массе в граммах.

В целом качество нефрита из разрабатывающихся россыпей довольно хорошее и более высокое, чем в коренных месторождениях. Местами оно снижается из-за наличия включений пирита, магнетита, кальцита и слюды. Разнообразие окрасок, высокая просвечиваемость камня, отсутствие трещин и способность воспринимать идеальную зеркальную полировку обеспечивают нефриту Вайоминга высокий спрос в США и привлекают в этот штат многочисленных старателей и туристов — любителей цветного камня.

Наиболее продуктивные россыпи, которые разрабатывались более или менее систематически, находятся в следующих местах нефритиносного района: 1) в 70—80 км к юго-западу от г. Ландер, на юго-восточном склоне хр. Уинд Ривер, где добывались крупные валуны высококачественного нефрита. Ближайшие выходы в хр. Уинд Ривер состоят из черного нефрита и совсем не содержат ярко-зеленого, просвечивающего материала, характерного для россыпи; 2) на р. Корт-Платт в районе дамбы Кортес, в 8 км к северу от Семино Дам; 3) вблизи стыка границ трех округов: Фремонта, Карбона и Натроне [48]. На востоке нефритиносного района источники россыпей устанавливаются с трудом и часто удалены от них на значительное расстояние. Например, в бассейне р. Норт-Платт россыпи валунов нефрита находятся в 160 км от коренных источников.

V

МАЛАХИТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Среди лучших ювелирно-поделочных камней видное место принадлежит малахиту, для тонковолокнистых агрегатов которого свойственна густо-зеленая окраска с атласным отливом и полосчатым рисунком (рис. 25, см. вклейку). Малахит высоко ценился еще в древние времена и использовался в ювелирном деле, а также для украшения таких великолепных архитектурных сооружений, как храм Дианы в Эфесе. Широкую известность этот камень приобрел в XVIII—XIX вв. после открытия уникальных уральских месторождений.

По архивным данным в первой половине прошлого столетия на Урале ежегодно добывалось около 15 т поделочного малахита, и Екатеринбургская гранильная фабрика прославилась главным образом малахитовыми изделиями. Таковы, например, знаменитый подаренный Александром I Наполеону малахитовый гарнитур, состоящий из стола, канделябров и вазы, огромные чаша ($2 \times 1,43$ м) и ваза (высота 2,5 м), выставленные Демидовым на Парижской выставке 1878 г., а также облицованные малахитом комнаты в Зимнем и б. Аничковом дворцах.

Минерал получил название от греч. *μαλαχη* (малаяхэ) — мальва по сходству цвета. По теоретическому химическому составу это основной карбонат меди $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$, содержащий (в %): CuO 71,9, CO_2 19,9, H_2O 8,2. Природный малахит всегда загрязнен механическими или адсорбционными примесями CaO , Fe_2O_3 , SiO_2 , MnO_2 и др., а также обычно в него включены дендриты марганцевых минералов, зерна и волокна хризоколлы и азурита. По трещинам и на стыках агрегатов малахит нередко замещается хризоколлой, элитом, брошантитом и другими вторичными минералами меди.

Сингония минерала моноклинная, вид симметрии призматический. Хорошо образованные кристаллы крайне редки; характерны землистые массы и почковидные или сталактитовые натечные агрегаты концентрически-зонального и радиально-лучистого строения. Цвет зеленый: от яркого изумрудного до темного, почти черного. Густота окраски малахита зависит от размера его волокон в поперечнике: чем тоньше волокна, тем светлее камень. Блеск стеклянный, у волокнистых разновидностей шелковистый. Показатели преломления: $n_g = 1,909$, $n_m = 1,875$, $n_p = 1,655$. Наблюдается плеохроизм от темно-зеленого по N_g до бледно- или желто-зеленого по N_p . Твердость по шкале Мооса 3,5—4. Хрупок, излом неровный. Спайность средняя по (001) и менее совершенная по (010). Плотность 3,9—4,1 г/см³. В соляной кислоте порошок малахита растворяется с шипением, что отличает его от других зеленых минералов меди.

Малахит вследствие небольшой твердости легко обрабатывается, хорошо воспринимая полировку. Малахит используется для изготовления как мелких ювелирных поделок — вставок в запонки, кольца и т. д., так и больших камнерезных изделий — шкатулок, письменных приборов, ваз, идет на отделку столешниц, каминов, колонн. Крупные вещи обычно делают не из цельного камня, а только облицовывают (фанеруют) тонкими малахитовыми пластинками, которые по возможности подбирают по рисунку, чтобы не было видно грубых швов. Такая изобретенная еще в XVIII в. «русская мозаика» позволяет использовать и небольшие камни размером около 1 см в поперечнике. Как и другие карбонаты, малахит постепенно разъедается водой, содержащей углекислоту, поэтому со временем полировка камня тускнеет и нуждается в обновлении.

Уральские камнерезы издавна отличали светлый «бирюзовый» малахит от темной, хуже полирующейся и поэтому более дешевой «плисовой» разновидности. Темно-зеленый пливовой малахит имеет радиально-лучистое строение с волокнами более 0,1 мм. Для бирюзового малахита характерны параллельно-волокнистые агрегаты с очень тонкими игольчатыми кристаллами, которые почти не различимы простым глазом.

По рисунку принято выделять ленточные («струнные») камни и особенно красивые концентрически-слоистые, иногда разделенные на секторы. Г. Н. Вертушков различает также мелкоузорчатый малахит со структурами стесненного группового роста, образующимися в начале формирования минерального агрегата [3].

Не считаются дефектом и нередко украшают камень синеватые азуритсодержащие слои, сочетающиеся с ярко-зелеными, а также дендриты окислов марганца. Образцы с чередованием полос зеленого малахита и синего азурита называют лазурным малахитом (азур-малахит). Аналогичным образом малахит иногда сочетается с хризоколлой. На малахит иногда похож основной фосфат меди — псевдомалахит состава $\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4$, образующий натечные агрегаты зеленого цвета. От настоящего малахита он отличается несколько большей твердостью (4,5 по шкале Мооса) и меньшей плотностью (3,6 г/см³).

По действующему в СССР отраслевому стандарту к высшему сорту относится массивный бирюзовый малахит с четким и мелким рисунком размером не менее 30×30×20 мм. Несортовая малахитовая крошка может использоваться для изготовления художественной зеленой краски, а пористый почковидный малахит — в качестве коллекционного материала. Следует упомянуть и о так называемых малахитовых пропитках — песчаниках и туфах, импрегнированных малахитом, которые иногда используются камнерезами в качестве заменителя монолитного малахита. Очень красивые медистые песчаники с малахитом известны на Синайском полуострове.

Малахит — типичный минерал кор выветривания медных сульфидных и некоторых медно-железородных месторождений, залегающих в известняках, доломитах, известковистых сланцах или содержащих много карбонатов среди первичных руд. Он образуется в результате взаимодействия медно-сульфатных растворов, возникающих в ходе окисления пирита и халькопирита, с карбонатами или с углекислыми водами: $2\text{CuSO}_4 + 2\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2 + 2\text{CaSO}_4 + \text{CO}_2$ или $2\text{CuSO}_4 + 3\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \Rightarrow \text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$.

Обычно малахит тесно ассоциирует с другими вторичными минералами меди — купритом, теноритом, брошантитом, хризоколлой и особенно с азуритом, для кристаллизации которого благоприятна несколько менее щелочная среда. Таким путем возникают скопления землистых существенно малахитовых

окисленных медных руд. Несколько по-иному объясняется происхождение плотных натечных агрегатов малахита.

Так, А. Е. Ферсман [25] относил уральский поделочный малахит к «контактово-гидротермальным» образованиям из глубинных термальных растворов, содержащих медь. Однако эту точку зрения нельзя считать обоснованной, так как малахит никогда не встречается вне кор выветривания. Более убедительны представления Г. Н. Вертушкова [3] о кристаллизации натечного малахита в карстовых полостях рудоносных известняков из нисходящих медно-бикарбонатных растворов, медленно терявших углекислоту. Углекислые воды растворяли медную зелень зоны окисления, переотлагая малахит в зоне цементации: $2\text{Cu}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{Cu}_2[\text{CO}_3] \times (\text{OH})_2 + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$.

Д. П. Григорьев [4] и др. полагают, что натёки малахита формируются из истинных растворов, а их облик и своеобразное внутреннее строение определяются рельефом субстрата, высотой полости, цикличностью поступления раствора и тому подобными факторами. Существует также мнение о коллоидном состоянии малахитообразующих растворов и медленной раскристаллизации малахитового геля в пустотах горных пород.

Главные месторождения поделочного малахита находятся в СССР на Среднем Урале (Высокогорская группа медно-железородных месторождений у г. Нижнего Тагила, Гумешевский медный рудник) и в Африке в Медном поясе Республики Заир (Колвези) и Замбии (Бвана Мкубва и др.). В разное время сообщалось о проявлениях поделочного малахита в Австралии в штатах Южная Австралия (рудник Бурра вблизи г. Аделаида), Квинсленд (Пин Даунс) и Новый Южный Уэльс (Вест Боган, Тоттенхем), в США в штатах Теннесси (рудник Дектаун), Аризона (Моренси, Коппер Квин, Бисби) и в других местах.

В настоящее время из Республики Заир на мировой рынок в значительном количестве поступает поделочный малахит и азурит-малахит. Однако по красоте рисунка и окраске он уступает уральскому.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все месторождения малахита относятся к единому генетическому типу, будучи связаны с зонами окисления медных или медьсодержащих полиметаллических и железных руд. Скопления поделочного малахита встречаются в контактово-метасоматических (скарновых) месторождениях в известняках, локализуясь в верхних частях зоны цементации. Лучшие камни в виде натечных агрегатов образуются в пустотах известняков карстового происхождения. Обломки малахита нередко находятся во

вторичном залегании среди переотложенных рыхлых руд и глинистого материала, выполняющих крупные карстовые депрессии.

Поделочный малахит наблюдается также и в стратиформных залежах медных и медно-кобальтовых руд, в разрезе которых присутствуют карбонатные породы. Условия образования натечного малахита в этом случае такие же, как и в меденосных скарнах: он кристаллизуется в трещинах и пустотах растворения известняков, доломитов или известковистых сланцев и песчаников в ходе формирования коры выветривания. Самостоятельного значения месторождения поделочного малахита, как правило, не имеют, и этот минерал обычно извлекается попутно с отработкой окисленных медных и железных руд.

СССР. Как уже отмечалось, уникальные по качеству скопления малахита известны на Среднем Урале, где в палеозойской вулканогенно-осадочной толще Тагило-Магнитогорского прогиба распространены вторичные контактово-карстовые месторождения меди и железа. Главными поставщиками ювелирно-поделочного малахита служили знаменитые Гумешевское и Высокогорские (Нижне-Тагильские) медные и медно-железорудные месторождения.

Гумешевское месторождение находится в 55 км юго-западнее г. Свердловска на территории б. Полевской горной дачи и функционировало с 1728 по 1871 г. Здесь добывали превосходный поделочный малахит и в 1789 г. владелец рудника Турчанинов преподнес Екатерине II большую глыбу малахита (около 1,5 т), замечательную по своей однородности, плотности и красоте рисунка.

На площади месторождения обнажены порфириды, туфы, сланцы и мраморы среднего девона, пересеченные дайкой порфировидного кварцевого диорита. Вдоль контакта диорита с мрамором развиты линзовидные тела пироксен-гранатовых скарнов мощностью 3—11 м с кварц-карбонатной, магнетитовой и медно-сульфидной минерализацией. Медно-железные руды окислены до глубины 120—170 м. Среди первичных рудных минералов доминируют пирит, халькопирит, блеклые руды и медьсодержащий магнетит.

Малахит встречается главным образом в переотложенных медистых глинах, заполняющих карстовую воронку в мраморе со стороны западного всячего бока дайки (рис. 26). Длина этой воронки, частично вскрытой старым Гумешевским карьером, около 600 м, ширина 150 м, глубина по направлению к диоритовой дайке быстро увеличивается от 10—30 до 130—150 м.

Рудоносные глины пестро окрашены, местами оталькованы и содержат обломки бурого железняка. Медная минерализация представлена хризоколлой, землистым малахитом, азуритом, теноритом, самородной медью.



Рис. 7. Голубой лазурит. Образец с бурой коркой выветривания. Ляджвардаринское месторождение.



Рис. 8. Перевозка лазурита с Ляджвардаринского месторождения воздушным транспортом. На переднем плане складированный лазурит.



Рис. 10. Изделия из жадеита



Рис. 15. Изумрудно-зеленый полупрозрачный жадеит («симперал»). Желвакообразная форма характерна для эндоконтактных зон тел серого жадеита. Итмурундинское месторождение



17. Темно-зеленый нефрит и изготовленная из него шкатулка. Оспинское месторождение



Рис. 18. Изделия из нефрита



Рис. 19. Общий вид северо-восточного эндоконтакта Оспинского гипербазитового массива. На переднем плане обнажена нефритоносная зона серпентинитов



Рис. 21. Коренной выход нефритовой жилы. Слева от жилы дайка цоизитдиопсидкварцевого родингита, справа — серпентинит. Оспинское месторождение



Рис. 25. Темно-зеленый малахит и изделия из него



Рис. 27. Янтарь



Рис. 31. Солнечный камень. Ильменские горы



Рис. 32. Лабрадор

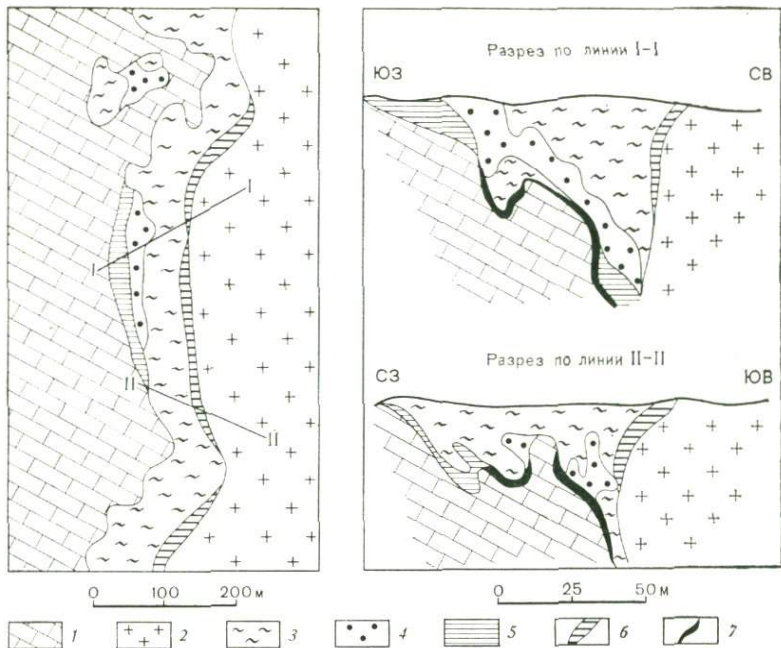


Рис. 26.

Схема строения малахитоносного карста Гумешевского меднорудного месторождения. По Л. Дюпарку и Г. Сиггу (1914 г.).

1 — мрамор; 2 — кварцевый диорит; 3 — медистые глины; 4 — глины с рудными конкрециями; 5 — лимонитовые охры; 6 — скарн; 7 — малахитоносные зоны

Обособления плотного поделочного малахита отмечались в донной части воронки под глинами на глубине 70—130 м, где они покрывали корками и желваками поверхность мрамора, тесно ассоциируя с красной медной рудой и азуритом. Строение желвака и почковидных натеков волокнистое концентрически-зональное с чередованием изумрудно- и бледно-зеленых полос. Они нередко пустотелы или сложены в ядре пористым бурым железняком. Малахит наблюдается также в окисленных скарнах и в сульфидных кварц-карбонатных жилах, однако в них распространены преимущественно землистые его разновидности или тонкие корочки, малопригодные для камнерезных поделок.

Высокогорская группа медно-железородных месторождений в окрестностях г. Нижнего Тагила объединяет Меднорудянокское, Коровинско-Решетниковское и собственно Высокогорское месторождения (зона Главного карьера). Они входят в состав Нижне-Тагильского рудного района, тяготеющего к зоне контакта Тагило-Кушвинского сиенитового массива с известняками и вулканогенно-осадочной толщей силура — раннего девона. В районе горы Высокой отмечаются две рудные зоны: западная,

связанная с мощной пачкой известняка, перекрытой туфами, и восточная, контролируемая несколькими пропластками известняка среди туфов и сланцев. Зоны расчленены поперечными разрывами на ряд блоков с амплитудой перемещения до 100—150 м. Первичные руды представлены в основном магнетитом с примесью халькопирита, борнита и блеклой руды, вверху окисленным до мартита и бурого железняка. Площадная кора выветривания имеет мощность 30—40 м, а линейная, развитая вдоль крутых разрывов, проникает на глубину 200—300 м.

Поделочный малахит встречался главным образом в южной и юго-западной частях горы Высокой на Меднорудянском, Коровинско-Решетниковском месторождениях и на участке Грабен в восточной части Главного карьера.

Меднорудянское месторождение, как отметил А. Е. Ферман, «по богатству и мощности, пригодности малахита для изделий и облицовки, а также по красоте узоров и по чистоте окраски зеленых тонов является единственным на всем земном шаре. Отсюда был взят малахит для знаменитых колонн Исаакиевского собора, а также для малахитового зала Зимнего дворца и для столов Эрмитажа» [24, с. 255]. Оно находится в восточной рудной зоне, где оруденелые прослои известняков мощностью до 70—80 м прослежены на расстоянии 1 км. В северной части месторождения известковый гранатовый скарн с магнетитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и апатитом перекрыт мощной железной шляпой, на юге преимущественно развиты переотложенные глинистые продукты выветривания туфов и известняков, пропитанные вторичными минералами меди и марганца: халькозином, купритом, теноритом, землястым малахитом, азуритом, лампадитом и др.

Поделочный малахит распространен в глинах вблизи известняка несколько ниже верхней границы зоны цементации. В 1835 г. под руслом р. Рудянка на глубине 77 м среди масс лампадита и бурых охр была обнаружена глыба малахита размером $5,3 \times 2,5 \times 1,8$ м. Масса некоторых монолитных частей этой глыбы равнялась 5—6 т при очень высоком качестве камня.

Коровинско-Решетниковское месторождение расположено в южной части западной рудной зоны. Рудная залежь заполняет карстовую впадину в известняке длиной около 230 м и глубиной 50—100 м. Магнетитовые руды сильно окислены и превращены в мартит. Вдоль контакта с известняком наблюдаются глины с лампадитом, черной медной рудой и малахитом. Поделочный плотный малахит тяготеет к скоплениям лампадита, заполняющим каверны выветрелого известняка.

Главный карьер, или собственно *Высокогорское месторождение*, находится в северной части западной рудной зоны. Вдоль контакта с сиенитами скарнированные известняки, минерализованные магнетитом, халькопиритом и пиритом, череду-

ются с прослоями безрудных пород. Широко развиты северо-восточные разрывы, сопровождающиеся линейными корами выветривания глубиной до 300 м.

Известняки интенсивно раскарстованы. Карстовые воронки выполнены охристо-глинистым материалом с обломками сильно разрушенных сиенитов, туфов и рудного скарна. Площадь крупных воронок в плане достигает 140×100 м; они прослежены на глубину до 180—200 м. В донной их части обильны землистые скопления лампадита и окислов марганца. Малахит встречается под окисленными рудами около известняка и ассоциирует с лампадитом, бронзантитом, купритом, азуритом и самородной медью. Натёки малахита обычно отделены от известняка прослойкой зеленовато-голубой хризоколлы. Главная масса поделочного малахита была добыта в юго-восточном борту Главного карьера на участке Грабен в пределах сброшенного блока окисленных мармитовых руд. Рудная залежь местами просела в результате растворения подстилающего известняка. Поделочный малахит встречается ниже 40 м от поверхности, с глубиной качество его улучшается.

Из других, хотя и сравнительно небольших источников поделочного малахита, следует упомянуть о скарновом месторождении меди Чокпак в Центральном Казахстане. На этом объекте почковидные натёки и прожилки плюсового малахита встречаются в зоне окисления силурийских скарнированных известняков, тяготея к окремненным образованиям железной шляпы.

США. Американские месторождения малахита имеют много сходных черт с уральскими. В первую очередь необходимо указать на скарновое медно-полиметаллическое *месторождение Бисби*, расположенное в шт. Аризона, на котором встречался поделочный малахит хорошего качества. В районе этого месторождения мощная толща сильно дислоцированных палеозойских известняков прорвана интрузиями монзонит- и гранит-порфира. Рудные залежи локализованы в скарнированных известняках вдоль их восточного контакта с интрузивным массивом Сакраментохилл. Форма их неправильная грубоплитообразная, в общем согласная с простираем известняков. Руды окислены до глубины 420 м и более и состоят из куприта, малахита, иногда халькозина с обильным лимонитом. В краевых частях залежей они сменяются сильно охристыми глинами, постепенно переходящими в измененный известняк. Плотный полосчатый и «бархатный» малахит хорошего, иногда ювелирного качества выстилает стенки карстовых полостей в скарнированных известняках или образует крупные жилообразные скопления (копь Лавендера и др.).

Заир и Замбия. Стратиформные месторождения уран-кобальт-медной формации с поделочным малахитом распространены в знаменитом Медном поясе Катангской рудной провин-

ции в Центральной Африке. Пояс протягивается почти на 500 км через юго-восточную часть Республики Заир и территорию Замбии. Месторождения связаны с горными породами позднедокембрийской Катангской складчатой системы, залегающими с резким угловым несогласием на древнем архейском фундаменте. Система включает верхнерифейскую свиту Роан, перекрытую нижневендской свитой Кунделунг.

Медно-кобальтовое оруденение Медного пояса, находящееся в Замбии, развито в аркозовых песчаниках и известковистых сланцах нижнего Роана, а в Заире — в так называемой Рудной серии верхнего Роана, в составе которой наряду со сланцами и песчаниками много доломитов и известняков. Рудоносные пласты, минерализованные в основном пиритом, халькопиритом, борнитом и халькозином, прослеживаются по простиранию на несколько километров при мощности 10—20 м. Широко распространены глубокие коры выветривания, обусловившие появление богатых окисленных и вторичных руд меди и кобальта: малахита, азурита, хризоколлы, куприта, тенорита, корнетита, либетенита, брошантита и др., а также рыхлых скоплений гидроокислов железа и марганца.

Поделочный малахит и азур-малахит отбираются главным образом в районе Колвези, находящемся в западной части Южной Катанги. Имеются сведения о хорошем малахите на месторождениях Юго-Восточной Катанги (*Этуаль-дю-Конго* и др.) и в Замбии (Бвана Мкубва), однако условия его залегания почти не охарактеризованы в литературе. На месторождении Этуаль-дю-Конго около г. Лубумбаши, по данным Г. Шнейдерхена, в составе Рудной серии верхнего Роана среди доломитов и доломитовых сланцев наблюдается минерализованная пачка глинистых и песчано-известковистых сланцев с прослоем ноздреватого твердого кварцита. В зоне окисления, прослеженной на глубину до 80 м и более, в каолинизированных сланцах и доломитах со стороны их всяческого бока развиты обильные гнезда и прожилки рыхлых медно-кобальтовых руд, окислов и гидроокислов железа и марганца. Натечные плотные разности малахита встречены в пустотах доломита и кварцита.

VI

ЯНТАРЬ И ДРУГИЕ ИСКОПАЕМЫЕ СМОЛЫ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Янтарь — окаменевшая ископаемая смола, золотисто-желтая, оранжевая или красновато-коричневая, прозрачная и белая («костяная») — популярнейший материал для изготовления разнообразных украшений и поделок (рис. 27, см. вклейку). Многочисленные амулеты, бусы, пластинки и куски необработанного янтаря найдены на стоянках и в захоронениях эпохи позднего палеолита — неолита в Прибалтике, на Украине и в Средиземноморье. В качестве поделочного камня янтарь широко использовался древними цивилизациями Египта, Греции и Рима. Драгоценности из янтаря упомянуты в «Одиссее» Гомера (IX в. до н. э.). Из этого вязкого и сравнительно мягкого камня вырезали статуэтки, барельефы, кубки, подвески, пуговицы, бусы и кольца. Применялись в основном прибалтийские медово-желтые янтари, за которыми Нерон, по свидетельству Плиния-Старшего, даже посылал специальную экспедицию, и в меньшей мере светлые «скифские» (приднепровские) смолы или темнооранжевые румэниты Карпат.

Янтарь занимает видное место и в прикладном искусстве Древнего Востока — Китая и Индии. Великий ученый раннего средневековья аль-Бируни (973—1048 гг.) в «Собрании сведений для познания драгоценностей» упоминал о китайском и африканском янтарях (вероятно, бирмите и мозамбикском копале), указывая на возможность различать их по поведению при нагревании (копал в отличие от янтаря становится липким и вспучивается).

Начиная с эпохи Возрождения, художественной обработкой янтаря занимались преимущественно в Северной Европе. Наивысшего расцвета этот промысел достиг в XVII—XVIII вв. Именно в это время выполнена знаменитая «Янтарная комната», подаренная в 1716 г. Петру I прусским королем Фридрихом Вильгельмом I. Стены комнаты были облицованы мозаичными янтарными пластинами, украшенными аллегорическими изображениями, вензелями, резными букетами. В витринах размещались многочисленные изделия из янтаря: шахматные фигуры, шкатулки, табакерки и т. д. В 1942 г. она была вывезена из Царскосельского дворца фашистскими оккупантами.

В настоящее время интерес к янтарию значительно возрос. Этот красивый и своеобразный камень всегда моден и пользуется большим спросом. Из янтара в основном изготавливают галантерейные поделки и сувениры без оправы (бусы, мундштуки, фигурки птиц и животных, модели кораблей и т. п.), сравнительно дешевые ювелирные украшения в мельхиоре, серебре, редко в золоте (ожерелья, кулоны, броши, серьги, запонки) и уникальные камнерезно-художественные изделия (шкатулки, вазы, шахматы и др.).

Янтарем (от лит. *gentaros*) нередко называют все без исключения ископаемые аморфные смолы или же те из них, которые применяют в ювелирно-камнерезном производстве. Многие минералоги предлагают этим термином называть только один вид ископаемых смол, широко распространенных в Прибалтике, — сукцинит [18, 21 и др.].

Классификация ископаемых смол разработана слабо. По Н. А. Орлову и В. А. Успенскому, они относятся к подклассу ретенитов — аморфных веществ, не растворяющихся полностью ни в одном из известных растворителей. Среди них различаются три главных семейства: 1) янтара (сукцинита) и янтарепоподобных ископаемых смол (румэнит, бирмит, делатинит и др.) — тугоплавких, вязких и содержащих до 8% янтарной кислоты, которые широко применяются в качестве ювелирно-

Характеристика поделочных иско

Смола	Средний химический состав, %				Цвет
	С	Н	О	S	
Янтарь (сукцинит)	79,75	10,35	9,60	0,30	Желтый, оранжевый, белый
Румэнит	81,64	9,65	7,56	1,15	Красный, буровато- и оранжево-красный, коричневый
Бирмит	80,05	11,50	8,43	0,02	Коричнево- и темно-красный, медовый, коричневый
Чемавинит (цедарит)	78,50	9,93	11,25	0,32	Светло- и медово-желтый, оранжево-коричневый
Симетит	69,48	9,24	20,76	0,52	Красно-желтый, желтый, вишнево-красный

поделочного камня; 2) ретинита (ретинит, геданит, чемавинит и др.) — хрупких ископаемых смол бурогоугольных пластов, весьма ограниченно используемых в ювелирно-камнерезном деле; 3) копалита (копалит, амбрит) — молодых (четвертичных) ископаемых смол, сравнительно мягких и легкоплавких. Наиболее твердые из них, вроде «зрелых» мозамбикских и занзибарских копалов, имитируют янтарь, но ценятся гораздо ниже. Разнообразие видов ископаемых смол объясняется их различной ботанической природой, а также в значительной мере зависит от условий фоссилизации (окаменения). На одном и том же месторождении иногда наблюдается несколько видов ископаемых смол. Так, например, в Прибалтике кроме доминирующего сукцинита встречаются геданит и очень редкие глессит, стантинит, беккерит и крапцит.

В табл. 6 приведена краткая характеристика главных видов ископаемых смол, пригодных для обработки. Наиболее полно изучены свойства прибалтийского янтаря (сукцинита) — самого ценного представителя ископаемых смол. Его химический состав соответствует формуле $C_{10}H_{16}O$ со средним содержанием, по С. С. Савкевичу, углерода 79,75 % и водорода 10,35 %. Постоянно присутствуют примеси азота (0,1—0,5 %) и серы (0,1—0,55 %), в состав золы (0,1—0,8 %) входят CaO , SiO_2 , Fe_2O_3 и сульфат. Структура янтаря очень сложная. По А. Чирху (1936 г.)

Таблица 6

паемых смол (33, 37 и др.)

Плотность, г/см ³	Твердость по Моосу	Температура плавления, °С	Содержание янтарной кислоты, %	Растворимость в органических растворителях, %	Примеры месторождений
1,05—1,09	2—2,5	340—360	3—8	Алкоголь — 14 Ацетон — 23 Бензол — 21 Сероуглерод — 24 Анлин — 31	Прибалтика, Украина
1,03—1,12	2,5—3	350—375	1—5	Алкоголь — 7 Эфир — 14 Сероуглерод — 22	Карпаты
1,03—1,09	2,5—3	340—350	?	Алкоголь — 6,8 Хлороформ — 11,8 Сероуглерод — 4,6 Скипидар — 18,5	Индокитай
1,05—1,08	2—2,5	340—350	Нет	Алкоголь — 21 Эфир — 24,8 Сероуглерод — 13,0	Канада
1,05—1,07	2—2,5	350—370	Следы	Ацетон — 14,5 Алкоголь — 21 Эфир — 27	Сицилия, Вест-Индия

это смесь ряда органических веществ, среди которых преобладает сукцинорезен — $C_{22}H_{36}O_2$ (65 %) и сукциноабьетиноловая кислота — $C_{40}H_{60}O_4$ (17 %). От живицы современных сосен янтарь отличается почти полным отсутствием главного компонента смол — абьетиновой кислоты, которая, по А. Чирху, в процессе фоссилизации была преобразована в сукцинорезен, борниловый эфир и эфир янтарной кислоты. Последняя — $C_4H_6O_4$ является важным диагностическим признаком янтара и присутствует в продуктах его сухой перегонки в количестве 3—8 %.

Янтарь устойчив к воздействию едких щелочей и разбавленных кислот, за исключением серной. В амилцетате, анилине, сероуглероде, этиловом спирте, ацетоне, хлороформе и некоторых других органических веществах он растворяется на 10—30 %, нерастворимый остаток называется сукцинином.

При нагревании на воздухе до 100 °С и выше янтарь выделяет газы, а при 340—360 °С расплавляется, теряя до 30—40 % массы исходного материала. Медленное нагревание без доступа воздуха (например, в растительном масле) приводит к постепенному размягчению и плавлению янтара без его термического разложения. Янтарь горит коптящим желтым пламенем с резким запахом сосновой смолы.

Встречается янтарь в кусках размером от нескольких миллиметров до 50 см в поперечнике, форма которых определяется условиями образования смолы. Так, для поверхностных выделений живицы характерны капли, сосульки, натеки и желваки, а для внутривольных смоляных карманов и подкоровых скоплений — овальные, изогнутые или продолговатые пластины и клинья с отпечатками коры и древесных волокон.

Различают следующие разновидности прибалтийского янтара, связанные постепенными переходами: прозрачная, облачная (полупрозрачная), бастард (восковая, просвечивающая в тонких сколах), костяная (белая, непрозрачная) и пенистая (мелоподобная).

Степень прозрачности янтара, как впервые выяснил Р. Клебс, зависит от количества и размеров находящихся в нем мельчайших пустот. В облачном янтаре в каждом 1 мм² площади шлифа наблюдается около 600 пустот диаметром до 0,02 мм, в костяном янтаре число их возрастает до 900 тыс., а средний размер уменьшается до 0,004 мм. Природу таких пустот принято объяснять присутствием клеточного сока в исходной живице.

Цвет янтара главным образом желтый — от бледного, почти бесцветного до красновато-бурого. Желтые тона обусловлены органическими пигментами, а красноватые и бурые — процессами окисления и характерны для небольших кусочков янтара и корок. Изредка встречаются голубые янтари, окраска которых вызвана микроскопическими порами диаметром 0,001 мм и

меньше. Блеск у прозрачных разновидностей стеклянный, у ко-
стяных и пенистых — матовый.

Янтарь оптически изотропен, его показатель преломления 1,538—1,545. В ультрафиолетовом свете люминесцирует в бледно-голубых и белых тонах с желтоватым или зеленоватым оттенком.

Твердость у сукцинита, у большинства янтареподобных смол и ретинита 2—2,5 по шкале Мооса, у румэнита, бирмита и окисленных корок янтаря 2,5—3. Вязкие янтари и янтареподобные смолы лишены спайности и имеют раковистый, реже плоский излом.

У хрупких ископаемых смол развита отдельность. Плотность прозрачного сукцинита и бастарда 1,096—1,05 г/см³, а у пенистых разновидностей менее единицы.

Замечательная особенность янтаря и многих других ископаемых смол — наличие обильных включений остатков фауны и флоры. По данным В. Катинаса [9], в прибалтийском янтаре резко преобладают включения насекомых (87 %), в основном двукрылых (61,4 %) и паукообразных (11,6 %). Встречается также шерсть животных и изредка перья птиц. Растительные остатки, не считая реликтов коры и древесины, составляют всего 0,4 % и представлены листьями, хвоей, лепестками цветов, реже веточками и плодами хвойных и широколиственных деревьев, спорами грибов и плесени.

Сукцинит, бирмит, румэнит, синетит, а также некоторые разновидности геданита и чемавинита легко распиливаются, облачиваются, сверлятся и полируются. Коллекционерами высоко ценятся янтари с включениями растений и насекомых. Интересно, что в прошлом столетии была распространена подделка включений мелких рыбок, ящериц и даже лягушек в янтаре.

В ювелирно-камнерезной промышленности широко используется и так называемый прессованный янтарь, или амброид, получаемый горячим прессованием мелких чистых кусочков янтаря при температуре 200—220 °С и давлении до 2,45 кПа. Прессованный янтарь лучших сортов почти не отличим от натурального.

Янтарь поддается облагораживанию: он может быть просветлен кипячением в растительном масле и при этом подкрашен в нужный тон органическими красителями, добавляемыми в масло. В древние времена, как отмечал Плиний-Старший, для получения красновато-оранжевого цвета янтарь проваривали в меду. Однако в таком просветленном янтаре обычно вскоре появляется сеть тонких трещин — «блесток».

Загрязненный, некондиционный янтарь, а также отходы от обработки поделочных камней представляют собой ценное сырье для получения янтарных кислот, масла и канифоли, применяющихся в лакокрасочной, парфюмерной и фармацевтической промышленности.

Обработанный янтарь медленно стареет, покрываясь тонкой замутненной коркой, становится хрупким, плотность камня снижается. Старение связано с процессами окисления, более интенсивными на солнечном свете и при повышенной температуре.

За рубежом довольно широко распространена имитация янтара специальными пластмассами, окрашенными в ясные янтарные тона (бакелит, бернат и др.). От природных камней они отличаются несколько большей плотностью и не люминесцируют в ультрафиолетовом свете.

Представления о генезисе янтара со временем существенно изменились. Так, Плиний-Старший (23—79 гг. н. э.) считал янтарь смолой хвойных деревьев, окаменевшей под действием холода и морской воды. В средние века доминировала точка зрения Георгия Агриколы (1490—1555 гг.) на образование янтара из глубинных жидких битумов, выделяющихся из трещин и затвердевших на поверхности земли. Правильное представление о растительном происхождении янтара высказано М. В. Ломоносовым в трудах «Слово о рождении металлов от трясения земли» (1757 г.) и «О слоях земных» (1761 г.).

В настоящее время биогенная природа янтара не вызывает сомнений. Главным источником янтареобразующих смол считаются позднемеловые — палеогеновые сосны, объединяемые под названием *Pinus succinifera* или ели *Picea succinifera*. Не исключено, что ретиниты Аляски являются ископаемыми смолами болотных кипарисов семейства Cupresaceae. По мнению И. Г. Пидопличко и Е. Н. Кондратюка, наиболее близка к хвойным янтареносным растениям палеогена ныне живущая восточноевропейская сосна Фомина — *Pinus Fominii*, с очень жидкой смолой и весьма легкоплавкой канифолью (66 °С). Такая смола, способная расплавляться на солнце, могла быстро попадать в почву и подвергаться фоссилизации.

Производителями четвертичных копалов в Австралии и Океании являются хвойные деревья каури — *Agathis australis* и др., а в Африке и Южной Америке деревья семейств бобовых (Leguminosae), цезальпиниевых (Cesalpiniaceae) и диптерокарповых (Dipterocarpaceae).

Органические включения в янтаре позволяют достоверно судить об экологической обстановке древних «янтарных» лесов. По Г. Конвентцу (1890 г.), в густых и влажных субтропических лесах палеогена преобладали сосны *Pinus succinifera* Гоерр. Многочисленные насекомые и паразитические растения, частые грозы, лесные пожары способствовали обильному истечению живицы. Затвердевшая смола накапливалась в лесной почве и затем при трансгрессии моря была переотложена в морских осадках. Эти представления применительно к богатейшему янтареносному району Прибалтики недавно были уточнены и дополнены В. Катинасом [9].

По мнению этого исследователя, «янтарные» леса в эоцене занимали холмистую южную часть Скандинавии и прилегающие к ней равнины нынешнего дна Балтийского моря. Это были смешанные хвойно-широколиственные леса субтропического и теплоумеренного типа с небольшим количеством тропических растений. Почвы лесов были песчанистыми, и лишь местами встречались заболоченные участки. Причиной повышенного смоловыделения, как полагает В. Катинас, явилось резкое потепление в начале эоцена, неблагоприятное для жизнедеятельности хвойных растений, которые начали вытесняться тропическими и субтропическими видами. Янтареносная хвойная растительность, возможно, полностью исчезла уже к началу позднего эоцена. Истечение живицы из хвойных деревьев было очень интенсивным и часто повторялось. Исходная живица содержала много терпенов — летучих веществ, которые понижали ее вязкость, но в условиях жаркого климата быстро испарялись, способствуя застыванию смолы. Внутривольные и наружные натечные образования были прозрачными, белые (костяные) разновидности возникали в результате многократного переплавления смолы под действием солнечных лучей. Выделившаяся живица на деревьях и главным образом в почве «янтарного» леса подвергалась фоссилизации, постепенно превращаясь в янтарь.

Как уже говорилось, условия фоссилизации сильно влияют на конечный состав ископаемых смол. Так, важнейшая часть янтаря — янтарная кислота, по мнению многих специалистов, отсутствовала в составе исходной живицы и образовывалась в процессе фоссилизации. Известно, что ископаемые смолы семейства ретинита, встречающиеся в лигнитах вместе со стволами тех же хвойных деревьев *Pinus*, янтарной кислоты не содержат.

Первая стадия изменения живицы — испарение терпенов и ее частичное окисление на воздухе. Затем в сухих, хорошо аэрированных почвах «янтарного» леса, богатых гуминовыми кислотами и микроорганизмами, происходили окисление и полимеризация смолы, смоляные кислоты превращались в неабетиновую и абетиновую, возникали неомыляемые вещества. В. Катинас полагает, что уже в лесных почвах были образованы все главные составные части янтаря, включая янтарную кислоту. По А. Чирху и Э. Штоку (1933 г.), янтарная кислота преобразуется из абетиновой под воздействием едкого калия. В соответствии с этим возникло предположение о превращении смолы в янтарь и об отщеплении янтарной кислоты во вторичном залегании, в глауконитовых морских осадках, характеризующихся повышенной щелочностью [21, 24].

Ископаемые смолы семейства ретинита возникали при фоссилизации живицы в анаэробной обстановке заболоченных почв и торфяников. Согласно А. Чирху и Э. Штоку, химизм процесса в этом случае определялся условиями формирования

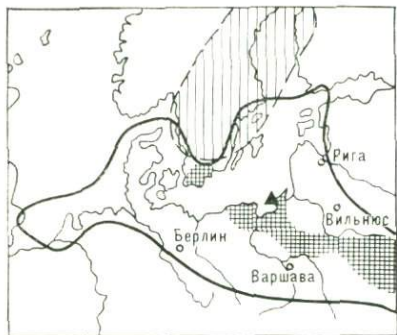


Рис. 28.
Ареал распространения янтаря в Балтийской провинции. По В. Катинасу (1971 г.).
 1 — предполагаемая площадь первичных залежей янтаря; 2 — янтареносные палеоген-неогеновые отложения; 3 — граница распространения янтаря; 4 — Приморское месторождение янтаря

Ископаемые смолы (не считая копалов) встречаются почти исключительно в Северном полушарии, что, вероятно, связано с благоприятными палеоклиматическими условиями этой части Земного шара в меловой и палеогеновый периоды для произрастания «янтарных» лесов. Крупнейшее месторождение янтаря — Приморское (Пальменикенское) находится в Прибалтике на территории СССР и с древнейших времен служит источником почти всего добываемого в мире ювелирно-поделочного янтаря. Ареал распространения прибалтийского янтаря с учетом его разноса древними ледниками и морскими течениями охватывает значительную часть побережья Балтийского и даже Северного морей (Литовская ССР, Латвийская ССР, Финляндия, Норвегия, Швеция, Польша, ГДР, ФРГ, Дания), достигая на северо-западе Великобритании, а на юго-востоке прослеживается до правобережной Украины (рис. 28).

В Европе, кроме того, заслуживают упоминания итальянские и румынские месторождения янтареподобных смол. В Италии на о. Сицилия в провинции Катания известен красновато-коричневый симетит, названный так по р. Симета, где он впервые был обнаружен. В Румынии распространена другая янтареподобная разновидность — румэнит, характеризующийся несколько повышенной твердостью и плотностью по сравнению с прибалтийским янтарем. Главные места добычи румэнита находятся в уезде Бузэу, а его небольшие проявления зафиксированы в уездах Сучава, Нямец, Бакэу, Алба, Сибиу, Прахова и Олт.

буроугольного пласта: вместо окисления доминировала авторедукция, первичные смоляные кислоты подвергались декарбоксилированию и гидрированию с образованием фихтелита и ретена. Таким образом, одновременное присутствие вместе с янтарем геданита или ретинита можно объяснить существованием в «янтарном» лесу заболоченных участков.

Иногда fossilized смола подвергалась катагенезу, уплотняясь и приобретая темно-оранжевый, вишнево-красный и зеленовато-черный цвет, например, как у румэнита («метаморфизованный янтарь», по В. С. Трофимову).

На Азиатском континенте практическое значение имеют только месторождения бирмита в Бирме, по-видимому, важнейшие после прибалтийских и снабжающие красновато-коричневым материалом китайские и индийские рынки. Они расположены вблизи Мьичина в долине Хуконга — притока р. Чиндвин и разрабатываются местным населением самыми примитивными способами. Некоторый потенциальный интерес представляют намеченные С. С. Савкевичем ареалы распространения ископаемых смол — дальневосточный (Чукотка, Камчатка, Сахалин и Приморье в СССР, а также Япония) и арктический (вдоль побережья Арктики от р. Мезени до р. Индигирки). Особенно обильная смолоносность зафиксирована на о. Таймыр вблизи устья р. Хатанги. Однако в этих районах распространены преимущественно хрупкие смолы семейства ретинита.

Похожие проявления ретинитовых смол известны и в арктической части Северной Америки на Аляске и Алеутских островах, главным образом у мыса Барроу, а также в дельте Юкона, в бассейне р. Кук и на островах Кадьяк, Умнак, Уналашка и др. Коричневые, иногда очень темные ископаемые смолы типа шрауфита встречаются на западном побережье Гренландии на островах Харе и Диско. Ископаемые смолы найдены во многих местах США (штаты Массачусетс, Нью-Йорк, Нью-Джерси, Мэриленд, Северная Каролина, Теннесси, Миссисипи, Арканзас, Канзас, Техас, Южная Дакота, Колорадо, Вайоминг, Нью-Мексико, Калифорния, Оклахома), в Канаде, Мексике, на о. Пуэрто-Рико, но качественный ювелирно-поделочный материал в разное время добывался только в Канаде в устье р. Саскачеван у озер Цедар-Лейк и Виннипег в провинции Манитоба, а также в США в округах Барлингтон, Глоучестер и др. шт. Нью-Джерси и в Доминиканской Республике [48].

В. С. Трофимов [24] выделяет две главные янтареносные провинции мира: Евразийскую, включающую Балтийско-Днепровскую, Карпатскую, Северо-Сибирскую, Дальневосточную, Сицилийскую и Бирманскую субпровинции и Американскую с Северо-Американской и Мексиканской субпровинциями. По мнению этого автора, в первой из них янтарепроизводящая растительность была представлена в основном сосновыми, а во второй — болотными кипарисами и бобовыми. Евразийская провинция отличается также широким развитием вторичных — россыпных месторождений янтаря.

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения ископаемых смол подразделяются на первичные — биогенно-осадочные и вторичные — россыпные (табл. 7). Первые встречаются значительно чаще, однако практическое

Промыленно-генетические типы месторождений

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вещающие породы	Характеристика продуктивных залежей
Экзогенная	Дианеза	Биогенно-осадочные месторождения в ископаемых почвах «янтарных» лесов древнетчетвертичного, неогенового и мелового возраста	Пески и песчанистые глины с растительными остатками, песчаники, аргиллиты, лигниты и бурые угли	Пласты и линзы протяженностью от 100—150 м до 1,5 км и более и мощностью 1,5—20 м, с обогащенными прослойками мощностью от 30 см до 1,5 м
	Россыпей	Прибрежные морские и озерные россыпи 1. Лагунно-дельтовые 2. Пляжевые	Глинисто-известковистые пески, песчанистые глины и алевроиты с глауконитом и сидеритом Песчано-гравийные отложения	Погребенные пластообразные залежи протяженностью до нескольких километров и мощностью 0,5—02 м Береговые пляжи с нанесенной прибоем галькой ископаемых смол

значение, как правило, имеют только россыпи, при формировании которых возможна концентрация полезного материала.

Биогенно-осадочные месторождения

Сюда относятся ископаемые почвы «янтарных» лесов — континентальные песчано-глинистые отложения с растительными остатками и торфяниками, в той или иной степени подвергшиеся дианезу и превращенные в слабощементированные песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами и прослоями лигнитов и бурых углей. Возраст смолоносных отложений позднемеловой — раннетчетвертичный. Они занимают обширные площади белых «янтарных» лесов.

Сравнительно молодые нижнетчетвертичные почвы содержат «недозрелые» ископаемые смолы — копалы, которые лишь иногда пригодны для обработки. С лигнитами и буроугольными пластами неогенового, палеогенового и особенно мелового возраста связаны главным образом хрупкие ископаемые смолы семейства ретинита, а с существенно песчаными отложениями па-

ювелирно-поделочных ископаемых смол

Тип скоплений ископаемых смол	Характеристика ископаемых смол	Промышленное значение	Примеры месторождений
Неравномерные вкрапления желваков и зерен, рассредоточенные гнездобразные скопления	В четвертичных отложениях — копалы, в более древних глинисто-песчаных отложениях — янтарь и янтареподобные смолы, а в лигнитах и бурых углях — хрупкие смолы семейства ретинита	Незначительное	Пало-Квемадо и др. (Доминиканская Республика) Худайкульское и др. (СССР), Кудзи (Япония) и др.
Сравнительно равномерные и обильные вкрапления желваков и зерен	Неокатанные и слабоокатанные куски и зерна. В зависимости от коренного источника преобладает определенный вид ископаемой смолы	Большое. Главный промышленный тип месторождений ископаемых смол	Приморское (СССР), Цедар-Лейк (Канада), Нью-Джерси (США), Бирма и др.
Рассеянные скопления	Окатанные куски и зерна	Небольшое. Возможен периодический сбор материала	Балтийское побережье (СССР, Польша, ГДР и др.), Алеутские острова, мыс Барроу (США) и др.

леогена, содержащими только редкие линзы углей, — янтарь и янтареподобные смолы. В. С. Трофимов [24] без достаточного основания считает истинно первичными, автохтонными только месторождения в бурых углях, относя скопления янтаря в континентальных песчано-глинистых отложениях к аллохтонным, т. е. подвергшимся некоторому переносу и концентрации. Не отрицая возможности частичного перемещения смолы в первичных залежах, напомним, что наиболее благоприятные условия для фоссиллизации и образования янтаря существовали именно в рыхлых песчаных почвах. Кстати, и сам В. С. Трофимов справедливо указывает, что «...янтарепроизводящие леса Евразийской провинции произрастали на сухих песчаных почвах с отдельными участками развития болотных глин» [24, с. 159].

Первичные месторождения ископаемых смол характеризуются неравномерным и в среднем низким содержанием полезного компонента. Они обычно не эксплуатируются, если не считать сбора ископаемых смол в оврагах и береговых обрывах рек, размывающих продуктивные породы.

Ископаемые смолы в первичном залегании, чаще всего в лигнитах и бурых углях, распространены в СССР, США и других странах. Наиболее крупные первичные месторождения*, по-видимому, находятся в Вест-Индии на территории Доминиканской Республики.

Янтарь на о. Гаити был отмечен еще Колумбом во время его второго путешествия в Новый Свет. По данным Дж. Синканкаса [48], месторождения ископаемых смол в провинции Сантьяго являются лучшими в Северной Америке и до настоящего времени поставляют хороший поделочный материал. Они расположены в *верховьях р. Лицей и в долине Вега Реал* в 35—40 км южнее Атлантического побережья. В этом районе обнажены главным образом миоценовые песчаники, сланцы и конгломераты с кварцевой и яшмовой галькой.

Богатые скопления янтареподобной смолы наблюдались на месторождении Арко севернее г. Сантьяго в высокогорной части хр. Монте-Кристи среди кварцевого песчаника, содержащего линзы лигнитов и обломки окремненной древесины. Округлые куски смолы величиной от нескольких до 10—15 см покрыты тусклой коричневой коркой. Цвет доминиканского янтаря желтый до красного и красно-бурого. Интересно, что красный янтарь выцветает на солнце за несколько часов и становится желтым и коричневым. Материал прекрасно полируется. Н. А. Орлов и В. А. Успенский его условно относят к группе симетита.

Типичные первичные месторождения янтареподобного симетита известны в центральной части о. Сицилия на южных склонах Северного хребта вблизи населенных пунктов Леонфорте, Сан-Филиппо, Де-Агере и др. Скопления симетита наблюдаются в буровато-серых слабосцементированных песчаниках палеогена, содержащих углистый материал и редкие пропластки лигнитов. Янтареносные отложения размываются реками Симето, Сальсо и др., переносящими симетит к южному и восточному побережью острова. Пригодный для обработки материал собирают на пляжах около устьев рек. Окраска симетита светло-желтая, красная, серая и почти черная; по сравнению с другими янтареподобными смолами он содержит повышенное количество серы.

В СССР специально изучалась янтареносность первичных месторождений Худайкуль в Северном Казахстане и ряда угольных месторождений в Приморье на Дальнем Востоке.

В Северном Казахстане широко развиты неогеновые глины с многочисленными растительными остатками и прямыми признаками янтареносности. Ископаемая смола еще в середине прошлого столетия была обнаружена между Павлодаром и

* Первичное залегание ископаемых смол в песчано-глинистых отложениях не всегда очевидно и обычно доказывается присутствием в янтареносных отложениях линз и прослоев лигнитов и бурого угля.

Экибастузом в долине р. Чидерты у оз. Худайкуль. Здесь под современными песчано-галечными отложениями мощностью 5—20 м и более залегают слабосцементированные кварцевые песчаники неогена с линзами пластичных оливково-зеленых глин. Мощность линз 3—4,5 м; в их нижней части глины сменяются торфяной массой с обильными остатками древесины. Янтаре-подобные смолы обнаружены буровыми скважинами в глинах на глубине 13,5 и 35,4 м от поверхности. Они прозрачные или молочно-белые с красноватой окисленной коркой.

Гораздо чаще скопления ископаемых смол встречаются непосредственно среди лигнитов и бурых углей. Такие проявления, весьма многочисленные в Северной Америке, а также в арктических областях Азии и на Дальнем Востоке, довольно однообразны по геологическому строению. Зерна и кусочки смолы, как правило, небольшого размера (0,5—1 см и менее), неравномерно включены в уголь. В крупных буроугольных залежах ископаемые смолы обычно концентрируются лишь в некоторых пластах, образуя обогащенные прослойки и линзочки. По данным В. А. Осколкова (1938 г.), на Артемовском и Шкотовском угольных месторождениях в Приморском крае среднее содержание ископаемой смолы в таких участках достигает 2—3 % от массы угля.

Как уже отмечалось, ископаемые смолы буроугольных пластов за малым исключением относятся к семейству ретинита и в связи с хрупкостью и небольшими размерами почти непригодны для ювелирно-камнерезного производства.

Россыпные месторождения

Вторичные — россыпные месторождения янтаря и других ископаемых смол значительно интереснее в практическом отношении, чем их биогенно-осадочные источники. Коренные рыхлые или слабосцементированные породы легко размываются, и находившаяся в них ископаемая смола благодаря своей малой плотности быстро переносится реками на большие расстояния. Транспортируется смола во взвешенном состоянии и текущими водами не отлагается. Поэтому материал концентрируется, как правило, не в аллювии, а только в прибрежных морских или озерных лагунно-дельтовых и пляжевых отложениях. Кроме того, ископаемые смолы встречаются в ледниковых (моренных) образованиях, играющих роль промежуточных коллекторов, и могут вновь накапливаться во флювиогляциальных осадках ледниковых озер.

В. С. Трофимов [23, 24] выделяет все же аллювиальные россыпи янтаря, формирующиеся в своеобразных ловушках плавучего материала: лесных завалах рек, низких заболоченных берегах и отмелях, поросших густой травой и кустарником (р. Кук на Аляске, р. Днепр и др.). Однако они, так же как и

элювиальные, делювиальные и пролювиальные россыпи, не имеют промышленного значения и лишь изредка используются для разовых сборов янтаря.

ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВЫЕ РОССЫПИ

Такие россыпи — древние, погребенные и реже современные — представляют собой главный промышленный тип месторождений ископаемых смол. Сюда относятся Приморское месторождение в Прибалтике, Клесовское на севере Украины, Гданьское в Польше, основные месторождения Северо-Американского континента в Манитобе (Канада) и Нью-Джерси (США) и, возможно, очень скудно освещенные в геологической литературе месторождения Бирмы.

СССР. Лучшее в мире *Приморское (Пальменикенское) месторождение* янтаря находится на западном побережье Замландского полуострова в 60 км северо-западнее Калининграда. Несколько тысячелетий янтарь собирали на морских пляжах; регулярная разработка янтареносного пласта «голубой земли» начата в 1872 г. На месторождении добывают 100—500 т янтаря-сырца ежегодно.

Замландский полуостров относится к краевой части Польско-Литовской синеклизы, в пределах которой широко развиты континентальные и мелководные морские отложения палеоген-неогена, перекрытые сплошным плащом четвертичных ледниковых и современных рыхлых пород мощностью до 20 м и более. Палеоген-неогеновая толща залегает почти горизонтально со слабым наклоном к югу и юго-востоку. В ее составе В. Катинас [9], В. Балтакис и А. Григялис выделяют три формации: 1) глауконит-карбонатную, включающую монский ярус раннего палеоцена и самбийскую свиту раннего эоцена, общей мощностью до 110 м; 2) терригенно-глауконитовую, представленную алкской и прусской свитами эоцена и олигоцена, общей мощностью до 85 м; 3) буроугольную неогеновую мощностью около 75 м. Янтареносная терригенно-глауконитовая формация — главным образом прусская свита и в меньшей мере алкская.

Разрез янтареносных отложений хорошо изучен с помощью скважин колонкового бурения (рис. 29). В его основании залегают кварцевые пески и песчанистые алевролиты с глауконитом и сидеритом, относящиеся к алкской свите среднего — позднего эоцена. Немецкими геологами эта свита подразделялась на слои «нижней дикой земли», янтареносной «нижней голубой земли» и «нижнего пльвуна» мощностью до 40 м. Выше без стратиграфического перерыва следуют горные породы прусской свиты: глауконитовые кварцевые пески с желваками фосфоритов, алевролиты с янтарем, гравелистые пески и слюдистые алевриты. По немецкой номенклатуре первые называют «дикой землей», вторые «голубой землей», третьи «верхним

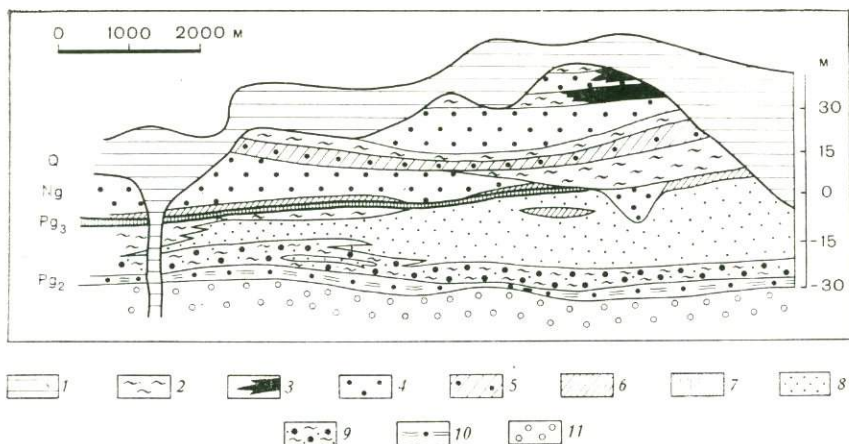


Рис. 29.

Схематический разрез янтареносных отложений Приморского месторождения.
По В. Катинасу (1971 г.).

1 — ледниковые и аллювиальные отложения; 2 — алевриты; 3 — бурый уголь; 4 — углестые пески; 5 — полосчатые пески; 6 — глины; 7 — крупнозернистые пески с гравием; 8 — песок «пльвун»; 9 — алевритистый песок с янтарем — «голубая земля»; 10 — глинистый песок — «дикая земля»; 11 — песок с катунами глины

пльвуном», а четвертые «белой стеной». По составу они очень похожи на породы алкской свиты, но содержат значительно больше сидерита, глауконита и янтаря. Прусская свита ранее относилась к раннему олигоцену; по В. Катинасу [9], ее возраст позднеэоценовый. Мощность свиты до 45 м, в том числе янтареносной «голубой земли» 0,5—20 м. Пруссские отложения перекрыты кварц-глауконитовыми песками олигодена («зеленая стена») мощностью 1—4 м.

Янтареносная «голубая земля» представлена глауконит-кварцевыми глинистыми песками и алевритами серовато-зеленого цвета, в состав которых входит кварц (45—50 %), глауконит (15—40 %), слюда (6—7 %), калиевый полевой шпат (5—6 %). Цемент глинистый, местами с сидеритом. По мнению В. Катинаса, глауконит переотложен из подстилающих пород и «голубая земля» должна быть отнесена к дельтовой фации неглубокого опресненного морского бассейна. Основное количество янтаря сконцентрировано в передней части палеодельты, там где пласт «голубой земли» имеет наибольшую мощность.

Содержание янтаря в «голубой земле» обычно 0,6—2 кг/м³, в середине пласта достигает максимального значения. Размер зерен и кусков янтаря изменяется от 1 мм до 30 см и более, поверхность ноздреватая, окисленная или гладкая, сошлифованная. Преобладает янтарь желтых тонов от светлого, почти бесцветного, до густого оранжевого, реже встречается белый и цвета кости и очень редко красный и голубоватый. Из всей

массы добываемого янтаря-сырца в среднем отбирается 12,5 % материала, пригодного для поделок, и 7 % для предварительного прессования.

Янтареносные отложения Замландского полуострова занимают площадь около 300 км². Промышленное содержание янтаря установлено на четырех участках: Прикарьерном, Приморском, Пляжевом и Майском. Они расположены в приморской полосе на расстоянии до 5—6 км от берега. Глубина залегания пласта «голубой земли» по мере удаления от моря увеличивается от 3,5 (участок Пляжевый) до 45—50 м (участки Приморский и Майский), а абсолютная высотная отметка его кровли понижается от 1,4 до 12—15 м ниже уровня моря. На главном — Приморском участке мощность продуктивной «голубой земли» 0,5—17,4 м, в среднем около 7,5 м.

По В. Катинасу, в среднем и позднем эоцене на месте Замландского полуострова существовал мелководный морской залив, в который на северо-востоке впадала крупная река, приносившая обильный янтарь со Скандинавской возвышенности. В дальнейшем янтареносные дельтовые отложения этой реки размывались олигоценовым морем, реками неогена и четвертичными ледниками, разнесившими янтарь по обширным площадям Прибалтики и Западной Белоруссии. В лагунах и дельтах вблизи морских и озерных побережий возможна вторичная концентрация янтаря. Такое месторождение переотложенного в современное время янтаря известно в северной части Куршского залива (Куршю-Марес), отделенного от Балтийского моря протяженной песчаной косой. Янтарь был принесен береговыми течениями, размывающими «голубую землю» в шельфе Замландского полуострова, и захоронен в илистых песках и илах в тихих участках залива.

Весьма перспективное месторождение янтаря находится на севере Украины в Ровенской области у пос. Клесово. На коре выветривания докембрийских гранитов, превращенных в котунные глины, залегают янтареносные мелко- и среднезернистые глауконитовые пески харьковской свиты раннего олигоцена мощностью 0,3—10 м и более. Скопления янтаря тяготеют к нижней части пласта, образуя продуктивный горизонт мощностью около 2 м. Янтарь красный, медово-желтый, воскобелый, преобладают слабоокатанные куски размером 3—10 см.

Польша. Вблизи г. Гданьска на морском побережье известны богатые скопления янтаря в голоценовых литориновых песках, содержащих прослойки торфа. Янтареносный пласт мощностью около 8 м подстилается глинами и перекрыт современными дюнными песками. Янтарь в виде линзообразных скоплений встречается в основном в нижней части пласта, концентрация его 0,9—2,6 кг/м³. По своим свойствам он неотличим от пальминкенского сукцинита. Гданьская россыль, по-видимому, является вторичной и образовалась в результате размыва зам-

ландских (калининградских) россыпей и переотложения янтаря по побережью Гданьской бухты в зонах морских полонидий.

ГДР. Примером прибрежно-озерной россыпи янтаря, образованной тальными водами отступающих ледников, может служить месторождение Штуббенфельд. По В. Шульцу, в этом районе ранее существовало ледниковое озеро, занесенное флювиогляциальным материалом. На моренной известковистой глине залегают слоистые озерные пески с многочисленными обломками угля и галькой янтаря, перекрытые мелкозернистыми чисто кварцевыми песками (рис. 30). В следующую ледниковую стадию эти отложения были местами перемяты. Разведанная длина россыпи 75 м, мощность продуктивных песков до 13 м, а содержание янтаря 0,3—0,5 кг/м³.

Аналогичные проявления янтаря зафиксированы также в озерных отложениях на островах Ванзинер, Юскеретцер и др.

Канада. Канадский янтарь — чемавинит (цедарит) встречается в аллювиальных отложениях бассейна р. Саскачеван в провинциях Альберта, Саскачеван и Манитоба. Его промышленные скопления находятся в Манитобе, главным образом вблизи места впадения р. Саскачеван в оз. Цедар-Лейк, а также в дельте этой реки, соединяющей оз. Цедар-Лейк с оз. Виннипег.

Смолоносные дельтовые отложения прослеживаются вдоль юго-западного побережья оз. Цедар-Лейк на расстоянии более 1,5 км. Кусочки чемавинита размером до 3—4 см в поперечнике вместе с обломками лигнитов и буроугольного угля включены в нижнечетвертичные глинисто-известковистые пески и гравий. Цвет ископаемой смолы бледный медово-желтый, желтый, коричневый, многие образцы совершенно прозрачны, распространены включения мелких насекомых. На этом месторождении было добыто много очень хорошего ювелирно-поделочного материала, пригодного для изготовления небольших кабошонов [48].

Богатые скопления чемавинита отмечаются в современных дельтовых отложениях р. Саскачеван между озерами Цедар-Лейк и Виннипег, где быстрое течение реки и частое изменение ее русла способствуют перемыву и концентрации ископаемой смолы. Коренными источниками россыпей, вероятно, являются третичные бурые угли района, в которых В. Харрингтоном была обнаружена смола, по свойствам близкая к чемавиниту [18].

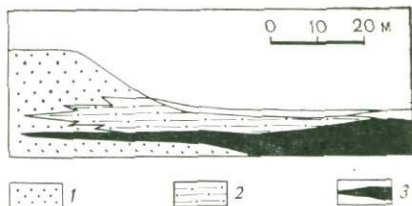


Рис. 30.

Погребенная озерная россыпь янтаря месторождения Штуббенфельд. По В. Шульцу (Schulz, 1960 г.).

1 — мелкозернистые озерные пески; 2 — слоистые пески с обломками угля и янтарем; 3 — валунная мергелистая глина

США. Лучшие месторождения ископаемых смол в США находятся в шт. Нью-Джерси и связаны с отложениями терригенной глауконитовой формации мелового (?) возраста, развитыми вдоль Атлантического побережья. В низовьях р. Олдмен-Крик близ г. Харрисонвилла, по р. Мантуя-Крик у г. Севелла в округе Глоучестер и в других местах в известковистых песчаниках и мергелеподобных глинах с глауконитом встречаются обильные скопления смолы, напоминающей прибалтийский сукцинит. По свидетельству Дж. Синканкаса [48], много превосходного поделочного материала было добыто в начале XX в. попутно с мергелем, использовавшимся в качестве удобрения, и в меньшей мере со строительными песками и глинами. Попытки специальной отработки янтареносных отложений оказались безуспешными, и после прекращения разработки мергелей, замененных более эффективными калиевыми удобрениями, добыча янтаря резко сократилась. В шт. Нью-Джерси на границе округов Мерсер и Барлингтон к юго-востоку от г. Трентон в угольных пластах р. Кроссвикс-Крик известны и коренные скопления мелких желтых и желтовато-белых зерен ископаемой смолы.

Мексика. Мексиканский янтарь, близкий по свойствам симетиту, с давних времен был известен местным жителям. Главные месторождения находятся в бассейне р. Хунтанак в районе Симоджовель (шт. Чьяпас). Ископаемые смолы встречаются в известковистых песчаниках и глинистых сланцах позднего олигоцена. Эти отложения рассматриваются как прибрежные фации олигоценового моря, в связи с чем мексиканские месторождения можно считать вторичными [24]. Аналогичные месторождения известны на п-ове Юкатан и в примыкающих районах Гватемалы.

Цвет мексиканского симетита желтый, реже оранжевый до красноватого, корка бурая, выветрелая. Характерна флюоресценция в зеленых тонах. Он часто содержит включения остатков фауны и флоры, главным образом насекомых и паукообразных. Преобладают двукрылые, жесткокрылые, ногохвостки, разнокрылые, щетинохвостки, пауки и клещи. Возможно, что источником янтареобразующей смолы в Мексике были не сосны, а бобовые растения рода *Hymenaea courbarrel*.

Месторождения Юго-Восточной Мексики, Юкатана, Гватемалы и Доминиканской Республики объединены В. С. Трофимовым в Мексиканскую субпровинцию Американской янтарной провинции.

Бирма. Сведения о геологическом строении знаменитых бирманских месторождений янтарепоподобной смолы — бирмита в бассейнах верхнего течения рек Чиндвин и Иравади, очень скудны. По данным, собранным В. С. Трофимовым [24], главная янтареносная площадь находится в Верхней Бирме на холмах Маингкауи в долине р. Хуконг. Янтарь залегает в слоистых

светло-голубых и серых песчаниках и синих сланцах эоцена, местами обогащенных углистым веществом. Янтареносные отложения подстилаются базальными песчаниками и конгломератами серии Иравади и перекрыты плотными морскими глинами мощностью до 180 м. Они смяты в пологие складки с углами падения крыльев 10—30°. Янтареносные участки с многочисленными древними выработками расположены у Лабаунга вблизи деревень Сингбаи, Ноиге Бам, Каноиттимау и др.

На одном из лучших месторождений *Нанкго-Тай-Мао* в 8 км к юго-западу от дер. Маингкаун куски бирмита размером до 30 см в поперечнике включены в тонкослоистые голубовато-серые песчанистые глины, содержащие прослойки рыхлого песчаника, известняка и конгломератов с обломками угля. Возраст этой толщи по одним данным эоценовый, по другим — раннемиоценовый. Как указывает Р. Вебстер, бирмит добывается старателями из шурфообразных выработок глубиной до 15 м.

Бирмит обычно непрозрачен и представлен четырьмя разновидностями: огненно-красной, светло-красной (хорсхоф), медово-желтой (сейсаум), светло-коричневой. Трещины в бирмите иногда залечены кальцитом; нередки включения листьев и остатков древесины, насекомых.

РОССЫПИ ПЛЯЖЕЙ

Пляжевые россыпи формируются в прибрежной зоне морей и озер. Ископаемые смолы, принесенные реками или попавшие в водный бассейн в результате размыва янтареносных пород в береговых обнажениях и шельфе, перемещаются течениями вдоль берегов и выбрасываются на пляжи прибойным потоком. Такие россыпи очень широко распространены в Арктике (Канин Нос, Чешская губа, Югорское и Таймырское побережья, Новосибирские острова, Пенжинская губа, Южный Сахалин и др. в СССР; мыс Барроу, залив Кука, Алеутские острова в США) и во многих других местах. Особого упоминания заслуживают пляжевые россыпи западного побережья Замландского полуострова, литовского побережья Балтийского моря и западного берега Рижского залива. В этом районе за счет размыва в шельфе залежей «голубой земли», по мнению С. С. Савкевича, ежегодно переходят в современные осадки примерно 50 т янтаря.

Ископаемые смолы пляжей в отличие от дельтовых россыпей окатаны прибоем. В связи с малой плотностью они очень подвижны в прибойной зоне, легко смываются и почти не накапливаются в россыпях. Промышленное значение пляжевых россыпей невелико, хотя периодически после сильных штормов местное население собирает некоторое количество материала.

ИРИЗИРУЮЩИЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ И АМАЗОНИТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В ювелирно-поделочном производстве традиционно используются красиво окрашенные или иризирующие полевые шпаты: голубовато-зеленый амазонит, солнечные и лунные камни, иризирующий лабрадор.

Иризирующие полевые шпаты

Некоторые кристаллы полевых шпатов обладают иризацией в голубых, синих, зеленых, золотистых, розовых и других тонах. Они издавна считаются красивым поделочным камнем, а наиболее эффектные их разновидности относятся к числу драгоценных камней IV порядка.

Иризация может наблюдаться у полевых шпатов различного состава. Обладающие этим свойством калиевые полевые шпаты бывают представлены как моноклинным ортоклазом (моноклинно-призматический вид симметрии), так и триклинным (пинакоидальный вид симметрии). Особенно интересны просвечивающие и почти прозрачные разновидности ортоклаза: адуляр и санидин, содержащие крипто- и микропертитовые вроски альбита или включения гематита. Облик кристаллов калиевых полевых шпатов короткопризматический, ромбовидный, таблитчатый. Спайность совершенная по (001) и несколько худшая по (010). Бывает развита и так называемая мурчисонитовая спайность, ориентированная под углом в несколько градусов к плоскости (100). Блеск стеклянный и шелковистый. Плотность 2,55—2,60 г/см³, твердость 6 по шкале Мооса. Показатели преломления: $n_g = 1,524—1,530$, $n_m = 1,522—1,524$, $n_p = 1,518—1,522$; двупреломление $n_g - n_p = 0,006—0,008$. Для адуляра обычны бавенские двойники с двойниковой плоскостью (0,21), а для обыкновенного ортоклаза и санидина — карлсбадские по (100). Теоретический химический состав калиевых полевых шпатов — $K[AlSi_3O_8](K_2O\ 16,9\%;\ Al_2O_3\ 18,4\%;\ SiO_2\ 64,7\%)$. Санидин всегда содержит натрий и обычно рассматривается в одном ряду с анортозитом — калий-натриевым полевым шпатом.

Среди натро-кальциевых полевых шпатов — плагиоклазов, иризация наблюдается у альбита, олигоклаза, андезина и лабрадора. Полупрозрачная разновидность альбит-олигоклаза полу-

чила даже специальное название перистерит (от лат. *peristera* — голубь) в связи с ярко выраженной иризацией, напоминающей радужное цветное оперение на шее этой птицы.

Плагиоклазы относятся к триклинно-пирамидальному виду симметрии. Облик кристаллов почти всегда таблитчатый и удлиненный по осям *c* и *b*. Характерны полисинтетические, нередко очень тонкие двойники по альбитовой и периклиновой зонам с плоскостями сростания соответственно (010) и (001). Спайность по (001) совершенная, а по (010) менее совершенная. Плотность изменяется от 2,6 у альбита до 2,75 г/см³ у лабрадора. Твердость 6—6,5 по шкале Мооса. Оптические свойства сильно варьируют в зависимости от состава и температуры образования минерала. Общая химическая формула плагиоклазов — (Ca, Na) (Al, Si) AlSi₂O₈.

Кислые иризирующие плагиоклазы нередко содержат мельчайшие антипертитовые вроски калиевого шпата или включения гематита, а более основной лабрадор — магнетита и ильменита.

В прикладных целях иризирующие полевые шпаты удобно разделить на две группы: 1) ювелирные прозрачные лунные и солнечные камни и 2) ювелирно-поделочные и поделочные непрозрачные камни — беломорит, лабрадор и т. д.

Лунными камнями (жемчужным шпатом) называют прозрачные или полупрозрачные полевые шпаты, иризирующие главным образом холодным голубовато-серым и голубым цветом. Лучшие в мире лунные камни Шри Ланки и Бирмы обладают перламутровым, слегка опалесцирующим отливом и нежной цветовой игрой в жемчужно-белых и густо-голубых тонах. Чаще всего это бесцветные адуляры или перистерит, иризирующие при падении света под небольшими углами к плоскостям спайности (001) и (010). В Индии встречаются лунные камни с радужным эффектом «кошачьего глаза» или четырехлучевой звезды.

Солнечные камни (гелиолиты) иризируют в ярко-желтых, золотистых или красноватых тонах. Ювелирами также используются прозрачные железистые санидины (ферриортоклазы) о. Мадагаскар с искристо-золотым отливом. Сходным цветовым эффектом иногда обладают полупрозрачные микроклин-пертиты и олигоклазы с мельчайшими включениями гематита.

Непрозрачные иризирующие полевые шпаты иногда также называют лунными или солнечными камнями (рис. 31, см. вклейку), но ценятся гораздо дешевле. Они иногда представлены крупными кристаллами плагиоклазов, микроклина и микроклин-пертита с иризирующими участками, площадь которых достигает 30 см² и более. Кристаллы обычно поражены трещинами и местами содержат обильные включения кварца, серицита, сосюрита и других вторичных минералов. В качестве примера непрозрачного «лунного камня» можно назвать карельский беломорит — олигоклаз, содержащий от 14 до 30 %

анортитовой молекулы и иризирующий в серых и сине-голубых тонах. Максимальный цветовой эффект у беломорита проявляется при отражении света от плоскости спайности (010) под углом 12—15°.

В желтовато-красных тонах солнечного камня иногда иризируют светло-розовые и розовато-красные кристаллы непрозрачного микроклина, содержащие около 0,1—0,2 % Fe_2O_3 . Камни такого рода следует называть авантюриновыми полевыми шпатами. Их следует отличать от кварцевых авантюринов, представляющих собой горный хрусталь или кварцит с обильными блестящими включениями чешуек слюды или гематита.

Интенсивная иризация в ярких синих, фиолетовых, зеленых, реже желтых и красных тонах свойственна лабрадору. Великолепные образцы этого минерала с п-ова Лабрадор (рис. 32, см. вклейку), играющие всеми оттенками синего цвета, золота, бронзы и красной меди, в конце XVIII в. считались первоклассным ювелирным камнем. Петербургский лабрадор из ледниковых валунов использовали для вставок в кольца и броши, изготовления табакерок и мозаичных художественных столешниц Эрмитажа. После открытия в 1835 г. богатейших месторождений на Украине лабрадор обесценился, а лабрадориты стали заурядным облицовочным материалом.

Природа иризации полевых шпатов до конца не установлена. У лунных камней она обычно объясняется интерференцией и рассеянием света на границах тончайших пертитовых или антипертитовых вростков, а у солнечных камней — отражением световых лучей от правильно ориентированных микровключений гематита. Возможные причины иризации — тонкопластинчатое строение, полисинтетические двойники, скопления микроскопических трещин по направлению мурчисонитовой спайности и т. п.

В зарубежной литературе принято различать шиллересценцию, лабрадоресценцию, адуляресценцию и авантюресценцию полевых шпатов. Термин шиллересценция иногда используется как синоним иризации, однако чаще этим названием характеризуется цветовой эффект лунных камней, обусловленный микропертитовыми или антипертитовыми вростками. По мнению Е. Спенсера (1930), цветовые оттенки шиллересценции зависят от размера и относительного обилия пертитовых частиц. Лунным камням с грубой микропертитовой структурой свойственна шиллересценция в жемчужно-белых тонах, у голубовато-белых камней пертитовые вростки тонкие и выражены менее отчетливо, а у голубых почти не видны.

Под адуляресценцией понимают молочно-белые переливы лунных камней, лишенных пертитовых вростков, что Шипли объясняет рассеянием света от тонких пластин полисинтетических двойников.

Лабрадоресценцией называют цветовую игру непрозрачных полевых шпатов с любыми цветовыми оттенками. По наблюдению

ниям О. Боггильда, иризирующие поверхности в ортоклазах ориентированы по (801) и (601), составляя с гранью (001) угол от $72^{\circ}18'$ до $75^{\circ}32'$, а в лабрадоре № 58—60 они расположены чаще всего между плоскостями (1.12.1), (9.33.4) и вблизи (041), (1.22.7) и (301). Лабрадоресценция лучше всего видна в направлениях, перпендикулярных или наклонных к (010) и (001).

В последнее время детальное изучение структуры лабрадора и некоторых других плагиоклазов, выполненное с помощью электронной микроскопии, спектрофотометрии и других точных методов, позволило объяснить их иризацию тончайшим пластинчатым (слоистым) строением (Д. Макконнель, М. Ясуноре, Т. Такеси, К. Тосил, Н. К. Крамаренко и др.). Так, М. Ясунори и другими японскими учеными установлено, что канадский лабрадор сложен чередующимися слоями состава $Ap\ 45$ и $Ap\ 55—60$, обуславливающими интерференцию света. Цвет иризации зависит от толщины слоев и содержания анортитового компонента.

Авантюресценция — эффект солнечного камня — всеми исследователями объясняется зеркальным отражением света от многочисленных рудных минералов (гематит и гётит в калиевых полевых шпатах и альбит-олигоклазе, ильменит, магнетит и изредка самородная медь в лабрадоре). В солнечных камнях Норвегии и США включения гематита имеют форму многогранных пластинок толщиной 50—500 нм. Авантюресценция, наблюдающаяся на плоскости (001), вызвана включениями, ориентированными по (112) и (112), а на плоскости (010) — по (150) и (150), по О. Андерсену, 1915 г.

Полевые шпаты относятся к числу самых распространенных минералов земной коры; они слагают существенную часть многих магматических и метаморфических пород, а также пегматитов. Однако иризирующие полевые шпаты встречаются не так часто, будучи связаны с крупно- и гигантозернистыми или порфиризовидными и порфиробластическими полевошпатовыми породами: анортозитами, сиенитами, гранулитами (лептинитами), пегматитами. Важнейшее значение при этом имеют условия, способствующие упорядочению внутренней структуры полевых шпатов, обычно представляющих собой твердый раствор ортоклаза, альбита и анортита с различным сочетанием этих компонентов. Распад твердого раствора приводит к образованию пертитовых (антипертитовых) вростков или к расслоению минерала и происходит в результате постепенного снижения температуры минералообразующей среды. Железистый компонент, если он содержался в полевоом шпате, также обособляется из твердого раствора, кристаллизуясь чаще всего в виде гематита*. Замечено, что солнечные камни или авантюриновые полевые шпаты тяготеют к богатым железом горным породам основного состава или к пегматитам, залегающим среди таких пород.

* Существуют представления и об одновременной кристаллизации полевого шпата и гематита или о замещении полевого шпата гематитом.

Широкое проявление метасоматоза полевых шпатов с развитием грубых пертитов замещения неблагоприятно для возникновения или сохранения эффекта иризации. Этим, вероятно, и следует объяснять обычную связь иризирующих полевых шпатов с глубинными и слабозамещенными редкоземельными, мусковитовыми и керамическими пегматитами и их отсутствие в альбитизированных пегматитах редкометальной формации.

Настоящие прозрачные лунные и солнечные камни очень редки. Прежде всего следует упомянуть о знаменитых, но сейчас уже истощенных месторождениях лунного камня Шри Ланки, расположенных вблизи Канди и Думбара в Центральной провинции, а также у Амбалангоды в провинции Сабарагамува. Хорошие лунные камни встречались в горнорудном районе Могок в Бирме, в шт. Тамилнад (Мадрас) в Индии и на месторождении Харис в шт. Виргиния в США. Уникальные месторождения ферриортотклаза находятся на юге о. Мадагаскар в районах Итронги и Пизопизо в провинции Тулеар. Довольно широко известны солнечные камни из юго-восточной части Норвегии (месторождения Бьёрдаммен и Хавредал у Бамбле и др.).

Непрозрачные иризирующие полевые шпаты распространены гораздо шире. Основные месторождения лабрадора находятся в СССР на Украине (Головинское, Синий Камень, Гута Добрынская и др.), в Канаде в провинции Ньюфаундленд на восточном побережье п-ова Лабрадор (залив Форда, острова Святого Павла, Черный, Тебор и др.) и в США в шт. Нью-Йорк.

Многочисленные месторождения и проявления авантюриновых полевых шпатов, беломорита и аналогичных ему иризирующих камней находятся в СССР в Северной Карелии и на Кольском полуострове (Слюдяной Бор, Хето-Ламбино и др.), в Ильменских и Вишневых горах на Урале, в Киргизии вблизи оз. Иссык-Куль, в Прибайкалье и в районе Алдана в Якутии. Дж. Синканкас [48] приводит обширный перечень проявлений иризирующих полевых шпатов на территории Канады и США, из которых привлекают внимание (кроме уже упомянутого месторождения Харис в шт. Виргиния) лунные камни долины Блек Рейндж в округах Грант и Сьерра шт. Нью-Мексико. Непрозрачные и слабопросвечивающие иризирующие полевые шпаты в виде плоских вставок и полукабошонов применяются в ювелирно-галантерейных изделиях, а крупные камни представляют собой прекрасный материал для разнообразных камнерезных поделок.

Амазонит

Амазонит — это зеленая, голубовато-зеленая или голубовато-бирюзовая разновидность микроклина. Полагают, что он впервые был обнаружен в аллювиальных отложениях р. Амазонки, откуда и произошло его название.

Так же как и обыкновенный микроклин, амазонит встречается в виде крупнокристаллических агрегатов, отдельных кристаллов и друз. Он нередко содержит пертитовые вросстки альбита, крупные или видимые только под микроскопом и придающие ему особый шелковистый блеск. Образцы с сильным эффектом переливов света получили специальное название «зеленого лунного камня».

Угол оптических осей и показатели преломления у амазонита, насколько можно судить по имеющимся редким измерениям, несколько выше, чем у обыкновенного микроклина: $2V = 82-84^\circ$; $n_q = 1,525-1,530$, $n_m = 1,522-1,526$, $n_p = 1,518-1,522$. По Л. А. Ратиеву и Х. Н. Пулиеву (1964 г.), амазонит принадлежит к максимальным микроклинам, степень триклинности которых близка или равна единице. Содержание в амазоните элементов-примесей — рубидия, свинца, цезия, железа и таллия обычно в 2—4 раза выше, чем в обычных микроклинах из тех же пегматитовых тел. Вообще же количество примесей изменяется довольно широко (в %): Li 0,004—0,025, изредка до 0,26, Rb сл.—0,38, реже до 3,1, Tl 0,0007—0,0053, Cs сл.—0,03 и даже 0,48, Pb 0,015—0,28, Mn 0,001—0,12, Fe 0,05—0,31, Cu 0,0007—0,0008. При прокаливании до температуры 300—500 °С амазонит теряет природную окраску, которая, однако, может быть частично возвращена после радиоактивного и рентгеновского облучения. В некоторых образцах при длительном хранении в темноте первоначальный цвет самопроизвольно восстанавливается. Известно также, что после отжига кристаллов до температуры более 600 °С уже не удастся восстановить первичную окраску ни одним из перечисленных способов. Ее можно получить искусственно путем длительного воздействия рентгеновыми лучами на микроклин, содержащий повышенные количества элементов-примесей, характерных для амазонита. Под воздействием длинноволнового ультрафиолетового света минерал обнаруживает желтовато-зеленое свечение и совсем не реагирует на облучение коротковолновой лампой.

В настоящее время большинство исследователей считают, что окраска амазонита обусловлена дефектами кристаллической структуры минерала, вызванными элементами-примесями. М. И. Остроумов и др. (1976 г.) связывают окраску с валентными превращениями железа и свинца в кристаллической структуре микроклина, которые происходят при участии дырочных кислородных центров. Голубая окраска амазонита обусловлена переходом Fe^{3+} в Fe^{2+} , зеленая, которая обычно сменяет голубую, образуется при замещении калия Rb^{2+} и последующем переходе последнего в одновалентное состояние в результате захвата электрона.

Амазонит наряду с другими зелеными камнями — нефритом, малахитом и хризопразом — широко применялся в украшениях и амулетах еще в Древнем Египте и в ранних культурах

Востока и Америки. До сего времени он пользуется большим спросом и используется как для изготовления мелких, сравнительно дешевых ювелирных украшений — бус, подвесок, вставок в перстни, серьги, запонки, броши, так и в небольших («кабинетных») камнерезных поделках: вазочках, шкатулках и т. п. В качестве декоративного и декоративно-облицовочного материала используются и так называемые амазонитовые граниты, окрашенные в зеленые и голубовато-зеленые тона.

Амазонит довольно широко распространен в природе, являясь пороодообразующим минералом некоторых гранитов и пегматитов. Иногда он встречается среди гидротермальных и пневматолито-гидротермальных образований — высокотемпературных рудных жил и грейзенов, ассоциируя с касситеритом и вольфрамитом.

Скопления ювелирно-поделочного амазонита в основном связаны с редкой группой щелочных и некоторых гранитных пегматитов, иногда называемых амазонитовыми пегматитами.

Амазонит развивается при аутометасоматических и гидротермальных процессах в результате изменения обыкновенного микроклина. В одних случаях амазонитизация происходит под воздействием поздних кислых растворов [15], а в других она связана со щелочными натриевыми растворами, вызывающими альбитизацию и свинцово-таллиевый метасоматоз.

Месторождения поделочного амазонита в СССР известны на Кольском полуострове в Западных Кейвах и на Южном Урале в Ильменских горах. Амазонитовая минерализация гранитов и пегматитов отмечена и в других районах: в Прибайкалье и Восточном Саяне (Поперечинское, Улан-Нурское, Даялыхское, Самсальское и другие проявления), в Восточном Забайкалье (Этыкинское), на Украине (Бершанское и др.), в Средней Азии (Баркракское, Иныльчекское, Турпинское, Раумидаринское, Ярзобское и др.) и в Центральном Казахстане (Майкульское и Катбарское). За рубежом основными источниками амазонита служат бразильские пегматитовые месторождения Сан-Мигуэль, Пираканимба и Джаохума, а также район Феррос в шт. Минас-Жерайс. Отличный ювелирно-поделочный амазонит добывался в Индии в шт. Кашмир, в США в округе Амелия, шт. Виргиния, а также в районах Кристалл-Пик и Пайкс-Пик в шт. Колорадо, в Канаде в районах Ренфру и Перри Саунд в провинции Онтарио, на о. Мадагаскар в районах Анжанабонуана и Сахатаны, в Зимбабве в районе Шиманда и в ряде других мест.

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИРИЗИРУЮЩИХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Месторождения иризирующих полевых шпатов относятся к трем генетическим классам: магматическому, пегматитовому и метаморфогенному (табл. 8). Первые — самые крупные — содержат

главным образом поделочные непрозрачные камни, вторые — наиболее многочисленные — служат источником практически всех видов иризирующих полевых шпатов, третьи — встречаются очень редко, но с ними связаны лучшие ювелирные лунные камни.

Полевые шпаты довольно легко выветриваются и поэтому не накапливаются в россыпях. Известен, пожалуй, единственный случай добычи высококачественного лунного камня из элювиальных рыхлых образований (копи Амбалангода на юго-западе Шри Ланки).

Магматические месторождения

Такие месторождения образуются в результате сегрегации полевых шпатов в ходе кристаллизации магматических расплавов основного, щелочного и реже кислого состава.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Месторождения этого типа представляют собой участки массивов габбро-анортозитов и сиенитов с крупно-, гигантозернистым и порфиroidным сложением. Они являются единственным и практически неисчерпаемым источником ювелирно-поделочного лабрадора, а также поделочных и облицовочных лабрадоритов. Промышленное значение месторождений иризирующих ортоклазов в сиенитах пока недостаточно ясно, но также может оказаться существенным.

СССР. Крупные месторождения лабрадоритов находятся на Украинском кристаллическом щите Восточно-Европейской платформы и связаны с Волынским анортозитовым массивом, входящим в состав сложного Коростеньского плутона. Центральная часть этого плутона сложена лейкократовыми анортозитами, габбро и габбро-норитами, окруженными рапакививидными гранитами. По данным А. А. Полканова (1948 г.), горные породы волынского комплекса были образованы в позднем протерозое в первую и наиболее длительную интрузивную фазу в следующей последовательности: краевые мелкозернистые габбро-нориты и габбро-сиениты — крупнозернистые габбро- и габбро-лабрадориты — лабрадориты. Форма залежей лабрадоритов пластовая и линзообразная, реже дайкообразная.

Головинское месторождение расположено на правом берегу р. Быстриевки и разрабатывается для получения строительного и облицовочного камня. Лабрадориты вскрыты на площади 0,03 км² и прослежены на глубину 40—50 м. Верхняя часть залежи мощностью около 10 м затронута выветриванием.

Лабрадориты представляют собой крупнокристаллические и неравнозернистые породы темно-серого и черного цвета с обильными таблицами лабрадора длиной 0,5—6 см и более, иризирующими в ярких радужных тонах.

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождения	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел (залежей)
Эндогенная	Магматический	<p>В изверженных полевошпатовых породах</p> <p>В риолит- и гранит-порфирах</p>	<p>Габбро-анортозиты, анортозиты, сиениты</p> <p>Риолит- и гранит-порфиры с полевошпатовыми вкрапленниками</p>	<p>Пластообразные, линзовидные и дайкообразные залежи крупно- и гигантозернистых анортозитов и сиенитов длиной до нескольких сотен метров и мощностью до нескольких десятков метров</p> <p>Участки развития крупных вкрапленников и гломерогранулитовых структур</p>
	Пегматитовый	<p>В олигоклаз-микроклиновых (ортоклазовых) гранитных пегматитах редкоземельной формации</p> <p>В микроклино-олигоклазовых гранитных пегматитах мусковитовой формации</p>	<p>Пироксен-амфиболовые гнейсы, змевики, амфиболиты, циполины</p> <p>Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, дистеновые плагиогнейсы, амфиболиты, габбро-нориты</p>	<p>Пегматитовые жилы длиной до нескольких десятков метров с графической и блоковой зонами</p> <p>Пластообразные и дайкообразные пегматитовые жилы длиной 100—250 м, мощностью 2—10 м. Строение неполнозональное с графической, апографической пегматоидной и реже блоковой зонами</p>

рождений иризирующих полевых шпатов

Тип скопленных полевых шпатов	Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирно-поделочного сырья	Практическое значение	Примеры месторождений
<p>Сростки крупных кристаллов, иногда порфиридные вкрапленники</p> <p>Крупные порфириновые вкрапленники и гломерозернистые кварцсанидиновые агрегаты</p>	<p>Пироксены, оливин, роговая обманка, апатит, биотит, ильменит</p> <p>Биотит, альбит, магнетит, сфен</p>	<p>Непрозрачные, реже просвечивающие камни с интенсивной лабрадоресценцией или авантюресценцией</p> <p>Прозрачные и просвечивающие участки в молочно-белых кристаллах санидина с иризацией лунного камня</p>	<p>Практически неисчерпаемый источник ювелирно-поделочного лабрадора</p> <p>Незначительное</p>	<p>Головинское, Синий Камень, Кызыл-Омпульское и др. (СССР), Лабрадорская группа (Канада), Могок (Бирма)</p> <p>Блек Рейндж (шт. Нью-Мексико, США)</p>
<p>Иризирующие участки в крупных кристаллах полевых шпатов из блоковой зоны. Сростки хорошо образованных кристаллов в занорышах</p> <p>Иризирующие участки в кристаллах олигоклаза из графической, апографической и блоковой зон</p>	<p>Диопсид, сфен, циркон, пирохлор</p> <p>Гранат, турмалин, апатит, мусковит</p>	<p>Ювелирные солнечные камни, ферритоклазы, непрозрачные авантюриновые микроклинны</p> <p>Непрозрачные иризирующие олигоклазы типа беломорита</p>	<p>Большое. Главный источник ювелирных солнечных камней</p> <p>Большое; источник поделочных иризирующих полевых шпатов</p>	<p>Итронги (о. Мадагаскар), Слюдянка, Ильменские горы (СССР), Бьёрдаммен, Хавредал и др. (Норвегия)</p> <p>Хето-Ламбино, Слюдяной Бор (СССР)</p>

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождения	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел (залежей)
Эндогенная	Пегматитовый	В микроклиновых (ортоклазовых) сиенитовых пегматитах с эгирином и щелочными роговыми обманками	Шонкиниты, нефелиновые и нефелин-содалитовые сиениты, эгириновые дьявриты. Пироксеновые, биотитовые и пироксен-амфиболовые сиениты	Жило-, дайко- и штокообразные, существенно полевошпатовые зональные тела длиной до 100—150 м
	Метаморфогенный	В кварц-полевошпатовых метаморфических породах гранулитовой альмандин-амфиболитовой фации	Порфиробластовые ортоклазовые гнейсы и гранулиты (лептиниты)	Участки развития порфиробластовых (очковых) текстур
Экзогенная	Россыпей	Элювиальные (остаточные) в площадных корях выветривания порфиробластовых гнейсов и гранулитов	Глинисто-обломочно-элювиальные образования	Нижние горизонты коры выветривания с сохранившимися ядрами полевошпатовых порфиробластов

Рядом находится месторождение Каменный Брод, меньшее по масштабам, но с очень хорошим качеством облицовочного камня. Здесь найдены великолепные кристаллы черного лабрадора размером до 20×30 см, иризирующие в синих, зеленых, желтых и оранжевых тонах.

В районе пос. Турчинка на месторождениях *Синий Камень* и *Гута Добрынская* распространены порфирировидные среднезернистые лабрадориты, образующие линзовидные тела длиной 100—150 м, мощностью 30—45 м. Лабрадориты темно-серые, почти черные, иризация неравномерная в фиолетово- и зеленовато-синих тонах.

Светло-серые высокодекоративные лабрадориты почти без рудных минералов известны на месторождении *Рудня Очеретянка* в 12 км от пос. Черняхова. Лабрадоритами сложен округ-

Тип скоплений полевых шпатов	Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирно-поделочного сырья	Практическое значение	Примеры месторождений
Иризирующие участки в крупных кристаллах микроклина (ортотлаза). Друзы прозрачных и полупрозрачных кристаллов в микротрещинах	Эгирин, арфведсонит, эккерманит, нефелин, альбит, натролит	Солнечные камни ювелирного качества, поделочные иризирующие полевые шпаты	Небольшое; изучен мало	Инагли, Ловозерское, Ильмено-Вишневогорские проявления (СССР)
Крупные порфиобласты и линзовидные обособления ортоклаза	Кварц, серицит, гранат, шпинель, сфен	Лучшие ювелирные лунные камни — ортоклазы с серебристой, жемчужно-белой и голубой иризацией	Большое; главный источник ювелирных лунных камней	Думбара, Канди, Амбалагода (Шри Ланка), Харис (шт. Виргиния, США)
Реликты порфиобластов ортоклаза среди глинисто-ставолиновой массы		Сырье аналогично коренному источнику	Большое	Амбалагода (Шри Ланка)

лый холм высотой около 10 м, диаметром 150—170 м. Карьером на западном склоне холма вскрыты крупно- и гигантозернистые светлые лабрадориты, почти сплошь иризирующие в ярких сине-голубых и золотистых тонах. Средний размер кристаллов лабрадора 2 см, крупных — 6—8 см.

Интересное месторождение непрозрачного иризирующего ортоклаза выявлено в Киргизии вблизи оз. Иссык-Куль среди сиенитов верхнепалеозойского Кызыл-Омпульского массива. Во внутренних частях массива наблюдаются крупные обособления гигантокристаллических разнозернистых или порфириформных пород, состоящих на 90—95 % из ортоклаза, кроме которого встречаются плагиоклазы и биотит. Отдельные кристаллы полевого шпата из гигантокристаллических сростков или крупных порфириформных включений достигают 30—50 см в длину и 15—25 см

в поперечнике. Многие такие кристаллы розового цвета из ущелий Ак-Улен, Арсы и Орто-Токой иризируют в золотисто-желтых, синевато-зеленых и серебристых тонах.

Канада. Классические месторождения иризирующего плагиоклаза п-ова Лабрадор, давшие название этому минералу, расположены главным образом в провинции Ньюфаундленд. Они приурочены к поясу крупных габбро-анортозитовых массивов Канадского щита, развитых в северной части тектонического блока оз. Верхнего среди архейских образований, а также в прилегающей к этому блоку с востока протерозойской складчатой системе Гренвилл.

Лучшие лабрадориты встречены на восточном побережье полуострова у пос. Нейна в заливе Форда, на островах Черном, Святого Павла и особенно красивые на о. Тебор, где находятся так называемые *Копи Гринвилла*. В глубине материка хорошие иризирующие камни известны в массивах габбро-анортозитов у оз. Мишикамо, на островах оз. Оссокманун и в истоках р. Камилтон [48]. Кристаллы лабрадора хорошо оформлены, сдвойникованы и достигают 40—50 см в длину. Они ассоциируют с моноклинным пироксеном и гиперстеном. Реже в лабрадорите встречаются оливин, роговая обманка, биотит и апатит. Некоторые кристаллы лабрадора и андезин-лабрадора просвечивают, обладают великолепной иризацией в ярко-синих тонах или золотисто-красной авантюресценцией подобно солнечному камню.

Бирма. Сведения о геологическом строении месторождений знаменитых бирманских лунных и солнечных камней очень скудны. Л. Ийер [41] указывает на наличие лунного камня — ортоклаза в качестве основного породообразующего минерала гибридных сиенитов, развитых в районе Могока на контакте гранитов формации Кабинг с докембрийскими мраморами.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РИОЛИТ- И ГРАНИТ-ПОРФИРАХ

Иризирующие ортоклазы иногда встречаются в виде порфировых вкрапленников в субвулканических кислых породах типа риолит- и гранит-порфиров. Такие месторождения известны в США.

Е. Спенсер (1930 г.) изучал голубые лунные камни — санидины из вкрапленников в средне- и тонкозернистых риолитах третичного возраста *Рэггу Маунтин* и *Сперлинг Галч* в шт. Колорадо (США). Некоторые кристаллы имеют длину до 10 см, ширину 3—4 см, хотя обычный размер вкрапленников не превышает 1—2 см в поперечнике. Их внутренние части иногда совершенно прозрачны.

К этому же типу относятся проявления лунных камней в долине *Блек Рейндж* в шт. Нью-Мексико в округах Грант и Сьерра, которые по красоте иризации Дж. Синканкас считает лучшими

в Северной Америке. В этом районе распространена третичная вулканогенная толща, сложенная преимущественно андезитовыми и риолитовыми туфами и туфобрекчиями, чередующимися с потоками риолитовых лав и субвулканическими телами риолит- и гранит-порфиров. Мощность толщи до 900 м. Вдоль западного борта долины Блек Рейндж у Хилл Нейшнел Форест находится массив светло-серых риолит-порфиров площадью в плане около 1,2 км². Горная порода состоит из зерен дымчатого кварца и белого полевого шпата размером 1—5 мм, погруженных в сильно разрушенную микролитовую основную массу. В северо-западной части массива порода становится зернистой (сахаровидной) и содержит обильные вкрапленники кварца и санидина, размер которых увеличивается до 1,5—2 см и более (рис. 31).

Местами такие вкрапленники сливаются, образуя полевошпат-кварцевые тела, названные В. Келли и О. Брансоном (1947 г.) высокотемпературными пегматитами. Форма тел линзовидная, длина не более 3—4 м, мощность 1,5—2 м. Сравнительно изометричные кристаллы полевого шпата, аналогичные по цвету и составу санидину порфировых вкрапленников, сростаются с ксеноморфными зернами дымчатого кварца. Кроме кварца и полевого шпата в небольшом количестве присутствуют биотит, пластинчатый альбит, магнетит, ильменит и сфен. «Пегматит» нередко пересечен жилками риолита.

Длина кристаллов санидина 15—20 см, большинство из них молочно-белого цвета, некоторые местами прозрачны и бесцветны. Из «пегматита» заявки Рэтмснейка были извлечены лунные камни хорошего качества, иризирующие в белых и голубовато-серых тонах.

Генезис кварц-полевошпатовых тел в риолитах Блек Рейндж не совсем ясен. Поскольку образование пегматитов и фельдшпатизация риолитов на малых глубинах теоретически невозможны, такие тела, вероятно, следует считать первичными гломерозернистыми (гломерогранулитовыми) агрегатами, кристаллизовавшимися еще в магматическом очаге.

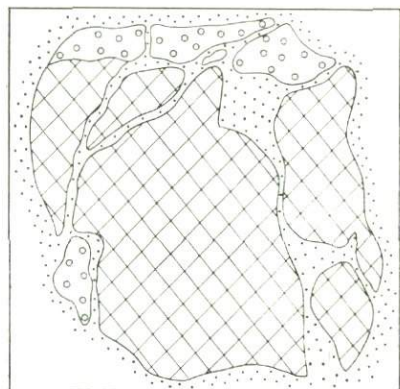


Рис. 30.

Гломерогранулитовый кварц-полевошпатовый агрегат в риолите. Блек Рейндж. По В. Келли и О. Брансону (Kelly, Branson, 1947 г.)

1 — микроклиновый риолит; 2 — санидин; 3 — дымчатый кварц

Пегматитовые месторождения

Пегматиты охватывают большую группу проявлений лунных и солнечных камней, разнообразно представленную на территории СССР. Наибольшее внимание привлекают гранитные пегматиты, сформированные на больших глубинах и относящиеся к редкоземельной и мусковитовой формациям, по А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову (1960 г.), а также некоторые щелочные и сиенитовые пегматиты.

ОЛИГОКЛАЗ-МИКРОКЛИНОВЫЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ

Пегматиты этого типа, залегающие в глубоко метаморфизованных биотит-гранатовых и пироксен-амфиболовых гнейсах, змеевиках, амфиболитах, диопсидовых породах и циполинах, могут содержать настоящие солнечные камни. К ним относятся знаменитые месторождения солнечного камня о. Мадагаскар, изучавшиеся А. Лакруа, и ряд проявлений авантюриновых полевых шпатов в СССР.

Демократическая Республика Мадагаскар. На юге о. Мадагаскар в районе Итронги (провинция Тулеар) находили лучшие в мире ювелирные ферриортоклазы. А. Лакруа отмечает, что развитые в этом районе среди архейской циполиновой толщи диопсид-ортоклазовые редкоземельные пегматиты состоят почти полностью из прозрачных минералов: ортоклаза, дымчатого кварца, зеленого диопсида, сфена, желтого циркона и зеленовато-голубого апатита, почти каждый из которых может быть огранен. В пегматите встречаются желтовато-белые ортоклазы с иризацией солнечного камня, однако лучшие золотисто-желтые кристаллы ферриортоклаза массой 100 г и более извлекали из миароловых полостей. На месторождении известен также водно-прозрачный адуляр.

Мадагаскарские пегматиты очень своеобразны и по особенностям состава и внутреннего строения (наличие ряда редкометалльных минералов, миароловых полостей и т. п.) должны рассматриваться как сложные комбинированные образования, несущие черты редкоземельных, редкометалльных и миароловых пегматитов с драгоценными камнями.

СССР. Авантюриновые полевые шпаты отмечены в редкоземельных пегматитах в районе Слюдянки (Иркутская обл.). Пегматитовые жилы залегают в докембрийских пироксен-амфиболовых гнейсах и амфиболитах, отличаются сложной формой с многочисленными апофизами. Мощность жил 1,5—7 м, протяженность до нескольких десятков метров. Авантюресценцией отличаются некоторые участки крупных кристаллов микроклинпертита, развитых главным образом в блоковой зоне пегматитовых тел.

Иризирующие полевые шпаты обнаружены также в гранитных редкоземельных пегматитах Няшевского массива змеевников

в Ильменских горах на Урале. Короткие пегматитовые жилы мощностью до нескольких метров имеют симметрично-зональное строение. На контакте со змеевиками у жил наблюдается тонкая флогопит-актинолит-хлоритовая оторочка. Краевая зона пегматитовых тел состоит из неравномернозернистого серовато-зеленого олигоклаза с редкими зернами розового микроклина и чешуйками биотита. В лежащем боку жил в этой зоне отмечается пироксен и роговая обманка. Далее по направлению к центру жилы следуют прерывистая зона графического микроклинового пегматита мощностью до 1 м, блоковая кварц-микроклиновая зона с биотитом и кварцевое ядро, содержащее обособления красновато-розового или голубовато-серого микроклин-пертита. В жилах присутствуют сфен, магнетит, циркон, бетафит и др.

В гигантских кристаллах розового микроклина из блоковой зоны наблюдаются участки, содержащие обильные включения гематита и иризирующего в красновато-желтых тонах солнечного камня. Серый микроклин и олигоклаз из краевой зоны иногда иризирует по типу лунного камня.

МИКРОКЛИН-ОЛИГОКЛАЗОВЫЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ МУСКОВИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Классическим примером месторождений подобного типа могут служить слюдоносные и керамические пегматиты Северной Карелии и юга Кольского полуострова с беломоритом — непрозрачным олигоклазом, иризирующим в голубовато-серых и синеголубых тонах. Эти пегматиты залегают в метаморфических породах беломорского комплекса позднего архея: биотитовых, гранат-биотитовых гнейсах, дистеновых плагиогнейсах, амфиболитах и амфиболитизированных габбро-норитах. Простые керамические пегматитовые жилы, не затронутые процессами замещения, обычно являются согласными, а промышленно-слюдоносные — секущими. Длина жил по простиранию 100—250 м, мощность 2—3 м. Длина их по падению нередко большая, чем по простиранию. Пегматитовые жилы с беломоритом отличаются плохо или неполно выраженным зональным строением. В краевых частях жил наблюдается аплитовидный и апографический мелкозернистый кварц-микроклин-плагиоклазовый агрегат, сменяющийся средне- и крупнозернистым графическим и пегматоидным пегматитом. В центральных частях жил иногда обособляются мелкие блоки плагиоклаза и более крупные микроклина и серого кварца. Скопления мусковита связаны главным образом с так называемым кварц-мусковитовым замещающим комплексом минералов, который развит вдоль границы между перматоидной или графической зонами и блоками микроклина.

Беломорит (олигоклаз № 17—29) встречается в крупно- и гигантозернистом кварц-плагиоклазовом графическом и пегматоидном агрегате, а также слагает участки мономинеральных

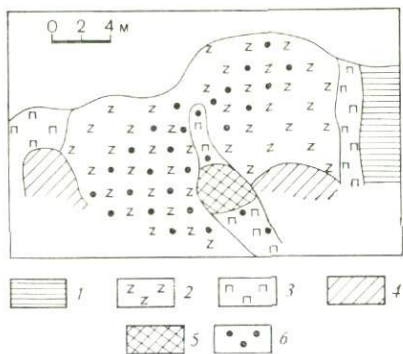


Рис. 34.

Схема строения микроклин-олигоклазового керамического пегматита с беломоритом. Зарисовка стенки траншеи месторождения Хето-Ламбино.

По Р. П. Евсеевой (1967 г.)

1 — гранат-амфиболовый гнейс; 2 — апографический пегматит; 3 — пегматит пегматондной текстуры; 4 — блоковый плагиоклаз; 5 — блоковый микроклин; 6 — участки призмического плагиоклаза

6,5 м. Жила сложена апографическим пегматитом и блоками олигоклаза, серого полупрозрачного кварца и розового микроклина (рис. 34).

Месторождение Слюдяной Бор расположено в 13 км юго-западнее г. Беломорска. На нем известно несколько пегматитовых жил, в четырех из которых встречены скопления беломорита. Эти жилы залегают согласно с вмещающими их гнейсами. Длина их по простиранию 60—160 м, мощность 5—12 м. Жилы сложены апографическим кварц-плагиоклазовым пегматитом с участками пегматоидного строения и редкими блоками полевого шпата. Из других минералов присутствуют биотит и мусковит, роговая обманка и гранат. Ирризирующий олигоклаз с апографическими вростками кварца составляет 20—50 % объема жил, а мономинеральный беломорит не более 1,5 %. Выход кондиционного поделочного камня сильно снижается вследствие широкого развития трещин и включений вторичных минералов. Беломорит Слюдяного Бора очень красив, характеризуется интенсивной иризацией в ярко-голубых и синих тонах.

Следует отметить, что в пегматитах Северной Карелии наряду с беломоритом встречаются розовые и желтовато-розовые кристаллы микроклина с эффектом авантюресценции.

МИКРОКЛИНОВЫЕ (ОРТОКЛАЗОВЫЕ) СИЕНИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ С ЭГИРИНОМ И ЩЕЛОЧНЫМИ РОГОВЫМИ ОБМАНКАМИ

Щелочные сиенитовые пегматиты с ирризирующими полевыми шпатами на территории СССР обнаружены в массивах щелочных — ультраосновных пород в Якутии и на Кольском полу-

плагиоклазовых блоков размером 0,1—2 м в поперечнике. Из других минералов в пегматитах отмечены гранат, турмалин, апатит, роговая обманка, циркон, сфен, ортит и др. Крупные скопления беломорита известны на месторождениях Хето-Ламбино и Слюдяной Бор.

Месторождение Хето-Ламбино находится на юго-западном побережье Кандалакшской губы и представлено группой пегматитовых жил, залегающих в биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах. Беломорит был обнаружен в пегматитовой жиле 2, которая простирается в меридиональном направлении на 50 м и имеет мощность 4,5—

острове, а также в Ильмено-Вишневогорской щелочной формации Урала.

В районе Алдана находится Инаглинский массив щелочных — ультрасосновных пород, имеющий кольцевое концентрически-зональное строение. Ядро массива состоит из дунита с прерывистой оторочкой перидотита и слюдястого пироксенита. За ними следуют щелочные габброндные породы — шонкиннты, малиньнты и пуласкиты, сменяющиеся в краевых частях массива щелочноземельными сиенит-порфирами. Кольцевые разрывы и многочисленные трещины в дунитах и шонкиннтах заполнены дайками и ветвящимися жилами пуласкитов и сиенитовых микроклиновых пегматитов.

Лунные камни встречаются в микроклиновых жилах, содержащих эгирии, арфведсонит, эккерманит и натролит. Длина таких жил по простиранию 100—150 м, мощность 0,5—20 м. Жилы в основном сложены гигантозернистым агрегатом микроклипертита с крупными включениями эккерманита или арфведсонита и эгирии-авгита. Ближе к краям размер зерен полевого шпата уменьшается, а количество темноцветных минералов возрастает. Между кристаллами микроклина, преимущественно в центральных частях жил, развиты минералы замещающего комплекса: альбит, цеолиты (натролит, томсонит, гармотом), лейкофенит, рамзаит и др. (рис. 35). Микроклин-микропертит белый, серовато-зеленый, местами прозрачный и полупрозрачный с иризацией в голубых, голубовато-серых и серебристых тонах. Площадь таких участков до 20 см².

Проявления лунных камней на Кольском полуострове зафиксированы в Ловозерском многофазовом интрузивном массиве, сложенном фойялитами, люавритами и другими породами сиенитового и нефелин-сиенитового состава.

Лунные камни встречаются в сиенитовых пегматитах, залегающих среди пойкилитовых нефелиновых и нефелин-содалитовых сиенитов. Пегматиты нередко имеют штокообразную, округлую в плане форму размером до 50—75 м в поперечнике и зональное строение. По данным Е. И. Семенова, ортоклаз-натролитовый шток горы Лейхе-Нельм, содержавший лунный камень, пересекает эгириновый люаврит. В пегматите наблюдаются крупные ксенолиты пойкилитового сиенита (рис. 36).

Краевая зона пегматита мощностью 0,2—2 м сложена крупными кристаллами ортоклаза и радиально-лучистым эгирином с небольшим количеством нефелина, арфведсонита, эвдиалита и лампрофиллита. Ближе к центру штока она сменяется крупноблоковой ортоклазовой зоной с эгирином и арфведсонитом. В ядре штока находится альбит-натролитовый агрегат с рассеянной редкометальной и полиметаллической минерализацией (галенит, молибденит и др.). Лунный камень встречается в блоковой зоне и представлен голубовато-серым ортоклазом с микропертитовыми вростками альбита.

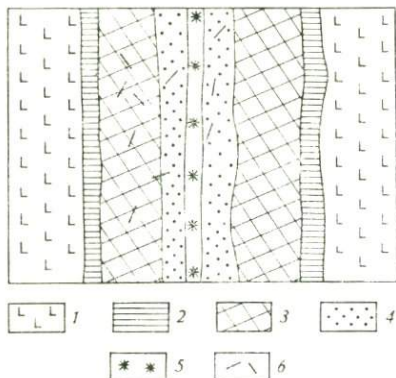


Рис. 35.

Схема строения натролитового сиенит-пегматита. Инаглинский массив.

По А. М. Корчагину (1967 г.).

1 — дунит; 2 — краевая серпентин-вермикулитовая оторочка с хромдиопсидом; 3 — микроклин; 4 — альбит; 5 — альбит-натролит-эгириновый агрегат; 6 — арфведсонит и эккерманит

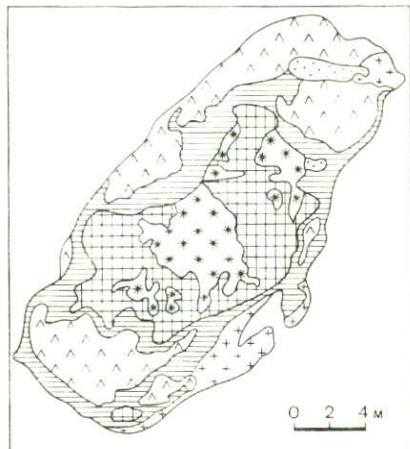


Рис. 36.

Схема геологического строения ортоклаз-натролитового пегматита Гора Лейхе-Нельм, Ловозерский массив. По Е. И. Семенову (1959 г.).

1 — эгириновый дуаврит; 2 — пойкилитовый сиенит; 3 — краевая микроклиновья зона; 4 — эгирин-ортоклазовая зона; 5 — блоковая ортоклазовая зона; 6 — натролитовая зона

Ильмено-Вишневогорская щелочная формация, по Н. М. Успенскому (1968 г.), состоит из двух линзообразных массивов миаскитов и сиенитов размерами около 22×3 и 16×6 км, расположенных в 75 км друг от друга и соединенных серией дайкообразных тел. Эти линзы залегают в метаморфических породах ильменогорского комплекса, представленных амфиболитами, разнообразными гнейсами, слюдяными и амфиболитовыми сланцами и кварцитами. Пегматитовые сиенитовые жилы сконцентрированы главным образом в оконечностях Ильменогорского и Вишневогорского массивов.

Сиенитовые пегматиты с лунным и солнечным камнями встречаются главным образом на восточном склоне Ишкульского хребта среди пироксеновых, биотитовых и пироксен-амфиболовых сиенитов вблизи их контакта с гранито-гнейсами. Форма пегматитовых тел линзо- и четкообразная с чередованием раздувов и пережимов, иногда дайкообразная; углы падения от 40 до 90° .

Пегматиты имеют существенно микроклиновый состав, отличаются неяснозональным строением и наличием небольших микроролловых полостей. Кроме микроклина встречены альбит-олигоклаз, биотит, эгирин и роговая обманка; акцессорные минералы

представлены ильменитом, магнетитом, цирконом, сфеном, апатитом и корундом. В центральных частях жил развиты розовато-желтые кристаллы микроклина длиной до 20 см, содержащие небольшие полупрозрачные участки со слабой иризацией. Прозрачные и интенсивно иризирующие лунные и солнечные камни встречены в миароловых пустотах. Так, в копи 375 была вскрыта миароловая полость размером 10,5×2×1 м с друзами кристаллов полевого шпата, некоторые из них содержали прозрачные области с прекрасной цветовой игрой.

Аналогичные пегматиты известны и в Вишневых горах в районе Яскиных грязей.

Метаморфогенные месторождения

Прекрасные лунные камни — ортоклазы иногда встречаются в виде порфиروبластов в гнейсах, гранулитах и тому подобных кварц-полевошпатовых породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации или силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации альмандин-амфиболитовой фации, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену. Именно к этому генетическому классу относятся знаменитые месторождения лунных камней Шри Ланки, а также некоторые проявления иризирующих полевых шпатов в США.

Шри Ланка. Лунные камни являются наиболее своеобразными и уникальными среди многочисленных драгоценных камней о. Шри Ланка. К тому же они в отличие от других самоцветов этого острова не связаны с аллювиальными россыпями и добываются непосредственно из коренных пород, правда, сильно разрушенных выветриванием.

Месторождения лунного камня находятся исключительно среди метаморфизованных пород кондалитовой серии архея. Гранат-кварц-силлиманитовые породы, ортоклазовые гнейсы, гранатовые кварциты, графитовые сланцы и кальцифиры, относимые к этой серии, широко распространены в средней части острова. В начале XX в. лунный камень добывали в основном в Центральной провинции в районе Думбара, где между именами Райавелла — Махавели — Ганга и вблизи Аттаргалла работало несколько сравнительно крупных рудников. Лунные камни извлекались из кварц-полевошпатовых гнейсов — лептинитов, содержащих прослойки мелкозернистых мраморизованных известняков. Лептиниты имеют очковую текстуру, обусловленную порфиробластами ортоклаза, которые обтекаются мелкозернистой кварц-полевошпатовой массой. Встречаются линзы и прожилки кварца, ориентированные вдоль сланцеватости пород.

Кристаллам ортоклаза свойственна овоидальная форма, иногда уплощенная пинакоидальными гранями. Многие из них достигают 10—12 см в диаметре и даже в необработанном виде

отличаются интенсивной серебристой иризацией. Вместе с ортоклазом встречаются шпинель, гранат и сфен.

В настоящее время рудники Центральной провинции истощены и центр добычи лунного камня переместился в район Верагода около дер. Амбалангода в провинции Сабарагамува. Это месторождение было осмотрено Е. Спенсером, который сообщил, что лунный камень добывают из сильно разрушенной каолинизированной породы, состоящей в среднем из 48 % каолина, 45 % полевого шпата и 7 % опаловидного кремнезема с примазками марказита. Неподалеку от рудника был обнаружен коренной выход грубозернистого пегматита, состоящего из беловато-серого микроклина, прозрачного кварца, ромбического пироксена и отдельных зерен графита. Е. Спенсер считал вероятным коренным источником лунного камня такие пегматиты, что весьма сомнительно в связи с отсутствием в составе этих пегматитов иризирующих ортоклазов, а также развитием в районе ортоклазовых лептинитов.

Необработанные лунные камни о. Шри Ланка имеют неровную протравленную поверхность. Их средний размер 5—10 см в поперечнике. Значительная часть прозрачных камней непригодна для огранки из-за обильных включений чешуйчатого минерала и сплюснутых сигаровидных пустоток, ориентированных вдоль оси *c*. Е. Спенсер разделяет лунные камни Шри Ланки на три группы: 1) белые с шелковистой и жемчужно-белой иризацией, 2) голубовато-белые, в иризации которых появляются голубоватые тона, 3) голубые, иризирующие в небесно-голубых тонах. Все, без исключения, лунные камни имеют состав ортоклаза и тонкое микро- или криптопертитовое строение с примесью альбита (30—40 %).

Своеобразие месторождений заключается, в частности, в том, что добыча лунного камня ведется главным образом из сильно разрыхленных элювиально-остаточных образований древней коры выветривания гранулитов и гнейсов. Горными выработками — шурфами и рассечками из шурфов — отрабатываются нижние горизонты коры, залегающие на глубине 5—30 м, где сохранились качественные и нетрещиноватые ядра крупных порфиробластов ортоклаза.

США В 1958 г. в шт. Виргиния в гравии небольшой реки у *Харис Майка Майн Фарм* вблизи г. Оливер был найден великолепный лунный камень, похожий на лучшие образцы о. Шри Ланка [48]. В этом районе лунный камень — ортоклаз — слагает линзовидные прожилки и «глазки» в гнейсах. Некоторые порфиробласты достигают 50 см в длину и 15—20 см в поперечнике. В полевом шпате содержатся включения кварца и мелко-чешуйчатой зеленой слюды. Прозрачные камни хорошего качества с серебристой иризацией выбирали из слабо окатанных и частично каолинизированных обломков полевых шпатов в делювиально-аллювиальных отложениях.

3. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНОГО АМАЗОНИТА

Скопления ювелирно-поделочного амазонита связаны исключительно с гранитными пегматитами, типы которых приведены в табл. 9.

АМАЗОНИТОВЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Месторождения этого типа в СССР являются главным источником ювелирно-поделочного амазонита. Они находятся в восточной части Кольского полуострова на южных склонах Кейвских гор между Ловозером на западе и низовьями р. Поной на востоке. В этой части Балтийского щита распространены метаморфические породы кейвской серии протерозоя, которые разделяются на нижнюю — гнейсовую, среднюю — сланцевую и верхнюю — карбонатную толщи. Среди них заключены межформационные массивы щелочных гранитов позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста: Верхне-Понойский, Западно-Кейвский и несколько других, более мелких. Ядра их сложены крупнозернистыми эгирин-арфведсонитовыми гранитами, а краевая оболочка средне- и мелкозернистыми эгирин-авгит-гастингситовыми гранитами. Многочисленные амазонитовые пегматиты группируются главным образом в зонах экзо- и реже эндоконтакта этих массивов на участках Тапперойоки, Пессаройоки, Равозеро, Ровгора, Исаакиевский Бор, Рова I и II, Серповидный хребет, Гора Парусная, Гора Плоская, Вюнцпахи, Семиостровье, Авдотья, Стрельна, Канозеро и Каневка. Большинство пегматитовых тел сконцентрировано вдоль контакта Западно-Кейвского массива щелочных гранитов с толщей гнейсов кейвской серии (рис. 37).

По данным А. Я. Лунца [15], в гранитах наблюдаются микроклиновые и реже амазонит-микроклиновые пегматиты с неравномерно развитыми зонами гранитной, графической и пегматоидной структур. Основные породообразующие минералы — микроклин и амазонит-пертит, развитые в осевых частях жил, кварц, первичный плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 10—15). Присутствуют также эгирин-авгит, гастингсит, пластинчатый или сахаровидный альбит. В незначительных количествах отмечаются циртолит, блонстрандин, фергусонит, иттротитанит, ортит, флюорит и другие минералы.

В инъекционных гнейсах на некотором удалении от контакта с гранитами находятся альбит-амазонитовые пегматитовые тела. По внутреннему строению они симметрично-, асимметрично- и участково-зональные. Краевые зоны имеют аплитовую или гранитную структуру, сменяющуюся графической и пегматоидной, а в центре жил блоковой. Главные породообразующие минералы — кварц, амазонит- и микроклин-пертит, пластинчатый и

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождения	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел
Эндогенная	Пегматитовый	Амазонитовые редкоземельные пегматиты	Биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы	Линзо- и жильобразные тела олигоклаз-амазонитового состава и неясно-зонального строения длиной до нескольких сотен метров и мощностью до 10—20 м
		Амазонитовые редкометалльные пегматиты	Биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты	Плито-, жиль- и линзообразные тела амазонитового и микроклин-амазонитового состава и отчетливо зонального строения с кварц-мусковитовым и клевеландитовым замещением. Длина тел до нескольких сотен метров, мощность 1—5 м
		Ммароловые амазонитовые пегматиты а) амазонит-микроклиновые и амазонит-альбитовые	Гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы	Плито- и жильобразные тела зонального строения с многочисленными минерализованными полостями. Длина тел до нескольких сотен метров, мощность от 1,5 до 5 м
		б) микроклиновые	Метаморфические сланцы, биотитовые амазонитовые и субщелочные граниты	Небольшие жиль- и линзообразные неполнозональные тела с щелеобразными минерализованными полостями

сахаровидный альбит. Наряду с ними иногда наблюдаются скопления первичного плагиоклаза (№ 10—18). Второстепенные минералы — биотит, гастингсит, флюорит и гранат. В зонах альбитизации встречаются редкоземельные минералы. Для амазонита из таких пегматитов характерна голубовато- и густозеленая окраска.

рождений ювелирно-поделочного амазонита

Тип скоплений амазонита	Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирно-поделочного сырья	Практическое значение	Примеры месторождений
Блоки амазонита в полевошпатовых и кварц-полевошпатовых зонах	Биотит, олигоклаз, кварц, гадолинит, ортит, фергусонит	Крупные камни зеленой и голубовато-зеленой окраски, обычно с пертитовыми вростками альбита	Большое. Главный источник ювелирно-поделочного амазонита в СССР	Гора Парусная, Гора Плоская (СССР) и др.
Блоки амазонита в полевошпатовых и кварц-полевошпатовых зонах	Мусковит, альбит, кварц, топаз, берилл и др.	Камни высокого качества густой зеленой, зеленовато-голубой и голубой окраски, нередко без видимых невооруженным глазом пертитовых вростков	Большое. Основной источник ювелирного амазонита	Резерфорд, Морфилд (США), Антананариву (о. Мадагаскар), Шиманда (Зимбабве) и др.
Блоки амазонит-пертита в полевошпатовых и кварц-шпатовых зонах; кристаллы и друзы амазонита в мнуроловых полосах	Кварц, берилл, топаз, альбит, иногда лепидолит, рубеллит и др.	Яркоокрашенный зеленый и голубовато-зеленый амазонит-пертит в блоках и в виде друз кристаллов	Второстепенный источник ювелирно-поделочного амазонита	Ильменские копи (СССР), Махабе, Соарано, Андина, Анжанабунана и др. (о. Мадагаскар)
Кристаллы и друзы амазонита в мнуроловых полосах	Морион, альбит, топаз	Друзы густоокрашенных кристаллов амазонита в сочетании с морионом и клевеландитом	Основной источник коллекционных образцов амазонита	Флоризант, Камерон Коун, Девильс-Хэд (США)

Наиболее удаленные от гранитного массива амазонитовые и плагиоклаз-амазонитовые пегматиты, залегающие в неизменных биотитовых и биотит-гранатовых гнейсах, отличаются слабой альбитизацией и бледной окраской блокового амазонита.

Амазонитовые пегматиты Западных Кейв, согласные с вмещающими гнейсами, обычно имеют линзо- или плитообразную

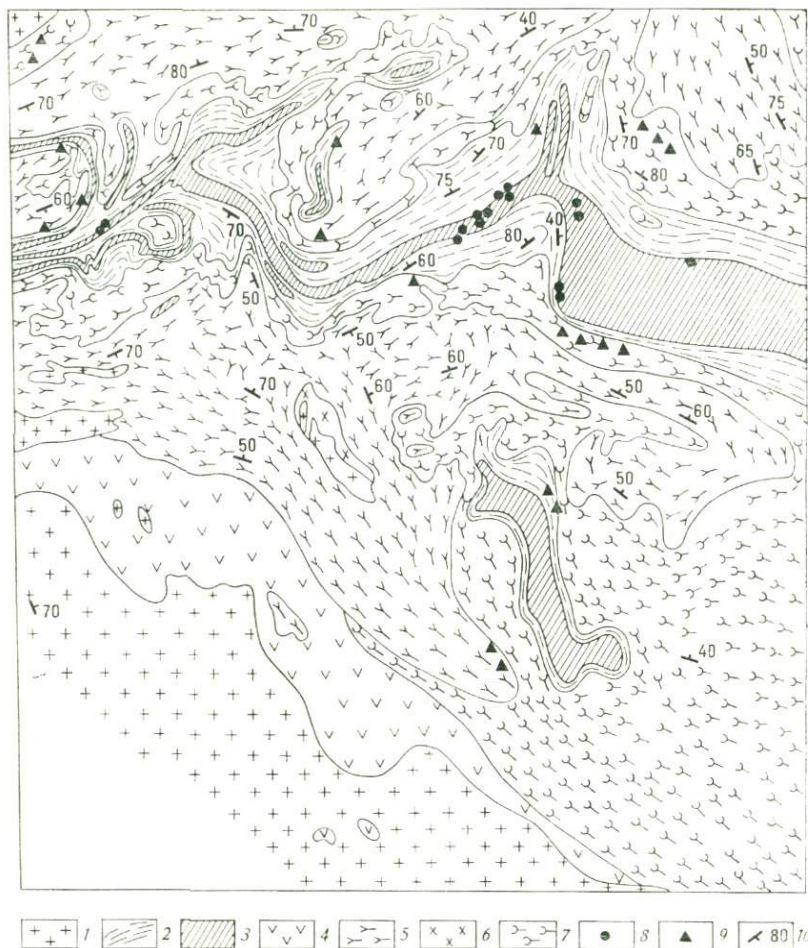


Рис. 37.

Схема геологического строения амазонитоносного района Западных Кейв. По В. В. Носикову и др. (Луниц, 1972 г.), с упрощениями.

Архей: 1 — гранито-гнейсы, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, плагиоклаз-микроклиновые граниты. Нижний протерозой: 2 — породы гнейсового комплекса, 3 — породы сланцевого комплекса, 4 — габбро-нориты, нориты, габбро, амфиболизированные габбро и габбро-анортозиты. Верхний протерозой: 5 — щелочные граниты, 6 — сиениты и миа-скиты, 7 — щелочные гранито-гнейсы и гнейсо-метасоматиты, 8 — мусковитовые плаггио-микроклиновые пегматиты, 9 — редкоземельные амазонитовые пегматиты, 10 — элементы залегания

форму, а секущие тела — неправильную жиллообразную с пережимами, раздувами и разветвлениями. Длина жил по простиранию колеблется от нескольких до 250 м, редко до 700 м при мощности 0,3—20 м. Длина большинства жил 50—80 м, мощность 1—6 м. Контакты пегматитовых тел с вмещающими породами резкие, иногда в зальбандах отмечаются выделения

амазонита, микроклина, плагиоклаза и биотита. По данным В. С. Артамонова (1961 г.) и А. Я. Лунца, содержание амазонита в пегматитах изменяется от нескольких процентов до 50—70%. Обособления амазонита размером от первых сантиметров до 1 м и более в поперечнике насыщены пертитовыми вростками альбита и местами замещены клевеландитом или сахаровидным альбитом. Наиболее значительные скопления амазонита отмечены на Горе Плоской и Горе Парусной.

Месторождение Гора Парусная находится в 28 км к северо-востоку от пос. Краснощелье и представлено пегматитовой жилей, залегающей в биотитовых гнейсах (рис. 38). Простираание жилы субширотное, угол падения 45—70°, длина по простиранию 35 м, мощность 4,5—6,5 м. Внутреннее строение асимметрично-зональное. Со стороны лежащего бока жила сложена крупными блоками амазонит-пертита, заключенными в пегматите графической или пегматоидной структуры, состоящей из кварца, олигоклаза, микроклина и крупных пластин биотита. Блоки амазонит-пертита занимают 60—80% объема этой зоны и достигают нескольких метров в поперечнике. Цвет их грязно-зеленый с бурыми пятнами гидроокислов железа и светлыми от включений кварца и альбита. Большинство кристаллов амазонита содержит многочисленные вросстки биотита и не пригодно для использования.

По направлению к всяческому боку состав и строение жилы постепенно изменяются. Здесь она в основном состоит из блоков кварца, в краевых частях которых заключены хорошо образованные призматические кристаллы амазонит-пертита. Промежутки между блоками заняты аплитовидным агрегатом зерен кварца, альбита и биотита. Второстепенные и акцессорные минералы представлены гранатом, флюоритом, апатитом, цирконом и ортитом. Кристаллы амазонита, вросшие в блоковый кварц, имеют длину от нескольких сантиметров до 1,5—1,8 м и ширину от нескольких сантиметров до 0,6—0,7 м. Они монолитны и окрашены в яркий голубовато-зеленый цвет. Почти весь поделочный амазонит был получен из подобных кристаллов.

Месторождение Гора Плоская находится в 34 км к северо-востоку от пос. Краснощелье. Пегматитовая жила с амазонитом обнаружена на западном склоне горы в инъекционных гнейсах, содержащих биотит, обыкновенную роговую обманку и

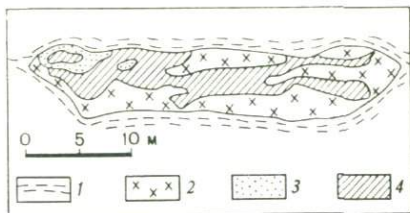


Рис. 38.

Схема геологического строения пегматитовой жилы месторождения амазонита Гора Парусная. По С. С. Ильину (1966 г.), с упрощениями

1 — гнейс биотитовый; 2 — кварц-плагиоклаз-амазонитовый пегматит пегматоидной структуры; 3 — дымчатый кварц; 4 — существенно амазонитовый пегматит блоковой структуры

щелочной амфибол; по контакту с пегматитом наблюдаются вкрапления амазонита и обыкновенного микроклина. Длина жилы 220 м, мощность 8—25 м в раздувах; простираение широтное, углы падения до 80—85°. По данным Б. Д. Эфроса (1979 г.) внутреннее строение жилы симметрично- и участково-зональное с развитием кварцевой амазонитовой, кварц-амазонит-альбитовой зон. Кварцевая зона мощностью до 5—6 м расположена в осевой части жилы. В ней отмечаются редкие выделения биотита и галенита.

Кварц-амазонит-альбитовая зона в виде узкой прерывистой полосы прослеживается по зальбандам жилы, а также развита между кварцевой и амазонитовой зонами в осевой части жилы, где мощность ее 2—7 м. Альбит в ней зернистый и пластинчатый, а амазонит-пертит встречается в виде кристаллов размером 2—20 см, а также блоков до 0,5—1 м в поперечнике. Пространство между блоками заполнено клевеландитом, реже кварцем и биотитом. Содержание амазонит-пертита в среднем составляет 20 % от объема всей зоны. По границе с кварцевой зоной развиты скопления биотита, с которым ассоциируют циртолит, фергюсонит и торит. Амазонитовая блоковая зона на западном фланге жилы обрамляет осевые зоны жилы — кварцевую и кварц-амазонит-альбитовую и как бы разделяется на две ветви — северную (мощность 2—8 м) и южную (мощность 3—8 м). На восточном фланге эти ветви соединяются в одну зону мощностью 3—4 до 20 м в раздуве. В центральной и восточной частях пегматитовой жилы амазонитовая зона выклинивается на глубине 15—20 м, а на западном ее фланге — на глубине 6 м. Главный минерал — амазонит-пертит, образующий кристаллы и блоки размером от 10—50 см до 1—2 м в поперечнике. Подчиненное положение занимает кварц, альбит и биотит. Акцессорные — гадолинит, циртолит, фергюсонит, колумбит, флюорит.

Источник ювелирно-поделочного амазонита — амазонитовая и кварц-амазонит-альбитовая зоны.

Пертитовые вроски альбита в амазоните имеют линзовидную, пластинчатую, изометричную жилковатую формы. Окраска амазонита от голубой, зеленовато-голубой до зеленой и травянисто-зеленой. Голубые разновидности обогащены пертитовыми вросками до 20—45 %, в зеленых его содержание снижается до 5—15 %. В восточной части жилы в краевых зонах и в приповерхностных ее горизонтах распространен амазонит голубых оттенков, а в осевых зонах и глубоких горизонтах — зеленый (рис. 39, см. вклейку).

АМАЗОНИТОВЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Пегматиты этого типа в Бразилии, Индии и США содержат крупные скопления великолепного амазонита. Выделяются мусковит-амазонитовые и мусковит-микроклин-амазонитовые пег-

матиты с бериллом как наиболее типичным редкометальным компонентом. Такие пегматиты иногда содержат много первичного альбит-олигоклаза, совершенно не характерного для редкометальной формации, а также акцессорную редкоземельную минерализацию, что сближает их с более глубинными, по А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову, слюдоносными и редкоземельными пегматитами. Источник поделочного амазонита — в основном слабоальбитизированные пегматиты, так как интенсивная альбитизация разрушает этот минерал или резко снижает его декоративные качества.

США. Примером мусковит-амазонитовых пегматитов могут служить месторождения в округе Амелия шт. Виргиния, которые долгое время были важным источником мусковита, керамического полевого шпата, амазонита, лунного камня, ювелирного спессартина и коллекционных образцов многих редких минералов. Они находятся в герцинской складчатой области Аппалачей, где широко распространены кристаллические сланцы и гнейсы докембрия и палеозоя, прорванные гранитами и гранодиоритами. По данным А. Пегю, И. Гласса и др., описываемые пегматиты залегают среди кристаллических сланцев, гнейсов, гранито-гнейсов в виде дайко-, жило- и линзообразных тел. Все они имеют субширотное простирание, протяженность от нескольких десятков метров до 0,8—1,6 км, мощность 0,2—15 м. Местами жилы ветвятся, образуя раздувы и пережимы. Углы падения крутые — 60—90°. На глубину пегматиты прослеживаются на 8—50 м и более. По минеральному составу различаются плагиоклаз-микроклиновые, микроклиновые и альбит-микроклиновые пегматиты с амазонитом. В хорошо расслоенных телах выделяются четыре зоны (от зальбандов к осевым частям жил): мелкозернистая кварц-полевошпатовая с мусковитом, биотитом, шерлом и альмандином, кварц-полевошпатовая пегматоидная, полевошпатовая и кварцевая блоковой структуры.

Амазонит встречается в кварц-микроклиновой или микроклиновой блоковых зонах. В амазонитовых пегматитах присутствуют обычно клевеландит, топаз, берилл, фенакит, спессартин, колумбит, касситерит, микролит, монацит, фергюсонит. Характерны скопления крупнолистоватого мусковита, который концентрируется вокруг кварцевого ядра либо по краям жил у границы с аплитовой зоной. Наиболее известны месторождения Резерфорд и Морфилд, при разработке которых наряду с мусковитом и керамическим сырьем было получено много ювелирно-поделочного амазонита, иризирующего альбита и ювелирного спессартина.

Месторождение Резерфорд расположено в 1,5 км к северу от г. Амелия. Оно разрабатывалось с 1873 г. и в XIX в. снабжало ювелирно-поделочным амазонитом камнерезные фабрики Идар-Оберштайна в Германии. В текущем столетии добыча

резко снизилась и с 1912 по 1932 г. здесь было добыто лишь 15 т сортового амазонита на сумму 60 тыс. долл. С помощью глубоких карьеров и штолен, заложенных на нескольких горизонтах, разрабатывались две крупные пегматитовые жилы, залегающие в биотитовых гнейсах. Жилы имеют мощность около 1,5—1,8 м, крутые, почти вертикальные углы падения и симметрично-зональное строение. В их осевых частях находятся кварцевые ядра, окруженные блоками амазонита, которые чередуются с обособлениями микроклина, первичного альбита и пачками мусковита размером до 0,5 м в поперечнике. Вдоль границы кварцевого ядра и блоковой зоны встречаются гигантские кристаллы непрозрачного голубоватого и желтого берилла длиной до 1,2 м. Блоковый микроклин замещается голубоватым клевеландитом, ассоциирующим с крупными кристаллами колумбита, микролита, эвксенита и касситерита, а также с голубым топазом и прозрачным спессартином, пригодным для использования в ювелирном деле. Среди аксессуарных минералов отмечаются зернистый альбит, шерл, апатит, циркон, флюорит, фенакит, ортит, монацит, халькопирит, галенит, пирит и др. Блоковая зона микроклин-амазонитового состава с глубиной постепенно становится плагиоклаз-микроклиновой, в которой обособления первичного альбита достигают 0,3 м и более в поперечнике. Минерал окрашен в жемчужно-серый цвет, иногда полупрозрачен и иризирует в нежных голубых тонах.

Амазонит доминирует в верхних частях жил. Его блоки обычно не имеют правильных ограничений и представляют собой крупно- и гигантозернистые сростки зеленого, голубовато-зеленого и бирюзового цвета. Вблизи поверхности амазонит обесцвечивается. На глубине окраска однородная, пертитовые вроски развиты слабо.

Известны эффектные образцы голубого амазонита, просвечивающие в тонких осколках; однако они обычно разделены по спайности на пластинки толщиной 12—15 мм.

Месторождение Морфилд находится в 6 км к востоку от Резерфордских копей и представлено пегматитовой жилой симметрично-зонального строения, залегающей в биотитовых гнейсах. Длина ее 450 м, мощность 0,9—4,5 м. В ней хорошо выражена олигоклаз-кварцевая зона с крупными кристаллами циннвальдита, мусковита и топаза, которые тесно срастаются с блоками кварца.

Амазонит распространен в блоковой зоне, но по однородности, густоте окраски и способности просвечивать он заметно уступает сырью из месторождения Резерфорд.

Демократическая Республика Мадагаскар. На о. Мадагаскар скопления амазонита связаны как с редкометалльными мусковит-берилл-микроклиновыми пегматитами, так и с миароловыми пегматитами, содержащими ювелирный топаз и другие драгоценные камни. Амазонитовые пегматиты входят в состав

крупного пегматитового пояса, расположенного в центральной части острова и ориентированного в меридиональном направлении. Они концентрируются вблизи гранитных массивов, залегая в архейских гнейсах, а также в мраморах и кристаллических сланцах позднего протерозоя. Амазонит извлекается совместно с техническим бериллом, слюдой и драгоценными камнями — цветными турмалинами, благородным сподуменом (кунцитом), воробьевитом, аквамаринном, спессартином и др. В связи с широким развитием древней коры выветривания только немногие пегматиты, глубоко вскрытые эрозией, содержат плотный некаолинизированный амазонит, пригодный для использования в камнерезном производстве.

Мусковит-амазонитовые или мусковит-амазонит-микроклиновые пегматиты с крупными блоками ювелирно-поделочного амазонита находятся в районе Антананариву около населенных пунктов Амбоибеломы и Миаринариво, южнее оз. Итази — *месторождения Мандридрано, Вакин-Анкаратра*, а в окрестностях г. Бетафо — *месторождение Амбатотомбе*. По данным А. Лакруа, месторождения этого типа представляют собой крупные жилы зонального строения, центральные части которых сложены дымчатым, иногда розовым кварцем, блоками ярко-зеленого амазонита и белого микроклина, а краевые — кварц-микроклиновым графическим пегматитом. В кварце и амазоните нередко включены длиннопризматические кристаллы голубоватого или зеленого непрозрачного и полупрозрачного берилла, а также крупнолистоватый мусковит. Местами в жилах развит вторичный альбит, с которым ассоциируют многие акцессорные редкометалльные и редкоземельные минералы — колумбит, фергюсонит, эвксенит, самарскит, бетафит, ортит, монацит, оранжит, циркон, сфен и др.

Зимбабве. Амазонит здесь добывают из очень похожих на мадагаскарские мусковит-амазонитовых и мусковит-амазонит-микроклиновых пегматитов, разрабатывающихся на технический берилл. Так же как и на о. Мадагаскар, эти пегматиты генетически связаны с верхнепротерозойскими гранитами и распространены среди метаморфических пород докембрийского кристаллического щита — слюдяных сланцев, амфиболитов и мраморов. Высококачественный амазонит в блоках размером до 25 см в поперечнике встречается вблизи г. Шиманда на юго-востоке страны около границы с Мозамбиком. Продуктивны крупные тела отчетливо зонального строения с мощными кварцевыми ядрами. Амазонит концентрируется в блоковой или амазонит-микроклиновой зоне вблизи кварцевого ядра. В таких пегматитах вдоль краевой аплитовой зоны нередко развит кварц-альбит-мусковитовый замещающий комплекс. Присутствуют также крупные кристаллы зеленовато-голубого и голубого непрозрачного берилла и более редкие шерл, топаз, фенацит, касситерит и другие минералы.

Среди таких месторождений отчетливо различаются два подтипа: 1) амазонит-микроклиновый и амазонит-альбитовый, 2) микроклиновый. В миароловых пегматитах первого подтипа амазонит является пороодообразующим минералом, присутствующим в существенных количествах в графической, пегматоидной или блоковой кварц-полевошпатовой зонах. Кроме того, он нередко наблюдается и в миароловых полостях в виде хорошо образованных кристаллов густой голубовато-зеленой или бирюзовой окраски. На месторождениях второго подтипа в основной пегматитовой массе амазонита практически нет и он концентрируется только в форме друзовых сростков в занорышах. Примером месторождений первого подтипа могут служить Ильменские амазонитовые копи на Урале. Сходные месторождения имеются в Бразилии и в шт. Минас-Жерайс, на о. Мадагаскар и в некоторых других районах.

СССР. Знаменитые Ильменские копи амазонитового камня находятся вблизи г. Миасса. Начиная с 1774 г. и до организации Ильменского минералогического заповедника из многочисленных пегматитовых жил кустарным способом добывались топаз, аквамарин, поделочный амазонит и многие редкие минералы. В настоящее время эти копи не разрабатываются.

Амазонит Ильменских гор окрашен в бледно- и густо-зеленый, а также в бирюзовый цвет. Характерны контрастные по цвету пертитовые вроски; однородный густоокрашенный амазонит встречается сравнительно редко.

В районе копей в ядре крупной антиклинальной складки обнажен верхнепалеозойский Ильменогорский интрузивный массив щелочных пород — биотитовых и амфиболовых миаскистов. Миароловые пегматиты с амазонитом залегают в толще биотит-силлиманит-гранатовых и плагиоклазовых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов протерозоя — раннего палеозоя, слагающих восточное крыло антиклинали. Они, по мнению Л. К. Богомоловой, относятся к наиболее молодым постмиаскистовым проявлениям магматической деятельности и сконцентрированы на четырех участках.

Жилы сложены обыкновенным микроклином, амазонитом, дымчатым кварцем. В подчиненных количествах присутствуют клевеландит, сахаровидный альбит, биотит, иногда мусковит, шерл, спессартин и ряд редкоземельных минералов. Характерна тесная ассоциация амазонита с топазом.

Скопления амазонита связаны в основном с хорошо дифференцированными жилами широтного простирания, сложенными кварц-микроклиновым графическим пегматитом, пегматоидными образованиями, блоковым пегматитом с миаролами-занорышами размером до 0,5 м в поперечнике и кварцевым ядром. Угол падения этих жил 50—60°.

В блоковых и пегматоидных кварц-полевошпатовых зонах местами встречаются крупные кристаллы олигоклаза. Характерно также развитие клевеландита или сахаровидного альбита в пегматоидной зоне между графическим пегматитом и блоковым амазонитом. К участкам альбитизации обычно приурочены кристаллы топаза, спессартина, колумбита, ильменорутила, гельвина, касситерита и редкоземельные минералы. В этих жилах блоки амазонита достигают 0,5 м и более в поперечнике.

Демократическая Республика Мадагаскар. На о. Мадагаскар к миароловым амазонит-микроклиновым пегматитам относится *месторождение Махабе* в 27 км к западу от населенного пункта Андриомены, которое разрабатывалось еще в 20-х годах и до сего времени не потеряло промышленного значения, являясь, по данным Р. Вебстера, одним из главных источников ювелирно-поделочного амазонита. По А. Лакруа, оно представлено крупной пегматитовой жилой, богатой мусковитом и амазонитом. Здесь также добывают прозрачные кристаллы кварца, аквамарина, гелиодора, зеленого берилла и голубого топаза.

Другое месторождение амазонита — пегматитовая жила *Соарано* — расположено вблизи одноименного населенного пункта. В отличие от месторождения Махабе оно наряду с амазонитом и мусковитом содержит крупные скопления лепидолита. В этой жиле встречались кристаллы аквамарина, гелиодора, бесцветного прозрачного топаза, а также колумбит и монацит.

Миароловые амазонит-альбитовые пегматиты с клевеландит-лепидолитовым замещением встречаются редко, в основном на о. Мадагаскар. Это своеобразная разновидность натро-литиевых пегматитов обычно лишена кварцевых ядер, но характеризуется хорошо развитыми кварц-амазонитовыми или кварц-амазонит-микроклиновыми зонами с графической, пегматоидной и блоковой структурами. Минерализованные полости распространены главным образом в участках интенсивного клевеландит-лепидолитового замещения. В минеральном составе таких пегматитов доминируют дымчатый и серый кварц, зеленый и голубовато-зеленый амазонит-пертит, белый микроклин-пертит, сахаровидный альбит и клевеландит. В подчиненном количестве встречаются лепидолит, литиевые турмалины (рубеллит, верделит), воробьевит, спессартин, колумбит, блонстрандин, апатит, магнетит и др. В занорышах среди глинистой массы или на их стенках находятся кристаллы ювелирного турмалина, воробьевита, кунцита, кварца, лепидолита, клевеландита, микроклина, амазонита и др.

Значительное количество поделочного амазонита добывалось на месторождениях Андина, Анжанабонуана, Имоди и Амбохи-махоза.

Месторождение Андина находится у одноименного поселка и объединяет группу амазонитовых пегматитовых жил, залегаю-

щих в верхнепротерозойских породах серии Циполино. Наибольшая из жил, богатая амазонитом, прослежена по простиранию на 1000 м при мощности 2,5 м.

Месторождение Анжанабонуана, известное в прошлом как крупный источник ювелирного турмалина и кунцита, расположено в 37 км к юго-западу от г. Бетафо. Оно славилось также крупными блоками ювелирно-поделочного амазонита с густой голубовато-зеленой окраской.

Миароловые микроклиновые пегматиты, относящиеся ко второму подтипу, содержат в полостях-занорышах великолепные по форме и цвету кристаллы зеленого или голубовато-зеленого амазонита. Они до сих пор являются основным источником коллекционных друз, в которых амазонит красиво сочетается с кристаллами мориона, топаза и белоснежного альбита. Такие образцы ценятся гораздо дороже, чем равные им по массе куски ювелирно-поделочного амазонитового камня.

США. Характерные представители описываемого подтипа месторождений известны в центральной части шт. Колорадо. Поля миароловых пегматитов находятся на Передовом хребте Скалистых гор, представляющем собой Ларамийское сводовое поднятие докембрийских горных пород. Пегматиты располагаются в эндо- и экзоконтакте позднепротерозойского гранитного массива Пайкс-Пик. Вмещающими породами для них служат метаморфические сланцы или амазонитовые биотитовые и щелочные граниты с рибекитом и арфведсонитом. Крупные месторождения амазонита известны в округе Теллер.

Месторождение Флоризант (Кристалл-Пик) расположено у северной границы округа Теллер, в 19 км к северу от г. Флоризанта. Многочисленные пегматитовые жилы залегают в биотит-амазонитовых гранитах массива Пайкс-Пик, образуя в совокупности пегматитовое поле площадью 50 км². Месторождение интенсивно обрабатывалось в 1900—1938 г. и дало много великолепных моно- и полиминеральных друз амазонита.

Амазонитсодержащие пегматитовые жилы характеризуются пологими углами падения, относительно небольшой мощностью (не более 1,5 м) и участково-зональным строением. Сложены они в основном кварц-микроклиновым графическим пегматитом, который вблизи центра жил сменяется маломощной кварц-микроклиновой зоной пегматоидной или мелкоблоковой структуры с небольшим количеством биотита. Минерализованные полости располагаются в осевой части пегматитового тела. Форма их обычно уплощенная щелевидная длиной до 3 м при ширине от нескольких сантиметров до 0,3 м. Изредка встречались и более крупные линзовидные полости. Из одной такой полости размером 4,5×4,5×1,8 м были извлечены друзы амазонита, обыкновенного микроклина и мориона на сумму 35 тыс. долларов. С ними ассоциируют кристаллы альбита, топаза, флюорита, фенакита, аметиста, пирита и гематита.

Длина кристаллов амазонита 1—15 см, окраска их зеленая: от бледной до очень темной. Некоторые камни окрашены только в наружном слое, внутри белые. Поверхность кристаллов иногда покрыта бороздами и кавернами растворения. Многие из них по трещинам пропитаны окислами железа.

Месторождение Камерон Коун находится в 10 км к западу от г. Колорадо-Спрингс. Многочисленные пегматитовые жилы обнажены на склонах горы Камерон Коун и у каньона Биаркрик. По величине и красоте окраски кристаллы амазонита похожи на флоризандские и встречаются в миароловых полостях пегматитов в ассоциации с дымчатым кварцем и топазом. Ширина полостей обычно не превышает 0,9 м.

Еще одно месторождение амазонитовых друз *Девильс-Хэд*, знаменитое превосходными кристаллами топаза, расположено в 23 км к северу от г. Вудоенд-Парк и известно с 1886 г. Пегматитовые жилы этого месторождения содержат крупные полости с топазом и сростки небольших, до нескольких сантиметров в поперечнике, голубовато-зеленых кристаллов амазонита.

VIII

РОДОНИТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Родонит (от греч. «родон» — розовый) — традиционный русский поделочный камень. В середине XVIII в. на Урале были обнаружены залежи этого великолепного розово-красного камня, названного местными жителями «орлецом», или «рубиновым шпатом». Изделия из орлеца, выполненные на Екатеринбургской и Петергофской гранильных фабриках, относятся к лучшим образцам русского прикладного искусства. К их числу, например, относятся саркофаг великой княгини Марии Александровны из единого монолита массой более 10 т, а также фундаментальные чаши, вазы и канделябры Эрмитажа. Сравнительно небольшие куски родонита используются для изготовления шкатулок (рис. 40, см. вклейку), пепельниц, письменных приборов, печаток, кабошонов и плоских вставок в дешевые ювелирные изделия. Пластинами родонитсодержащих пород отделаны интерьеры станции метро «Площадь Маяковского» в Москве и зал вручения верительных грамот Большого Кремлевского дворца.

Теоретический химический состав родонита — метасиликата марганца — $Mn_5[Si_5O_{15}]$, где MnO 54,1 %, SiO_2 45,9 %. Природ-

ный минерал содержит до 6,5 % CaO, в связи с чем его формула больше соответствует $\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$. Обычны также примеси FeO, незначительного количества щелочей и Al_2O_3 . Из близких к родониту минералов следует упомянуть часто ассоциирующий с ним бустамит — $\text{Ca}_3\text{Mn}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ и цинк содержащий фоулерит — $\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zn})_5[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$. Предполагавшееся Э. Дана (1937) и некоторыми другими минералогами существование изоморфного ряда родонит — бустамит не подтверждается.

Сингония родонита триклинная, вид симметрии пинакоидальный. Спайность совершенная по (110) и (110) и менее совершенная по (001). Блеск стеклянный, иногда перламутровый по плоскостям спайности. Встречается он главным образом в виде сплошных плотных скрытокристаллических и зернистых масс. Твердость 5—5,5 по Моосу, плотность 3,40—3,75 г/см³.

Минерал оптически отрицательный. $2V_{70} = 74^\circ$, $n_g = 1,730$ — $1,744$, $n_m = 1,726$ — $1,735$, $n_p = 1,721$ — $1,728$. Цвет родонита розовато-серый, розовый, вишневый или малиновый. Интенсивность окраски зависит от примеси окиси кальция. Так, в ярко-розовых и красных камнях CaO обычно не более 3—3,5 %, а в бледных розово-серых 6 % и более. Родонит слегка просвечивает, что подчеркивает сочность и глубину его цветового тона.

Родонит тесно ассоциирует с спессартином, тефроитом, родохрозитом, бустамитом и кварцем. Обособления чистого, мономинерального родонита невелики и в камнерезном деле используются родонитовые породы сложного состава. Участки таких пород розового цвета сложены родонитом и родохрозитом, а желтоватые и бурые — бустамитом и спессартином. Включения родохрозита нередко вредны, так как этот минерал значительно мягче силикатов марганца и при полировке крошится. Широко распространены черные прожилки окислов и гидрокислов марганца (вернадита и др.), которые, если их немного, создают красивый узорчатый рисунок.

А. Е. Ферсман [25] различал три декоративные разновидности родонита: 1) мягко окрашенную розовую с черным дендритовидным узором, 2) облачную с розовыми, буроватыми и сероватыми пятнами, постепенно сменяющими друг друга, 3) с ленточным рисунком в черных, коричневых, серых, розовых и красных тонах, нередко с характерными изломами и «сбросами» слоев (эта разновидность внешне похожа на ленточную яшму). Особенно ценится очень редкая полупрозрачная разновидность яркого малиново-красного, почти рубинового цвета, которая обособляется среди обыкновенного розового родонита и используется как ювелирный камень.

Родонит — типичный эндогенный минерал марганца. Иногда он образуется в результате гидротермальных и гидротермально-метасоматических процессов, являясь аксессуарным или жиль-

ным минералом поствулканических серебряно-золоторудных жил, а также породообразующим минералом некоторых известковых скарнов с галенитом и сфалеритом. Замечено, что марганец в рудном процессе обнаруживает довольно постоянные связи с цинком. Однако основной путь образования родонита — это метаморфизм первичных окисных и карбонатных соединений марганца осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения.

В морских отложениях марганец накапливается в виде свободных окислов и родохрозита, ассоциирующих с кварцем или халцедоном. В процессе метаморфизма под действием высокой температуры родохрозит разлагается на манганозит и углекислый газ, а при участии кварца превращается в родонит или тефрит. Термометрические параметры этих реакций рассчитаны Ф. Хори [39], по данным которого под давлением 150 МПа родонит образуется при 425 °С, а тефрит при 625 °С. По мере увеличения давления эти температуры возрастают на 20—30 °С на каждые следующие 100 МПа. Таким образом, по мнению Ф. Хори, родонит возникает в результате термометаморфизма геосинклинальных осадков, содержащих родохрозит, на глубинах 5—10 км. При достаточно высоких температурах и давлениях возможно образование родонита непосредственно из первичных окислов марганца и кремнезема, как, например, на метаморфизованных осадочно-марганцевых месторождениях Индии, где в исходных марганецсодержащих отложениях не было родохрозита.

Силикаты марганца образуются в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма, а также при аналогичных контактово-метаморфических процессах. Родонит иногда входит в состав гондитов — кварц-спессартиновых пород, залегающих среди докембрийских гранулитов, гнейсов и кристаллических сланцев, но главным образом концентрируется в кремнисто-сланцево-спилитовых толщах. В последнем случае возникают сравнительно крупные скопления существенно родонитовых пород, используемых в качестве поделочного камня.

В экзогенных условиях родонит неустойчив и замещается вернадитом, псиломеланом, пиролюзитом и другими окислами и гидроокислами марганца. В связи с этим обломки и валуны родонита, находящиеся в элювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях, всегда покрыты черной окисленной коркой.

Месторождения высококачественного ювелирно-поделочного родонита встречаются редко. По-видимому, лучшее из них — Малосидельниковское месторождение на Среднем Урале, ресурсы которого, несмотря на длительную эксплуатацию, еще не исчерпаны. В этом же районе известны Кургановское месторождение, еще мало изученные Афанасьевское, Барановское, Боро-

дулинское и другие проявления родонита. В СССР родонит, кроме того, обнаружен на Южном Урале, в Закарпатье в Чивчинских горах, в Средней Азии на хр. Султануиздаг, на Енисейском кряже и на Дальнем Востоке в Приморье.

Хороший родонит в настоящее время поступает на мировой рынок из Австралии. В этой стране месторождения расположены главным образом в шт. Новый Южный Уэльс в районе г. Тамуэрта. Наиболее известно эксплуатирующееся месторождение Данглемах. В США лучшими считаются калифорнийские месторождения Уиллер, Ранчо Уарда и Розомонд, однако по масштабам они значительно уступают месторождениям Австралии и Урала. Родонит зафиксирован на о. Мадагаскар, в Испании (Гуэльва), в Великобритании, (графства Корнуолл и Девоншир), в Швеции (лен Верmland), в Индии (штаты Махараштра и Мадхья-Прадеш) и в ряде других стран.

Промысленно-генетические типы место

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел
Эндогенная	Пневматолито-гидротермальный	В известковых родонитоносных скарнах	Известняки, мергели	Линзовидные и трубообразные залежи скарнированных пород вдоль контакта с гранитоидами и по трещинам в известняках
	Гидротермальный поствулканический	В кварцевых жилах серебряно-золоторудной формации	Окварцованные андезиты, дациты и риолиты, пропилиты	Существенно кварцевые жилы и линзовидные тела, группирующиеся в протяженные жильные зоны
	Метаморфогенный	В вулканогенно-осадочных породах спилито-диабазовых формаций, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев	Кварциты, кварцево-слюдистые и углестокремнистые сланцы, яшмы, филлиты	Линзовидные и пластообразные тела родонитовых пород длиной от 4—5 до 30—50 м, мощностью 5—8 м
Экзогенная	Россыпей	Элювиально-делювиальные россыпи	Песчано-щебеночные рыхлые отложения, суглинки	Развалы коренных родонитовых тел

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения ювелирно-поделочного родонита связаны с известковыми скарнами, а также с некоторыми гидротермальными образованиями, несущими золото-серебряную и свинцово-цинковую (полиметаллическую) минерализацию. На таких месторождениях родонит извлекается попутно с рудами металлов. Значительно более крупным источником ювелирно-поделочного родонита служат метаморфизованные эксгалационно-осадочные месторождения марганца, находящиеся среди кремнисто-сланцевых пород спилито-диабазовых формаций. Практическое значение иногда имеют элювиально-делювиальные россыпи родонита (табл. 10).

Т а б л и ц а 10

рождений ювелирно-поделочного родонита

Тип скоплений родонита	Сопутствующие минералы	Характеристика родонита	Промышленное значение	Примеры месторождений
<p>Обособления существенно родонитовых пород</p> <p>Гнездовые обособления в составе жильного выполения</p>	<p>Спессартин, манган-салит, иогансенит, бустамит, пирит, сфалерит, галенит, кварц</p> <p>Кварц, родохрозит, адуляр, галенит, сфалерит, блеклые руды, электрум</p>	<p>Тонкозернистый бледно-розовый, сероватый с повышенным содержанием Са, иногда Zп</p> <p>Зернистый, плотный, бледно-розовый</p>	<p>Небольшое. Отбирается попутно с рудами полиметаллов</p> <p>Небольшое</p>	<p>Алтын-Топкан (СССР), Центральный рудный район шт. Нью-Мексико (США) и др.</p> <p>Сильвер-Бей (Аляска, США) и др.</p>
<p>Обособления существенно родонитовых пород преимущественно в центральных частях тел</p>	<p>Бустамит, спессартин, пьомонит, тефроит, родохрозит, манганит, кварц</p>	<p>Тонкозернистый розовый, малиновый и красный, встречаются полупрозрачные ювелирные камни</p>	<p>Очень большое. Основной источник ювелирно-поделочного родонита</p>	<p>Малосидельниковское, Кургановское и др. (СССР). Данглемах и др. (Австралия), Уиллер, Ранчо Уарда и др. (США)</p>
<p>Крупные глыбы родонитовых тел</p>	<p>—</p>	<p>Плотный монолитный родонит, покрытый окисленной коркой</p>	<p>Отрабатываются совместно с коренными месторождениями</p>	<p>Розомонд, Куммингтон и др. (США)</p>

Пневматолито-гидротермальные месторождения (известковые родонитоносные скарны)

Родонит, по В. А. Жарикову [7], — породообразующий минерал контактово-инфильтрационных экзоскарнов, на которые нередко наложена свинцово-цинковая (галенит-сфалеритовая) минерализация. В районах развития родонитоносных скарнов обычно присутствуют вулканогенные горные породы, обогащенные марганцем.

Такие скарны формируются при полной инертности глинозема и большой подвижности кальция и кремния. В. А. Жариков намечает следующую типичную метасоматическую колонку: андрадитовый скарн → манган-геденбергитовый скарн → манган-салитовые скарны → родонитовый скарн → карбонатная порода. По мнению этого исследователя, родонит образуется в собственно скарновый этап минерализации в результате привноса в карбонатную среду марганца и кремнезема. В. Аллен и Дж. Фахей [1953 г.], детально изучившие минеральный состав полиметаллических месторождений в шт. Нью-Мексико (США), считают, что с процессом скарнирования связаны только моноклинные марганцевые пироксены — иогансенит и железистый иогансенит, а родонит кристаллизуется уже в рудный этап, замещая эти минералы. Необходимо отметить, что родонит из скарнов, как правило, содержит повышенное количество кальция и имеет неяркую розовую и розовато-серую окраску.

Довольно крупные скопления родонита, частично пригодного для обработки, встречены в СССР на скарновом полиметаллическом месторождении Алтын-Топкан и в США в Центральном рудном районе (шт. Нью-Мексико).

Месторождение Алтын-Топкан находится в Узбекистане на северных склонах горной гряды Карамазар, которые сложены известняками, доломитами и мергелями среднего — позднего девона и раннего карбона, перекрытыми андезитовыми и риолитовыми порфиридами раннего карбона. Толща общей мощностью около 2,5 км смята в сложные складки, разбитые многочисленными разломами и пересеченные гранодиоритами и другими верхнепалеозойскими интрузивными породами.

Месторождение ограничивается крупными Приконтактным и Алтын-Топканским разломами, контролирующими размещение даек гранодиорит-порфиров и рудоносных скарнов. Последние локализованы вдоль контактов даек с известняками и по трещинам в них. Различаются приконтактные образования, межпластовые залежи, а также ветвящиеся столбообразные тела в местах пересечения трещин. Скарны зональные: гранодиорит-порфиры в общем случае замещаются ортоклазовым эпидозитом и мономинеральным эпидозитом, затем следуют пироксен-гранатовые и гранатовые скарны, сменяющиеся родонитовым или волластонит-бустамитовым скарном и волластонит-

содержащими известняками. Родонит тесно ассоциирует с манган-салитом, иногда замещая его.

На верхних горизонтах месторождения доминируют сравнительно низкотемпературные скарны родонитового и волластонитового состава, а на глубине более высокотемпературные манган-салитовые, геденбергитовые и гранатовые. Полиметаллическое оруденение наложено на все перечисленные зоны и преимущественно развивается по пироксеновым и гранат-пироксеновым скарнам. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит, реже встречаются пирит, халькопирит и магнетит, совсем редко — блеклые руды, аргентит, параргирит и другие сульфиды и сульфосоли.

Родонит распространен на Северном и Центральном участках месторождения. Он плотный, тонкозернистый, светло-розовый и розовато-желтый со слабым сиреневым оттенком. Декоративные качества алтын-топканского родонита в целом невысокие.

Полиметаллические *месторождения Центрального рудного района* в шт. Нью-Мексико относятся к тому же типу, что и Алтын-Топкан. Родонит был встречен в Ганновере и Санта-Рита и вблизи г. Ванадима в округе Грант на рудниках Стар, Хобо, Принцесс и др. В этом районе известняки нижнекарбоневой формации Лейк-Валли пересечены меридиональным разломом, выполненным дайками гранодиорит-порфиров и кварцевых монзонитов. Родонит связан с гранат-пироксеновыми скарнами и замещает иогансенит совместно с кварцем и новообразованным кальцитом. Он образует тонкозернистые массы, радиально-лучистые агрегаты бледно-розового и телесного цвета. В Алленом и Дж. Фахеем отмечена следующая последовательность кристаллизации минералов: пироксены (салит, манган-салит) → железистый иогансенит, иогансенит → родонит, кальцит → магнетит, сфалерит, галенит и пирит.

Из других скарновых месторождений США заслуживают внимания *копи Франклина* около Огденсбурга в округе Суссекс (шт. Нью-Джерси), знаменитые великолепными кристаллами и друзами цинкодержащего родонита. Некоторые образцы родонита окрашены в густой розовый цвет, но в основном они имеют волокнистое строение и рассланцованы [48].

Гидротермальные месторождения

Собственные гидротермальные месторождения, как поствулканические, так и плутонические, имеют небольшое значение в добыче ювелирно-поделочного родонита. Некоторый интерес иногда представляют близповерхностные месторождения золото-серебряной формации, генетически связанные с андезит-дацитовым вулканизмом молодых складчатых областей. Они залегают в кремненных, нередко пропилитизированных вулканогенных

породах и относятся к галенит-сфалеритовому минеральному типу, богатому серебром и электрумом. Среди жильных минералов на таких месторождениях преобладает кварц, иногда сопровождаемый обильными карбонатами марганца и родонитом. Довольно крупные скопления родонита хорошего качества, по данным Дж. Синканкаса [48], наблюдаются на Аляске, в золотоносной кварцевой жиле у залива Сильвер-Бей в нескольких километрах юго-восточнее г. Ситки (о. Баранова).

Некоторое количество поделочного родонита извлекалось при эксплуатации глубоких горизонтов крупнейшего серебряно-цинкового месторождения *Брокен-Хилл* в шт. Новый Южный Уэльс в Австралии. Рудная зона этого месторождения, уходящая круто на глубину, залегает в силлиманитовых и кремнисто-слюдистых сланцах, гнейсах и амфиболитах протерозоя. В ее минеральном составе наряду с кварцем, кальцитом и гранатом присутствует родонит, по которому развиваются серебряно-содержащий галенит, сфалерит и флюорит. Есть мнение о контактово-метаморфическом происхождении первичных кварц-гранат-родонитовых тел и о значительно более позднем образовании полиметаллических сульфидных руд.

Метаморфогенные месторождения

Как уже было отмечено, главным источником ювелирно-поделочного родонита служат метаморфогенные месторождения, находящиеся в вулканогенно-осадочных породах спилито-диабазовой или спилито-кератофировой формаций. Пирокластический материал, кремнистые илы, аргиллиты и кварцевые пески в процессе регионального метаморфизма зеленосланцевой фации превращаются в яшмы, серицит-хлорит-кварцевые и углистые сланцы и кварциты, а заключенные в них первичные карбонатные руды марганца замещаются силикатами — родонитом, бустамитом, спессартином. Существуют также представления о гидротермальном или контактово-метасоматическом происхождении силикатов марганца в связи с внедрением в вулканогенно-осадочную толщу гранитоидной магмы. Этому, однако, противоречит согласное с вмещающими породами залегание родонитовых тел, а также их сравнительно простой минеральный состав.

Первичные скопления марганцевых руд считаются осадочными (хемогенно-осадочными) или, по Н. П. Хераскову, эксгальационно-осадочными за счет поступления марганца в морской бассейн из подводных поствулканических фумарол.

К указанному типу относятся промышленные месторождения ювелирно-поделочного родонита Урала и Австралии, а также лучшие проявления родонита в США.

СССР. Основной родонитоносный район нашей страны находится на восточном склоне Среднего Урала в пределах во-

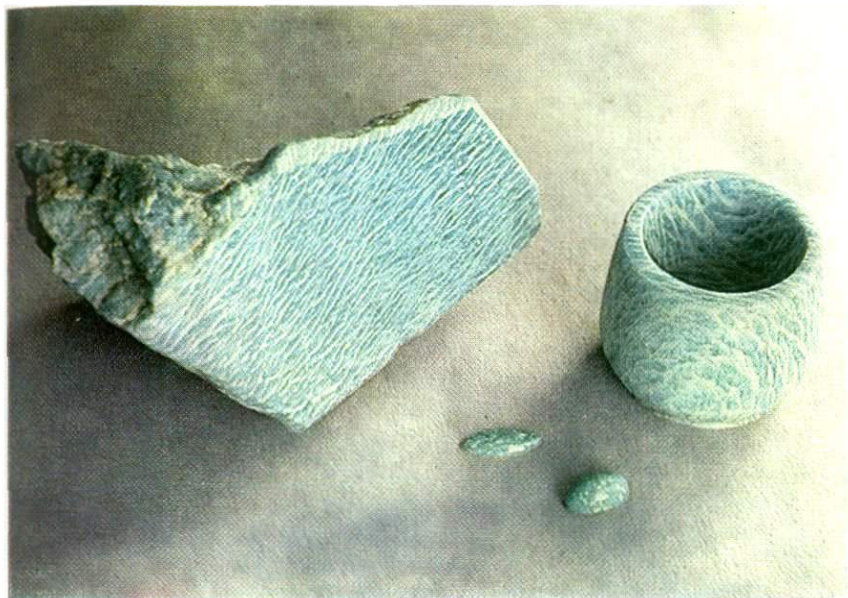


Рис. 39. Амазонит-пертит и изготовленные из него предметы. Месторождение Гора Плоская



Рис. 40. Родонит



Рис. 45. Горный хрусталь



Рис. 46. Цитрин и изготовленные из него ограненные вставки



Рис. 47. Горный хрусталь с игольчатыми включениями рутила (кварц-волосатик) и изготовленные из него кабошоны. Месторождение Урала



Рис. 55. Агат-оникс с месторождений Северо-Ахалцихской группы. Камеи «Бедуин» и «Негритянка» из агата-оникса. Работа геолога В. И. Канторовича



Рис. 60. Моховой агат. Ижевское месторождение



Рис. 62. Сардер и изготовленные из него кабошоны. Аллювиальное месторождение. Вост. Сибирь, р. Зея



Рис. 67. Пестроцветная яшма и изготовленная из нее шкатулка. Месторождение Гора Полковник



Рис. 69. Гематит-кровявик и мелкие изделия из него. Из коллекции Минералогического музея АН СССР им. А. Е. Ферсмана



Рис. 72. Тигровый глаз

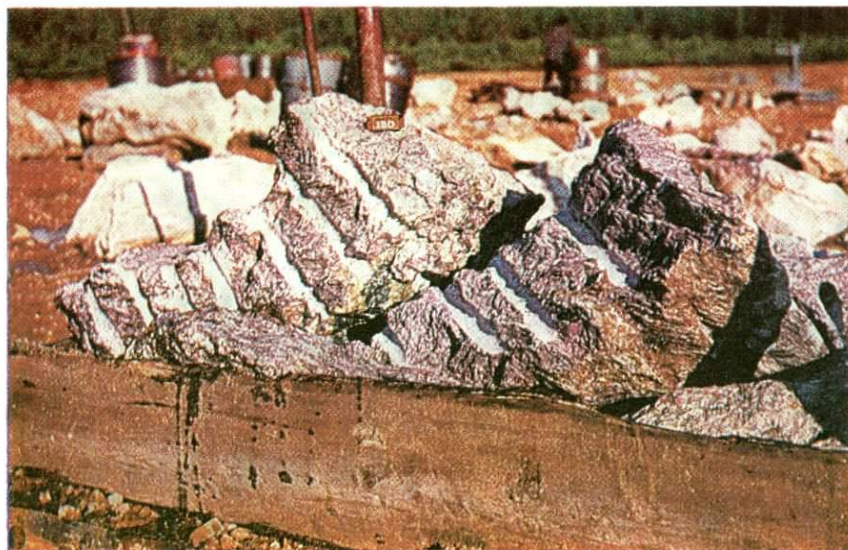


Рис. 73. Глыбы чаройта, складированные для перевозки воздушным транспортом. Месторождение Си́реневый Камень

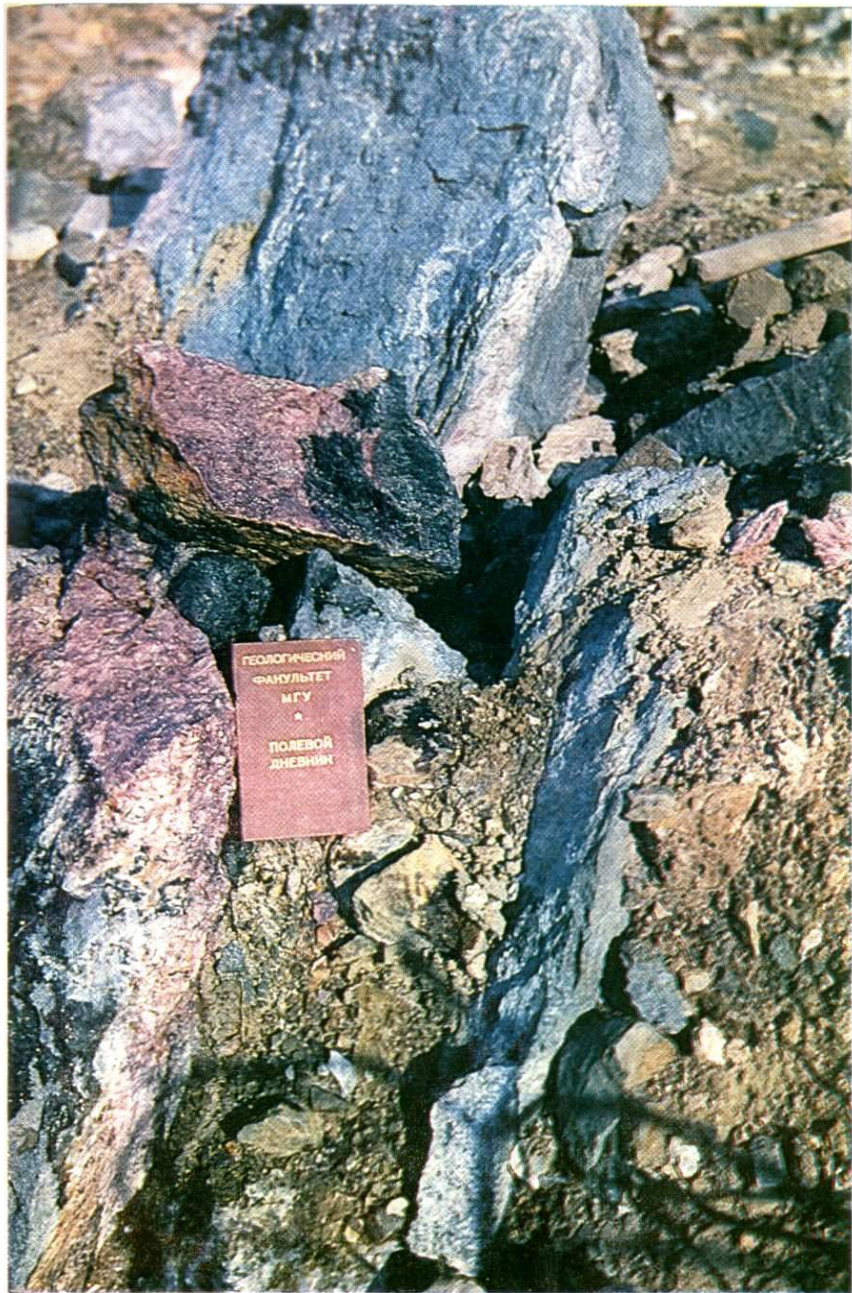


Рис. 74. Развалы чаронита. Месторождение Сиреневый Камень



Рис. 75. Изделия из чаронта

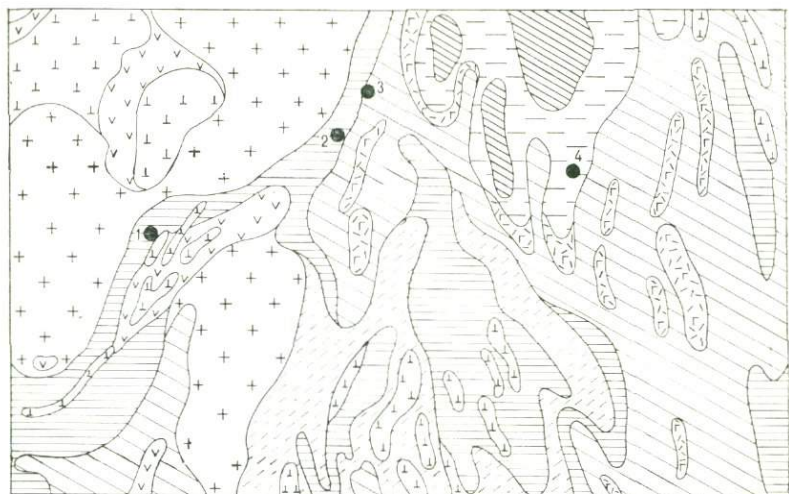


Рис. 41.

Схема геологического строения родонитоносного района Среднего Урала (масштаб 1 : 200 000). По И. Д. Соболеву и др. (1962 г.), с упрощениями.

Верхний силур — нижний девон: 1 — мраморы, кремнистые сланцы, порфириды и турфы, 2 — глинистые и филлитовые сланцы. Нижний силур: 3 — альбитофиры и кварц-хлорит-серицитовые сланцы, 4 — диабазы, порфириды и амфиболиты, 5 — кварциты и углисто-графитовые сланцы, 6 — биотитовые, гранатовые и слюдяно-гранатовые сланцы и гнейсы; 7 — верхнепалеозойские граниты и гранодиориты; 8 — среднепалеозойские габбро и габбро-амфиболиты; 9 — нижнепалеозойские дуниты, перидотиты, серпентиниты; 10 — месторождения и проявления родонита (1 — Малосидельниковское, 2 — Бородулинское I, 3 — Бородулинское II, 4 — Арамилское II)

сточного крыла Сысертско-Ильменогорского антиклинория вблизи его границы с Арамилским синклиниорием. В этом районе распространены метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы раннего палеозоя: углистые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы, кварциты и мраморы лландовери, диабазы, габбро-диабазы, порфириды, амфиболиты и альбит-эпидот-хлоритовые сланцы уинлока и раннего лудлоу. Эта толща включает тела серпентинизированных перидотитов, среднепалеозойских габбро и верхнепалеозойских гранитоидов, среди которых выделяется крупный Шабровский гранодиоритовый массив (рис. 41).

Многочисленные проявления марганцевого оруденения сосредоточены в углистых и слюдяно-кварцевых сланцах с прослоями кварцитов. Рудные залежи затронуты мезозойской корой выветривания и окислены на глубину от 5 до 50 м от дневной поверхности. Среди них наиболее известны Малосидельниковское и Кургановское месторождения ювелирно-поделочного родонита.

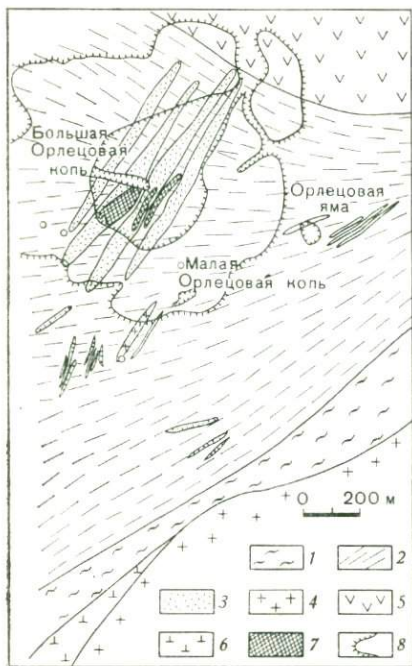


Рис. 42.

Схема геологического строения Мало-
сидельниковского месторождения. По
В. К. Кириосову (1972 г.).

1 — серицит-глинистые сланцы; 2 — уг-
листые серицит-кварцевые и глинистые
сланцы; 3 — кварциты; 4 — двуслюдяные
граниты; 5 — амфиболиты; 6 — серпенти-
ниты; 7 — родонитовые тела; 8 — карьер

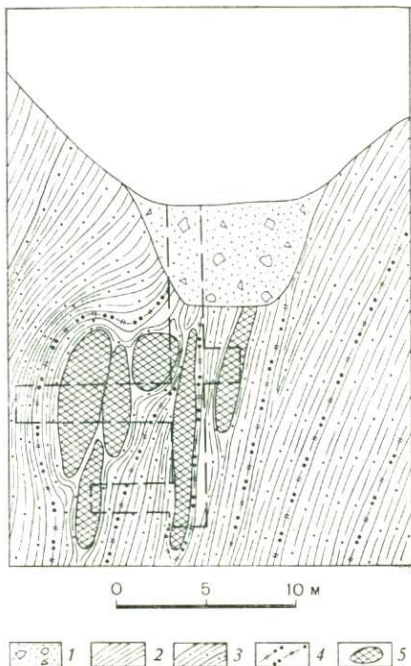


Рис. 43

Схема геологического строения участ-
ка Большой Орлецовый копи. Мало-
сидельниковское месторождение, вер-
тикальный разрез по шурфу 3. По
В. К. Кириосову (1973 г.)

1 — отвалы добычного карьера; 2 — сери-
цит-кварцевые сланцы; 3 — углистые се-
рицит-кварцевые сланцы; 4 — кварциты;
5 — родонитовые тела

Малосидельниковское месторождение находится в 20 км юго-восточнее г. Свердловска. Оно известно со второй половины XVIII в., и еще в 1807 г. академик В. М. Севергин писал о камне «алом, прекрасно политуру принимающем, с черными марганцовыми дендритами» [25, с. 165].

На площади месторождения горными выработками и буровыми скважинами вскрыты тонко переслаивающиеся кварц-серицитовые, хлорит- и гранат-кварцевые сланцы лландоверийского яруса раннего силура, содержащие маломощные пропластки и линзы кварцитов. Кварцито-сланцевая пачка на северо-востоке участка контактирует с амфиболитами, прорванными среднезернистыми порфиоровидными гранитами. В сланцах встречаются короткие дайки разгнейсованных мусковитовых и биотитовых гранитов (рис. 42).

На месторождении наблюдаются две главные родонитоносные зоны — Большая и Малая Орлецовые копи. Каждая состоит из нескольких субпараллельных родонитовых тел с крутыми углами падения ($60-80^\circ$). Форма тел линзо- и веретенообразная, максимальная мощность 1,5—6 м. Некоторые из них разделены тонкими прослойками сланцев на несколько частей.

Превосходный ювелирно-поделочный родонит встречается в Большой Орлецовой копи, где обнаружены четыре линзы, отстоящие друг от друга на расстоянии от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м. Все они приурочены к прослоям кварцитов и залегают согласно с вмещающими серицит-кварцевыми и углистыми сланцами (рис. 43). Самое большое тело — залежь I, сейчас уже полностью отработанная, длиной по простиранию 22 м, по падению 17 м и наибольшей мощностью 3 м.

Кварциты около родонитовых тел интенсивно омарганцованы и содержат прослойки и прожилки эпидот-гранатового, родонит-гранатового и родонитового состава. Краевые части тел сложены кварц-гранатовой и гранат-родонитовой породой с обильными включениями эпидота, родохрозита, бустамита и вторичных окислов марганца. По мере удаления от контакта с кварцитом количество примесей уменьшается и в ядре линз наблюдается почти мономинеральный родонитовый агрегат. Родонитовые тела, как правило, тупо выклиниваются, иногда с образованием шарообразных будин, которые как бы обтекаются вмещающими сланцами.

На месторождении встречаются скопления сплошного тонкозернистого розового родонита с полупрозрачными, малиновыми и темно-красными пятнами размером до 3—5 см в поперечнике. В качестве поделочного камня используется и родонитовая порода, содержащая бустамит, спессартин, пьмонтит, тефроит, родохрозит, манганит, браунит, пирит и кварц. При большом количестве кварца и бустамита порода становится бледно- и желтовато-розовой, а включения спессартина придают ей зеленоватый оттенок. По трещинам местами развиваются черные дендриты вернадита и пирролюзита.

Кургановское месторождение находится на правом берегу р. Чусовой в 30 км южнее г. Свердловска. Здесь в блоке углистых серицит-кварцевых сланцев — ксенолите серпентинитового массива — выявлена родонитовая залежь длиной около 60 м. Верхняя часть залежи до глубины 10—12 м окислена и разрабатывалась как марганцевая руда. Ниже наблюдаются силикаты марганца, образующие серию коротких тупо выклинивающихся будин длиной по 5—10 м, мощностью 1—2 м. В середине их наблюдается почти чистый ярко-розовый родонит, а по краям появляется много желтовато-бурого бустамита, граната и кварца. Качество курганского родонита снижено развитием вторичных окислов марганца и большим количеством трещин.

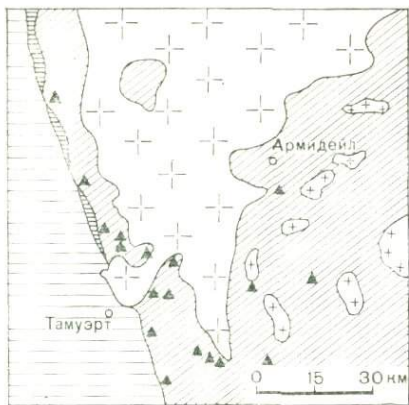


Рис. 44.

Схема геологического строения района месторождений марганца Тамуэрт. По Е. Сегниту (1962 г.).

1 — верхний палеозой; 2 — нижний палеозой (серия Вуломин); 3 — пермские граниты (формация Нью-Ингленд); 4 — серпентиниты; 5 — допермские граниты; 6 — месторождения марганца

на западе района эта толща отделена от верхнепалеозойских аргиллитов и песчаников протяженным серпентинитовым поясом. Все эти породы прорваны гранитами крупного пермского интрузива, получившего в литературе название батолита Новая Англия. В силурийской толще встречаются также «окна» более древних нижнепалеозойских (ордовикских?) гранитов (рис. 44).

Так же как и на Среднем Урале, марганцевые месторождения тяготеют к сланцево-кремнистым породам и представляют собой небольшие линзы силикатных существенно родонитовых руд, окисленных с поверхности. Вмещающими породами в большинстве случаев являются кремнистые сланцы, кварциты и яшмы. Среди марганцевых минералов преобладают родонит, гаусманит, манганит, тефроит и вторичные пиролюзит и псиломелан. Родонит обычно очень бледно окрашен и иногда похож на кварц. Высококачественный ювелирно-поделочный родонит добывается на месторождении Данглемах, на котором в отличие от многих других месторождений марганца линзообразное рудное тело залегает не в кремнистых породах, а в сильно перемятых серовато-зеленых филлитах. Оно имеет зональное строение, и скопления силикатных руд мощностью около 2,5 м расположены между ядром из плотного гаусманита и рыхлыми окисленными рудами, развитыми вдоль всякого бока. Рудное тело залегает согласно с филлитами, контакт с ними резкий.

Австралия. Родонит относится к числу лучших поделочных камней этого континента. Его главные месторождения находятся в шт. Новый Южный Уэльс в округах Новая Англия (район Тамуэрта — Валха) и Бандемир (Гигантс-Ден и Глен-Моранж). Он также встречается в штатах Квинсленд (Варвик, Килькивен), Тасмания (Блеконсфилд) и Западная Австралия (Кильбурн).

Многочисленные месторождения марганца в районе Тамуэрта — Валха, по данным Е. Сегнита [47], расположены среди силурийской кремнисто-сланцево-спилитовой толщи Вуломин, сложенной кремнистыми и аспидными сланцами, граувакками, яшмами, кварцитами и диабазами. На за-

Силикатная зона сложена главным образом родонитом и тефроитом с небольшим количеством гаусманита. Местами родонит образует тонкозернистые скопления. Он окрашен в приятный розовый цвет и в полированном виде очень красив. Такие скопления обычно окружены зеленовато-серой сахаровидной породой, состоящей из манган-доломита и тефронта с небольшой примесью барита. Тефроит-карбонатная порода постепенно сменяется гаусманитовой. Е. Сегнит выделяет несколько главных минеральных ассоциаций: гаусманит — тефроит, тефроит — родонит, кнебелит — родонит — кварц, кнебелит — кварц.

Многие австралийские геологи считают марганцевые месторождения Нового Южного Уэльса и Квинсленда гидротермальными и связывают их с гранитами Новой Англии. Однако Е. Сегнит приводит доказательства их осадочно-метаморфического происхождения, к числу которых относятся размещение ряда месторождений вдали от гранитного массива в породах, не затронутых контактными изменениями, а также постоянная связь марганцевой минерализации с кремнистыми отложениями.

США. Лучшие месторождения родонита Северной Америки находятся в Калифорнии в районе Береговых хребтов. Они наблюдаются среди верхнеюрских — нижнемеловых пород Францисканской серии: глинистых и кремнистых сланцев, яшм, известняков и спилитов, заключающих тела серпентинитизированных гипербазитов и прорванных гранитоидами. Марганцевое оруденение приурочено к кремнисто-яшмовой формации Ред Рокс, занимающей среднюю часть разреза Францисканской серии.

По Дж. Синканкасу [48], отличный родонит добывался на *месторождении Уиллер* вблизи пос. Хепи Кемп (округ Сискину) из линзообразного частично окисленного рудного тела, залегающего в тонкозернистых кварцитах с прослоями аспидных сланцев. Родонит неравномерно окрашен в нежно-розовый и темно-красный цвет и содержит зеленовато-серые кварцевые включения.

Много розового родонита с черными прожилками было получено из *шт. Петерса* около Тейлорсвила в Индейской долине (округ Плумас). Еще одно месторождение поделочного родонита известно около *ранчо Уарда* и округе Тулар. На нем обнаружено два пластообразных родонитовых тела, разделенных прослоем кварцитов. Южное, сравнительно однородное тело имеет мощность около 3 м, а северное содержит несколько пропластков омарганцованных кварцитов, и его общая мощность достигает 9 м. Родонит в основном окрашен в серовато-розовый цвет со слабым зеленоватым оттенком. Изредка встречаются тонкозернистые светло- и темно-розовые участки, которые представляют собой хороший поделочный камень.

Родонитоносность интенсивно метаморфизованных гондитовых формаций и возможности использования родонита этого генетического типа в качестве поделочного камня еще не ясны. В составе гондитов из силикатов марганца преобладает спессартин, а родонит сравнительно редок и загрязнен гранатом, железо-марганцевыми пироксенами, браунитом и другими минералами.

В Индии на метаморфизованных докембрийских месторождениях марганца наблюдается чередование слоев марганцевых силикатов (спессартин, родонит, марганцевые пироксены и амфиболы) и низких окислов марганца (браунит, биксбиит и др.). С. Бильграмм обнаружил мелкозернистый розовый родонит в архейских гондитах и пересекающем их гранитом пегматите на марганцевом руднике Ситасаонги в районе г. Бхандара. Однако родонит не образует крупных скоплений и интенсивно замещается бурым псиломеланом.

Отсутствие родонита в типичных кодуритах и слабое его развитие в гондитах объясняется относительно низким содержанием марганца в исходных породах, в результате чего при метаморфизме возникали преимущественно марганцево-железистые пироксены и марганцевые граниты.

Россыпные месторождения

Родонит во вторичном залегании быстро разрушается. Однако в районах без развитых кор химического выветривания возможно формирование крупноглыбовых элювиальных и элювиально-делювиальных россыпей-развалов. Монолитные глыбы родонитовых пород покрыты окисленной коркой, предохраняющей их внутреннюю часть от дальнейшего выветривания. В связи с естественным обогащением в россыпях сохраняются только плотные камни высокого качества.

Россыпные месторождения поделочного родонита известны в США [48]. К ним, в частности, относится *месторождение Куммингтон (Плейнфилд)* в округе Хемпшир, шт. Массачусетс — одно из первых, обнаруженных на Американском континенте. Родонит собирали из элювиально-делювиальных развалов линз силикатных марганцевых пород, залегающих в кварцитах и сланцах. Элювиально-делювиальными россыпями представлено и знаменитое месторождение густо окрашенного родонита *Розомонд*, находящееся на хр. Портал Ридж недалеко от г. Ланкастера в округе Лос-Анджелес, шт. Калифорния. Многочисленные глыбы родонитовых пород лежат на дневной поверхности или неглубоко погружены в почву. Монолитные глыбы массой 350—400 кг и более покрыты черной коркой окислов и гидроокислов марганца толщиной 10—15 см, которая ближе к ядру становится очень крепкой и постепенно сменяется розовым, а затем ярким малиново-красным родонитом. Ювелирно-

поделочный родонит этого месторождения очень плотный тонкозернистый и считается лучшим в США.

Несколько лет назад крупная россыпь родонита была обнаружена в Танзании вблизи пиролозитового рудника Чамбонго у пос. Сейм (Апаре). На склонах и вершине холма Дагасета распространены валуны родонита с плотной пиролозитовой коркой. Коренной источник россыпи — родонит-бустамит-кварцевая линза с редкой вкрапленностью сфалерита и борнита.

Выделяются две разновидности ювелирно-поделочного родонита, пригодные для изготовления кабошонов: 1) бледно-розовая мелкозернистая с кристаллами размером 0,25—1 мм и 2) пурпурно-красная грубозернистая с кристаллами 1—2 мм и более в поперечнике; в этой разновидности иногда встречаются большие полупрозрачные зерна, использующиеся для фасетной огранки. Остальной родонит с черными прожилками гидроокислов марганца и бурыми вкрапленниками спессартина применяется в камнерезных изделиях.

IX

ГОРНЫЙ ХРУСТАЛЬ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Горный хрусталь — бесцветная или окрашенная крупнокристаллическая разновидность кварца (рис. 45, см. вклейку). Его исключительная прозрачность, сочетающаяся с высокой твердостью, и совершенная природная форма кристаллов издавна привлекали внимание художников и естествоиспытателей. Горный хрусталь — «нетающий лед» — в древние и средние века и особенно в эпоху Возрождения высоко ценился как материал для огранки, изготовления гемм, печаток, бокалов и ваз в оправе из серебра и золота и других изделий, вырезавшихся, как правило, из цельного кристалла. Известны полированные хрустальные ритуальные шары, хрустальные линзы для очков, зажигательные линзы, ручные зеркала. Широко использовался горный хрусталь в прикладном искусстве Китая и Индии.

После появления и массового распространения «хрустальных» сортов стекла значение горного хрусталя как ювелирно-поделочного камня заметно упало. В настоящее время его вытесняет простой по форме и поэтому более удобный для обработки искусственный кварц. Сравнительно устойчивым спросом пользуется только цветной кварц — в первую очередь фиолетовый (аметист), а затем желтый (цитрин) и дымчатый, имити-

рующие более дорогой топаз. Однако неизмеримо возросла ценность горного хрусталя как технического (пьезооптического) сырья, используемого в больших количествах в радиоэлектронной и оптической промышленности.

Горный хрусталь относится к низкотемпературной (тригональной) модификации кварца, устойчивой при атмосферном давлении до температуры 573 °С. Химическая формула минерала — SiO_2 , обычны примеси алюминия, калия, натрия, лития, водорода, фтора, реже железа. Кристаллизуется кварц в тригонально-трапецеэдрическом виде симметрии.

В кристаллах обычно присутствуют грани призмы (1010), положительного ($10\bar{1}1$) и отрицательного ($01\bar{1}1$) ромбоэдра, редки грани тригональной дипирамиды ($11\bar{2}1$) и тригонального трапецеэдра ($51\bar{6}1$) и др. Наиболее распространены тригональные (низкотемпературные) длиннопризматические или обелисковидные габитусные формы. Большинство кристаллов горного хрусталя сдвойникованы по бразильскому или дофинейскому законам.

Твердость кристаллов кварца 7 по шкале Мооса, плотность 2,65 г/см³, спайность неясная по ромбоэдру, излом раковистый — плавный и гладкий в монокристалльных участках и занозистый, исштрихованный у мозаичных (свилеватых) и сдвойникованных кристаллов. Минерал оптически одноосный, положительный. Показатели преломления: $n_0=1,544$, $n_e=1,553$. Монокристаллы кварцы обладают сильно выраженным свойством пьезоэлектрического эффекта, на чем основано их применение в качестве стабилизатора частоты колебаний радиоволн и генератора ультразвука. В технике используются также оптические свойства горного хрусталя: способность вращать плоскость поляризации света и высокая прозрачность в ультрафиолетовой области спектра.

В группу горного хрусталя входят следующие разновидности, отличающиеся по цвету: 1) собственно горный хрусталь — бесцветный, водяно-прозрачный. Раньше в коммерческих целях его нередко именовали алмазом (диамантом) и называли при этом месторождение, откуда его добывали: арканзасский и лейкджорджский алмаз (США), бристольский и корнуэллский алмаз (Англия), бриансонский алмаз (Франция) и т. д., 2) дымчатый кварц (богемский хрусталь — раухтопаз, дымчатый топаз, кейнгорм — шотландский топаз и т. п.) — прозрачный дымчатый от бледного до дымчато-коричневого, иногда до почти черного; 3) морион — смоляно-черный просвечивающий; может рассматриваться как наиболее темная разновидность дымчатого кварца; 4) цитрин (мадейский топаз, индийский топаз и т. п.) — лимонно- и золотисто-желтый до оранжевого; 5) аметист — розовый, пурпурный, фиолетовый до синевато-фиолетового.

Бесцветный горный хрусталь, раухтопаз, морион, иногда цитрин встречаются в одних и тех же месторождениях. Далее они рассматриваются авторами совместно. Аметист более редок, чем другие разновидности кварца, образует самостоятельные месторождения, стóит намного дороже и относится к драгоценным камням IV порядка [19].

Известны различные мнения о причинах окраски горного хрусталя. В настоящее время с помощью электронного парамагнитного резонанса, оптической и инфракрасной спектроскопии удалось расшифровать природу основных красящих центров в кристаллах кварца [16]. Установлено, что цвет горного хрусталя, как правило, обусловлен дефектами его кристаллической структуры, возникающими в результате изоморфного замещения четырехвалентного кремния трехвалентными алюминием или железом с ионами-компенсаторами — щелочными или щелочноземельными элементами, водородом и гидроксидом.

Дымчатая окраска горного хрусталя связана с алюмо-щелочными центрами типа $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{R}^+$ или $2\text{Si}^{4+} \rightarrow 2\text{Al}^{3+} + \text{R}^2$ (где $\text{R}^+ = \text{Na}, \text{Li}, \text{H}$, а $\text{R}^{2+} = \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}$), а аметистовая — с железо-щелочными типа $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{R}^+$, где $\text{R}^+ = \text{K}, \text{Na}, \text{H}$. В последние годы появились основания считать, что центрами аметистовой окраски являются ионы железа в необычном четырехвалентном состоянии. Цитрины по характеру окраски разделяются на три типа: 1) «радиационный» с алюминиевыми центрами, как у дымчатого кварца, скомпенсированными литием и водородом одновременно; 2) «железистый» за счет Fe^{3+} , находящегося в междуузлиях кристаллической решетки, и адсорбированного коллоидного железа, придающего цитрину бурый оттенок, и 3) «непримесный», с неупорядоченной кристаллической структурой и свободными вакансиями кремния и кислорода наряду с многочисленными алюмо-щелочными «дымчатыми» центрами.

Окраска такого рода может быть проявлена, усилена или изменена в результате радиоактивного облучения или отжига. При облучении щелочные ионы и кислород мигрируют, что способствует образованию электронно-дырочных центров и появлению (при соответствующих примесях) дымчатой, аметистовой или цитриновой зеленовато-желтой окраски «радиационного» типа. При медленном отжиге до $300\text{—}320^\circ\text{C}$ морион, изобилующий непримесными дефектами кристаллической решетки, превращается в золотисто-желтый и оранжевый цитрин (рис. 46, см. вклейку). «Железистые» обычно слегка буроватые цитрины получают из аметиста, содержащего много неструктурной примеси железа, при нагревании его до 450°C . Термической обработкой горного хрусталя пользовались уральские мастера, запекавшие дымчатый кварц и «смоляк» (морион) в ржаном тесте для получения более дорогого цитрина [25]. Следует иметь в виду, что в природе красиво окрашенные цитрины встречаются

редко, и все ценящиеся ювелирами камни великолепного цвета крепкой мадеры и с красноватым оттенком гиацинта искусственно облагорожены. Вообще же при прокаливании радиационные центры окраски разрушаются и горный хрусталь становится светлее или полностью обесцвечивается. Дымчатая окраска исчезает при 300 °С, радиационная цитриновая при 400 °С и более, аметистовая необратимо при 600 °С.

Ювелирами и коллекционерами высоко ценятся кристаллы бесцветного и светло-дымчатого горного хрусталя с включениями хлорита, пирита, гематита, турмалина, сфена и других минералов. Особенно популярны кристаллы, пронизанные иглами золотистого рутила или красноватого гётита, называемые «стрелами Амура», «волосами Венеры», а также, по терминологии уральских горщиков, «волосатиками» (рис. 47, см. вклейку).

Микроскопические одинаково ориентированные включения рутила вызывают у кварца эффект астеризма в виде шести- или двенадцатилучевой звезды, которая особенно хорошо заметна в кабошонах, вырезанных перпендикулярно к оптической оси кристалла. Известны, кроме того, опалесцирующие с шелковистым переливом кварцевые «глаза» — тигровые (золотисто-желтые с коричневыми полосками), кошачьи (желтые с серовато-зелеными полосками) и соколиные (синевато-голубые), однако они не имеют непосредственного отношения к горному хрусталью и представляют собой окварцованные поперечно-локнистые агрегаты асбестовидных минералов: хризотила, крокидолита и родусита.

Бесцветный горный хрусталь, дымчатый кварц и светлый цитрин гранятся в бриллиантовой или комбинированной форме, густой цитрин — в ступенчатой или комбинированной, а «волосатику» придают форму кабошонов. Горный хрусталь неплохо выглядит и при круглой шлифовке, значительно усиливающей его блеск. Изредка в ювелирных и ювелирно-галантерейных изделиях используются и камни в их природной огранке, как, например, «мармарошские диаманты» — мелкие двухконечные со сверкающими гранями кристаллики горного хрусталя из Восточных Карпат. Большую ценность имеют декоративные друзы горного хрусталя, которые нередко стоят гораздо дороже составляющих их кристаллов.

Все разновидности прозрачного крупнокристаллического кварца кристаллизуются из горячих водных растворов в пустотах гранитных пегматитов, а также некоторых рудоносных и главным образом безрудных кварцевых жил. Считается, что хрусталеобразующие растворы могут быть как постмагматического, так и метаморфического происхождения. По данным изучения газово-жидких включений в кристаллах кварца установлено, что процесс хрусталеобразования охватывает довольно широкий интервал температур — от 450—400 °С (морион) до 200—120 °С и менее (бесцветный горный хрусталь и аметист)

и давлений — от 117,67 — 9806 до 19,61 — 38,22 или даже 4,9 — 5,88 МПа. Главная масса горного хрусталя, связанная с безрудными кварцевыми жилами, кристаллизовалась при температуре около 350—200 °С.

В ходе хрусталеобразования щелочность минералообразующих растворов по В. В. Буканову (1973 г.) периодически изменялась: возрастала в позднюю хрусталеносную стадию и вновь резко снижалась в конце процесса. Высокая щелочность способствует появлению в кристаллах кварца алюмощелочных центров дымчатой и цитриновой окраски. Аметист кристаллизуется в заключительную стадию хрусталеобразования при сравнительно невысоких температурах из слабощелочных или слабокислых железосодержащих растворов. Закономерный порядок образования цветowych разновидностей кварца зафиксирован и в крупных зональных кристаллах из камерных гранитных пегматитов: замутненный «сотовый» кварц, переполненный газово-жидкими включениями, — послесотовый цитрин — дымчатый кварц и морион — бесцветный хрусталь — аметист — халцедоновидный белый кварц.

В настоящее время горный хрусталь, пригодный для огранки, специально почти не добывают, а извлекают из отходов обогащения пьезооптического сырья; это, как правило, маломерные, сдвойникованные или свилеватые кристаллы.

Крупнейшие зарубежные месторождения кварцевого сырья находятся в Бразилии и на о. Мадагаскар. В СССР горный хрусталь известен на Украине, Урале, в Средней Азии, Казахстане, Восточной Сибири и в некоторых других местах.

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Коренные месторождения горного хрусталя промышленного значения связаны с мнароловыми пегматитами и безрудными кварцевыми жилами, представляющими собой особую хрусталеносную формацию гидротермальных образований. В небольших количествах горный хрусталь встречается в некоторых оловяно-золоторудных, молибден-висмутовых и других рудоносных кварцевых жилах, откуда он отбирается попутно с основными рудными компонентами. Горный хрусталь устойчив в зоне гипергенеза и при благоприятных условиях накапливается в элювиально-делювиальных и делювиально-аллювиальных россыпях, расположенных вблизи коренных хрусталеносных тел (табл. 11).

Пегматитовые месторождения

Скопления горного хрусталя (главным образом мориона и дымчатого кварца) встречаются в мнароловых микроклиновых и альбит-микроклиновых пегматитах, формирующихся на относи-

Промышленно-генетические типы мест

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вещающие породы	Характеристика продуктивных тел
Эндогенная	Пегматитовый	В мнуроловых микроклиновых и альбит-микроклиновых пегматитах	Граниты аляски-товые, биотитовые, рапакивидные; гранито-гнейсы, амфиболиты	Штоко- и трубообразные хорошо дифференцированные тела диаметром до 30 — 40 м, линзы и жилы длиной до нескольких сотен метров
	Гидротермальный	В рудоносных кварцевых жилах	Граниты, кварцевые порфиры, сланцы и др.	Жилы, линзы и трубки различных размеров
		В безрудных хрусталеносных кварцевых жилах	Кварциты, кварцитовидные песчаники, кварц-сланцевые и кварц-хлоритовые сланцы, плагиограниты, окварцованные и скарнированные мраморы	Жилы, прожилки, линзы, трубки и штоки, группирующиеся в кварцевожилные и штокверковые зоны длиной до 800 м и мощностью до 40 м
Экзогенные	Россыпей	Остаточные элювиальные и делювиально-элювиальные (перлювиальные) россыпи Делювиально-аллювиальные россыпи	Глинистые и песчано-щебеночные элювиальные, делювиальные и перлювиальные отложения Разнозернистые пески и песчано-гравийные отложения с крупно-обломочным и галечным материалом	Элювиальные коры выветривания хрусталеносных тел, погребенные россыпи площадью 500—40 тыс. м ² и более Погребенные россыпи логов и распадков длиной от 200 м до 1,5—2 км и шириной 20—150 м
		Аллювиальные россыпи	Песчано- и гравийно-галечные аллювиальные отложения	Террасовые и долинные россыпи

рождений горного хрусталя

Тип скоплений горного хрусталя	Сопутствующие минералы	Характеристика горного хрусталя	Промышленное значение	Примеры месторождений
Минерализованные камеры и занорыши	Микроклин, альбит, топаз, берилл	Характерны крупные зональные кристаллы. Преобладает морион и дымчатый кварц	Важный источник сырья для получения искусственно окрашенного цитрина	Месторождения Украины, Казахстана, (СССР), Бразилии, о. Мадагаскар, МНР
Хрусталеносные полости в раздувах кварцевых тел и у контактов с вмещающими породами	Рудные минералы (самородное золото, касситерит, вольфрамит, молибденит, пирит, арсенипирит и др.), хлориты, кальцит	Небольшие кристаллы, друзы и шетки бесцветного горного хрусталя и дымчатого кварца	Горный хрусталь отбирается попутно, источник комплексных россыпей	Месторождения Украины, Урала, Дальнего Востока и др. (СССР), КНР, Кингсгейт и др. (Австралия)
Хрусталеносные полости и многокамерные погребные зоны в местах выклинивания и сопряжения кварцевых жил	Хлорит, серицит, каолинит, эпидот, рутил, гематит, пирит, кальцит, адулярь	Бесцветный и дымчатый горный хрусталь различного облика и размеров. Кристаллы с включениями пирита, рутила, гётита	Главный источник горного хрусталя	Итакоре, Итаколме, Фазенда-Паку, Мимозо и др. (Бразилия) Янзюо-линь (КНР), месторождения СССР и о. Мадагаскар
Неравномерные скопления горного хрусталя	—	Неокатанные и слабоокатанные кристаллы	»	Кристаллина, Мимозо и др. (Бразилия), месторождения Украины, Урала (СССР)
Скопления горного хрусталя в тальвегах древних логов	—	Частично окатанные кристаллы и гальки горного хрусталя, прошедшие естественное обогащение	»	Месторождения Урала (СССР)
Прослой, обогащенные галькой горного хрусталя	—	Хорошо окатанные и естественно обогащенные гальки хрусталя	Горный хрусталь отбирается попутно	Месторождения Бразилии, Урала (СССР), о. Тасмания (Австралия), КНР, о. Мадагаскар и др.

тельно небольшой глубине. Наиболее хрусталеносны камерные хорошо дифференцированные пегматиты изометричной и штокообразной формы с крупными минерализованными полостями, в которых заключены кристаллы кварца наряду с микроклином, клевеландитом, топазом и бериллом. Камерные пегматиты залегают в материнских гранитах, представленных аплитовидными, порфиroidными и пегматоидными гранитами аляскитового состава. Масса кристаллов кварца нередко достигает нескольких сотен килограммов или даже первых тонн. Кристаллы зональны: ядро их обычно сложено серым сотовым кварцем, переполненным газовыми включениями, за которым следует зона дымчатого кварца и мориона. Наружная часть иногда сложена бесцветным горным хрусталем, а между сотовым и дымчатым кварцем может быть развита зона цитрина.

Камерные пегматиты распространены в СССР, главным образом на Украине и в Казахстане. За рубежом они известны в Монгольской Народной Республике к востоку от Улан-Батора в киммерийских гранитных массивах Горихо, Дзун Баин и Чжанчублинг.

Эти гранитные массивы площадью от 120 до 450 км² сложены крупно- и среднезернистыми, местами порфиroidными лейкократовыми и биотитовыми или амфибол-биотитовыми гранитами, пересеченными дайками аплитов и содержащими ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. Пегматиты залегают в эндоконтактных частях массивов вблизи их кровли, образуя группы из 2—10 тел. Наиболее интересны линзовидные пегматиты длиной 15—65 м по простиранию и 20—50 м по падению, а также штоки и трубообразные тела 1,5—30 м в поперечнике, уходящие круто на глубину до 30—70 м (рис. 48). Иногда несколько трубок на глубине соединяются, образуя изометричное пегматитовое тело.

Внутреннее строение пегматитов симметрично-зональное, от периферии к центру наблюдаются следующие зоны: 1) аплитовидная; 2) мелкозернистого графического пегматита мощностью до 10—20 м; 3) кварц-микроклиновая пегматоидная или крупноблоковая мощностью до 10—20 м и более; 4) осевая, или ядерная, из серого и молочно-белого иногда полупрозрачного кварца; размер кварцевых ядер в сечении от 0,2×0,3 м в мелких трубках до 24×16 м в крупных штоках и 36×6 м в линзовидных телах. В пегматоидной, крупноблоковой зоне встречаются биотит, ортит, магнетит, топаз, берилл, ниобий-танталаты, флюорит, гранат, турмалин и некоторые другие акцессорные минералы. В ней и внутри кварцевого ядра нередко наблюдаются мелкие миаролы. Крупные пустоты (камеры объемом 1—800 м³) расположены под кварцевым ядром. Стенки камер покрыты кристаллами микроклина (микроклин- и амазонит-пертита), на которые нарастают кристаллы кварца в ассоциации с бериллом, турмалином или альбитом и топазом или флюоритом. Осталь-

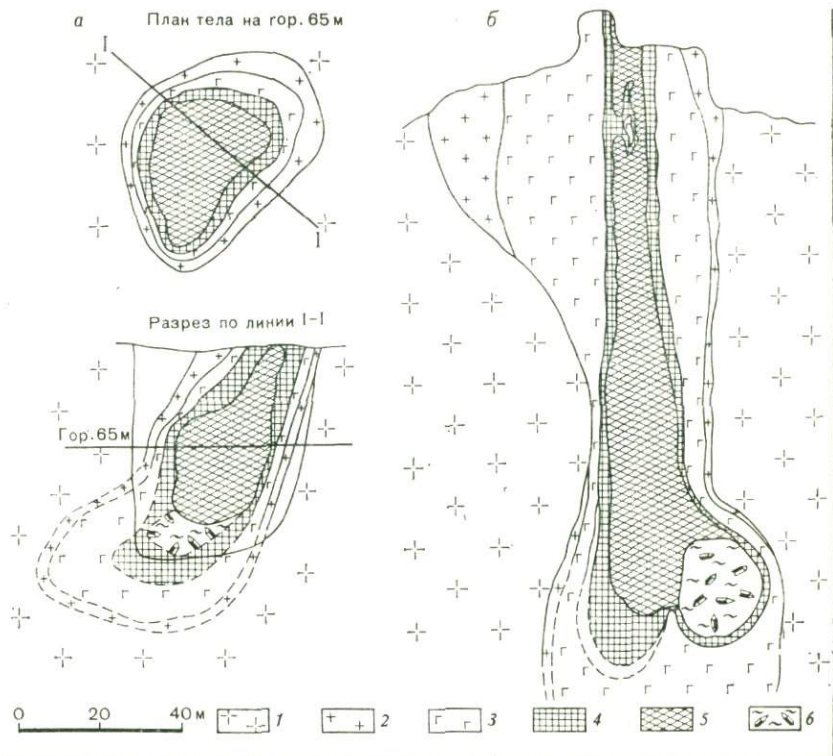


Рис. 48.

Геологическое строение хрусталеносных камерных пегматитов — изометрическое тело (месторождение Горихо, план и разрез, по Л. М. Колленко, 1964 г.), б — трубообразное тело (месторождение Дзун-Баин, разрез по А. К. Парунову, 1965 г.).

— крупнозернистый гранит; 2 — гранит-аплит; 3 — графический пегматит; 4 — кварц-фелдшпатовая блоковая зона; 5 — кварцевое ядро; 6 — полости с горным хрусталем

ая часть полостей занята буровато-красной вязкой глиной обломками этих минералов. Преобладающий цвет кварца ымчатый.

Обычный размер кристаллов кварца 2,5—30 см по длинной си и 1,5—12 см в поперечнике; нередко встречаются кристаллы длиной до 1—1,5 м и толщиной до 0,5 м.

К этому же типу относятся трубообразные дифференцированные пегматиты месторождения Кинг в округе Таллангулук ит. Виктория в Австралии. Небольшие поля камерных пегматитов известны и в США в штатах Колорадо и Нью-Гэмпшир, однако их практическое значение невелико.

Хрусталеносны не только камерные, но и жильные занорылевые пегматиты, залегающие в гранито-гнейсах, кристалличе-

ских сланцах и амфиболитах вблизи контакта с материнскими гранитами. В СССР к ним относятся классические пегматиты с драгоценными камнями Среднего Урала и Забайкалья, имеющие неполнозональное строение с сильно развитой графической зоной и нередко без кварцевого ядра. Однако такие пегматиты в связи с небольшими размерами минерализованных полостей-занорышей бедны кристаллами кварца и интересны только как источники аквамарина и топаза.

Гораздо выше степень хрусталености миароловых полнодифференцированных пегматитовых жил с крупными кварцевыми ядрами, переходных к редкометальным слабозамещенным пегматитам мусковит-бериллового типа. Они распространены в северо-восточной части Бразилии в штатах Минас-Жерайс и Параиба, на о. Мадагаскар и в Северо-Западной области Сомали среди докембрийских пород и вместе с образовавшимися за их счет россыпями дают большое количество кварца, берилла, иногда топаза, редкометальных концентратов и мусковита.

Гидротермальные месторождения

Горный хрусталь — типичный минерал гидротермальных кварцевых жил, и его основные месторождения относятся к этому генетическому классу. Можно выделить рудоносные кварцевые жилы с горным хрусталем и формацию безрудных хрусталеносных жил.

РУДОНОСНЫЕ КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Горный хрусталь иногда встречается на некоторых месторождениях золота, олова, вольфрама, молибдена, висмута и полиметаллов. В рудоносных кварцевых жилах находятся сравнительно редкие и, как правило, мелкие полости с небольшими кристаллами горного хрусталя, образовавшимися в заключительную стадию гидротермального процесса. Серьезного значения как источники горного хрусталя рудоносные жилы не имеют, поставляя преимущественно коллекционный материал. В этой связи Е. М. Лазько (1958 г.) высказал мнение, что рудоносность и хрусталеносность кварцевых жил (в промышленных масштабах) взаимно исключают друг друга.

В СССР проявления горного хрусталя отмечены на некоторых золоторудных месторождениях Алтая и Урала, в грейзенокварцевожилых образованиях с вольфрамитом, молибденитом и арсенопиритом в Забайкалье и на Дальнем Востоке, на некоторых оловорудных месторождениях Северо-Востока и в кварцевых жилах с полиметаллической сульфидной минерализацией на Украине.

За рубежом рудоносные кварцевые жилы с горным хрусталем распространены в КНР и в Австралии, главным образом в восточной части страны, в штатах Квинсленд, Новый Южный Уэльс, Виктория и Тасмания. Наибольший интерес представ-

ляло австралийское месторождение *Кингсгейт*, расположенное в округе Новая Англия, шт. Новый Южный Уэльс, в 300 км севернее г. Сиднея. Скопления горного хрусталя на этом месторождении связаны с кварцевыми трубками с молибден-висмутовым оруденением. Трубки залегают в апикальной части гранитного массива, тяготея к его контакту со сланцами. Диаметр трубок 1—2 м, углы падения обычно крутые; они прослежены на глубину до 30—50 м. Хрусталеносные полости располагались в раздувах трубок и в их зальбандах вблизи апофиз, преимущественно в безрудных или слабо оруденелых участках. Считается, что горный хрусталь образован поздними гидротермальными растворами, поступавшими при пострудных тектонических подвижках. Месторождение первоначально разрабатывалось на редкие металлы, и большое количество горного хрусталя накопилось в отвалах рудника.

Рудоносные кварцевые жилы иногда служат источником комплексных россыпей горного хрусталя и рудных минералов: самородного золота, касситерита, вольфрамита (о. Тасмания и др.).

БЕЗРУДНЫЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫЕ КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Месторождения этого типа — главный источник пьезооптического кварца, а также горного хрусталя для плавки кварцевых стекол и огранки. Они во многом отличаются от гидротермальных рудных месторождений, что позволяет выделить их в особую формацию. Это существенно кварцевые тела, содержащие крупные полости с кристаллами горного хрусталя. Многочисленные хрусталеносные тела группируются в жилые поля, которые в совокупности составляют обширные провинции горного хрусталя площадью в десятки тысяч квадратных километров.

Вмещающими породами для хрусталеносных жил чаще всего служат кварциты, кварцитовидные песчаники, кварц-серпичитовые, кварц-хлоритовые сланцы и гранитоиды, окварцованные или реже скарнированные известняки и диабазы; в последних двух случаях вблизи всегда находятся породы, богатые свободным кремнеземом. Кварцевая минерализация обычно контролируется поздними разломами и зонами тектонического расланцевания горных пород. Кварцевые жилы размещаются в оперяющих трещинах, главным образом в куполах антиклинальных структур на участках развития даек гранитоидных пород и диабазов.

Хрусталеносные тела обычно сложены крупно- и гигантозернистым шестоватым и друзовидным жильным кварцем; из других жильных минералов иногда встречаются полевые шпаты (адуляр, альбит) и кальцит. Форма и размеры кварцевых тел весьма разнообразны. Известны хрусталеносные прожилковые зоны и штокверки, кварцевые трубки и штоки, линзы, плитооб-



Рис. 49.

Хрусталеносные полости в кварцитах. Зарисовка стенки карьера.
По В. А. Смирновой (1969 г.).

1 — кварциты; 2 — диабазы; 3 — тектонические зоны расланцевания горных пород; 4 — выщелоченные кварциты; 5 — кварцевые жилы; 6 — хрусталеносные полости; 7 — горный хрусталь; 8 — хлорит-серицитовая масса гнездового выполнения; 9 — трещины

разные и сложно ветвящиеся кварцевые жилы, а также зияющие трещины с минерализованными стенками протяженностью от нескольких метров до 500—800 м при мощности от 10—20 см до 30—40 м.

Хрусталеносные полости обычно расположены в местах выклинивания кварцевых жил, на их пересечении, участках резкого увеличения мощности и т. п. (рис. 49). Крупные погребя и многокамерные погребные зоны могут иметь объем несколько сотен кубических метров и содержать десятки и сотни тонн кристаллов горного хрусталя.

Парагенетические спутники горного хрусталя — минералы полостей, состав которых во многом зависит от вмещающих пород. Так, для хрусталеносных полостей в гранитах характерны хлорит, серицит, альбит, рутил и гематит, в кварцитах — серицит, каолинит, рутил, турмалин, брукит, гематит и пирит, в диоритах и диабазах — хлорит, эпидот, кальцит, сидерит, сфен, гематит и пирит, в окварцованных и доломитизированных известняках — кальцит, доломит, анкерит, иногда барит.

В процессе формирования хрусталеносных жил отчетливо различаются два главных этапа: 1) образование собственно кварцевых жил из пересыщенных кремнеземом растворов и 2) образование хрусталеносных полостей под воздействием щелочных растворов, активно извлекавших из боковых пород и жильного кварца необходимый материал для кристаллизации горного хрусталя и его минералов-спутников. Хрусталеносные тела второго этапа минерализации могут встречаться самостоятельно без связи с кварцевыми жилами. Таковы, например, хрусталеносные минерализованные трещины или линзовидные полости так называемого альпийского типа, почти не имеющие оторочки из жильного кварца и сопровождающиеся зонами интенсивного изменения вмещающих пород.

Классические хрусталеносные жилы Швейцарских Альп были отнесены В. И. Вернадским к латераль-секреционным образованиям, связанным с процессами регионального метаморфизма. Возможный механизм формирования таких жил за счет подтока метаморфизирующих вод к трещинам в момент их раскрытия предложен А. Г. Бетехтиным.

Большинство советских геологов, изучавших месторождения горного хрусталя (Г. Н. Вертушков, Н. П. Ермаков, А. Е. Карякин, А. И. Захарченко и др.), отмечают их связь с определенными комплексами магматических пород и четкий контроль за тектоническими нарушениями. Это позволило Н. П. Ермакову и вслед за ним Е. М. Лазько считать безрудные хрусталеносные жилы гидротермально-альпийскими, объединяющими характерные черты как гидротермальных, так и метаморфогенных (латерально-секреционных) образований.

Провинции безрудных хрусталеносных жил находятся в СССР на Урале, в Казахстане, на Памире, в Якутии, а за рубежом наиболее крупные в Бразилии, на о. Мадагаскар и в КНР. Известные еще в древности альпийские месторождения Швейцарии, Франции, Австралии и Италии в настоящее время весьма незначительные.

Бразилия. Крупнейшая в мире Бразильская провинция горного хрусталя расположена на востоке страны, охватывая Восточно-Бразильский кристаллический щит и западную часть Центрально-Бразильского щита Южно-Американской платформы. Основное количество кварца добывается в штатах Минас-Жерайс, Гояс, Баия и Эспириту-Санту и сравнительно небольшое — в штатах Пернамбуку, Паранба, Сеара, Риу-Гранди-ду-Норти.

По В. Джонстону и Р. Батлеру [42], на этой территории выделяются четыре хрусталеносных пояса, ориентированных в меридиональном направлении: 1) западный, называемый Северным Гоясом, протягивающийся на 600 км вдоль северо-западной части шт. Гояс к шт. Пара; 2) Южный Гояс, простирающийся на 500 км на север от г. Кристаллина вдоль границы

шт. Гояс со штатами Минас-Жерайс и Баия; 3) Минас-Баия — главный, прослеживающийся на 1200 км вдоль р. Сан-Франсиску через шт. Минас-Жерайс в шт. Баия; 4) восточный — Коэстел в шт. Эспириту-Санту, вытянутый на 300 км вдоль побережья Атлантического океана.

В геологическом строении Восточной Бразилии главную роль играют средне-верхнепротерозойские породы серий Минас и Итаколуми, представленные в основном филлитами, итабиритами, доломитами, кварцитами, итаколумитами и слюдистыми сланцами. Стратиграфически выше местами залегают верхнепротерозойские молассовые отложения серии Даврас, а также кварцевые песчаники, известняки и сланцы кембро-силурийского осадочного чехла. Горные породы серии Минас прорваны гранитами и пегматитами комплекса Итабирито, а серии Итаколуми — нижнепалеозойскими (кембрийскими?) гранитами. Повсюду широко развита древняя кора выветривания.

Хрусталеносные кварцевые жилы размещены главным образом в протерозойских и кембро-силурийских кварцитах, слюдистых кварцитах (итаколумитах), кварцевых и кварц-слюдистых сланцах и песчаниках, тяготея к контактам этих пород и зонам разрывных нарушений во флексурах и куполах антиклинальных складок. Коренные месторождения обычно сопровождаются россыпями. Главные месторождения — Итагоре, Итаколме, Алегре, Фаценда-Паку, Онка, Кристалина, Бататейрас, Кавальканте, Мимозо и др. — обеспечивали в 50—60-х годах не менее 90 % всей добычи горного хрусталя в Бразилии.

В хрусталеносном поясе Коэстел в шт. Эспириту-Санту, а также в штатах Минас-Жерайс, Парайба и Риу-Гранди-ду-Норти горный хрусталь встречается в миароловых пегматитах и кварц-полевошпатовых телах, залегающих в глубокометаморфизованных протерозойских гранито-гнейсах, ранее считавшихся архейскими (месторождения Теофило, Отони, Дамантина и др.). Промышленное значение хрусталеносных пегматитов сравнительно невелико.

Среди хрусталеносных кварцевых тел различаются простые линзовидные, четкообразные, сложные ветвящиеся кварцевые жилы и штокверки, плитообразные тела, трубки и «карманы». Особенно характерны пологие кварцевожилые зоны, состоящие из нескольких серий одинаково ориентированных жил, а также минерализованные кварцем зоны дробления кварцитов и песчаников, развитые по напластованию пород. Такие зоны прослеживаются на многие сотни метров при мощности 5—30 м, а длина составляющих их наиболее крупных жил 30—40 м, мощность 1—2 м и более.

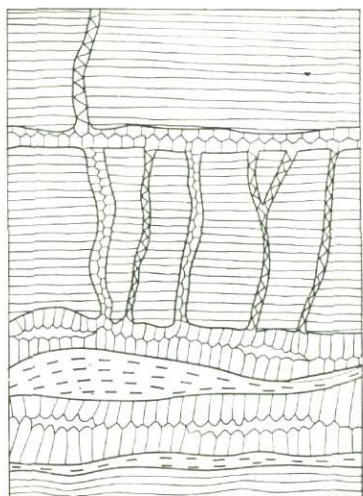
На некоторых месторождениях наблюдаются многочисленные чечевицеобразные хрусталеносные полости-карманы размером от 10—15 см до 2—3 м в поперечнике, соединенные тонкими кварцевыми прожилками-проводниками. Очень богаты горным

хрусталем многоярусные пологие плитообразные кварцевые жилы, залегающие согласно с песчаниками и сланцами. На месторождении Мимозо в шт. Баия обнаружены три таких тела, разделенных пачками сланцев мощностью 3—5 м (рис. 50). Площадь верхней жилы 2,5 км², мощность от нескольких сантиметров до 2,5 м. Средняя жила невелика и распространена ограниченно, площадь нижней около 1,5 км², мощность до 4 м.

Маломощные кварцевые жилы и прожилки, а также оторочки карманов и гнезд сложены шестоватым и гребенчатым кварцем с длиной индивидов до 10 см и более, а крупные тела — массивным дымчатым кварцем. Хрусталеносные полости в кварцевых жилах расположены вдоль центрального шва и в их раздувах, а в минерализованных зонах дробления и штокверках — в местах пересечения кварцевых прожилков. Величина полостей

достигает десятков и сотен кубических метров (так например, на руднике Джоао Собринхо в шт. Гояс длина крупнейшей полости 25 м, ширина 10 м и высота 3 м). Они заполнены горным хрусталем и кристаллами молочно-белого кварца, иногда глинистым материалом, гидроокислами железа и марганца.

Хрусталеносные кварцевые жилы почти мономинеральны. В небольшом количестве встречаются хлорит, серицит, пирофиллит, кальцит, рутил, брукит и пирит. Бразильские кристаллы горного хрусталя в основном бесцветные, реже дымчатые. На некоторых месторождениях (Жакобино и Бреженье в шт. Баия) встречается аметист, нарастающий на кварц ранней генерации. Преобладают сравнительно небольшие кристаллы массой около 200 г, хотя нередко встречаются крупные и гигантские экземпляры длиной до нескольких метров (рудники Санто-Антонио и Джуиз в шт. Минас-Жерайс; Алегре и Росилхо в шт. Баия и др.). В 1943 г. на руднике Лорена (шт. Минас-Жерайс) был добыт кристалл горного хрусталя длиной около 2 м и массой более 4 т, из которого выделено 1016 кг бездефектного пьезокварца. Лучшим образцом бразильского кварца считается абсолютно бездефектный обломок кристалла массой в 150 кг из



0 1 2 м

Рис. 50.

Хрусталеносные пластовые кварцевые жилы. Рудник Силва Реджис, месторождение Мимозо. По В. Джонстону и Р. Батлеру (1964 г.).

1 — кварц-слюдистый сланец; 2 — шестоватый кварц с хрусталеносными полостями; 3 — ленточный кварц

рудника Итамарандита в шт. Минас-Жерайс. Во время второй мировой войны из Бразилии ежегодно экспортировалось по 1800—2400 т обогащенного горного хрусталя.

В. Джонстон и Р. Батлер отнесли хрусталеносные кварцевые жилы Бразилии к телетермальным образованиям, мотивируя это тем, что месторождения развиты на огромной территории и не связаны с выходами магматических пород. Источником кремнезема служили вмещающие породы, богатые кварцем.

В карбонатных породах (доломитах и известняках) горный хрусталь практически отсутствует. Кварцевые жилы, вероятно, были сформированы в позднем силуре. К этому времени, по мнению В. Джонстона и Р. Батлера, относится и хрусталеносная минерализация млараловых пегматитов, что подтверждается определениями их абсолютного возраста (360—530 млн. лет) и сходством кристаллов горного хрусталя из пегматитов и кварцевых жил.

КНР. В стране известен ряд гидротермальных месторождений горного хрусталя: Дунхай в провинции Цзянси, Бейсе в Гуанси-Чжуанском автономном районе и др. Лучшее из них и одно из крупнейших в мире *месторождение Янзюлин* открыто в 1942 г. в центральной части о. Хайнань около г. Тунчан (провинция Гуандун).

В этом районе развиты яньшанские (верхнемеловые) биотитовые порфириовидные и среднезернистые граниты со шлирами лейкократовых ортогнейсов. Граниты пересечены многочисленными дайками аплитов и диабазов. Непосредственно на месторождении обнажены бурые гранатовые скарны, которые одними геологами принимаются за останец кровли гранитного массива, а другими за апогранитные метасоматиты (эндоскарны).

Вдоль крупного разлома граниты и особенно скарны раздроблены, окварцованы и содержат жилы полупрозрачного шестоватого кварца. Ширина кварцевожильной зоны 150—200 м, она прослежена по простиранию на 500 м. Верхняя часть зоны мощностью около 10—15 м сложена гигантшестоватым жильным кварцем с ксенолитами сильно каолинизированного скарна. Здесь находятся обильные мелкие пустоты и редкие крупные полости с трещиноватыми кристаллами горного хрусталя. Ниже зона имеет облик штокверка и состоит из множества ветвящихся и пересекающихся кварцевых жил и прожилков. Длина самых крупных жил 50 м, мощность до 2—3 м. В раздувах жил и местах их пересечения наблюдаются щелевидные и трубообразные хрусталеносные полости длиной до 5—6 м и шириной до 2 м, в каждой из которых заключены десятки и сотни тонн кристаллов. Эта часть зоны мощностью 15—20 м и наиболее богата горным хрусталем. Еще глубже количество кварцевых жил и их хрусталеносность резко уменьшаются.

Все крупные хрусталеносные полости как в штокверке, так

и в разобщенных кварцевых жилах разрушены тектоническими подвижками, а также в результате развития гидротермального карста и коры выветривания, вызвавших проседание кровли. Кристаллы горного хрусталя в основном короткостолбчатые, сдвойникованные по дофинейскому закону, реже длиннопризматические и обелисковидные. Средняя масса кристалла 500 г, крупные весят до 80—100 кг.

Монгольская Народная Республика. Интересное месторождение горного хрусталя *Цаган-Тологой* находится в Монгольском Алтае. Его структура своеобразна: в шарнире антиклинальной складки, сложенной тонкопереслаивающимися силурийскими песчаниками и углисто-кремнистыми сланцами, залегает ряд седловидных кварцевых жил, которые пересечены крутыми поперечными разломами. Жильная зона протягивается в северо-западном направлении и разделена разломами на три участка.

На основном центральном участке обнажена самая большая седловидная жила мощностью до 15 м, образующая кварцевый гребень возвышенности. Жильный кварц крупнозернистый, кавernoзный, местами ожелезнен. Хрусталеносные полости сравнительно равномерно распределены в раздуде жилы, совпадающем с раздробленным шарниром складки. Наиболее крупные из них (до 1,5—2 м в поперечнике) расположены под ксенолитами песчаников и в местах пересечения трещин. Вблизи полостей жильный кварц перекристаллизован и становится полупрозрачным и друзовидным. Кристаллы горного хрусталя имеют длиннопризматический габитус и небольшие размеры, в среднем около 15 см по тройной оси.

Демократическая Республика Мадагаскар. Хрусталеносные пегматиты и кварцевые жилы распространены в северо-восточной части о. Мадагаскар от Вогемара до Механоро. Большинство кварцевых жил связано с архейской толщей кварцитов, содержащей прослойки слюдястых сланцев с гранитом, дистеном и ставролитом.

Метаморфические породы этой толщи, названной кварцитовой системой, сейчас относятся к позднему архею (раньше считались палеозойскими). Они сравнительно слабо дислоцированы, хотя затронуты родезийским тектоно-магматическим циклом и прорваны протерозойскими (нижнекаледонскими?) гранитами и пегматитами. В разрезе Мадагаскарского кристаллического массива кварцитовая система занимает промежуточное положение между верхнеархейскими системами Графитовой и Вохибори, сложенными гранулитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, железистыми кварцитами и амфиболитами, и перекрывается верхнепротерозойской существенно карбонатной системой Циполино.

По данным А. Лакруа и других исследователей, хрусталеносные кварцевые жилы в кварцитах во многом напоминают

бразильские. Здесь также обнаружены сложные штокверковые зоны и хрусталеносные полости-карманы. Распространены главным образом бесцветный и дымчатый горный хрусталь, изредка встречаются цитрин и аметист. В районе Ампангабе около Миандрариво хрусталеносные кварцевые жилы обнаружены в гнейсах и кристаллических сланцах. Кристаллы кварца из этих жил достигают гигантских размеров, но плохо огранены, замутнены, имеют мозаичное строение и содержат включения эпидота, рутила и турмалина.

Центральная Европа. Горный хрусталь издавна добывался в Альпах: в Швейцарии в кантонах Берн, Ури и Вале, во Франции в провинциях Дофине и Савойя, в Австрии в Тироле, в Италии в области Ломбардия. Прекрасные друзы горного хрусталя и других «альпийских» минералов — эпидота, адуляра, аксинита, рутила, турмалина и др. имеются во многих музеях мира. В древности альпийские месторождения были главным источником горного хрусталя. Находились они высоко в горах за линией снегов, поэтому античные ученые считали хрусталь окаменевшим от вечного холода льдом.

Альпийские хрусталеносные кварцевые жилы детально исследованы И. Кемпбеллом, И. Кенигсбергером и Р. Паркером, а также П. Ниггли (1970). Наиболее характерны линзовидные тела длиной около 20—30 м, мощностью до 2 м. Залегают они в гранитах, гранито-гнейсах, разнообразных метаморфических сланцах и других породах, располагаясь в последнем случае перпендикулярно к сланцеватости. Углы падения хрусталеносных жил пологие.

Жилы имеют зональное строение. Вмещающие породы вблизи них осветлены и выщелочены, причем ширина измененной зоны прямо пропорциональна мощности жилы. Затем следует зона жильного кварца — рыхлого мелкозернистого и шестоватого полупрозрачного, и друзовая зона с хорошо образованными крупными кристаллами горного хрусталя и минералами так называемого альпийского парагенезиса. Минеральный состав жил зависит от состава боковых пород, но такие минералы, как горный хрусталь, адуляр, альбит, эпидот, хлорит, рутил, анатаз, брукит, апатит, турмалин, аксинит, гематит (железная слюдка), кальцит и цеолиты, наиболее типичны. Масса кристаллов горного хрусталя нередко достигает десятков и даже сотен килограммов. Они обычно сдвойникованы по дофинеискому закону, свилеваты и скручены.

Непосредственной связи кварцевых жил с магматическими породами не отмечено, и поэтому И. Кенигсбергер отнес месторождения горного хрусталя к телетермальным, образованным ювенильными углекислыми водами, активно взаимодействовавшими с боковыми породами. Е. М. Лазько, считая вслед за В. И. Вернадским и А. Г. Бетехтиным альпийские жилы метаморфогенными, выделил их в особый тип латераль-секреторных

месторождений. По нашему мнению, отделять альпийские жилы от формации хрусталеносных безрудных кварцевых жил не следует, поскольку, как уже было указано, они могут рассматриваться в качестве продукта второго (собственно хрусталеносного) этапа формирования этих жил.

Еще в прошлом столетии альпийские месторождения горного хрусталя обеспечивали сырьем многие камнерезные мастерские Европы. Ныне они утратили промышленное значение, если не считать нерегулярной добычи коллекционных друз.

Россыпные месторождения

Россыпи горного хрусталя имеют большое практическое значение, особенно в районах развития древней коры химического выветривания и разрушения полого залегающих коренных хрусталеносных тел и жильных зон. В связи со сравнительно небольшой плотностью ($2,65 \text{ г/см}^3$) кристаллы горного хрусталя накапливаются главным образом в элювиально-делювиальных (элювиально-перлювиальных) и делювиально-аллювиальных отложениях логов, а в коллювии и аллювии больших речных долин сильно рассредоточены. Следует отметить, что при транспортировке в рыхлых отложениях горный хрусталь естественно обогащается в результате разрушения трещиноватых, мозаичных и других дефектных частей кристаллов.

Элювиальные россыпи формируются на месте разрушенных коренных хрусталеносных тел и обычно постепенно переходят в делювиальные. В остаточных делювиально-элювиальных образованиях кор выветривания горный хрусталь нередко концентрируется в результате размыва временными водными потоками тонкого глинистого материала и накопления на месте

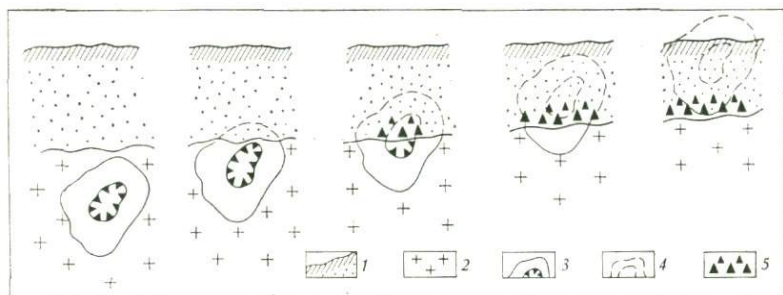


Рис. 51.

Этапы формирования элювиально-перлювиальной россыпи мориона. По В. Т. Клочкову (1957 г.).

1 — почва и песчано-глинистые отложения; 2 — кора выветривания гранита; 3 — камерный пегматит с хрусталеносной полостью; 4 — контур эродированной части пегматита; 5 — россыпь мориона

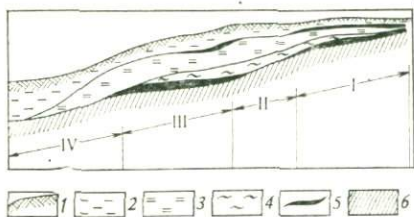


Рис. 52.

Продольный профиль делювиально-аллювиальной россыпи горного хрусталя. Южный Урал. По С. А. Лясику (1961 г.), с дополнениями

1 — почвенно-растительный слой; 2 — бурые глины и суглинки; 3 — красные глины; 4 — пестроцветные глины неогена; 5 — разнозернистые пески с обломками окремненных пород и галькой горного хрусталя; 6 — кора выветривания палеозойских пород. Зоны россыпи: I — привноса горного хрусталя; II — гранита; III — концентрации; IV — рассредоточения

Главные этапы формирования элювиально-перлювиальной россыпи мориона, постепенно теряющей и коренной источник, показаны на рис. 51.

Россыпь Новая на Урале лежит на коре выветривания палеозойских метаморфизованных вулканогенных пород, вмещающих кварцевые жилы, содержащие горный хрусталь. Площадь россыпи совпадает с контуром хрусталеносного жильного поля. Неокатанные и слабо окатанные кристаллы горного хрусталя находятся в песчано-щебеночном слое, который погребен под толщей бурых глин и суглинков среднего плейстоцена.

Делювиально-аллювиальные россыпи логов и распадков — важнейший тип вторичных месторождений горного хрусталя. Развитая в коре выветривания сеть древних логов аккумулировала грубообломочный материал и в том числе кристаллы горного хрусталя, которые концентрировались в русле временных водотоков недалеко от коренных источников.

На Урале мезозойский пенеплен в палеогене и неогене был прорезан многочисленными логами. Образовавшиеся россыпи в постнеогеновое время оказались занесены пестроцветными и бурыми глинами и суглинками. Хрусталеносный слой представлен древним аллювием, лежащим на неровной поверхности каолинизированных коренных пород (рис. 52). Это разнозернистые заиленные пески с многочисленными обломками и галькой жильного кварца, кремнистых сланцев и горного хрусталя.

В типичном речном аллювии горный хрусталь концентрируется редко. Галька высококачественного горного хрусталя изредка встречается в золото- и оловоносных россыпях (Урал, Австралия и др.), возникших главным образом за счет рудо-

кристаллов кварца. Такие элювиально-перлювиальные россыпи известны на Украине и Урале. Они широко распространены и в Бразилии.

Украинские топаз-морионовые россыпи связаны с капротерозойского Коростень-мерными пегматитами среднего плутона. Плотиком для них служат каолинизированные граниты с частично сохранившимися пегматитовыми телами. Форма россыпей в плане изометричная. Россыпи перекрыты кварцевыми песками полтавской свиты олигоцене и четвертичными суглинками общей мощностью 2—20 м.

носных кварцевых жил. Самостоятельного значения такие россыпи горного хрусталя не имеют.

Богатые аллювиальные месторождения горного хрусталя, по данным А. Лакруа, В. Джонстона и Р. Батлера, расположены на о. Мадагаскар и в Бразилии в шт. Минас-Жерайс и Эспириту-Санту.

В хрусталеносных районах Бразилии в аллювиальных отложениях известны прослои, обогащенные гравием и галькой горного хрусталя, жильного кварца, гранитов, гнейсов и других горных пород. В вертикальном разрезе речных отложений иногда наблюдается несколько таких прослоев, разделенных песчано-глинистым материалом. Гальки горного хрусталя хорошо окатаны и имеют матовую поверхность. Не исключено, что некоторые из этих россыпей относятся к делювиально-аллювиальным образованиям логов и распадков.

Х

АГАТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Агатом (от греч. Ахатес — древнего названия реки на о. Сицилия) принято называть полупрозрачный халцедон с четкой полосчатой текстурой, хорошо различимой простым глазом. Вместе с агатом следует рассматривать и другие текстурные разновидности полупрозрачного халцедона — одноцветные однородные или пятнистые, тем более, что при увеличении они обнаруживают слоистое строение. Все они прекрасно полируются, нередко обладают своеобразным красивым рисунком, приятным цветом в мягких тонах и являются весьма популярным ювелирно-поделочным и коллекционным материалом. Некоторые любители цветного камня занимаются только коллекционированием агатов. От благородных полупрозрачных халцедонов следует отличать халцедоновые кремни, которые иногда тоже имеют полосчатую текстуру, но почти полностью непрозрачны. Кремни очень хрупки и лишь изредка используются в качестве дешевого поделочного камня.

Благородный халцедон применяется для изготовления украшений и в прикладном искусстве с древнейших времен. В античную эпоху особенно ценился яркий контрастный агат, из которого вырезались амулеты, печати, камни и тому подобные, нередко высокохудожественные изделия. Искусство глиптики — художественной резьбы по камню, главным образом по агату,

вторично достигло расцвета в эпоху Возрождения. Начиная со средних веков обработка агата была сосредоточена в Западной Германии в Идаре-на-Наэ (ныне Идар-Оберштейн — крупнейший гранильно-камнерезный центр мирового значения), где из него изготавливали табакерки, шкатулки, декоративные вазы, вставки в перстни и другие изделия. Аналогичную продукцию с XVIII в. выпускали и гранильные фабрики России. Сейчас агат и цветные халцедоны в виде кабошонов, пластинок и галтованных камней широко используются в недорогих ювелирных изделиях: перстнях, кулонах, брошах и ожерельях.

Однородные халцедоны и неяснополосчатый агат благодаря высокой механической прочности, твердости и вязкости применяются в качестве технического камня для производства опорных призм и подпятников в ряде точных приборов, интеграторов и фильер в промышленности синтетического волокна, ступок и т. п.

Халцедон представляет собой крипстокристаллическую разновидность тригонального кварца микроволокнистого строения. У благородного халцедона волокна вытянуты поперек слоистости или природной поверхности камня, диаметр их обычно составляет тысячные доли миллиметра, а длина 0,2—0,5 мм, иногда больше. Нередко волокна скручены вдоль длинной оси. Из волокон сложены плотные параллельные и радиально-лучистые агрегаты. Под электронным микроскопом обнаружено, что сами волокна состоят из мельчайших зерен кварца размером около 0,1 мкм в поперечнике, причем их оси второго порядка ориентированы параллельно волокнистости. Между волокнами наблюдаются многочисленные микропоры и трубчатые каналы, сообщающиеся друг с другом.

Сложное поликристаллическое строение обуславливает отличие физических и, в частности, оптических свойств халцедона от обыкновенного кварца: отрицательное удлинение, аномальную двуосность, низкие показатели преломления ($n_0 = 1,534$, $n_e = 1,538$) и меньшую плотность (2,57 г/см³). Твердость халцедона 6,5—7 по шкале Мооса.

Халцедон содержит 90—99 % кремнезема (больше всего в светлоокрашенных разновидностях) и переменное количество H₂O, Fe₂O₃, Al₂O₃, MgO, MnO, CaO и других примесей. Считается, что вода в основном адсорбирована и размещается в порах агрегата. Окраска халцедона также связана с адсорбированными дисперсными окислами железа (красная, оранжевая, желтая), марганца (розовая), никеля (зеленая) или глинисто-гидрослюдистого вещества.

Халцедоновые кремни в отличие от благородного халцедона обладают менее упорядоченной структурой со случайной ориентировкой волокон, собранных в веерообразные, угловатые и неправильные агрегаты, и, по-видимому, содержат опаловый кремнезем.

Благородные халцедоны весьма разнообразны по окраске и рисунку. Выделяются три основные декоративные группы: 1) однородные цветные халцедоны, 2) четко полосчатые агаты и 3) рисунчатые — «пейзажные» халцедоны с минеральными включениями.

Однородные или неяснополосчатые халцедоны различаются по цвету, имеют собственные названия. Это самые распространенные агаты: сардер (сард) — коричневый или бурый иногда с оранжевым или красноватым оттенком; сердолик — оранжевый от золотистого до розоватого; карнеол — красный от вишневого до ярко-красного. Они тесно связаны друг с другом промежуточными разновидностями. Кроме того известны: сапфирин — голубовато-серый до бледно-синего (следует отличать от алюмосиликата магния того же названия); плазма темно-зеленая от луковичной до оливковой, слабо просвечивающая, окраска ее обусловлена многочисленными тонкими включениями хлорита или селадонита и которую можно рассматривать как халцедоновую яшму; хризопраз — яркий зелено-яблочный, окрашенный соединениями никеля. Серый, молочно-белый или почти бесцветный халцедоны не имеют собственного названия. Наиболее ценится редкий полупрозрачный хризопраз, относящийся к ювелирным камням IV порядка.

Четкополосчатые агаты сложены чередующимися слоями халцедона различной прозрачности и окраски. Они разделяются на концентрически-слоистые — ленточные, или бастионные, на агаты с плоско-параллельными слоями — ониксы, или так называемые уругвайские агаты. У ониксов нередко наблюдается ленточная оторочка. В зависимости от цвета чередующихся слоев выделяют карнеолоникс красный и белый, сардоникс белый и бурый, арабский оникс белый и черный. Толщина макроскопически однородных полос варьирует от долей миллиметра до 1—2 см. Полосы состоят из многочисленных микроскопически тонких слоев одинакового цвета, соизмеримых с длиной слагающих их поперечных волокон. Тонкополосчатые агаты со скрученными элементарными волокнами обладают муаровым эффектом — световыми переливами, а супермикрослоистые (600 и более слоев в 1 мм) — радужной игрой. Эта структура действует на белый свет как дифракционная решетка, разлагая его на цвета спектра. Радужная игра лучше всего проявлена в пластинках толщиной около 1 мм, вырезанных поперек слоистости. Грубополосчатые двухцветные ониксы представляют собой превосходный материал для изготовления камей, при этом нижний, обычно красный или черный слой служит фоном для белого барельефа.

Следует упомянуть о так называемом агате-переливте или кварцевом ониксе, имеющем полосчатую агатовидную текстуру, но сложенного не халцедоном, а тонкозернистым или шестоватым кварцем.

Агатовые секретиции могут иметь свободную центральную часть, инкрустированную щетками мелких кристаллов аметиста, бесцветного кварца, кальцита и других минералов. Такие образования — великолепный коллекционный материал. Встречаются тонкостенные агатовые жеоды, заполненные жидкостью — остатками минералообразующего раствора, называемые энгидросами. Мелкие полупрозрачные миндалины энгидроса с бегающим в жидкости газовым пузырьком вставляют в кулоны и перстни.

Рисунчатые — пейзажные халцедоны возникают в результате захвата инородных минеральных включений. К ним прежде всего относятся моховые агаты (от месторождения Мохо в Иемене), представляющие собой светлый голубовато-серый или белый просвечивающий халцедон, в котором заключены дендритовидные, перистые, веерообразные, трубчатые и тому подобные минеральные образования. Причудливые скопления такого рода напоминают деревья, мох, водоросли, цветы, птичьи перья и в древности нередко принимались за органические остатки.

По составу это обычно гидроокислы железа и марганца черного, буровато-красного, оранжевого и розового цвета, реже цеолиты, хлориты, вермикулит и другие волокнистые или чешуйчатые минералы. Среди рисунчатых халцедонов необходимо также упомянуть о гелиотропе (кровавике) — темно-зеленой плазме с красными пятнами окислов железа, похожими на капли крови. Желтовато-красный или бурый цвет пятен значительно снижает декоративные качества и ценность камня. Гораздо реже встречается похожий по рисунку мириккит — полупрозрачный, серый халцедон с ярко-красными включениями киновари. Известны также сагенитовые агаты, содержащие обильные игольчатые включения.

Многие халцедоны благодаря пористости хорошо прокрашиваются. Это явление наблюдается в россыпях, где халцедоновые гальки иногда окрашены окислами железа в оранжево-красный цвет, особенно интенсивный у поверхности и вдоль трещин, проникающих в камень. Серые, бледные халцедоны нередко окрашивают искусственно в разные цвета, чаще всего в черный, красный, зеленый и синий. Прокрашивание усиливает контрастность рисунка агатов, так как смежные слои, пористость которых неодинаковая, по разному воспринимают окраску. Следует, однако, заметить, что искусственно окрашенные камни обычно приобретают очень яркий цвет и лишены нежной тональности, характерной для натурального халцедона.

Перед окрашиванием халцедон прокаливают для удаления адсорбированной влаги, затем его пропитывают специальным раствором и подвергают термической или химической обработке для того, чтобы из заполнившего поры раствора образовалось устойчивое красящее вещество (свободный углерод,

цветные окислы или соли металлов и т. п.). Для окрашивания используют различные красители: для получения синего цвета — цианиды железа, красного — железный купорос, зеленого — двуххромовокислый аммоний и др. Черная окраска достигается пропитыванием агата раствором сахара с последующей обработкой серной кислотой. В древности для этого, по свидетельству Плиния-Старшего, агат проваривали в меду.

Халцедон, как это доказано экспериментально, образуется при сравнительно низких температурах и давлениях в ходе гипергенеза и гидротермального поствулканического процесса. Так, с химическим выветриванием никеленосных гипербазитов связан хризопраз, а с катагенезом кремнисто-карбонатных осадков — халцедоновый кремень. Основная масса ювелирно-поделочного халцедона (агата) имеет гидротермальное происхождение. Агат слагает секрции — миндалины, и выполняет трещины в эффузивных породах и туфах преимущественно базальтового и андезитового состава, изредка в риолитах и перлитах. Поствулканическая агатовая минерализация осуществлялась в условиях цеолитовой фации метаморфизма, при этом агату предшествовали минералы группы цеолитов, а в конце гидротермального процесса выделялись кристаллы бесцветного кварца и аметиста, занимающие центральную часть миндалин. Необходимый для образования агата кремнезем извлекался щелочными растворами из боковых вулканических пород в результате цеолитизации или аргиллитизации вулканического стекла и плагиоклазов, андезитов и базальтов, а также в процессе разложения кремнекислых риолитов [19 и др.]. Кремнезем высвобождался преимущественно в коллоидальной форме и, мигрируя на небольшие расстояния, отлагался по трещинам и в протоэффузивных пустотах (газовых «пузырях» и порах мандельштейнов, литофизах и т. п.). Вдоль трещин в зальбандах агатовых жил иногда возникали яшмовидные халцедоновые породы.

Механизм образования полосчатых и пейзажных текстур агата до сих пор вопрос дискуссионный. Распространено мнение о коллоидальном состоянии агатообразующего раствора и о возникновении полосчатости в результате первичного расслоения геля, диффузии в нем соединений железа или ритмичного поступления коллоидного раствора в полость (Р. Лизеганг, О. Рейс, Л. Б. Фирсов и др.). Наряду с этим высказываются предположения и о кристаллизации халцедона из истинного водного раствора кремнезема (Р. Нигерат, П. П. Пилипенко, Д. П. Григорьев и др.). Полосчатость в этом случае фиксирует пульсацию протекавшего раствора, периодически изменявшего свою концентрацию и температуру [20]. Упорядоченное радиально-лучистое строение агатовых слоев объясняется Д. П. Григорьевым кристаллизацией халцедоновых волокон по закону геометрического отбора [4]. По А. Х. Хакимову (1968

г), изучавшему включения в агате и сопутствующих минералах, минералообразующий раствор вначале был коллоидным и по мере снижения температуры эволюционировал в водно-коллоидный и истинный. Агат, судя по наличию в нем губчатых включений, кристаллизовался из коллоидной среды, а кристаллы кальцита, бесцветного кварца и аметиста с газово-жидкими водными включениями — из истинных ионномолекулярных растворов.

Месторождения ювелирно-поделочного агата и халцедона известны во многих странах мира. В древности источником их служили месторождения северной части Африки, о. Сицилии и Индии. Долгое время агат добывали в Западной Германии в районе Идара-Оберштейна. В середине прошлого века были открыты крупнейшие агатовые месторождения в Уругвае и Бразилии (шт. Риу-Гранди-ду-Сул), которые наряду с Индией в настоящее время являются основными экспортерами агата и ежегодно поставляют на мировой рынок сотни тонн этого минерального сырья. Многочисленные месторождения агата известны в США в штатах Орегон, Монтана, Южная Дакота, Вайоминг и др., в Мексике в шт. Чиуауа и в Канаде в провинциях Онтарио и Новая Шотландия. В СССР месторождения агата обнаружены на Малом Кавказе, Тимане, в Центральной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и в других районах.

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди месторождений ювелирно-поделочного агата выделяются эндогенные и россыпные (табл. 12). Своеобразные месторождения ювелирного хризопраза в корках химического выветривания никеленосных гипербазитов рассмотрены в книге «Геология месторождений драгоценных камней» [10].

Гидротермальные (поствулканические) месторождения

Коренные месторождения агата всегда находятся в палеовулканических районах, которые могут располагаться как в складчатых поясах (преимущественно мезо-кайнозойского возраста), так и на древних платформах.

В складчатых областях они обычно связаны с неоднородными по составу и дислоцированными эффузивами эвгеосинклинальных андезит-базальтовых и андезитовых формаций, а также со смешанными андезит-дацит-риолитовыми позднеорогенными вулканическими формациями. Промышленные скопления агата находятся среди стекловатых минералокаменных андезитовых или андезит-базальтовых порфиритов и их вулканических брекчий (Малый Кавказ) либо, значительно реже, в бо-

лее кислых эффузивах — перлитах и стекловатых риолитах (западные штаты США, Мексика, Урал и др.). Агатовые обособления в порфиритах андезитового или андезит-базальтового состава представляют собой миндалины (минерализованные газовые пустоты), тогда как в кислых стекловатых эффузивах это округлые литофизы с агатовым ядром. Характерно, что месторождения агата в складчатых областях локализуются в зонах тектонического дробления вблизи вулканических центров — скоплений некков и даек эффузивных пород. Иногда продуктивны и сами субинтрузивные тела.

На древних платформах месторождения агата связаны с горизонтально залегающими покровами базальтов трапповой формации (Тиман в СССР, Бразилия, Уругвай, Индия). Это также преимущественно скопления миндалин агата в пузыристых участках лавовых покровов. Связь агатоносных полей в траппах с тектоническими нарушениями и субвулканическими телами обычно затуманена и не так отчетлива, как в складчатых поясах.

Агатовая минерализация наблюдается и в эффузивах трахибазальтовой формации, связанных с зонами тектоно-магматической активизации складчатых областей. При разрушении вулканогенных пород этой формации нередко возникают аллювиальные месторождения агата (Вост. Сибирь).

Гидротермальные месторождения агата разделяются нами на два типа (см. табл. 12), которые существенно отличаются по составу вмещающих пород (относительно бедных кремнеземом и, наоборот, богатых им) и типу агатовых обособлений.

К первому типу принадлежат агатоносные средние и основные вулканические породы, связанные с андезито-базальтовой (андезитовой), трапповой или с трахибазальтовой вулканическими формациями. Этот тип месторождений служит источником технического и ювелирно-поделочного агата.

Ко второму типу относятся агатоносные кислые вулканические породы с минерализованными зонами литофиз в стекловатых лавах. Они являются преимущественно источником коллекционных образцов агата.

АГАТОНОСНЫЕ ОСНОВНЫЕ И СРЕДНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

СССР. В нашей стране наиболее изучены агатоносные андезитовые порфириды и их туфобрекчии, развитые в Закавказье на территории Грузии, Армении и Азербайджана, а также агатоносные базальты тиманской трапповой формации.

В Закавказье известно около ста месторождений и проявлений агата, размещающихся в двух крупных структурно-фациальных зонах Малого Кавказа: Аджаро-Триалетской и Сомхито-Карабахской. В пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика агатоносных тел	Тип скоплений агата
Эндогенная	Гидротермальный (поствулканический)	В основных и средних вулканических породах	Пористые андезиты и их туфобрекчии, мандельштейновые базальты	Минерализованные зоны первичных газовых пустот в лавах, а также зоны трещиноватости и развития пустот различного происхождения в туфобрекчиях	Миндалины, гнезда и жилообразные тела в лавах; гнезда и трубообразные тела в туфобрекчиях. Размер тел от 8—10 см до нескольких десятков сантиметров в поперечнике
		В кислых вулканических породах	Перлиты и стекловатые риолиты	Минерализованные зоны литофиз в стекловатых лавах	Округлые окремненные тела размером в среднем 10—15 см в поперечнике с агатовыми ядрами
Экзогенная	Россыпей	Элювиальный	Глинистые образования кор выветривания агатоносных вулканических пород	Каолинизированные выходы лавовых покровов на глубину 5—10 м и более	Неравномерные скопления агатовых тел и их обломков
		Аллювиальный	Конгломераты, речные галечники	Террасовые, долинные и косовые россыпи	Рассеянные скопления валунов и галек агата с участками их конкреции

пород палеогена находятся Северо- и Южно-Ахалцихская группа месторождений агата, а среди меловых вулканических образований — Тедзамское месторождение. Месторождения Сомхито-Карабахской складчатой системы (Иджеванское, Калининское, Шахназарское, Аджикендское, Тоданское и др.) залегают в сходных по составу эффузивных породах преимущественно позднемелового возраста.

Северо-Ахалцихская группа месторождений расположена в 13—18 км к северо-востоку от г. Ахалцихе Грузинской ССР. В нее входят месторождения Шурдо, Цохтеви и ряд более мелких. Все они размещаются в толще андезитовых порфиритов

месторождений агата

Сопутствующие минералы	Характеристика агата	Промышленное значение	Примеры месторождений
Кварц, опал, яшма, цеолиты, кальцит, аметист	Полосчатый полупрозрачный серый, голубовато-серый, розовый с однотонной или зональной окраской	Крупные месторождения технического и ювелирно-поделочного агата, источник богатых россыпей	Шурдинское, Памачское, Иджеванское, Аджикендское, Тиманские и др. (СССР), месторождения Индии, Бразилии и Уругвая
Опал, яшма, кварц, аметист	Полосчатый, моховой полупрозрачный разнообразной окраски с плотной светлой оболочкой	Преимущественно источник небольших россыпей	Месторождения в штатах Орегон, Монтана и др. (США), Магнитогорское (СССР)
—	Аналогичен агату коренного источника	Важный источник добычи агата	Месторождения Бразилии, Уругвая, Индии
—	Галька агата, естественно обогащенная и нередко окрашенная гидроокислами железа в желтые, коричневые и красновато-бурые тона	Главный источник добычи агата	Месторождения Бразилии, Уругвая, Индии, США (штаты Монтана, Орегон и др.), Тулдуновское и др. (СССР)

среднего эоцена на северном крыле Ахалцихской синклинали, сложенной в ядре осадочными отложениями миоцена и олигоцена. Толща агатоносных порфиритов прослежена в широтном направлении на 30 км при ширине 0,7—2 км. По тектоническому контакту она граничит со свитой слонстых пород верхнего эоцена, которая характеризуется чередованием туфопесчаников, песчаников, глинистых сланцев и мергелей (рис. 53).

Северо-Ахалцихские месторождения систематически разрабатываются с 1933 г. Они хорошо изучены в результате многолетних разведочных и эксплуатационных работ. Агатоносные зоны вскрыты карьерами, а наиболее крупные из них просле-

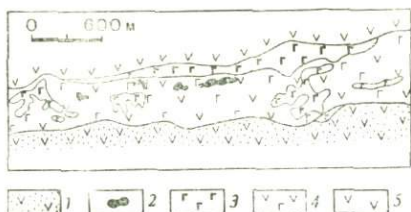


Рис. 53.

Схема геологического строения района месторождения агата Шурдо. По Б. Н. Шаронову и Т. К. Сенкевич (1958 г.).

1 — слоистая туфогенно-осадочная свита оверского яруса верхнего эоцена; 2 — агатоносные залежи; 3 — коричневые и розовато-серые андезитовые порфириты (средний эоцен?); 4 — агатоносные стекловатые андезитовые порфириты среднего эоцена; 5 — туфолавы андезитовых порфиритов среднего эоцена

и заключают неправильные жилы и некки внешне не измененных коричнево-серых андезитовых порфиритов и андезито-дацитов (рис. 54). Обогащенные агатом участки смоляно-черных андезитов существенно не отличаются от окружающих слабоагатовых пород по степени гидротермального изменения и по насыщенности субвулканическими телами. Агат распределен крайне неравномерно в виде миндалин, выполняющих первичные газовые полости эффузивов, либо в форме округлых и узловатых обособлений в местах пересечения трещин. Размеры обособлений агата 5—60 см, реже до 1,2 м в поперечнике, масса 0,5—25 кг, редко 60 и даже 250 кг.

Строение агатовых секрестий обычно зональное (от края к центру): 1) зеленовато-серая корка кремнистого андезитового порфирита; 2) опаловая зона; 3) зона замещения опала халцедоном; 4) халцедоновая или агатовая зона; 5) зона друзового кварца, иногда с аметистовой окраской в головках кристаллов; 6) зона кристаллического кальцита. Окраска агатов сероватая, дымчатая и синеватая, они полупрозрачны, неясно-слоистые. Качество камня высокое. Изредка встречаются агаты-ониксы (рис. 55, см. вклейку).

Участок Агара представляет собой агатоносную зону, вытянутую в субширотном направлении на 260 м при ширине 80 м; на глубину она прослежена на 100 м. С севера и юга агатоносная залежь ограничена четко выраженными тектоническими разломами. На участке Мечурис-Сахлеби добычным карьером и разведочными выработками вскрыта вертикальная агатоносная зона, прослеженная подземными выработками до глубины 120 м. Простираение ее широтное, длина 580 м, ширина 80 м, вертикальная мощность 80—100 м. Для месторождения Шурдо

жены штольнями на глубину до 120 м от дневной поверхности.

Месторождение Шурдо объединяет несколько участков распространения агатоносных андезитов, из которых промышленный интерес представляют Агара и Мечурис-Сахлеби. Агатоносны крупно-глыбовые брекчии лав, в которых блоки стекловатых смоляно-черных андезитовых порфиритов сцементированы осветленной рыхлой цеолитовой и цеолит-карбонатной массой с реликтами незамещенной породы. Они пересечены прожилками опала, кварца, кальцита

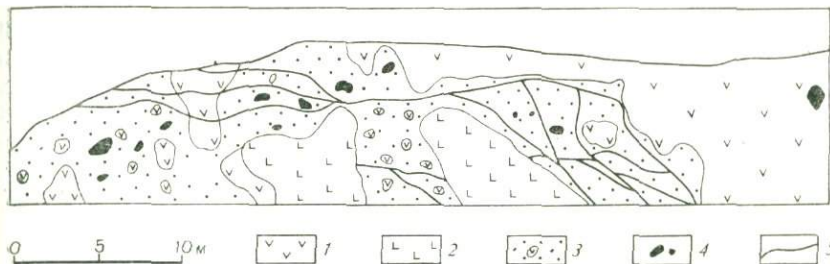


Рис. 54.

Детали строения агатоносной зоны. Зарисовка стенки карьера. Участок Агара месторождения Шурдо. По Т. К. Сенкевич (1957 г.), с упрощениями.

1 — смоляно-черные агатоносные андезитовые порфириды; 2 — коричнево-серые субвулканические порфириды; 3 — рыхлые продукты изменения андезитовых порфиридов; 4 — обособления агата; 5 — прожилки кварца

характерно интенсивное гидротермальное изменение агатоносных смоляно-черных стекловатых андезитов и обилие некков и жиллообразных субвулканических тел коричнево-серых андезитов и андезито-дацитов.

Месторождение Цохтеви приурочено к тектоническому контакту слоистой вулканогенно-осадочной толщи позднего эоцена с подстилающей среднеэоценовой залежью смоляно-черных андезитов. Агатоносная зона прослеживается в субширотном направлении на 900 м при ширине 60—100 м. Она вскрыта добычным карьером и подземными горизонтальными выработками на глубину 80—100 м от дневной поверхности. Характерны интенсивные карбонатизация, цеолитизация и окремнение смоляно-черных андезитов, которые наблюдаются в виде округлых или неправильных по форме реликтовых блоков размером от нескольких сантиметров до нескольких метров в диаметре, окруженных рыхлой желтовато-серой карбонатно-цеолитовой массой. Широко распространены также некки и жиллообразные субвулканические тела андезито-дацитов. Агат встречается в виде миндалин и реже образует гнездообразные обособления размером до 0,4 м в поперечнике. Наряду с неяснослоистыми обычными агатами с отчетливой концентрической зональностью.

Южно-Ахалцихская группа месторождений расположена в южном крыле Ахалцихской синклинали. Агатоносная толща вулканических брекчий оверского яруса позднего эоцена, граничащая на юге по субширотному разлому с туфобрекчиями и туфами среднего эоцена. На западе этой агатоносной полосы находится Памачское месторождение трубчатого агата и ряд мелких агатопроявлений. Вблизи месторождений отмечаются субвулканические тела андезитовых порфиридов.

Памачское месторождение расположено в 6 км к юго-западу от г. Ахалцихе. Оно состоит из участков Зиарат и Орали,

разделенных р. Барболой. Здесь развиты вулканические брекчии андезитовых порфиритов, которые расчленяются на пять пачек (снизу вверх): 1) среднеобломочные с зеленым туфовым цементом мощностью 20—50 м; 2) разнообломочные с желтым туфовым цементом мощностью 20—70 м; 3) мелкообломочные с пестроцветным туфовым цементом, составляющим до 70 % объема породы. Они являются основным агатоносным горизонтом на участке Зиарат; мощность пачки 70 м; 4) разнообломочные с желтым туфовым цементом и с гнездами агата; мощность пачки 20 м; 5) крупнообломочные с желтым туфовым цементом мощностью 0—20 м. Агатоносные горизонты вулканических брекчий перекрыты плотными туффитами.

На участке Зиарат простираение агатоносных вулканических брекчий северо-восточное, углы падения пологие (20—30°) на северо-восток. По простираению агатоносная залежь вскрыта добычным карьером на 400 м и прослежена до глубины 100 м горизонтальными подземными горными выработками. Форма агатовых обособлений трубообразная; располагаются они в рыхлом туфовом цементе вулканической брекчии. Этот цемент состоит из мелких обломков андезина, пироксена, вулканического стекла и андезитовых порфиритов, подвергшихся гидротермальному изменению. В нем развиты цеолиты, кальцит, халцедон и хлорит. Трубки агата вытянуты в различных направлениях и наклонены к горизонту под разными углами. Некоторые из них достигают в длину 2,5 м и 0,3—0,4 м в диаметре. В поперечном сечении трубки имеют нечеткое концентрически-зональное строение. Иногда в центре их наблюдается полость, стенки которой инкрустированы мелкими кристаллами горного хрусталя и аметиста. Цвет агата розовый или серовато-розовый. Наблюдаются также обособления агата неправильной формы величиной 10—30 см.

Участок Орали расположен в 1,5 км к северо-востоку от участка Зиарат. Здесь распространены разнообломочные вулканические брекчии с рыхлым туфовым цементом, заключающим линзовидные полости растворения, заполненные агатом. Размер агатовых обособлений 10—20 см в поперечнике. Агатоносная зона вытянута в субмеридиональном направлении на 540 м, углы падения крутые, почти вертикальные, мощность около 70 м. С восточной стороны она перекрыта пачкой туфопесчаников и туфов. Ее северная часть вскрыта крупным добычным карьером, а на глубине 60—70 м от дневной поверхности она оконтурена подземными горными выработками.

Агат Памачского месторождения отличается однородностью и используется в основном как высококачественный технический камень. Микроструктура памачского агата, по данным Б. Н. Шаронова, характеризуется наличием широких полос, состоящих из радиально-лучистых пучков халцедона с длиной волокон 3—5 см при толщине 0,001—0,08 мм. По мнению этого

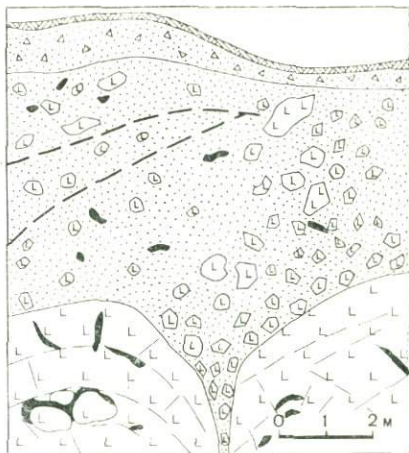
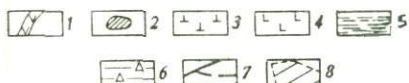
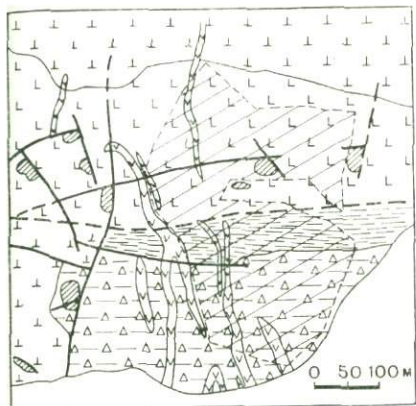


Рис. 56.

Схема геологического строения левобережного участка Тедзамского месторождения агата. По Г. Н. Колмакову, с дополнениями М. И. Муриллиной (1973 г.).

1 — субинтрузивные тела андезитовых порфиров; 2 — жерловая фация смоляно-черных андезито-базальтовых порфиров; 3 — неагатовые пестрые массивные и миндалекаменные лавы, лавобрекчии и туфолавы авгит-плагноклазовых порфиров; 4 — агатовые темно-серые шаровые лавы и лавобрекчии андезито-базальтовых порфиров (верхний агатовый покров); 5 — миндалекаменные коричнево-серые андезито-базальтовые порфиры; 6 — агатовые черные шаровые лавы андезито-базальтовых порфиров (нижний агатовый покров); 7 — тектонические нарушения; 8 — участки андезито-базальтовых порфиров, обогащенные агатом

Рис. 57.

Строение агатовой зоны. Зарисовка стенки карьера. Тедзамское месторождение. По К. Прокопчику и М. И. Муриллиной (1973 г.).

1 — делювий; 2 — туфобрекчии авгит-лабрадоровых порфиров; 3 — агатовые стекловатые авгит-лабрадоровые порфиры, участками с шаровой отдельностью; 4 — выделения агата; 5 — трещины

исследователя, агатовая минерализация в туфобрекчиях позднего эоцена связывается с субвулканическими телами андезитовых порфиров, условно относимых к неогену [47].

Тедзамское месторождение тонкополосчатого агата находится в Грузии, в 6 км от ж.-д. ст. Матеха, вблизи сел. Чапниани. Здесь на левом берегу Тедзамского ущелья развиты лавы и туфобрекчии андезито-базальтового состава, а также субинтрузивные тела и жерловая фация пород такого же состава. Агатовы стекловатые шаровые лавы и лавобрекчии (рис. 56). Агатовые тела имеют неправильную линзовидную форму и выполняют мелкие трещины и межшаровые пространства в лаве (рис. 57).

В Сомхито-Карабахской складчатой системе Малого Кавказа выделяется несколько агатовых полей: Иджеванское, Ханларо-Тоданское и Калинино-Шахназарское.

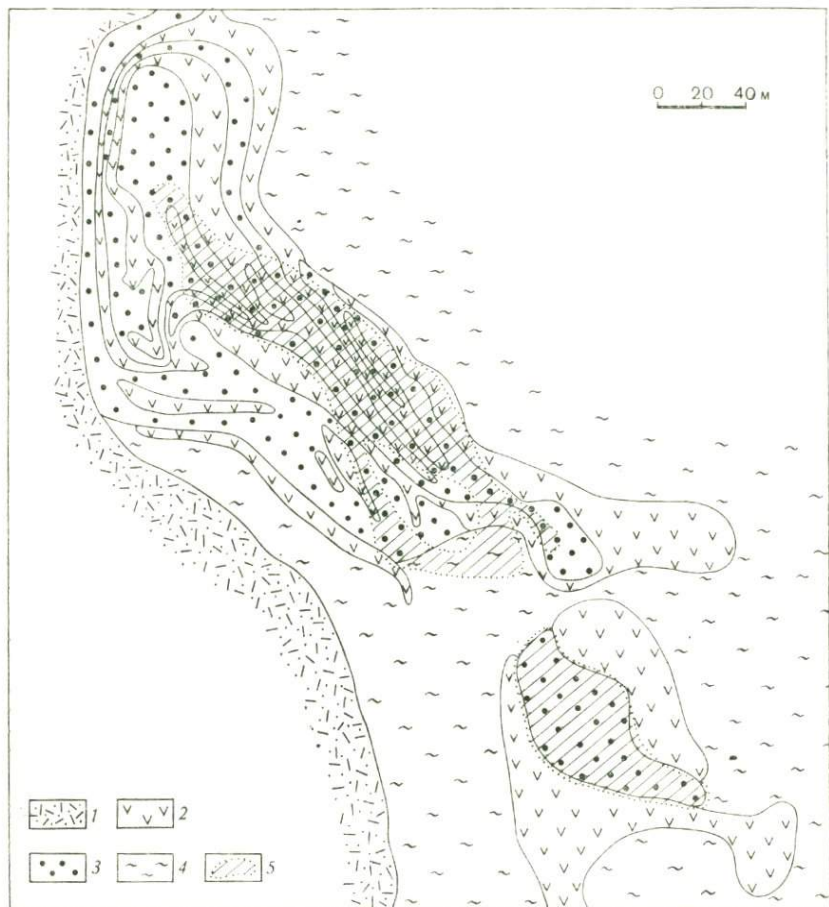


Рис. 58.

Схема геологического строения Иджеванского месторождения агата. По С. Х. Мирояну и др. (1968 г.).

1 — туфопесчаники и туфоконгломераты; 2 — серые андезитовые порфириды; 3 — агатоносные черные стекловатые андезитовые порфириды; 4 — монтмориллонитовые глины; 5 — участки, обогащенные агатом

Иджеванское агатоносное поле расположено на северо-востоке Армении в пределах Иджеванского синклинория. Оно состоит из одноименного крупного месторождения и многочисленных агатопроявлений. В отличие от рассмотренных Ахалцихских месторождений здесь агатоносны не лавы и вулканические брекчии, а экструзивные некки и дайки порфиритов прижерловой фации.

Иджеванское месторождение находится в 17 км к северу от г. Иджевана. Оно сложено туфами и туфопесчаниками ниж-

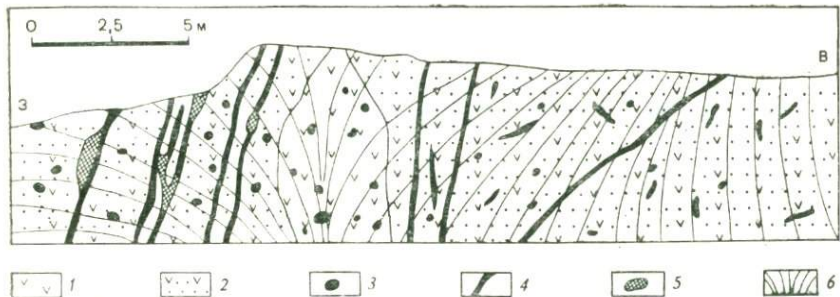


Рис. 59.

Детали строения агатоносной зоны. Зарисовка стенки карьера. Иджеванское месторождение. По В. И. Белоусову (1966 г.).

1 — агатоносные андезитовые порфириды; 2 — монтмориллонитизированные андезитовые порфириды; 3 — обособления агата; 4 — кремнисто-халцедоновые прожилки; 5 — кальцит; 6 — трещины отдельности

него сантона (поздний мел), пересеченными крупным тектоническим разломом северо-западного простирания. Этот разлом на протяжении 1 км вмещает цепочку прерывистых некков и даек агатоносных порфиридов. На основных участках месторождения наряду с обычными прямолинейными дайками отмечаются и кольцевые (рис. 58). Среди агатоносных пород на месторождении выделяются две разновидности: смоляно-черные порфириды андезито-базальтового состава и более молодые серые андезитовые порфириды. Обе разновидности несут следы интенсивного гидротермального изменения и насыщены миндалинами и прожилками агата (рис. 59).

Внутри некков и даек выделяются четыре зоны с высокой концентрацией агата. Первая из них занимает площадь 180×35 м и прослежена на глубину 55 м от дневной поверхности (участок Керци-Ус). Вторая, отделенная блоком слабоагатоносных пород, вытянута по простиранию на 115 м при ширине 15—20 м и вскрыта горными выработками до глубины 25 м (участок Керци-Арач). В 0,4 км к югу от нее на участке Нор находятся две другие агатоносные залежи. Длина их 103 и 80 м, мощность соответственно 36 и 50 м. Установлено, что на глубине более 50 м от дневной поверхности среднее содержание агата в порфиритах заметно понижается.

Агат образует миндалины и прожилки. Миндалины округлые, реже сплюснутые, 1—40 см в диаметре. Длина прожилков от 0,5 до 4—5 м, мощность 0,2—0,3 м. Окраска агата синевато-серая, текстура от неясно- до тонкополосчатой с четким концентрическим рисунком. Встречается также моховой агат с причудливыми включениями хлорита и бурых гидроокислов железа (рис. 60, см. вклейку). Наряду с агатовыми миндалинами присутствуют яшмовые, реже кальцитовые и кварцевые;

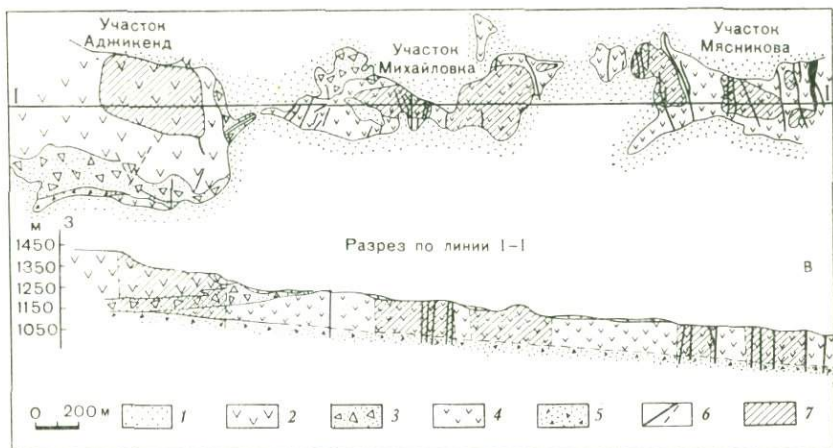


Рис. 61.

Схема геологического строения Аджикендского месторождения агата. По С. Я. Рустамову (1974 г.), с упрощениями.

1 — четвертичные отложения. Вулканические образования верхнего мела; 2 — второй агатоносный покров стекловатых андезитовых порфиритов; 3 — вторая пачка туфогенно-осадочных пород; 4 — первый агатоносный покров стекловатых андезитовых порфиритов; 5 — первая пачка туфогенно-осадочных пород; 6 — субинтрузивные тела порфиритов (андезитовых, долеритовых и пироксеновых); 7 — участки, обогащенные агатом.

довольно часты агатовые жемчужины с горным хрусталем и шестами аметиста.

Ханларо-Тоданское агатоносное поле расположено в Азербайджане, в 130 км к юго-востоку от Иджеванского месторождения. Оно включает Аджикендское, Тоданское месторождения и группу агатопроявлений в верхнемеловых вулканических породах Аджикендского синклинория. Агатоносны покровы стекловатых андезитовых порфиритов или ассоциирующие с ними вулканические брекчии, возраст которых поздний коньяк — ранний сантон. Агатоносные участки в этих породах контролируются системами субширотных разрывных нарушений с опережающими их зонами брекчирования. Здесь, так же как и в Ахалцихском районе Грузии, месторождения агата тяготеют к очагам вулканической активности. По мнению М. Р. Мамедъярова и И. Н. Ситковского, в Ханларо-Тоданском агатоносном поле, названного ими Ханлар-Шаумяновским, эти вулканические очаги, контролирующие агатовую минерализацию, относятся к центральному типу.

Аджикендское месторождение агата расположено в 22—25 км к юго-востоку от г. Ханлара. Оно представляет собой субширотную агатоносную зону общей протяженностью 4,5 км при ширине 0,3—0,4 км и разделяется на три участка: Аджикендский (западный), Михайловский (центральный) и Мясниковский (восточный). В районе месторождения распространена

эффузивно-пирокластическая толща, возраст которой поздний коньяк — ранний сантон. Углы падения толщи пологие (50—20°) на северо-восток. Толща расчленяется на пять покровов порфиритов андезитового и базальтового состава, разделенных пачками вулканогенно-осадочных пород.

Агатоносны первый и второй покровы порфиритов. На большей части площади месторождения обнажен первый лавовый покров мощностью 100—150 м с линзовидными прослоями туфоогенно-осадочных пород (рис. 61). Он состоит из миндалекаменных брекчированных и массивных андезитовых порфиритов с микролитовой структурой основной массы. Вулканическое стекло замещено хлоритом, в мелких порах и миндалинах отмечаются хлорит, кальцит, опал и халцедон. Выше лежит вторая пачка туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов и туфобрекчий с потоками андезитовых и долеритовых порфиритов. Мощность ее 30 м. Затем следует второй покров андезитовых порфиритов мощностью 75 м, обнажающийся на Аджикендском участке. Андезитовые порфириты этого покрова имеют гиалопилитовую структуру основной массы. Вулканическое стекло интенсивно цеолитизировано или аргиллитизировано. В мелких порах и миндалинах развиты цеолиты, кальцит, халцедон и хлорит. На участке Михайловском прослеживается мощная зона тектонического дробления с дайками андезитовых и долеритовых порфиритов.

Скопления агата наблюдаются в брекчированных и гидротермально измененных участках вулканических пород. В покровах порфиритов наиболее агатоносна их средняя часть, тогда как в туфобрекчиях — верхняя и нижняя. Мощность агатоносных зон 20—50 м, площадь в плане изменяется от 500 × 300 и 105 × 100 м; по падению они прослеживаются на 200—300 м. Агат образует миндалины, жеоды, гнездообразные обособления и прожилки. Размеры секретий 3—20 см в поперечнике, масса их 0,2—1,5—2 кг. Встречаются разнообразные по внутреннему выполнению миндалины и жеоды; яшмовые, халцедоновые, агатовые, кварцевые или кальцитовые, а также полиминеральные, сложенные яшмой, агатом, кварцем и кальцитом. Окраска агата серая и голубовато-серая. Наряду с неяснополосчатыми разновидностями встречаются концентрически-зональные с тонким чередованием контрастных по цвету прозрачных и полупрозрачных слоев халцедона.

Тоданское месторождение находится в 10 км к северо-западу от пос. Шаумяновск и состоит из двух участков: Тоданского и Сютбулакского. Так же как в районе Аджикендского месторождения, здесь распространены верхнеконьякские — нижнесантонские андезитовые и долеритовые порфириты, чередующиеся с туфами и туфобрекчиями.

Непосредственно на площади месторождения наблюдается следующий разрез этой толщи (снизу вверх): 1) долеритовые

порфириды мощностью 10 м; 2) андезитовые порфириды, местами интенсивно глинизированные мощностью 38 м; 3) туфы и туфобрекчии. Агатоносны андезитовые порфириды, в которых встречаются многочисленные миндалины и жеоды агата, яшмы, гелиотропа, кварца и цеолитов. Преобладает ленточный тонкополосчатый агат. Миндалины и гнезда яшмоподобного гелиотропа достигают 15 см в поперечнике.

На Восточно-Европейской платформе крупные месторождения и многочисленные проявления агата сосредоточены на Северном Тимане в бассейнах рек Индоги и Сулы. В этом агатоносном районе горные породы нижнего структурного яруса платформы перекрыты толентовыми базальтами трапповой формации на площади около 1000 км². Базальтовые покровы и сопровождающие их туфогенно-осадочные породы объединяются в кумушкинскую свиту франского яруса позднего девона, суммарная мощность которой 250 м. Она состоит из четырех горизонтов базальтов лав мощностью 10—110 м каждый, отделенных друг от друга прослоями туфов и туфопесчаников. Эффузивы кумушкинской свиты залегают на докембрийских образованиях или на песчаниках и конгломератах живетского яруса позднего девона и отделяются от них базальным горизонтом туфопесчаников и конгломератов. Местами базальты перекрываются осадками карбона.

Среди агатоносных базальтов выделяются два типа покровов: простого зонального строения и сложного блокового. Первые характеризуются следующим строением (снизу вверх): 1) массивный мелкозернистый базальт со столбчатой отдельностью, иногда с маломощной мандельштейновой зоной в основании; 2) миндалекаменный базальт со столбчатой отдельностью и с крупными, но относительно редкими миндалинами; 3) мандельштейн с пластовой отдельностью и с обильными мелкими миндалинами. Для покровов этого типа характерна значительная мощность мандельштейновой и миндалекаменной зон, достигающих $\frac{1}{2}$ — $\frac{2}{3}$ от общей мощности покрова. Крупные миндалины агата сосредоточены в миндалекаменной зоне в центральной части покровов. Форма миндалин конусовидная, округлая, дисковидная, размеры от нескольких сантиметров до 20—40 см. Наряду с мономинеральными агатовыми миндалинами встречаются кальцитовые, а также полиминеральные агат-кварц-кальцитовые. Текстура агата ленточная с красивым концентрическим рисунком чередующихся тонких белых и серых полос. Агатоносные базальтовые покровы второго типа состоят из крупных блоков и линз базальта, промежутки между которыми заполнены пористым мандельштейном. Обособления агата имеют прожилковую и неправильно линзовидную форму.

Типичными для Северного Тимана являются месторождения Мыс Чаичий и Иевское.

Месторождение Мыс Чаичий находится в 35 км к северо-западу от пос. Индига. Здесь обнажены три базальтовых покрова, из которых второй (мощность около 30 м) содержит агат. Продуктивный горизонт, насыщенный миндалинами агата, занимает центральную часть покрова простого зонального строения. Форма миндалин округлая или конусовидная; средний их размер 7—10, редко до 50 см. Агат серый с тонкими белыми концентрическими полосами.

Иевское месторождение расположено в 30 км к юго-западу от пос. Индига. В береговых обрывах обнажается базальтовый покров сложного блокового строения мощностью 35 м. В базальтовых блоках развиты миндалины, а в межблоковом пористом базальте — прожилки и неправильные обособления агата, приуроченные к контракционным трещинам отдельности. Мощность агатоносной зоны до 10 м, протяженность до 1,5—2 км. По размерам и текстуре агатовые тела Иевского месторождения не отличаются от агатов месторождения Мыс Чаичий.

Бразилия и Уругвай. Крупнейшие месторождения технического и ювелирно-поделочного агата связаны с базальтами раннемезозойской трапповой формации Серра Жерал. Эта агатоносная провинция занимает юго-восточную часть грандиозного лавового поля в бассейне р. Параны общей площадью около 4 млн. км². Суммарная мощность базальтов Серра Жерал 800 м и более. Лавы залегают на размытой поверхности эоловых кварцевых песчаников формации Ботукату (средняя мощность около 250 м) и переслаиваются с ними. Данное обстоятельство, по мнению У. Кордани и П. Вандороса, указывает на принадлежность базальтов и песчаников к единому стратиграфическому комплексу. По геологическим данным возраст траппов определяется как позднетриасовый — раннемеловой, а по радиометрическим измерениям (120—147 млн. лет) соответствует поздней юре — раннему мелу.

Базальты Серра Жерал перекрываются песчаниками позднего мела, которые на территории агатоносной провинции почти полностью эродированы. По данным упомянутых исследователей, в вертикальном разрезе базальтовой толщи насчитывается 7—13 и более горизонтально залегающих лавовых покровов со средней мощностью 50 м. Площадь отдельно взятого покрова достигает нескольких сотен квадратных километров. Минеральный состав базальтов обычен для толеита: лабрадор, авгит или пижонит, титаномагнетит, апатит. Микроструктура изменяется от почти полнокристаллической до стекловатой с содержанием вулканического стекла до 70 %.

Строение многих покровов базальта зональное. В идеальном случае различаются следующие зоны (снизу вверх): 1) стекловатая (зона закалки); 2) микрокристаллическая с хорошо выраженными горизонтальными, вертикальными и снова

горизонтальными трещинами отдельности, слагающая основную часть покрова; 3) пузыристая, или миндалекаменная. Наиболее четко выражена зона микрокристаллического базальта со столбчатой вертикальной отдельностью. Мощность ее 30—40 м, в остальных зонах не превышает первых метров. В некоторых покровах хорошо развита верхняя миндалекаменная зона мощностью до 10—20 м. Эта зона насыщена миндалинами агата, кальцита, кварца, хлорита и цеолитов.

Базальты сопровождаются силами, дайками и штоками долеритов, а местами более кислыми дифференциатами основной магмы — дацитами и риолитами [35].

Широкий пояс богатых агатом миндалекаменных базальтов протягивается в северо-восточном направлении из северо-западного Уругвая до г. Порту-Алегре в Южной Бразилии. Главные месторождения агата, известные с 1825—1827 гг., расположены в горах Серра Жерал в шт. Риу-Гранди-ду-Сул (Бразилия). К числу их относятся месторождения в районе Рио-Нардо и в окрестностях г. Караиджилю (агатовые разработки Нам-ме-Токе, Тапера, Эспимосо, Армазан).

В Уругвае коренные месторождения агата сосредоточены в департаментах Такурембо, Пайсанду, Сальто и Артигас. Участки миндалекаменных зон базальтовых покровов с высокой концентрацией агатовых секретий разрабатываются траншеями и карьерами на глубину до нескольких метров. Агатовые миндалины легко извлекаются из сильно разложившейся выветриванием вмещающей породы.

Размер большинства миндалин 20—30 см в поперечнике. Масса крупных обособлений до 450 кг. Окраска агата преимущественно бледная серая или синевато-серая. Краевые части миндалин бывают буроватыми из-за вторичного окрашивания в коре выветривания. По внутреннему строению различаются следующие типы агатовых миндалин: 1) однородноокрашенный агат с неясно выраженными широкими концентрическими полосами, выполняющий полностью всю миндалину; 2) серый агат без заметной макрополосчатой текстуры, однако после специальной термической обработки или искусственной окраски в нем проявляется отчетливая полосчатость; 3) ленточный, или бастионный, серый агат с белыми полосами; 4) жемчужины с краевой агатовой зоной и центральной полостью, выполненной частично или полностью друзами горного хрусталя и аметиста. Южноамериканский агат имеет большой спрос на мировом рынке и в основном используется как технический камень. Он легко воспринимает искусственную окраску, после чего находит применение в качестве ювелирно-поделочного материала.

Индия. Месторождения агата связаны с базальтами палеогеновой трапповой формации плоскогорья Декан и холмов Раджмахал. Траппами занята площадь 0,5 млн. км², суммар-

ной мощностью 2 км. По данным М. Боуза, лавовые покровы, слагающие базальтовую толщу, характеризуются непостоянной мощностью (1—70 м).

Основные эффузивы на п-ове Индостан, так же как и на Южно-Американском континенте в бассейне р. Параны, относятся к базальтам толентового типа. На северо-западе Индии в районе п-ова Катхиявар и на западе шт. Махараштра отмечаются многочисленные дайки и трубообразные тела долеритов, щелочных базальтов, а также кислые вулканиты — риолиты и фельзиты.

На плоскогорьях Декан в центральной и западной частях Индии агат в основном накапливается в аллювиальных россыпях. На северо-востоке страны в шт. Бихар на холмах Раджмахал агатом нередко обогащены миндалекаменные базальты. Месторождения этого типа в основном встречаются в округе Сактал Параганас. К ним, в частности, относятся насыщенная агатом зона в базальтах в районе Бухрайта, прослеженная в широтном направлении на 1,6 км, а также скопления корнеола в траппах в 10 км к северо-востоку от населенного пункта Дубраджапур.

АГАТОНОСНЫЕ КИСЛЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В кислых вулканических породах скопления агата, имеющие промышленное значение, встречаются сравнительно редко. Представителями этого типа являются в СССР Магнитогорское месторождение, а за рубежом — месторождения в западных штатах США (Орегон, Калифорния и др.) и в Мексике.

СССР. *Магнитогорское месторождение* находится на Урале в окрестностях г. Магнитогорска. По данным Л. Г. Гумерова и Б. А. Митрофанова (1973 г.), в районе месторождения распространены вулканические образования карбона — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты с прослоями кислых лав и туфов трахилипаритового состава. Главная агатоносная залежь месторождения контролируется зоной контакта крупного пластового тела стекловатых риолит-дацитов с трахилипаритовыми лавами и туфами. Простираение ее широтное, углы падения 10—55° на север. Протяженность продуктивной зоны 400 м, мощность 2—6 м.

Агат выполняет центральные части шарообразных литофиз, расположенных в рыхлой глинистой массе. Такие шары или эллипсоидальные тела концентрируются слоями, мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до 0,5—0,6 м, а расстояния между ними от 10—12 см до 2—3 м. Внутреннее строение агатовых обособлений весьма своеобразно. Оболочка их представлена желтовато-серым окремненным порфиром, внутри которого находится агатовое выполнение звездчатой формы с резкими прямолинейными ограничениями. Диаметр агатовых

ядер от 3—4 до 18 см. Они состоят из светло-серых и голубоватых слоев халцедона, нередко образующих тонкий и четкий концентрически-полосчатый рисунок. В центре ядер иногда наблюдается полое пространство, частично или полностью заполненное белым кристаллическим кварцем. В некоторых образцах чередуются концентрически-зональные полосы кварца и халцедона; толщина первых от долей до 5 мм, вторых — 1—10 мм. В полированном виде такие образцы, разрезанные поперек, весьма красивы и оригинальны.

Сходные проявления агата известны в экструзиях перлитов на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР. Агатовые выделения наблюдаются в пустотах внутри округлых литофиз размером от нескольких сантиметров до 1 м и более в поперечнике.

США. В шт. Орегон известно более 12 месторождений агата рассматриваемого типа. Наиболее значительные из них сконцентрированы в округах Джефферсон, Васко и Крук. Богатые месторождения находятся в районе населенных пунктов Мадраса, Антилопы, Бенда, Ашвуда и Пренвилла.

На территории штата широко распространены молодые неоген-четвертичные базальты, подчиненное положение занимают палеогеновые вулканические породы андезитового состава. Довольно часто встречаются перлиты и стекловатые риолиты. К этим кислым вулканическим породам приурочены скопления агатовых тел, тогда как в основных лавах они отсутствуют. Агатоносные зоны — это горизонты литофиз, подвергшиеся гидротермальному изменению. По Х. Дейку, вмещающие агат кислые лавы иногда превращены в бентонитовые глины.

Агатовые обособления из кислых вулканических пород существенно отличаются по внешнему виду и внутреннему строению от агатовых миндалин и жеод, характерных для агатоносных андезитов или базальтов. В США их называют «тундер-эгс» («громовые яйца»). Они имеют округлую форму с бугорчатой наружной поверхностью, размер их в поперечнике 1—15 см, редко 30 см. Известны отдельные экземпляры, достигающие 0,9—1,2 м в диаметре. Оболочка таких желваков состоит из окремненного риолита и занимает 25—50 % и более их объема. Внутри они содержат полость, которая частично или полностью заполнена агатом. Агатовое заполнение почти всегда имеет звездообразные очертания. Примерно 10 % желваков заключают высококачественный ювелирный агат с контрастными по цвету слоями, а также моховой, сагенитовый и перьевой. Обычно «громовые яйца» разрезают поперек без отделения оболочки, и после полировки каждая их половина используется в качестве образцов и сувениров.

Скопления аналогичных литофиз с агатовым ядром известны в стекловатых риолитах в шт. Калифорния (Берклей Хиллс, Литл Мул и др.), а также в штатах Невада и Айдахо.

Россыпные месторождения

В мировой добыче агата россыпные месторождения занимают главенствующее положение. Они разделяются на два основных типа: элювиальные (остаточные) и аллювиальные.

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Этот тип месторождений связан с древними корами выветривания агатоносных траппов (Бразилия, Уругвай, Индия). Из агатоносной породы ливневые дожди вымывают рыхлую глинистую массу, в результате миндалины агата концентрируются вблизи от места первоначального залегания. Такие остаточные скопления агатовых миндалин встречаются на незначительных площадях в Бразильской агатоносной провинции и являются важным источником технического, ювелирно-поделочного и коллекционного агатового сырья.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Благодаря механической прочности агат накапливается в речном аллювии. Крупные концентрации этого минерала образуются при размыве древних площадных каолиновых кор выветривания, развитых на агатоносных вулканических породах. Такие месторождения широко распространены в Индии. Известны они также в Бразилии, Уругвае, СССР и в других странах.

В Индии выделяются древние и современные аллювиальные россыпи сердолика, сардера, ленточного, мохового и других разновидностей агата. Древние аллювиальные россыпи сконцентрированы на северо-западе Индии — в округе Броуч шт. Гуджарат. Они представляют собой мощные пласты агатоносных конгломератов, которые прослеживаются в районе населенных пунктов Ратанапура, Раджипипла, Рева-Канта и далее на запад между реками Танти и Нербада. Площадь развития агатоносных конгломератов достигает 10 км². Аналогичные конгломераты слагают обширные древние речные террасы на п-ове Катхиявар в районах Вертья, Лакханка, Бади, Чана и Рампура. По данным С. Деси, агатоносные конгломераты подстилаются морскими отложениями палеогена (глины, известняки) и относятся к континентальным образованиям миоцена. Под действием выветривания и ливневых дождей цемент конгломератов разрушается, а высвободившиеся валуны агата расселяются на склонах холмов и попадают в долины рек, где образуют современные аллювиальные россыпи. Наиболее крупные месторождения, связанные с агатоносными конгломератами, находятся в районе Кач, на п-ове Катхиявар и в окрестностях д. Ратанапура.

Месторождения разрабатываются примитивным способом из шурфов глубиной 5—25 м, расположенных без какой-либо системы. В период дождей выработки затапливаются водой,

поэтому каждый год проходят новые шурфы. Собирают агат также на пашнях и в оврагах. Из агатоносных конгломератов в шт. Гуджарат ежегодно добываются сотни тонн карнеола, сердолика, мохового агата и гелиотропа. Для улучшения окраски куски агата после предварительного обогащения прогревают на солнце в течение нескольких месяцев, а затем на медленном огне в глиняных горшках.

Современные аллювиальные россыпи развиты на северо-западе и в центральной части Индии в долинах рек, пересекающих обширные агатоносные покровы траппов плоскогорья Декан и холмов Раджмахал. Они известны также в северо-восточной части Индии (штаты Бихар и Андхра-Прадеш), где покровы траппов сохранились от размыва только на небольших по площади участках. Многочисленные долинные и косовые аллювиальные россыпи агата имеются в долинах и притоках рек Кришна, Годавари, Бхима, Нарбада, Мута-Муха, Меджам, Манас и др. Во всех этих районах жители окрестных деревень собирают большое количество агата, используемого местной промышленностью для изготовления украшений.

В **Бразилии** в шт. Риу-Гранди-ду-Сул и в соседнем **Уругвае** элювиальные россыпи агата иногда сопровождаются аллювиальными. По данным К. Обенауэра, к ним относится месторождение в долине р. Соледана, где добывают агат, который после обжига приобретает красивую окраску с красноватым оттенком. По сведениям, собранным Б. Я. Меренковым, много агата добывалось из притоков Уругвая — рек Такуарик, Рао-Падре и др. Материал из аллювия трещиноватый и хуже по качеству, чем из элювиальных месторождений, широко распространенных в Бразилии в бассейне р. Параны — гигантской области развития базальтовых покровов.

В **США** крупные аллювиальные россыпи агата развиты в долине р. Шеллоустон в шт. Монтана. В широкой полосе длиной около 500 км было собрано, по оценке Х. Дейка, несколько тысяч тонн сердолика, сардера, мохового и ленточного агата. Источниками россыпей, по-видимому, являлись миндалекаменные основные лавовые покровы, связанные с альпийским вулканизмом. В западной части шт. Орегон в районе г. Лебанон успешно эксплуатировалась древняя аллювиальная россыпь, образовавшаяся при размыве агатоносных андезитовых порфиров палеогена. Главные месторождения агата находятся в центральной и восточной частях этого штата, где широко распространены перлиты и стекловатые риолитовые лавы, ассоциирующие с мощной толщей базальтов неогена. Аллювиальные россыпи встречаются в округах Джефферсон, Круг, Лейк и др. Они приурочены к каньонам, вскрывающим агатоносные кислые лавы, нередко превращенные в бентонитовые глины. Эти месторождения обычно находятся вблизи коренных источников и известны в районе городов Мадраса, Пренвилла

в центральном Орегоне и вблизи г. Нисса на границе со шт. Айдахо. Отмечаются русловые и террасовые россыпи.

Агат встречается в виде галек, размер которых 5—12 см в поперечнике. Так же как и в коренных месторождениях, связанных с кислыми эффузивами, для агата из россыпей характерна светлая кремнистая оболочка, окружающая звездообразное ядро. Наряду со слоистыми агатами широко распространены моховые и сагенитовые с необычайно красивыми узорами. По данным Дж. Синканкаса, сходные месторождения имеются в шт. Калифорния в округах Контра-Коста (иризирующий агат), Керн (моховые агаты исключительной красоты), Сан-Бернардино, Лос-Анджелес (моховой агат), Риверсайд (огненный агат).

В СССР аллювиальные месторождения агата известны во многих районах Восточной Сибири и Дальнего Востока. Из них лучше всего изучены россыпи в бассейнах рек Селенги и Амура.

Тулдунское (Еравнинское) месторождение агата расположено в Бурятии в 35 км к северо-западу от с. Сосново-Озерска, в междуречье Уды и Зазы, вблизи оз. Малого Еравнинского. О гальках цветного халцедона в речных отложениях этого района было известно еще в конце XIX в. А. Е. Ферсман писал об обилии окатанных обломков красного и желтого сердолика в аллювии рек Тулдуна и Тунгузовки, впадающих в Еравнинское озеро: «сердолики очень красивые и поражают сочностью окраски» [25].

Район месторождения относится к северо-западной окраине Еравнинской мезо-кайнозойской впадины, где широко развиты поля меловых и кайнозойских эффузивов. Основанием этой впадины служат нижнепалеозойские граниты, на размытой поверхности которых залегает агатоносная эффузивная свита мелового возраста, представленная лавами и туфами основного, среднего и кислого состава. Эта свита в свою очередь перекрывается покровами базальтов и андезито-дацитов неоген-раннечетвертичного возраста. Среди молодых лавовых потоков в верховье и среднем течении р. Тулдун отмечаются базальты с миндалинами, сложенными цветным халцедоном, кварцем, яшмой, кальцитом.

Практический интерес представляют террасовые россыпи агата, обнаруженные в долине р. Тулдун. В составе современного руслового аллювия доминируют полевошпат-кварцевые пески с линзами гравия, галечника, местами глин. Распространены гальки гранитов, сиенитов, базальтов и порфиритов. Гальки агата встречаются по всему руслу, но значительно чаще в среднем течении реки, где современные речные наносы образовались главным образом за счет перемыва аллювиальных отложений древнечетвертичной надпойменной террасы. В среднем течении реки эта терраса сохранилась на трех уча-

стках, окруженных отложениями современной поймы. Отложения древнечетвертичной террасы в отличие от современного аллювия характеризуются значительной мощностью, относительно слабой окатанностью валунно-галечного материала и более или менее однородным строением. На главном — Левобережном участке месторождения разрез древней террасы такой (сверху вниз): 1) пески с примесью глинистого материала, гравия и мелкой гальки; мощность 0,5 м; 2) продуктивный гравийно-галечниково-песчаный слой, обогащенный галькой агата; мощность 0,5—0,7 м; 3) слой валунов с примесью песчано-глинистого материала, относительно выдержанный по простираннию; мощность до 1—1,5 м; 4) слой песчано-глинистого состава; мощность 0,5 м; 5) валунно-глинистые отложения с примесью песка, гравия и зеленой глины. На участках Байсовском и Правобережном продуктивный песчано-галечный горизонт также расположен между верхним песчано-глинистым слоем и подстилающими галечно-валунными отложениями. Террасовая россыпь агата местами сильно размыва и ниже ее по течению реки встречаются современные русловые и косовые россыпи, содержащие до глубины 0,7—0,8 м от дневной поверхности мелкую гальку агата.

Террасовая россыпь р. Тулдун изучена недостаточно. На Левобережном участке разведанная площадь россыпи с промышленным содержанием технического халцедона составляет 1,1 км²; средняя мощность продуктивного слоя здесь равна 0,5 м; глубина залегания россыпи 0,7 м от дневной поверхности. В продуктивном слое россыпи агат распределен неравномерно и встречается в виде слабо окатанных галек размером от 1 до 15—20 см в поперечнике. Поверхность их неровная, ячешастая. В свежем сколе гальки разнообразны по цвету, наиболее часто встречаются серая, дымчатая, желтая, оранжевая, красная, бурая, коричневая, редко — зеленая и молочно-белая. Встречаются также гальки агата с чередованием концентрических и плоскопараллельных различно окрашенных тонких полосок халцедона. В центральных частях крупных галек нередко наблюдаются пустоты, частично или полностью заполненные друзами либо шестоватыми агрегатами кристаллов кварца. Совместно с агатом в россыпи встречаются угловатые обломки коричневой, черной, зеленой, желтой, красной и бурой яшмы.

Россыпи агата по рекам Зее и Буре в бассейне Амура известны со второй половины XIX в. Зейско-Бурейнская впадина выполнена толщей верхнемеловых и палеогеновых песков с прослоями галечников, глин и бурых углей. В фундаменте этой структуры, особенно в краевых ее частях, распространены верхнеюрские и нижнемеловые покровы агатоносных миндалекаменных эффузивов основного и кислого состава. По эффузивам, так же как и по другим породам фундамента, развита древняя

каолиновая кора выветривания, в результате перемива которой рыхлые отложения впадины обогатились миндалинами агата. Наиболее агатоносна толща аллювиальных песков водораздельной свиты палеогена. Пески этой свиты содержат много глинистого материала. В их основании наблюдается пласт мощностью 5—6 м, сложенный в основном галькой выветрелых эффузивов с примесью обломков агата. Аналогичный характер, по видимому, имеют и рыхлые отложения позднего мела, в составе которых также отмечаются прослойки, обогащенные агатовой галькой.

По мнению В. И. Финько (1958 г.), современные аллювиальные россыпи агата, возникшие в результате непосредственного размыва агатоносных эффузивов, не имеют промышленного значения. Гальки агата чаще невелики по размерам (3—5 см в поперечнике) и сильно рассредоточены в массе рыхлых отложений. Богатые пойменные, русловые и косовые россыпи связаны с размывом галечников водораздельной свиты олигоцена и переотложением содержащегося в них агата. Такие россыпи зафиксированы в среднем течении рек Зеи и Буреи у г. Свободного и ниже по течению около деревень Малая Сазоновка и Москвитино, а также во многих других местах. Содержание галек агата в рыхлых отложениях достигает 10 %. Галька слабо окатана, встречаются крупные образцы до 22 см в диаметре. Распространены серо-голубые, бледно-зеленые прозрачные слегка иризирующие, медово-желтые, светло-желтые и темно-черные халцедоны, ониксы с тонким чередованием белых, желтых черных и серых полос и агаты с центральной полостью, выполненной кристаллами кварца и аметиста.

Агаты р. Зеи отличаются высокими декоративными качествами. Сердолики просвечивают в пластинках толщиной до 4 см и обладают приятным оранжевым оттенком в проходящем свете. Сардерам свойственна ровная, очень красивая красновато-каштановая окраска (рис. 62, см. вклейку). Основной дефект камня — трещины, в результате чего размер монолитных областей не превышает 2—3 см в поперечнике. По этой причине цветной халцедон с р. Зеи может служить сырьем только для мелких поделок и вставок в ювелирные изделия.

ХІ ЯШМА

І. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Яшма принадлежит к числу самых распространенных цветных камней и наряду с кремнем и нефритом была известна еще первобытному человеку. В древние и средние века она широко использовалась в амулетах, украшениях и художественных поделках. В римские времена, например, были модны геммы из однотонной красной яшмы. Необходимо, однако, иметь в виду, что яшмами («ясписами») до XIX в. называли почти все разноцветные непрозрачные камни, включая нефрит. Даже сейчас этот термин понимается неоднозначно, хотя и употребляется преимущественно для обозначения скрытокристаллических существенно кварцевых пород.

По определению А. Е. Ферсмана [25], типичная яшма — это агрегат мельчайших кварцевых частиц, сцементированных кварцем или халцедоном, содержащий в среднем около 20 % глинистых примесей. В минералогической литературе яшмы обычно рассматриваются как плотные кремнистые породы осадочно-метаморфического происхождения с большим количеством примесей, главным образом окислами железа. От типичных яшм по механическим и декоративным качествам практически не отличаются некоторые кислые эффузивные породы и полевошпатовые или кварц-полевошпатовые контактово-метаморфические образования, например фельзитовые порфиры и некоторые роговики Западного Алтая. Таким образом, с прикладной точки зрения яшмами следует называть любые массивные микрозернистые породы, обладающие красивой окраской и способные принимать зеркальную полировку.

По главному пороодообразующему минералу среди яшм различаются: 1) существенно кварцевые и халцедон-кварцевые; 2) существенно халцедоновые и кварц-халцедоновые; 3) существенно полевошпатовые и кварц-полевошпатовые. Первые нередко называют собственно яшмами, вторые — яшмоидами, а третьи — яшмовидными породами. Пигментирующими веществами яшм служат тонкорассеянные красные, бурые и черные окислы и гидроокислы железа и марганца, зеленые хлориты и эпидот, голубые глаукофан, рибекит, актинолит и некоторые другие минералы.

А. Е. Ферсман выделял шесть основных декоративных разновидностей яшмы: 1) сплошные с однородной красной, белой, розовой, фиолетовой, зеленой и т. п. окраской, а также с пятнами или включениями в виде дендритов, «облаков», белых и

черных точек; 2) полосатые, в том числе ленточные, с ровными широкими или узкими полосками красных, зеленых, желтых и серых тонов, волнистые с изогнутыми и ломаными полосками и струйчатые; 3) порфировые, представляющие собой силифицированные эффузивные породы с вкрапленниками полевых шпатов, кварца или темноцветных минералов; 4) пестроцветные — «ситцевые» с цветными жилками и пятнистой окраской, красно-белые типа мясного агата, «акварельные» с мягкой как бы размытой, иногда волнистой окраской и т. п.; 5) брекчии и конгломераты; 6) сфероидальные — «копейчатые» и натечные — агатовые, объединяющие порфиры вариолитового строения и миндалекаменные слоистые образования в эффузивных породах, ассоциирующие с агатом.

Химический состав яшмы даже на одном и том же месторождении весьма непостоянен. В типичных яшмах Южного Урала, например, содержится (в %): SiO_2 80—95, Al_2O_3 и Fe_2O_3 до 15, CaO 3—6. Твердость яшмы зависит от ее минерального состава, снижаясь от 7 по шкале Мооса у чистых кварцевых разностей до 6,5—5,5 у сильно загрязненных слюдисто-глинистым веществом и кварц-полевошпатовых яшмовидных пород. Излом неровный, полураковистый, местами гладкий. Яшмы в отличие от агатов и мелкозернистых кварцитов совершенно не прозрачны и слабо просвечивают лишь в самых тонких осколках.

Как писал А. Е. Ферсман [25], яшма, подобно малахиту и орлецу, является традиционно русским поделочным камнем благодаря крупнейшим месторождениям Южного Урала и Алтая. Открытые в середине XVIII в., они до настоящего времени поставляют прекрасный материал для изготовления вставок в дешевые ювелирные (ювелирно-галантерейные) изделия, браслетов, печаток, шкатулок, пепельниц, письменных приборов, подсвечников и тому подобных предметов. Богатая цветовая гамма делает яшму незаменимым компонентом большинства художественных камнерезных композиций и мозаик, а хорошая блочность камня, особенно у порфиристых и роговиковых яшм, позволяет применять их в уникально крупных монолитных изделиях, чашах и вазах. Так, в XIX в. на Колыванской гранитной фабрике на Алтае из серо-синей гольцовской яшмы были изготовлены каминные плиты для дворцов Московского кремля, а из зеленоватой волнистой ревневской яшмы — гигантская ваза эллиптической формы массой около 20 т.

Однородные плотные яшмы без посторонних минеральных включений заменяют более дефицитный и дорогой агат и используются в технических целях: из них делают ступки, валки, опорные призмы, матрицы и т. п.

В ювелирно-камнерезном производстве наиболее популярны пестроцветные яшмы с мелкими узорами, особенно экзотические пестроцветные брекчиевидные, так называемые пейзажные

яшмы, характеризующиеся необыкновенно красивой цветовой гаммой и причудливым рисунком.

Генезис яшм разнообразен. Некоторые из них, такие, как фельзитовые порфиры, магматического происхождения и представляют собой существенно кремнекислые эффузивные породы, в той или иной степени подвергшиеся метаморфизму. Известны типичные контактово-метаморфические яшмы — кварц-полевошпатовые роговики и сливные тонкозернистые кварциты. В миндалекаменных андезитах и базальтах встречаются плотные яшмовидные агрегаты халцедона, образованные из поствулканических гидротермальных растворов. Однако наиболее характерны осадочно-метаморфические скопления яшм, входящие в состав зеленокаменных спилит-диабазовых и кератофировых формаций. Региональное распространение кремнистых пород дало основание Н. С. Шатскому (1954 г.) даже выделить среди зеленокаменных вулканогенно-осадочных толщ особую яшмовую формацию.

Принято считать, что яшмы зеленокаменных толщ образуются преимущественно за счет первичных кремнистых морских осадков — органогенных (радиоляриевые илы) или органогенно-хемогенных. А. Г. Бетехтин (1944 г.), в частности, рассматривал слои сургучно-красных яшм как своеобразную фацию железокремнистых осадков. По мнению А. Е. Ферсмана, кремнистые радиоляриевые илы преобразуются в яшмы под непосредственным воздействием изливавшихся базальтовых лав. Многие другие исследователи полагают, что яшмы возникли за счет кремнистых морских осадков, уплотненных при диагенезе и измененных метаморфическими процессами в равной мере с вмещающими их эффузивами. Допускается также возможность образования яшм не только из кремнистых осадков, но и в результате поствулканического кремнистого метасоматоза пепловых туфов, туффитов, известковых илов терригенных песчано-глинистых отложений и даже габбро-диабазов. Учитывая широкое распространение яшмосодержащих слоев и их определенное стратиграфическое положение в спилито-диабазовых осадочно-вулканогенных толщах, наиболее обоснованной нам представляется точка зрения о формировании яшм из кремнистых осадков, а также туфов и туффитов в условиях регионального метаморфизма фации зеленых сланцев.

Лучшие разновидности поделочных яшм — пестроцветные рисунчатые и брекчиевидные — образуются в результате сложного многофазного процесса, связанного с окварцеванием и перекристаллизацией первичных сургучных и других однородных яшм в зонах развития тектонических трещин. Наиболее интенсивно изменены ксенолиты яшмовидных пород в диабазовых, габбро-диабазовых и серпентинитах. Тонкие трещинки в первичных яшмах обычно выполнены кварцем, эпидот-кварцевым агрегатом или кальцитом, а брекчированные участки цементиру-

ются халцедоном, колломорфным опалом и кварцем с обильными пигментирующими примесями. При формировании яшм с концентрическим и почковидным рисунком большую роль, вероятно, играло диффузивное пропитывание исходных пород гелями кремнезема (А. Е. Малахов, К. М. Наделяев, А. Н. Игунов, А. Ф. Фоминых и др.).

Поделочные яшмы распространены сравнительно широко и только в СССР известны сотни месторождений этого камня. Среди них в первую очередь необходимо отметить месторождения Южного Урала. Здесь выделяются Учалинская, Магнитогорская, Сибайская и Орская группы, включающие эксплуатирующиеся месторождения поделочных яшм Маломуйнаковское, Таш-Казган и Калканское, технической яшмы Казах-Чиккан и знаменитую гору Полковник с великолепными рисунчатыми и пейзажными яшмами. На Западном Алтае находятся Риддерское, Ревневское, Гольцовское и Коргонское месторождения крупноблочных яшмовидных пород, а в Семипалатинской обл. Казахстана Каратаское месторождение рисунчатых яшм. Перспективные, но еще мало изученные месторождения яшм зафиксированы в Прибалхашье, в Узбекистане (Кумсарексайское), на Памире (Калайхумбское), Кавказе (Уруштенское, Кутанское), в Крыму (Карадагское), на Камчатке и в других районах СССР.

В США привлекают внимание рисунчатые яшмы Морган-Хилла в округе Санта-Клара, шт. Калифорния. Ленточные и однотонные яшмы встречаются во многих местах в штатах Аризона, Айдахо, Невада и Вашингтон. На мировом рынке хорошо известны красные яшмы из Индии и Венесуэлы, а также темно-коричневые камни Египта, называемые «нильским кремнем».

2. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как уже было указано, яшмы образуются в результате магматических, метаморфических и гидротермальных процессов (табл. 13). Большое практическое значение принадлежит удобным для отработки остаточно-элювиальным месторождениям яшм в древних корах выветривания.

Магматические месторождения

К яшмам как существенно кремнистым породам микрокристаллического строения могут быть отнесены некоторые кислые эффузивные породы — фельзиты, кварцевые и фельзитовые порфиры. Характерны скрытокристаллические фельзитовые, частично микрофельзитовые структуры основной массы этих пород и отсутствие нераскристаллизованного вулканического стекла. В качестве поделочного камня интересны красиво окрашенные

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика яшмовых залежей
Эндогенная	Магматический	В эффузивных и пирокластических породах кислого состава	Фельзиты, кварцевые и фельзитовые порфиры, риолитовые и дацитовые трассы	Участки эффузивных покровов с благоприятной микроструктурой и красивой окраской длиной до нескольких сотен метров, мощностью 10—30 м
	Метаморфогенный	В вулканогенно-осадочных породах спилито-диабазовых формаций, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев	Кремнистые сланцы, туфы и туффиты, диабазы, габбро-диабазы, иногда серпентиниты	Пластообразные тела и линзы длиной 10—100—200 м, мощностью 0,5—5—6 м, ксенолиты и пропластки в диабазовых и серпентинитах
		В приконтактных роговиках и метасоматитах, метаморфизованных в условиях альбит-эпидотовой фации	Филлиты, кварцево-глинистые и глинистые сланцы, альбитофиры	Линзообразные залежи и ксенолиты длиной 100—1000 м, мощностью 2—100 м и более
Экзогенная	Гидротермальный (поствулканический)	В миндалекаменных эффузивных породах основного и умеренно основного состава	Диабазы, диабазовые и андезитовые порфиры, траппы	Жилообразные тела и участки окремнения эффузивных пород и туфов длиной 3—100 м и более
	Россыпей	Элювиальные (остаточные) россыпи в древних корках выветривания	Глинисто-обломочные элювиальные образования	Разобщенные глыбы и линзы яшм

рождений поделочных яшм

Характеристика яшм	Практическое значение	Примеры месторождений
Полевошпат-кварцевые породы с флюидалной, вариолитовой и порфировой текстурой и фельзитовой структурой основной массы. Окраска в фиолетовых, красных, бурых, зеленых и серых тонах. Встречаются крупные монолиты	Большое. Крупный источник рядовых поделочных и декоративно-облицовочных яшмовидных пород	Коргонское (Алтай), Кутанское (Кавказ), Кумсарексайское (Узбекистан), Карадагское (Крым) и др.
Существенно кварцевые, полевошпат-кварцевые и полевошпатовые породы, однотонные сургучные и зеленые, ленточные и рисунчатые пестроцветные и пейзажные	Очень большое, главные месторождения технических, поделочных и ювелирно-поделочных яшм	Маломуйнаковское, Таш-Казган, Калканское, Казах-Чиккан, Глинское и др. (Урал)
Халцедон-кварцевые, кварц-халцедоновые и кварц-полевошпатовые породы, полосчатые, пятнистые и брекчиевидные. Встречаются крупные монолиты	Большое. Крупный источник рядовых поделочных и декоративно-облицовочных камней	Ревневское, Гольцовское (Алтай), Уруштенское (Кавказ) и др.
Существенно халцедоновые породы, полосчатые и пятнистые, зеленые, зеленовато-бурые, желтые и коричневые. Камни небольшого размера	Незначительное	Карадагское (Крым), Сискятское, Тоданское (Кавказ) и др.
Аналогичны яшмам коренного источника	Большое	Гора Полковник (Урал)

флюидалные и вариолитовые разности фельзитовых порфиров, слагающие сравнительно небольшие участки лавовых покровов.

Классическим примером магматических месторождений этого типа служат девонские эффузивы Западного Алтая и в их числе знаменитое *Коргонское месторождение* фельзитовых порфиров в бассейне р. Чарыш (верховья р. Оби). Коргонский фельзитовый порфир окрашен в серовато-фиолетовый, красно-бурый и фиолетовый цвет. А. Е. Ферсман [25] отмечал фиолетовые и красные порфиры с вкрапленниками белого полевого шпата и кварца. Оригинальны и очень красивы вариолитовые «копейчатые» яшмы с красновато-серыми сферолитами диаметром до 1 см на серо-фиолетовом фоне. Реже встречаются светлые оранжево-красные порфиры с черно-серыми «копейками» с белым кварцевым ядром, а также темно-зеленые с темно-красными вкраплениями. В этом же районе на р. Хаир-Кумир привлекают внимание белые порфиры с черными и бурыми пятнышками и дендритами.

На Северном Кавказе в долине р. Малой Лабы находится *Кутанское месторождение* фельзитовых порфиров и кремнистых туфов, входящих в состав эффузивной толщи пермокарбона. Яшмовидные породы зеленовато-серые тонкозернистые и брекчиевидные. Наиболее красивы тонкополосчатые яшмы с чередованием красных, коричневых и белых полос шириной 1—5 мм.

Н. Л. Николаев (1967 г.) указывает на большое развитие в Узбекистане на Чаткальском и Кураминском хребтах яшмовидных эффузивных пород позднего карбона и перми. В частности, хорошими декоративными свойствами обладают некоторые фельзиты и туфолавы оясайской свиты позднего карбона. Мощность этой свиты в Чаткало-Кураминском районе до 1500 м. На *Кумсарексайском месторождении* в 90 км юго-восточнее г. Ташкента в предгорьях Чаткальского хребта распространены яшмовидные фельзиты с флюидалной структурой, пигментированные окислами железа. Рисунок камней узорчатый, цвет фиолетовый, розовый, светло- и темно-коричневый.

Значительно реже свойствами яшмы обладают некоторые пирокластические породы — спекшиеся («сваренные») витрокластические туфы и туфобрекчии риолитов и дацитов. Уникальное *месторождение* такого рода находится в Крыму в горах *Карадаг*. В составе вулканогенной толщи среднеюрского возраста отмечаются мощные покровы яшмовидных трассов. Карадагские трассы представляют собой литоидные породы, состоящие из тесно примыкающих друг к другу обломков риолит-фельзитов и микрофельзитовых гиалодацитов. Трассами сложена значительная часть Святой горы. В толще трассов встречаются участки очень плотных хорошо полирующихся и красиво окрашенных пород. Среди них интересны однородные зеленые, полосчатые зеленые, серые и коричневые, а также рисунчатые голубовато-зеленые

камни приятного цвета морской волны. Карадагские яшмовидные трассы используются как сувениры знаменитых коктебельских пляжей.

Метаморфогенные месторождения

Большинство яшм, вероятно, возникает в результате регионального и контактового метаморфизма пелитовых и алевропелитовых тонкослоистых осадков (радиоляриевых илов, глин, вулканических пеплов, туффитов и т. п.) и сопутствующих явлений метасоматоза.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СПИЛИТО-ДИАБАЗОВЫХ ФОРМАЦИЙ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ В УСЛОВИЯХ ФАЦИИ ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ

К этому важнейшему типу относятся классические яшмы Урала и Восточного Казахстана — однотонные, ленточные и пестроцветные. Исходными породами для них служили главным образом тонкие кремнистые и карбонатно-кремнистые илы, нередко интенсивно ожелезненные, а также пепловые туфы. Преобразованию морских кремнистых осадков в яшмы, по мнению Л. С. Либровича (1936 г.), способствовала подводная вулканическая деятельность. Яшмы всегда встречаются в тесной связи с диабазами, регионально-метаморфизованными в условиях кварц-альбит-хлоритовой ступени фации зеленых сланцев, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену. Интересно, что в яшмах Орского района местами содержится до 20 % граната андрадитового ряда, несомненно образовавшегося при региональном метаморфизме за счет карбонатного материала туфогенных и осадочных пород [1].

Существенное значение, особенно для формирования пестроцветных брекчиевидных яшм, вероятно, имели и процессы инфильтрационного кремнивого метасоматоза, которые накладывались на уже образованные простые яшмы. Это отчасти сближает месторождения яшм регионально- и контактово-метаморфического происхождения.

Месторождения яшм распространены по всему восточному склону Урала от Пай-Хоя до Оренбургских степей; встречаются они среди девонских и силурийских вулканогенно-осадочных формаций. Особенно богат яшмами Южный Урал, где встречаются неповторимые по разнообразию окраски и рисунку камни. Здесь широко известны однотонные сургучные, вишневые и зеленые яшмы (Маломуйнаковское, Калканское и другие месторождения), ленточные и струйчатые (Таш-Казган), пестроцветные и пейзажные (Гора Полковник), однородные технические (Казах-Чиккан). На Среднем Урале промышленное значение имеет Глинское месторождение полосчатых и струйчатых яшм.

Южно-Уральская провинция яшм протягивается почти на 500 км от г. Миасса на севере до г. Орска на юге. Большинство месторождений находится на востоке Башкирии (Учалинская группа) и в районе г. Орска (Орская группа). Провинция приурочена к западному крылу Магнитогорского синклинория, сложенному вулканогенно-осадочными и терригенными породами раннего и среднего девона. В этой толще встречаются многочисленные покровы диабазов и диабазовых порфиритов, а также субвулканические тела габбро-диабазов, контролирующиеся разломами меридионального простирания.

Учалинская группа включает Маломуйнаковское, Мулдакаевское, Таш-Казган, Калканское, Сафаровское и другие месторождения поделочных яшм.

Маломуйнаковское (Ямское) месторождение, открытое в конце XVIII в., расположено на западном склоне хр. Ирендык в 25 км северо-западнее пос. Учалы. В этом районе обнажены покровы пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и туфов ирендыкской свиты раннего девона с прослоями туффитов, кремнистых сланцев и яшмовидных пород. Толща залегает моноклиinally с углами падения 60—70°. Среди порфиритов и туфов обнаружено 19 линз поделочных яшм, составляющих в совокупности узкую яшмоносную зону протяженностью более 1 км при ширине от 40—50 до 75 м. Обычная длина яшмовых тел 10—70 м; самое крупное тело прослежено по простиранию на 140 м. Мощность линз 1,5—5 м; контакты с вмещающими породами четкие, залегание согласное. На месторождении выделено четыре участка концентрации линз: Северный, Новый, Центральный (рис. 63) и Южный. Распространены однотонные темно-вишневые или сургучно-красные яшмы, а также темно- и светло-зеленые полосчатые и пятнистые. Особенно характерны красно- и розово-зеленые ленточные яшмы с волнистым переливчатым рисунком. Они имеют непостоянный кварц-полевошпатовый состав с содержанием тонкозернистого кварца 0—70 %. Другие минералы представлены амфиболом, хлоритом, эпидотом, гидраргиллитом, пироксеном.

В 5 км от Маломуйнаковского месторождения вблизи д. Старомуйнаково находится *месторождение Таш-Казган*. Здесь линзо- и пластообразные яшмовые тела залегают в маломощном прослое буро-зеленых и темно-красных окремненных туффитов, разделяющем метаморфизованные диабазы среднего девона и более свежие пироксен-плаггиоклазовые порфириты (рис. 64). Мощность яшмовых тел 2—7 м, протяженность 20—200 м и более. На участке Таш-Казган I в пласте красно-бурых окремненных пород встречаются обособления мясо-красных яшм с прожилками и вкраплениями белого кварца. Значительно интереснее участок Таш-Казган II, где обнаружено восемь линз, состоящих главным образом из ленточных яшм кофейно-красных и зеленоватых тонов с резкими или постепенными переходами.

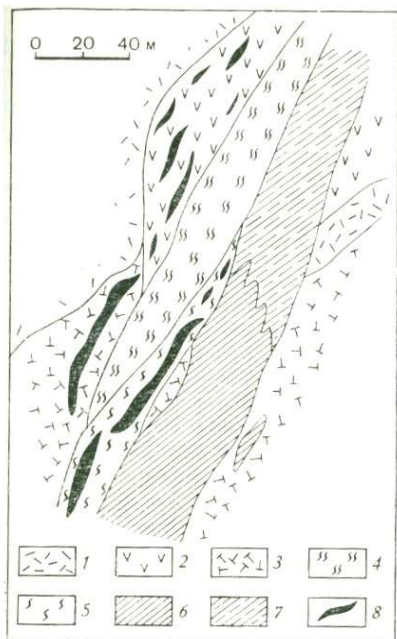


Рис. 63.

Схема геологического строения Центрального участка Малойунаковского месторождения яшм. По С. Б. Юшкову (1956 г.).

1 — агломеративные туфы; 2 — пироксен-плагиоклазовый порфирит; 3 — мелкозернистые литокластические туфы; 4 — яшмовидные породы красные; 5 — яшмовидные породы зеленые; 6 — туффиты; 7 — туффиты рассланцованные; 8 — яшмы

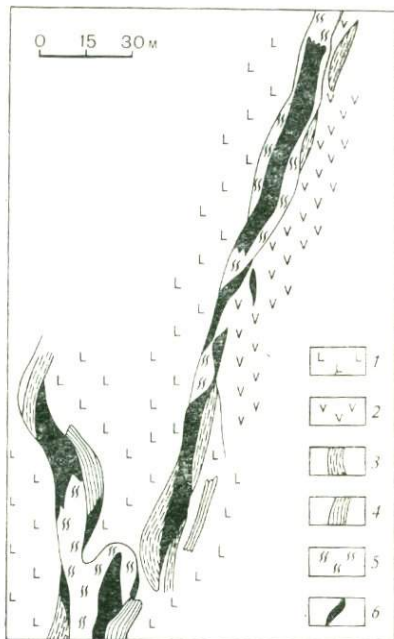


Рис. 64

Схема геологического строения Таш-Казганского месторождения яшм. По С. Б. Юшкову (1956 г.).

1 — метаморфизованные диабазы и диабазовые порфириты; 2 — пироксен-плагиоклазовые порфириты; 3 — кремнисто-глинистые сланцы; 4 — яшмовидные породы зеленые и бурые; 5 — яшмовидные породы красные; 6 — яшмы

Реже встречаются пестроцветные яшмы — темно-красные с розовыми фарфоровидными включениями, «ситцевые» и типа «мясного агата».

С 1875 г. в верховьях р. Урала известно *Калканское месторождение* однотонной технической и поделочной яшмы. Карьерами вскрыты две линзы яшм длиной по несколько десятков метров и мощностью 1,5—3 м, расположенные вдоль контакта серпентинитов с тонкоплитчатыми кремнистыми туффитами. Яшма однородная, микрозернистая, зеленовато-серая. Она состоит главным образом из альбита, адуляра и реликтового пироксена с примесью хлорита, эпидота, пренита и актинолита, кварца в ней нет [1]. Таким образом калканскую яшму возможно рассматривать как сильно альбитизированный и хлоритизированный пироксен-плагиоклазовый туф.

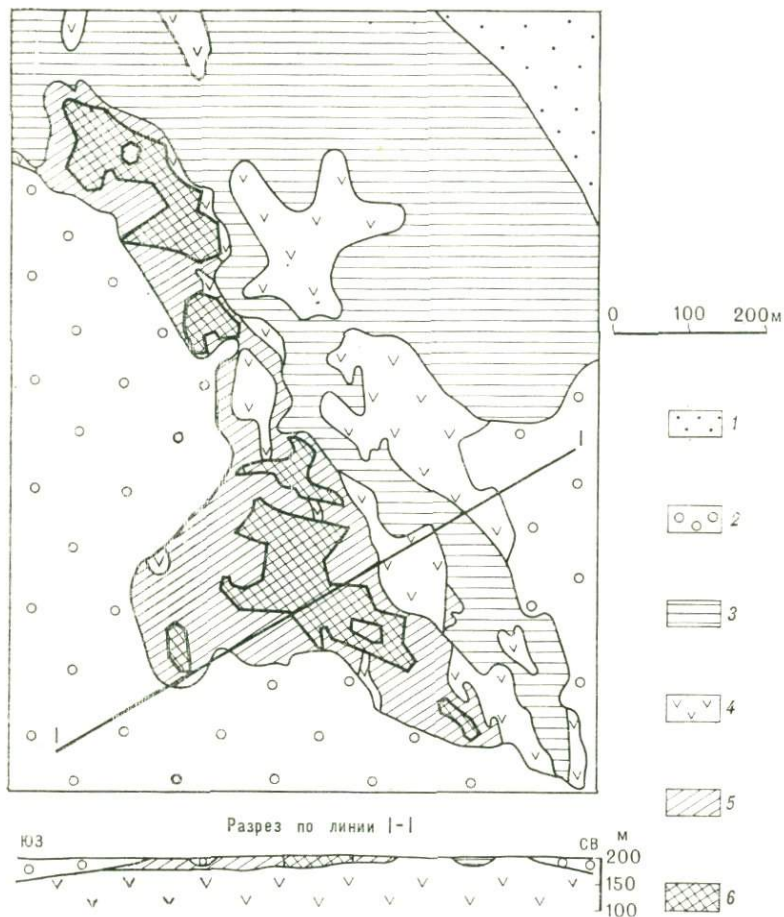


Рис. 65.
 Схема геологического строения месторождения яшмы горы Полковник. По В. С. Шальных (1978 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — юрские глины, пески и галечники; 3 — девонские туффиты и туффпесчаники (улутауская свита); 4 — диабазы, габбро-диабазы; 5 — яшмоносная кора выветривания диабазов; 6 — участки скопления яшмы

Орская группа объединяет месторождения горы Полковник, Калиновское, Казах-Чиккан и другие, находящиеся в Оренбургской обл., а также Анастасьевское месторождение в Актюбинской обл. Казахстана.

Знаменитые пестроцветные и пейзажные яшмы горы Полковник (Орское) добываются уже более 200 лет. Это месторождение расположено на левом берегу р. Орь в 10 км юго-восточнее г. Орска. Его геологическое строение весьма своеобразно. Яшма встречается в виде глыб — ксенолитов, заключенных в субвулканическом массиве диабазов. Массив залегает среди

туфогенно-осадочных отложений улутауской свиты среднего девона, местами содержащих прослой и линзы «региональных» сургучно-красных и зеленовато-серых яшм.

На диабазах развита древняя кора выветривания каолин-монтмориллонитового состава с остаточными глыбами яшмы (рис. 65). Мощность коры 1,5—35 м. Обособления яшмы обычно овальной формы с размером в сечении $1,5 \times 0,8$ м, иногда $3,5 \times 1,5$ м и больше (рис. 66). Самое крупное тело, вскрытое эксплуатационным карьером, имело форму плиты длиной около 40 м при мощности 1 м и было прослежено на глубину 8—9 м. Яшмоносна главным образом верхняя часть залежи диабазов, где разведаны участки концентрации ксенолитов яшмы площадью 125×50 м и 500×300 м.

По краям глыбы сложены преимущественно красными яшмами, а внутри и вверху встречаются пестроцветные и рисунчатые.

Пестроцветные яшмы месторождения Гора Полковник представлены тремя главными разновидностями: 1) с концентрическим рисунком типа разрезанной свеклы. Чередующиеся правильные или волокнистые кольца окрашены магнетитом, лимонитом, хлоритом или состоят из чистого белого кварца. Такие яшмы, вероятно, возникают в результате кольцевого расслоения геля кремнезема; 2) брекчиевидными яшмами, в которых остроугольные обломки и каолинизированных окварцованных и гематитизированных осадочных пород с реликтовой слоистостью размером от нескольких миллиметров до 15—20 см в поперечнике сцементированы тонким кварц-гематитовым агрегатом. Обломки сургучно-красных яшм иногда цементируются розовато-серой окремненной каолининовой массой; 3) с флюидальным рисунком, образованным светлыми и темными красными и фиолетовыми струйками, причудливо изгибающимися и сливающимися вместе. Иногда встречаются яшмы со сложным пятнистым рисунком (рис. 67, см. вклейку). Во всех пестроцветных яшмах наблюдается много кварцевых и эпидот-кварцевых прожилков, иногда обогащенных магнетитом и содержащих кубики пирита размером до 1—2 см.

Главный компонент орской яшмы — тонкозернистый кварц, которого в пестроцветных разновидностях содержится до 80—90%. Характерные примеси — гранат (андрадит), гематит, эпидот,

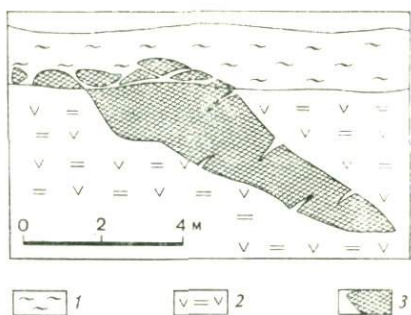


Рис. 66.

Линзовидное обособление пестроцветной яшмы в коре выветривания диабаза. Гора Полковник. Зарисовка стенки карьера. По А. Е. Малахову и К. М. Неделеяву (1940 г.).

1 — серые глины плюцена; 2 — элювиальные глины; 3 — пестроцветная яшма

хлорит, актинолит, карбонаты, прит, магнетит и водные окислы железа. Несомненно, что глыбы яшмы были захвачены базальтовой магмой из яшмоносных отложений улутауской свиты и подверглись дополнительному метасоматозу, в результате которого «региональные» сургучные яшмы были преобразованы в пестроцветные разности.

В 17 км к северо-западу от г. Орска расположено *месторождение* технической яшмы *Казах-Чиккан*. На контакте диабазовых порфиритов и перидотитов наблюдается пласт серовато-зеленых яшм мощностью 6,5 м, прослеженный на расстоянии около 300 м. Пласт наклонен под углом 10—20° и пересечен двумя разломами. Его верхняя часть сильно разрушена, а нижняя содержит пропластки выветрелых туфогенных пород. Практический интерес представляет только середина пласта мощностью около 1 м, сложенная плотной однородной яшмой зеленовато-серого цвета. На южном склоне горы Казах-Чиккан встречались также восково-желтые и темно-фиолетовые яшмы.

В 1945 г. в 45 км южнее г. Орска было обнаружено *Анастасьевское месторождение* пестроцветных яшм. Среди эффузивов основного состава карамалыташской свиты и туфогенно-осадочных отложений улутауской свиты залегают многочисленные линзы яшм и яшмо-кварцитов длиной 5—50 м и мощностью 0,2—4 м. Большинство линз сосредоточено на площади 1100 × 480 м. В южной части этого участка преобладают сургучные и вишнево-коричневые яшмы, а в северной — полосчатые и рисунчатые бледно- и густо-зеленые, сочетающиеся с розовыми, красными и светло-серыми. Очень своеобразно выглядят яшмы с зигзагообразными кварц-эпидотовыми прожилками и с концентрически-полосчатым рисунком. Состав красных яшм в основном гематит-кварцевый, а пестроцветных — гранат-кварцевый с эпидотом, кальцитом и гематитом. На месторождении распространены и яшмо-кварциты с аналогичной расцветкой, отличающиеся от яшм более грубой зернистостью.

На Среднем Урале лучшим считается *Глинское месторождение*, расположенное в Алапаевском районе Свердловской обл., в 18 км севернее р. Реж. На этой площади выявлено 11 яшмовых линз, протягивающихся в меридиональном направлении вдоль контакта диабазов, туфов и диабазовых порфиритов среднего девона с серпентинитами Голендухинского массива. Длина большинства тел по простиранию 10—50 м, мощность 1—5 м. Главная линза, залегающая в окремненных серпентинитах, по размерам резко отличается от остальных: ее длина 120 м, а мощность 12,5 м. Яшмы полосчатые, струйчатые, местами пейзажные, окрашенные преимущественно в зеленовато-серые густые и блеклые тона с серовато-желтыми, зелеными и черными полосками, а также с сетчатыми прожилками белого кварца. Из этой залежи извлекались крупные яшмовые монолиты размером до 0,7—1 м в поперечнике.

Красивые яшмовидные породы иногда образуются при контактовом метаморфизме тонкозернистых глинистых сланцев, филлитов и альбитофинов в условиях альбит-эпидот-роговиковой фации, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену. Контактный метаморфизм такого рода, как правило, сопровождается интенсивными метасоматическими процессами окремнения.

Знаменитые месторождения яшмовидных роговиков — Ревневское и Гольцовское находятся в предгорьях Алтая в районе Змеиногорска.

Ревневское месторождение было открыто в 1789 г. в верховьях р. Логовушки в 25 км восточнее г. Змеиногорска и с тех пор служит источником красивой волнистой и парчовой зеленой яшмы. Эти породы прослежены вдоль реки на 180 м при ширине выходов до 50 м и представляют собой ксенолиты сильно измененных сланцев в интрузивных кварцевых альбитофирах и гранофирах. Рисунок ревневской яшмы представлен чередованием узких зеленовато-белых и широких темно-зеленых полос, сложно деформированных и пересеченных тонкими прожилками эпидота. Парчовые разности лишены полосчатости и имеют желтоватый оттенок с причудливыми красными пятнами [25]. Под микроскопом видно, что яшмы состоят главным образом из угловатых и округлых зерен кварца с послойно распределенными примесями эпидота, клиноцоизита и альбита, а также реликтами диопсида и амфибола. Наряду с высокими декоративными качествами ревневские яшмы характеризуются крупными размерами монолитов, масса которых иногда достигает 50—80 т.

Гольцовское месторождение, расположенное на правом берегу р. Большой Гольцовки у д. Мошкиной, по геологическому строению и составу яшмовидных пород очень похоже на Ревневское. Гольцовские апосланцевые роговики темно-голубого, зеленовато-серого и черного цвета с однородным неяснополосчатым, пятнистым, иногда флюидалным рисунком. Среди темноцветных минералов, распространены эпидот, хлорит и актинолит, местами образующий тонкие спутанно-волокнистые агрегаты.

Очень интересно также *Уруштенское месторождение* яшм на Северном Кавказе в верховьях одноименной реки. Яшмовидные роговики образовались по филлитам раннего карбона на контактах с межпластовыми телами диоритов. Общая мощность яшмоносной толщи филлитов и диоритов 250—300 м. Преобладают полосчатые линейные и волнистые яшмы с зеленовато-серыми, голубыми и коричневыми полосками шириной 0,5—2 см. Яшмы имеют кварц-халцедоновый состав с примесями глинистых частиц, эпидота, хлорита и роговой обманки.

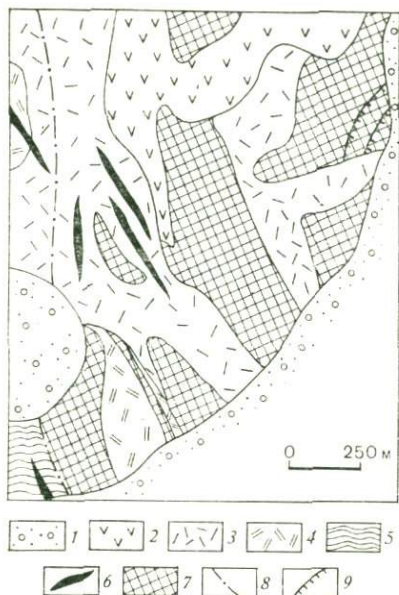


Рис. 68.

Схема геологического строения Риддерского месторождения яшмовидных пород. По В. К. Бульба (1962 г.).

1 — современные рыхлые отложения; 2 — диабазы, габбро-диабазы змеиногорского комплекса; 3 — альбитофиры успенской свиты; 4 — кварцевые альбитофиры успенской свиты; 5 — метаморфические сланцы; 6 — дайки гранит-порфиров; 7 — брекчии альбитофиров (риддерские яшмы); 8 — тектонические нарушения; 9 — яшмовая копь

прорвана габбро-диабазами, плагиогранитами и плагиогранит-порфирами верхнепалеозойского змеиногорского комплекса. Риддерские яшмы — лавобрекчии альбитофиров — наблюдаются среди однородных и менее измененных альбитофиров; контакты с ними как резкие, так и постепенные (рис. 68). Разведанная залежь яшмовидных пород в долине р. Брексы прослежена по простиранию на 1200 м при мощности 100—150 м.

Многочисленные обломки розовато-серых, розовых, серых и белых альбитофиров величиной от нескольких миллиметров до 10—15 см в поперечнике сцементированы серовато-зеленой скрытокристаллической массой. Форма обломков преимущественно овальная, несколько сплюснутая в одном направлении. В верховьях р. Палевой встречаются фисташково-зеленые яшмы с крупными редкими или мелкими частыми красновато-розовыми включениями. На месторождениях встречаются крупные монолиты размером 2—3 м и более в поперечнике.

К рассматриваемому контактово - метасоматическому типу нами условно относится и Лениногорская (Риддерская) группа месторождений яшм в Восточно-Казахстанской области. Красивая зелено-розовая яшмовидная брекчия из этого района стала известна еще в конце XVIII в., получив название «риддерской яшмы». А. Е. Ферсман определял ее как «брекчиевидный кварцит, окрашенный эпидотом в сине-зеленый цвет, с красными железистыми окислами, придающими ему пятнистое строение» [25, с. 235]. Сейчас установлено, что эта порода представляет собой брекчию кварцевых альбитофиров с интрузивным гиалокластическим цементом, претерпевшим полную девитрификацию и интенсивную альбитизацию.

В Лениногорском районе в бассейне р. Убы, по рекам Брексы, Бычьей, Полевой и др., вулканогенная толща альбитофиров, их туфов и лавобрекчий, относящаяся к успенской свите среднего девона,

Гидротермальные (поствулканические) месторождения

Этот тип месторождений представлен плотными окрашенными разностями халцедона, сопутствующими скоплениям агата в миндалекаменных эффузивных породах основного и умеренно основного состава [25]. Такие яшмы слагают зальбанды агатовых, халцедон-кварцевых и цеолит-кварц-кальцитовых миндалин и жил. Они обычно окрашены хлоритами, селадонитом и мельчайшими частицами боковых пород в зеленый, реже зеленовато-бурый и красноватый цвет. Промышленное значение гидротермальных месторождений яшм сравнительно невелико, главным образом из-за небольших размеров яшмовых обособлений. В СССР гидротермальные яшмы известны в Горном Крыму и на Малом Кавказе. В Крыму типичные гидротермальные яшмы широко распространены в вулканической гряде Карадаг. Этот горный массив сложен эффузивными и вулканогенно-обломочными породами среднеюрской спилито-диабазовой формации, среди которых залегают пластовые тела, дайки и неки более молодых кайнотипных оливиновых базальтов, андезитов, дацитов и трассов. Мощность вулканогенной толщи около 500 м.

Яшмовые жилы встречаются главным образом в районе Прибрежной гряды. Протяженность их по простиранию до 80—100 м, мощность 0,1—0,8 м. Состав яшм существенно халцедоновый с красящими примесями окислов железа, селадонита и хлорита. Обычно карадагские яшмы желтого и красного цвета в сочетании с зеленым, голубовато-зеленым, сиреневым, оранжевым и др. Различаются однотонные, пятнистые и пестроцветные камни, среди которых особенно красивы «огненные» яшмы с включениями красного сердолика. Яшмы нередко пересекаются тонкими прожилками голубовато-серого халцедона и фарфоровидного опала, а также содержат мелкие пустотки с щетками бледно-фиолетового аметиста и прозрачного кальцита.

Небольшие скопления яшм отмечаются на многих месторождениях технического и ювелирно-поделочного агата в Закавказье, связанных с андезито-базальтовыми формациями раннего мела и эоцена; Иджеванском (Саригюкском) и Сискятском в Армении, Аджикендском, Эйвазлинском и Тоданском в Азербайджане и др. В эффузивных породах распространены небольшие жилы длиной 3—5 м и мощностью 0,2—1 м и миндалины, иногда яшмовые жилы встречаются и в туфах, переслаивающихся с покровами порфиритов и андезито-базальтов. Как исключение, на Сискятском месторождении в гидротермально измененных порфиритах обнаружена крупная яшмоносная жила, прослеженная по простиранию на 170 м при мощности в раздвухах до 9 м. Яшмы зеленые, зеленовато-бурые, коричневые, коричнево-желтые и красно-желтые с полосчатым, пятнистым и хлопьевидным рисунком. На Тоданском месторождении наблюдаются темно-зеленые яшмы с мелкими красными пятнами,

напоминающие гелиотроп. Состав яшм в основном халцедоновый (65—70 %), иногда с небольшим количеством кварца и опала, а также с примесями пелитовых частиц, хлорита, гематита и гётита.

Элювиальные (остаточные) месторождения в древних корах выветривания

Яшмы, особенно кварцевого и халцедонового состава, устойчивы в зоне гипергенеза и хорошо сохраняются в корах выветривания. Пример — знаменитое месторождение пестроцветных и пейзажных яшм *Гора Полковник* на Южном Урале (см. с. 224). Следует отметить, что коренная часть этого месторождения не имеет промышленного значения в связи с рассредоточенностью яшмовых тел и сложностью их извлечения из крепких диабазов. В верхней части коры — в бесструктурной зоне и в верхах глинистой структурной зоны содержание яшмы повышается, что вообще характерно для остаточных месторождений.

При размыве кор выветривания и перемещения обломочного материала яшмы быстро измельчаются и в аллювиальных отложениях содержатся, как правило, мелкие гальки яшм, интересные только для коллекционеров.

XII

ПРОЧИЕ ЦВЕТНЫЕ КАМНИ

В предыдущих главах были охарактеризованы самые популярные и ценные ювелирно-поделочные камни. Кроме них в ювелирно-камнерезном деле применяются и многие другие минералы и горные породы, включая такие сравнительно распространенные, как гипс (селенит), змеевики и цветные мраморы. Далее кратко описаны некоторые из них: гематит-кровавик, мраморный оникс, обсидиан, гагат и др.

1. ГЕМАТИТ-КРОВАВИК

Плотные скрытокристаллические и тонковолокнистые разновидности гематита, приобретающие после полировки сильный металлический блеск с темно-красным отливом, ювелиры называли «кровавиком». Этот камень был хорошо известен еще в древности ассирийцам и египтянам и использовался как слав-

нительно дешевый и своеобразный ювелирный материал. Кровавик особенно красив в мелких поделках: печатках-интальо, кабошонах и плоских вставках (рис. 69, см. вклейку) в перстни и броши, иногда инкрустируемых золотом. Спрос на кровавик непостоянен и сильно зависит от моды. Волокнистый гематит-кровавик находит и техническое применение в качестве лучшего материала для полировки золотых и серебряных изделий.

По составу кровавик представляет собой обыкновенный гематит Fe_2O_3 , иногда слегка загрязненный мелкими включениями глинистых частиц и кварца. В сотых долях процента отмечаются примеси титана и магния, а в тысячных — марганца, ванадия, меди, молибдена и никеля. Кристаллы гематита относятся к дитригонально-скаленоэдрическому виду симметрии тригональной сингонии. Плотность 5,2—5,3 г/см³, твердость 5,5—6,5 по Моосу. Минерал хрупок, излом полураковистый или неровный. Спайность отсутствует, иногда наблюдается отдельность по (1011) и (0001), обусловленная двойниками. В необработанном виде цвет камня изменяется от стально-серого до красновато-черного, блеск полуметаллический, матовый, шелковистый.

В ювелирном деле применяются крупные кристаллы гематита, которые, однако, довольно редки. В значительно больших количествах перерабатывается плотный скрытокристаллический красный железняк, встречающийся на некоторых железорудных месторождениях. Лучший гематит-кровавик представлен почковидными радиально-лучистыми концентрически-зональными агрегатами тонковолокнистых кристаллов («красная стеклянная голова», почковидная руда). Такие образования достигают 20—30 см в диаметре и прекрасно полируются на срезах, перпендикулярных к направлению волокон.

Следует отметить, что кровавик иногда подменяется почковидным криптомеланом, также хорошо принимающим зеркальную полировку, но более темного, почти черного цвета с синеватым, а не красным отливом.

Гематит образуется в разнообразных геологических условиях, в основном как средне-низкотемпературный минерал. Интересующие нас разновидности гематита имеют гидротермально-метасоматическое происхождение (гематитовые, кварц-гематитовые, сидерит- и хлорит-гематитовые и т. п.) или возникают в процессе регионального метаморфизма за счет бурых железняков и гидрогематита, а также при формировании древних латеритовых кор выветривания и зон окисления колчеданных месторождений.

Тонкозернистый гематит встречается в основном на метаморфогенных железо-марганцевых месторождениях, связанных с кварцито-яшмовыми формациями, а также в железистых кварцитах и итабиритах. Красные стеклянные головы характерны для жильных гидротермально-метасоматических месторождений, залегающих в сильно ожелезненных красноцветных

песчаниках и известняках. Выделяются два главных способа образования таких почковидно-волокнистых агрегатов: 1) конкреционно-порфиروبластический — сформированы в твердой среде в результате перекристаллизации сплошных масс мелкозернистого гематита или железистого цемента песчаников и 2) натечный по стенкам пустот и трещин. Природа минералообразующих растворов гидротермальная или гипергенная; в последнем случае обычно возникают бурые стеклянные головы, превращающиеся в гематит лишь в результате последующего контактового метаморфизма.

Месторождения гематита-крававика имеются в ряде стран: в СССР, ГДР (Рудные горы), в Великобритании (западное побережье Англии) и др.

В СССР крававик распространен главным образом в Казахстане. Красный железняк, пригодный для обработки, встречается на железорудных месторождениях Западный Каражал и Большой Ктай в Карагандинской области. В 1948 г. в Джамбулской области в пустыне Бетпак-Дала было открыто месторождение почковидного крававика Кишкенесор. Упомянутые А. Е. Ферсманом [25] проявления крававика на Среднем Урале (Бертевские россыпи в районе Нижнего Тагила и Шабровские в Нижне-Исетской даче) сейчас не имеют практического значения.

На месторождении *Западный Каражал* крававик связан с магнетит-гематит-марганцевыми рудами, которые залегают среди железистых известняков, кремнисто-карбонатных пород и красных яшм турнейского яруса раннего карбона. Рудные тела прослеживаются на расстоянии более 1 км при мощности до 40—50 м.

В качестве ювелирного сырья можно использовать сливные микрозернистые разности стально-серого гематита без трещин и каверн, иногда слабо или отчетливо слоистые. На *месторождении Большой Ктай*, расположенном вблизи Каражала в аналогичной геологической обстановке, интересен плотный грубополосчатый так называемый голубой гематит с побежалостью в синих тонах.

Превосходный гематит-крававик обнаружен на *месторождении Кишкенесор* в красноцветных песчано-галечных отложениях фаменского яруса позднего девона. В основании разреза залегают кварцевые песчаники и гравелиты, несогласно перекрытые среднегалечными конгломератами и гравийными песчаниками. Стратиграфически выше следуют полимиктовые средне-мелкозернистые гематитизированные, иногда косослоистые песчаники, пересеченные жилами гематита. На девонских породах в мульдах лежат серые известняки и красные песчаники турнейского яруса раннего карбона (рис. 70).

На месторождении выявлены четыре рудные зоны, которые состоят из ряда параллельных и следующих друг за другом

гематитовых тел. Наиболее богатая и крупная Западная зона включает плитообразную жилу длиной около 450 м и несколько параллельных с ней небольших линз. Мощность жилы около 10 м, суммарная мощность зоны 15—20 м. Углы падения крутые (80—90°), в восточном конце выполаживаются до 50—70°.

Рудные тела сложены мелкозернистым и брекчиевидным гематитом, в котором по трещинам развиты почковидные агрегаты кровавика. Минерализованные трещины и прожилки кровавика обычно ориентированы согласно с жилой и концентрируются вдоль контактов с боковыми породами и в ее центральной части. Длина их от нескольких метров до 20—30 м, мощность от 1—2 см до 1—1,5 м, редко более. Во вмещающих жилу песчаниках зерна кварца местами цементируются гематитом. Рудные тела практически мономинеральны, если не считать редких и тонких прожилков белого кварца и кальцита.

Диаметр сферолитов кровавика 1—10 см и более, внутреннее строение отчетливо радиально-лучистое и концентрически-зональное, хорошо выражена скорлуповатая отдельность. Цвет стально-серый и черный с красным оттенком, твердость 6 по шкале Мооса. Гематитовые жилы, по-видимому, гидротермального происхождения. Почковидный гематит-кровавик образовался в результате перекристаллизации массивных мелкозернистых руд.

Великобритания. За рубежом довольно широкую известность в качестве источника ювелирно-поделочного гематита получили однотипные с Кишкенесором месторождения западного побережья Англии в Южном Камберленде и Ланкашире [37]. В Ланкашире у Фернесса наблюдаются многочисленные гематитовые жилы и пластообразные тела, залегающие преимущественно в среднепалеозойских (доверхнекарбонных) известняках и редко в ордовикских аспидных сланцах и красноцветных конгломератах и песчаниках пермо-триаса. Гематитовые руды за-

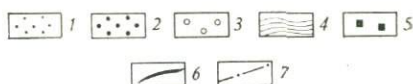
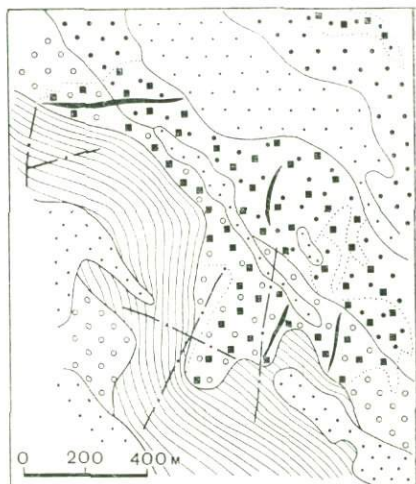


Рис. 70.

Схема геологического строения месторождения гематита-кровавика Кишкенесор. По А. А. Кормушину (1971 г.).

1 — современные рыхлые отложения; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — конгломераты; 5 — гематитизированные породы; 6 — гематитовые жилы; 7 — разрывные нарушения

мещают оолитовые и брекчиевидные известняки вдоль их контакта с ожелезненными песчаниками в сводах мелких антиклинальных складок, пересеченных крутыми разломами. Кроме гематита в небольших количествах встречаются гётит, окислы марганца, барит, кварц, флюорит, пирит. Почковидные агрегаты гематита развиты по трещинам в сплошных рудах, тяготея к зоне контакта с известняками. Глубина оруденения не более 200 м.

2. МРАМОРНЫЙ ОНИКС

Мраморным ониксом принято называть плотные просвечивающие агрегаты кальцита или арагонита, окрашенные в мягкие желтые, розовые, кремовые, зеленоватые и коричневые тона. Очень характерен ленточный или концентрический рисунок с четкими молочно-белыми полосками (отсюда и название камня). Напомним, что собственно ониксом (от греч. ονύξ (оникс) — ноготь) называют тонкополосчатые агаты с контрастными белыми и темными слоями.

Мраморный оникс — типичный поделочный камень, применяемый для изготовления ваз, шкатулок, портсигаров, письменных приборов, подставок для часов и скульптур. Особенно красив он в сочетании с бронзой. Используется мраморный оникс и как декоративно-облицовочный материал для украшения уникальных зданий и памятников. Знамениты, например, отделанные ониксом баллюстрада главной лестницы Гранд Опера в Париже и внутренние помещения мавзолея Гур-Эмир в Самарканде (XV в.). Африканский (египетский и алжирский) мраморный оникс был хорошо известен еще в Древнем Риме и упомянут Плинием Старшим под названием «восточного алебастра» [25].

Химический состав мраморного оникса соответствует карбонату кальция — CaCO_3 , представленному тригональным кальцитом или ромбическим арагонитом; иногда кальцитовые и арагонитовые слои чередуются. Обычны примеси Fe^{3+} , Fe^{2+} , магния, стронция, бария, марганца, олова и цинка, которые также влияют на окраску камня. А. Е. Ферсман упоминает кроме того органические соединения и никель. Внутренняя структура оникса скрытокристаллическая, зернистая и волокнистая, твердость 3—4 по шкале Мооса, блеск стеклянный. Преобладает обычно белая, желтоватая или коричневая окраска, сочетающаяся с янтарной, оранжевой и зеленой. Наряду с полосчатыми камнями распространены однотонные и пятнистые, пронизанные извилистыми белыми и цветными прожилками.

Мраморный оникс встречается, как правило, в областях молодого кайнозойского вулканизма, образуясь в результате деятельности горячих углекислых вод, богатых бикарбонатом кальция. Его скопления залегают в известняках, карбонатизирован-

ных песчаниках и туфах базальтового или андезитово-дацитового состава нередко в тесной ассоциации с травертинами — пористыми известняковыми туфами, отлагающимися в устьях минеральных источников и гейзеров. Различаются два структурно-морфологических типа ониксовых тел: 1) жильный и пластообразный за счет выполнения трещин, главным образом пологих и согласных с напластованием известняков и туфов, реже разноориентированных в зонах дробления, и 2) натечный в форме тонких покровов, сталактитов и сталагмитов в открытых полостях карстовых пещер. Мраморный оникс отлагался из медленно просачивающихся бикарбонатных растворов в виде тонкодисперсных гелевых масс, постепенно твердевших и подвергавшихся раскристаллизации. Считается, что арагонит кристаллизуется при более высокой температуре, чем кальцит, и его образованию способствуют примеси в растворах стронция и магния.

Крупнейшие месторождения мраморного оникса находятся в Алжире в вилайетах Оран, Мостаганем и Константина. Главные разработки желтовато-белого оникса Бон-Ганиф расположены приблизительно в 15 км северо-восточнее г. Маскара неподалеку от горячих источников Аква-Сиренсис. Месторождения у г. Константина интересны ониксами редкого ярко-красного цвета. Светло-янтарный мраморный оникс с волнистым рисунком («египетский алебастр») еще в древности добывали в Египте в долине Нила вблизи г. Алабастрон, а в последние годы небольшое количество этого камня поступало из пещер, расположенных в окрестностях г. Бени-Суэйфа. С давних времен известен также «тавризский мрамор» из месторождений на берегах Урмийского озера вблизи г. Тебриза в Иранском Азербайджане. Крупные месторождения высококачественного мраморного оникса имеются в Пакистане и Афганистане.

Афганские месторождения Малик-Дункан, Золдаг, Арбу и др. расположены в пустыне Регистан (провинция Гильменд) и представлены пластообразными телами кальцитового оникса в андезитово-дацитовых туфах раннего мела и в красноцветных песчаниках неогена. На самом большом месторождении Малик-Дункан в 250 км южнее г. Лашкаргах выявлено шесть пологих залежей размерами в плане от 10×20 до 350×460 м², каждая из которых состоит из нескольких пластов мощностью от 10 см до 3 м. Афганский оникс полупрозрачный, светлый с зеленым оттенком и тонкими красными и бурными прожилками.

Имеются сведения о наличии мраморного оникса в Южной Австралии (Уорриута около г. Белтана и др.).

В Западном полушарии красивые мраморные ониксы встречаются в Мексике в штатах Нижняя Калифорния, Пуэбла и Оахака, в Аргентине в провинции Сан-Луис и в США в штатах Юта и Аризона. Мексиканский «педрара-оникс», или «текали-мрамор» из Нижней Калифорнии — прозрачный зеленовато-

белый с оранжевыми и коричневыми полосами, высоко ценился еще ацтеками, использовавшими его для украшения храмов и приготовления жертвенных сосудов.

В СССР мраморным ониксом богат Малый Кавказ: в Армении разведаны Агамзалинское и Мисханское месторождения, а в Азербайджане — Бадамлинское и Сирабское. В Средней Азии в Узбекистане находится месторождение Кумышкан, в Киргизии — Дюресу, а в Туркмении — Карлюкское. В Закавказье широко распространены месторождения пластообразного оникса. Наиболее крупное из них — *Агамзалинское* находится в 12 км юго-восточнее г. Еревана и разрабатывалось еще в XVIII в. На этом месторождении на голубовато-серых известняках эоцена несогласно залегают мелкозернистые нижнечетвертичные известняки, содержащие пропластки мраморного оникса мощностью 15—40 см. Особенно обогащен ониксом участок известняка длиной 110 м и шириной 30—35 м. Характерны желтовато-белые камни, а также светло-зеленые и коричневые с полосчатыми ленточным и concentрическим рисунком.

Мраморный оникс иногда выполняет тектонические трещины в зонах дробления карбонатных пород и цементирует брекчии. Так, на *месторождении Дюресу* в Киргизии в 15 км севернее оз. Иссык-Куль арагонитовым ониксом минерализованы трещиноватые известняки и мелкогалечные конгломераты кохтурнякской свиты палеогена.

Красивые поделочные камни полупрозрачные, с эффектным рисунком, связаны с натеками арагонита и кальцита в карстовых пещерах. Такие месторождения недавно выявлены в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в Зирабулак-Зиаэтдинских горах (Тамерланова пещера) и Кугитангтау (Карлюкские пещеры). Знаменитое *Карлюкское месторождение* расположено в Чаршангинском районе Туркмении и связано с раскарстованными известняками поздней юры. Толща юрских мергелей, известняков и эвалоритов общей мощностью около 1500 м перекрыта красноцветными меловыми отложениями, а также гипсами и загипсованными известняками палеогена. Карст развит в серых толстослойных и массивных известняках оксфордского яруса вдоль крупных разрывных нарушений. Наиболее интересны карстовые пещеры Хашим-Ойык и Кап-Котан, которые состоят из многих гротов и залов, расположенных в несколько этажей и соединенных галереями и узкими проходами. Ширина залов до 40 м, а высота их сводов 15—20 м (рис. 71). Дно пещер неровное, завалено обломками известняка и гипса, местами занесено песчано-глинистым материалом. Свободная от наносов подошва, стенки и потолок пещер иногда покрыты травертином, а также кальцитовыми сталактитами, сталагмитами, сталагматами (колоннами) и тому подобными натечными образованиями.

В хорошо изученной пещере Кап-Котан обнаружено 37 залежей мраморного оникса, ближайшая из которых находится

в 225 м от входа. Они отчетливо контролируются трещинами меридионального простирания, пересекающими известняки. Мраморным ониксом сложены многочисленные сталактиты, сталагмиты и колонны диаметром от нескольких сантиметров до 0,5 и даже 1,5 м и длиной 1—2 м и более. Наибольший практический интерес представляют натёки мраморного оникса на стенах пещеры с волнистой поверхностью, округлыми выступами и наростами. Площадь их достигает 150 м², мощность от 1—2 см до 0,5—0,6 м.

Карлюкский мраморный оникс может служить эталоном этого поделочного камня. Цвет его медово-желтый, белый, кремовый и коричневый. На месторождении распространены скрытокристаллические разности кальцита, принимающие зеркальную полировку и великолепные по красоте рисунка. Характерны полосчатые ониксы с желтыми и коричневыми полупрозрачными слоями толщиной от 1 мм до 2—3 см, чередующимися с более тонкими светлыми и непрозрачными. Сталактиты и сталагмиты имеют концентрическое строение с хорошо выраженными игольчатыми кристаллами.

3. ОБСИДИАН

Обсидиан — кислое вулканическое стекло — довольно широко используется в камнерезном производстве. Камень сравнительно легко обрабатывается, хотя и несколько хрупок; великолепно полируется. Твердость 5 по шкале Мооса, излом раковистый, в тонких сколах просвечивает. Плотность свежих разновидностей обсидиана 2,3—2,4 г/см³, показатель преломления 1,48—1,51, блеск стеклянный, излом раковистый. Дает осколки с острыми краями, благодаря чему в каменном веке был излюбленным материалом для изготовления наконечников копий, ножей и скребков.

Обычный цвет обсидиана черный, серый, красновато-коричневый, иногда с пятнистым или полосчатым рисунком. Применяется обсидиан главным образом в качестве всевозможных подставок и для изготовления шкатулок, имитирует гагат и

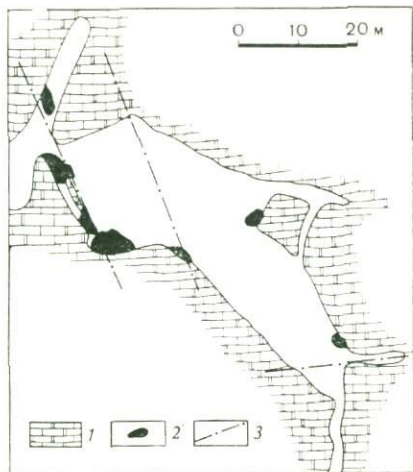


Рис. 71.
Карстовая пещера «Носорог» с мраморным ониксом. Карлюкское месторождение. По С. Д. Ялкапову (1974 г.).

1 — доломитизированный известняк; 2 — скопления мраморного оникса; 3 — разрывные нарушения

черный кварц — морнион. Особо ценится темный обсидиан, переполненный мельчайшими газовыми включениями, благодаря которым возникает переливчатый серебристо-перламутровый или золотистый блеск. Такие камни называют «иризирующими», или серебристыми и золотистыми обсидианами, и используют в виде бус и кабошонов — вставок в перстни и запонки. Похожий эффект шелковистого блеска бывает вызван и линейным распределением кристаллитов в стекле.

Гораздо реже встречаются обсидианы с иризацией в голубовато-синих, зеленых и красноватых тонах, иногда радужно сочетающихся в одном штufe. Цветовой оттенок иризации зависит от размера включений, микроскопически мелких у голубого обсидиана и более грубых у красного и серебристого.

Наряду с собственно обсидианом, однородным и содержащим до 1 % конституционной воды, иногда используется и перлитовый обсидиан, точнее перлитовые шарики-ядра, извлекаемые из более или менее разрушенной основной обсидиановой массы. Таковы, например, мареканиты побережья Охотского моря или так называемые «слезы апачей» — полупрозрачные серые с шелковистым отливом стекловатые обособления диаметром 3—5 см из перлитовых лав шт. Нью-Мексико в США.

Ювелирно-поделочный обсидиан обычно на 66—75 % состоит из кремнезема, по химическому составу соответствует риолитам и дацитам. В массе вулканического стекла всегда присутствуют микролиты полевых шпатов, магнетита, иногда амфибола, а также окислы железа. Эти минералы обуславливают окраску и рисунок камня. Текстура обсидианов чаще всего полосчатая в результате ориентированного расположения микролитов и пор, иногда брекчиевидная.

Скопления ювелирно-поделочного обсидиана связаны с кислыми кайнозойскими лавами, свежими или слабо измененными поствулканическими процессами. По наблюдениям В. В. Наседкина 1973 г. декоративные разности обсидианов приурочены к определенным участкам вулканических тел. Так, брекчиевидные обсидианы встречаются в основании лавовых потоков или на контактах раскристаллизованных и стекловатых лав. Серебристые обсидианы представляют собой слабо вспучившиеся стекловатые лавы, переходные между пористым перлитом и плотным обсидианом.

Месторождения обсидиана многочисленны. На мировом рынке наиболее известны обсидианы Северной Америки. Р. Вебстер указывает следующие главные месторождения в США: Гласс-Буттс (округ Лейк) — важный источник переливчатого обсидиана и Хемптон (округ Десчутес) в шт. Орегон, гора Гласс (округ Модок), Литтл-Лейк (округ Инио), Обсидиан Бутт (округ Империял) в шт. Калифорния. Следы древних разработок обсидиана ацтеками и майя распространены в Мексике в шт. Идальго, в меньшей мере в штатах Керетаро, Мичоакан, Вера-

крус и Халиско, а также в Гватемале и Эквадоре. Обсидиан хорошего качества встречается на Липарских островах в Италии и в Исландии, откуда он поступает на мировой рынок под коммерческим названием «исландский агат».

В СССР крупные месторождения превосходного ювелирно-поделочного обсидиана находятся в Закавказье. Лучшие из них — неогеновые вулканические купола Артени, Гюмуш-Джрабер и Гядис в Армении, Параванский в Грузии и Кечалдаг в Южном Азербайджане. Их геологическое строение в принципе одинаково. Декоративные разности обсидиана связаны с лавовыми потоками, выделившимися из экструзивов. Протяженность лавовых потоков достигает нескольких километров, а мощность 120 м и более. Они расслоены на 2—3 зоны примерно равной мощности, отличающиеся по степени раскристаллизации пород, и связаны постепенными переходами. По В. В. Наседкину, нижняя зона потоков обычно сложена стекловатыми лавами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются тонкополосчатыми риолитами, последние в свою очередь вновь переходят в стекловатые разности и обсидиан. Иногда нижняя стекловатая зона отсутствует, а в верхах потока развиты глыбоватые лавы (купол Артени) или перлиты (купол Гюмуш-Джрабер). В последнем случае на контакте между обсидианом и перлитом наблюдается зона пористого обсидиана с иризирующими серебристыми камнями. Декоративный обсидиан встречается как в верхней, так и в нижней стекловатых зонах потока. На месторождениях *Артени и Гюмуш-Джрабер* преобладает смоляно-черный блестящий обсидиан, в тонких сколах прозрачный и иногда напоминающий дымчатый кварц. Распространены также полосчатые — серо-черно-красные и брекчиевидные разности с черными обломками и буровато-красным цементом. На месторождении *Кечалдаг* очень интересны сферолитовые породы, залегающие на контакте риолитов и обсидианов. Они состоят из концентрически-зональных сферолитов и литофиз, заключенных в светло-серой стекловатой массе. Наиболее ценны на этом месторождении черные и темно-серые обсидианы с интенсивной яркосиней иризацией, как у лабрадора, а также с переливами зеленого и красного цвета. Такие разновидности слагают участки шлаковых конусов над каналами излияния лав. Запасы черных и красно-бурых обсидианов, пятнистых и полосчатых разведаны на *Параванском месторождении*. Здесь также встречаются серебристо-черные иризирующие камни и своеобразный черный полупрозрачный обсидиан с красными пятнами, напоминающий моховой агат.

4. ГАГАТ

Гагатом называют черную плотную и вязкую разновидность ископаемых углей, которая сравнительно легко режется ножом и хорошо шлифуется, приобретая яркий смолистый блеск. С древ-

них времен гагат использовался в бусах и амулетах, находки которых особенно многочисленны в доримских захоронениях на Британских островах.

Широкую популярность гагат приобрел в Викторианскую эпоху в Англии, а также в Испании и других католических странах Европы, где он был излюбленным материалом для изготовления четок, крестиков, распятий и других церковных и траурных предметов. Сейчас из гагата вырезаются главным образом скульптурные фигурки, мундштуки, камен-вставки в перстни и т. п. В отечественном ювелирно-галантерейном производстве гагат, однако, почти совсем вытеснен пластмассами и черным обсидианом.

Настоящий гагат (европейский «гагат-уитби», кавказский гешир и др.) относится к бурым углям — гумолитам, сохранившим структуру исходной растительности — хвойных деревьев семейства араукариевых. Он содержит повышенное количество летучих веществ и, в частности, водорода. Твердость гагата 2,5—3,5 по шкале Мооса, плотность 1,3—1,4 г/см³, излом раковистый. Некоторые образцы электризуются при трении, благодаря чему гагат иногда называют «черным янтарем».

Возраст гагата преимущественно юрский. Встречается он в виде небольших линз и прослоев мощностью 1—15 см, редко более и ассоциируется с обыкновенными бурами углями. Чаше такие скопления представляют собой единые растительные фрагменты — углефицированные стволы деревьев и их ветви. Генезис гагата точно не установлен: предполагается, что он возник в результате углефикации древесины в восстановительной анаэробной среде.

Всемирно известные месторождения гагата находятся в Англии на Йоркширском побережье в долинах Розедейл и Билсдейл, а также в районах Грейт-Айтона и Окхем-Вуда. Одно из самых крупных месторождений расположено у залива Робин Гуда в 5 км юго-восточнее г. Уитби, где в нижнеюрских углестых сланцах наблюдаются горизонтальные пропластки гагата мощностью иногда до 20 см. Гагат добывается из подземных горных выработок, очень хороший материал встречается в виде галек и обломков на пляжах. Месторождения гагата, периодически разрабатывавшиеся главным образом в XIX в., известны, кроме того, в Испании в провинции Астурия, во Франции в департаменте Од, в ФРГ в Вюртемберге и в США в шт. Юта.

В СССР настоящий гагат распространен в Крыму и на Кавказе. Крымские проявления связаны с угленосной толщей байосского яруса средней юры. На самом известном из них — *Бешуйском*, расположенном в 35 км южнее г. Симферополя, в кровле угольного пласта Эке-Хат встречаются углефицированные стволы хвойных деревьев, которые иногда превращены в очень плотный однородный и твердый гагат. Гальку гагата можно найти и в современных речных отложениях. Под микро-

скопом видно, что чешуйчатый гагат представляет собой типичный структурный витрен с реликтовым клеточным строением.

В Закавказье прекрасный черный гагат — гешир (от арм. «гешири» — ночь), добывается главным образом в Грузии в Гелатско-Ткибульском каменноугольном бассейне. Гагатоносны аргиллиты, алевролиты, глинистые песчаники и угли батского яруса средней юры. Лучшим считается *Дзированское месторождение* в верховьях р. Цхал-Цители, издавна служившее источником бархатно-черного матового гагата для местного кустарного промысла. Прослойки гагата длиной до 1,5—2 м и толщиной 4—5 см залегают в средне-крупнозернистых слабо сцементированных песчаниках. Мощность гагатоносного горизонта 4,0—4,5 м. На *Ткибульском* и *Гелатском месторождениях* скопления гагата сохраняют вид углефицированных стволов и ветвей деревьев диаметром до 10—15 см. Они обычно заключены в довольно плотных аргиллитах и алевролитах, подстилающих угольные пласты.

Наряду с настоящим (европейским) гагатом в камнерезном деле используются гагатоподобные сапропелитовые угли (сапроколлиты, богхеды, кеннельский уголь) и даже некоторые минеральные асфальты и пиробитумы вроде альбертита. Поделочными сапропеллитовыми углями — «сибирскими гагатами» особенно богат Иркутский бассейн. По сравнению с европейским гагатом они, как правило, менее однородны и более хрупки, но все же хорошо полируются. Залегают сибирский гагат в виде пластообразных тел, представляющих собой плотные и массивные участки пластов малозольных сапропелитов. Запасы его практически неограниченны.

В Иркутском (Черемховском) угольном бассейне в настоящее время известно более 10 месторождений гагатоподобных углей: Матаганское, Буртинское, Зоринско-Быковское, Хахарейское и др. Большинство из них находится на правом берегу Ангары между Байкалом и р. Оса на площадях развития континентальных угленосных отложений ранней и средней юры.

Матаганское месторождение, расположенное в 56 км, от г. Черемхово в междуречье Осы и Оды, приурочено к стратиграфически самому нижнему — ангарскому угленосному горизонту. Пласт гагатоподобного сапроколлита залегают почти горизонтально на глубине 1—3,5 м от поверхности; мощность его 0,2—0,5 м. Пласты «гагата» выпаживали на пашне и собирали местные жители. Матаганский гагат, очень твердый и прочный, стал широко известен после отделки им иконостаса Иркутского собора в 1894 г.

На *Буртинском* и *Зоринско-Быковском месторождениях* продуктивный сапропелитовый горизонт мощностью около 6—7 м относится к черемховской свите ранней юры; залегают в 40 м выше мощного пласта гумусового угля. Пластовые гагатоподобные угли встречаются в основном в верхних частях пачек

сапропелитов, разделяясь на плитки площадью до $0,5 \times 6$ м и толщиной до 20—30 см. Они неоднородны, содержат блестящие зерна хрупкого витрена и микроскопические глинистые прослойки, вдоль которых легко раскалываются на тонкие пластинки. Вероятно, самым крупным по запасам поделочного угля является *Хахарейское месторождение*, находящееся в Братском районе. Среди отложений черемховской свиты здесь известны три пласта угля, в верхнем из которых — «родниковском» мощностью 4—4,5 м встречаются линзы и пропластки гагатоподобных сапропелитов. Камень черный с коричневым и синеватым оттенком.

5. РОЗОВЫЙ КВАРЦ

Розовый кварц рассматривается отдельно от горного хрусталя, так как прозрачные кристаллы кварца такого цвета исключительно редки. Обычно розовый кварц встречается в виде крупных скоплений плотно слившихся аллотриоморфных зерен, в основной своей массе сильно замутненных с небольшими полупрозрачными и прозрачными участками. Зернистое строение агрегатов можно видеть после протравливания образцов плавиковой кислотой или по редким индукционным граням у некоторых крупных зерен. Окраска неравномерная, в основном бледная, а в прозрачных участках до ярко-розовой и розово-красной, иногда с пурпурным или лиловым оттенком. Бледно-розовые полупрозрачные камни нередко слабо опалесцируют в молочно-белых тонах.

Агрегаты розового кварца всегда сильно трещиноваты, что мешает использовать их в качестве поделочного камня. Практический интерес представляют прозрачные и полупрозрачные монолитные участки, величина которых, как правило, не превышает нескольких сантиметров в поперечнике. Такие камни обычно гранятся в форме кабошона для вставок в сравнительно дешевые ювелирные изделия. Идеально прозрачный и ярко окрашенный розово-красный кварц выглядит очень эффектно, и его лучшие образцы приравниваются к драгоценным камням IV порядка.

В розовом кварце часто наблюдаются игольчатые включения рутила. Мельчайшие из них, возникшие в результате распада твердого раствора, ориентированы в соответствии с симметрией кварца, обуславливая эффект астеризма. Лучшее всего астеризм заметен в виде шести- и двенадцатилучевой звезды по направлениям (1210) и (1100) в кабошонах, вырезанных перпендикулярно к оптической оси кварца. Розовый кварц-астерикс имитирует звездчатые рубины и сапфиры.

В химическом составе розового кварца по сравнению с бесцветным горным хрусталем всегда отмечается повышенное содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Li_2O , MnO и особенно TiO_2 , количество которой иногда достигает 0,048 %. Розовый цвет кварца

раньше было принято объяснять присутствием марганца. Однако сейчас установлено, что эта окраска вызвана ионом Ti^{4+} , изоморфно заместившим кремний. Бледно-лиловый или пурпурный оттенок розового кварца, по мнению К. Фронделя, объясняется светорассеянием от мелких рутиловых игл. Под действием рентгеновского облучения розовый кварц становится черным, почти непрозрачным. На свету розовая окраска довольно устойчива, хотя некоторые бледно-розовые камни со временем почти полностью выцветают. Розовый кварц обесцвечивается при нагревании до $575^{\circ}C$.

Окраска, вызванная присутствием титана, характерна для кварца из гранитных пегматитов. В гидротермальных жилах иногда встречается розовый или красный кварц, окрашенный многочисленными включениями глинистых частиц, окислов железа, марганцевых минералов и другими механическими примесями. Такой кварц непрозрачен, и его практическое значение ничтожно.

По данным А. Е. Ферсмана [25], розовый кварц привлек к себе внимание в конце XVIII в. и стал широко использоваться ювелирами после появления на рынке густоокрашенного материала из Бразилии, Северной Америки и с о. Мадагаскара. В нашей стране он мало популярен, но пользуется большим спросом в США, где добывается в значительном количестве.

Скопления розового кварца связаны с кварцевыми ядрами хорошо дифференцированных пегматитовых тел. Они встречаются в гранитных пегматитах всех формаций: слюдоносных, редкометальных и миароловых (хрусталеносных), однако прозрачные камни с яркой окраской тяготеют к редкометальным микроклиновым (берилл-мусковитовым) или некоторым микроклин-альбитовым пегматитам с лепидолитом, воробьевитом и эльбаитовыми турмалинами. Обычно считается, что кварцевое ядро формируется непосредственно из пегматитового расплава в виде существенно прозрачных блоков, которые в дальнейшем испытали грануляцию и замутнены вторичными газовой-жидкими включениями. Розовый кварц обычно находится в частично перекристаллизованных местах кварцевых ядер, слагая 5—50 % их объема.

Розовый кварц, как правило, отбирается попутно при добыче слюды, редкометальных концентратов и горного хрусталя. Он обнаружен на многих пегматитовых полях в США в штатах Мэн (Стонхем, Олбани, Парис), Калифорния (Пала, Меса-Гранде, Тулар), Южная Дакота, Колорадо, в Бразилии в шт. Минас-Жерайс (Арасуан, Жекитиньон) и др. Хорошие образцы розового кварца с отчетливым астеризмом известны в США на пегматитовых месторождениях Кинкел и Бедфорд в округе Уэстчестер шт. Нью-Йорк.

В СССР розовый кварц наблюдается в слюдоносных микроклин-плагноклазовых жилах Северной Карелии, залегающих

в докембрийских биотитовых гнейсах и амфиболитах (Никонова Варака, Пирт-остров, Лисий Бор и др.). Еще в конце XVIII в. и в XIX в. полупрозрачный опалесцирующий кварц нежно-розового цвета добывался из микроклиновых пегматитов Тигирецкого хребта на Алтае. Очень красивый розовый кварц с сиреневым оттенком был найден в камерных хрусталеносных пегматитах Кентского гранитного массива в Казахстане. Проявления розового кварца зафиксированы в полях редкометалльных пегматитов Калбы в Восточном Казахстане, Саханайском в Читинской обл., Туркестанского хребта в Средней Азии и др. Пегматиты этих типов охарактеризованы в главах «Амазонит и иризирующие полевые шпаты» и «Горный хрусталь».

6. ОКАМЕНЕЛОЕ ДЕРЕВО

Окаменелое (окремненное) дерево — очень своеобразный и красивый поделочный материал. В лучших его образцах, как отмечает К. Фрондель, сохраняется не только внешняя форма, но и характерная структура ствола с кольцами роста, сердцевинными лучами и даже с деталями строения клетчатки, что позволяет при микроскопическом исследовании установить видовую принадлежность древесины.

Чаще всего окаменелое дерево состоит из опала, в этом случае обычно именуемого деревянистым, а также частично или полностью из халцедона или тонкозернистого кварца. Цвет камня серый, желтый, желтовато-бурый, коричневый, черный, изредка красный и голубоватый; окраска неравномерная с постепенным изменением тонов. У некоторых образцов наблюдается светлая выветрелая корка или тонкая оторочка окремненной вмещающей породы, которые напоминают древесную кору, как правило, не сохраняющуюся.

Твердость окаменелого дерева 5,5—6 по шкале Мооса, излом раковистый, блеск стеклянный, лучшие экземпляры в тонких пластинках слегка просвечивают. Пригодность окаменелого дерева для обработки в основном зависит от его минерального состава: опаловые разновидности хрупки и нередко содержат участки с пониженной твердостью, а существенно халцедоновые или кварцевые более тверды и монолитны, благодаря чему хорошо обрабатываются и принимают зеркальную полировку.

Окаменелое дерево было известно еще в Ассирии и Древнем Риме. В наше время оно особенно популярно в США, где из его больших стволов, находимых в Аризоне и других местах, изготавливают красивые столешницы, вазы, канделябры и тому подобные крупные предметы. В СССР этот камень используется как великолепный материал для производства сувениров, украшений и «кабинетных» изделий: пепельниц, подставок для авторучек, шкатулок, крупных брошей без оправы, а также в качестве эффектных коллекционных образцов.

Месторождения окаменелого дерева имеются в США. Из них следует упомянуть знаменитый Каменный Лес Национального парка Петрифилд-Форест вблизи Холбрука в шт. Аризона, месторождения в Йеллоустонском национальном парке в штате Вайоминг, в округе Киттитас в шт. Вашингтон, в округах Круук, Харней и Джексон в шт. Орегон и в других местах. В СССР окаменелое дерево находят на Малом Кавказе в Грузии и Армении, на Украине, Урале, в Джамбулской обл. Казахстана, на Дальнем Востоке в Приморье и на Камчатке и в других местах.

Условия образования месторождений окаменелого дерева изучены слабо. В коренном залегании оно встречается среди горных пород, возраст которых девон — неоген включительно. К. Фрондель подчеркивает частую ассоциацию окаменелого дерева с вулканическим пеплом, способным быстро изменяться с выделением кремнезема. Силицификации подвергаются стволы и пни деревьев, находящиеся на месте произрастания древних лесов, а также обломки древесины, перенесенные на некоторое расстояние.

Можно предполагать, что скопления окаменелого дерева формируются в результате катастрофической гибели леса и быстрого захоронения древесины в условиях, исключающих ее гниение и углефикацию. Большое значение имеет пепловый (вулканическое стекло) или кварцевый состав консервирующего осадка. Древесина обычно бывает погребена под пирокластическими или вулканогенно-осадочными отложениями, как это, например, наблюдается в знаменитых «окаменелых лесах» на западе США.

В грандиозном обнажении горы Аметистой у р. Ист-Фок в Йеллоустонском парке наблюдается 17 последовательных горизонтов окаменелого леса, засыпанного пепловыми туфами, которые переслаиваются с потоками базальтовой лавы. Интересно, что часть древесных стволов погребена в положении роста, сохранив корни в почве. В раскаленных лавах и спекшихся туфах древесина сгорает, и в этих породах встречаются только полые слепки деревьев, иногда минерализованные халцедоном и кварцем (см. «Агат»). Менее нагретые пирокласты, наоборот, способствуют консервации древесины, высушивая и лишь слегка обугливая ее. Древесина может быть также захоронена наступающими дюнными песками, ледниковой мореной и тому подобным сравнительно сухим или быстро потерявшим влагу рыхлым материалом.

Фоссилизация древесины в туфогенных отложениях вызывается низкотемпературными метасоматическими процессами, развивающимися в вулканических областях и протекающими в условиях цеолитовой фации метаморфизма при высокой активности SiO_2 . В нормальных осадочных образованиях — песках и алевролитах она, вероятно, связана с региональным эпигенезом или ранним низкотемпературным метаморфизмом (метагенезом).

Такое же происхождение имеют обломки окаменелого дерева в аргиллитовой кровле некоторых каменноугольных пластов. Силицификация характерна и для кор выветривания, в которых древесина замещается обычно опалом. Лучшие поделочные камни халцедон-кварцевого состава образованы из поствулканических растворов и могут находиться в тех же районах, что и месторождения агата.

Окаменелое дерево подобно агату иногда накапливается в россыпях. Такие месторождения в конгломератах, древнем аллювии террас и в современных отложениях речных кос и морских пляжей имеют большое практическое значение в связи с хорошим качеством сырья, естественно обогащенном при транспортировке.

Уникальные скопления окаменелого дерева находятся в США в центральной части шт. Аризона на границе округов Навайхо и Алачи. В конце XIX в. здесь были обнаружены десятки тысяч тонн плотного дерева, замещенного криптокристаллическим кварцем, лучшим в мире по качеству, красного цвета и красного рисунка. В 1906 г. эта местность была объявлена заповедником — Национальным парком Петрифилд-Форест [48].

Окаменелый лес залегает в триасовых конгломератах формаций Шинарум и Чайнл. Древесные стволы полностью лишены веток и сучьев, иногда сохраняются корневища. Бревна распределены неравномерно, местами концентрируются в тесные группы. Лежат они преимущественно горизонтально и ориентированы в разных направлениях. Крупные бревна достигают в длину до 15—20 м при диаметре в комле до 1,5—2 м. Такие великаны сравнительно редки, тогда как их отрезки длиной 1—6 м исчисляются в обнажениях многими сотнями, а небольшим обломкам вообще нет числа.

Ископаемые деревья принадлежат главным образом к вымершим видам сосен *Araucarioxylon arizonicum*, *Woodworthia arizonica*, сходным с современной араукариевой сосной. Древесина полностью замещена кварцем, иногда с прожилками окисленных медных минералов и лимонита. Лишь изредка внутри бревен встречаются участки лигнита или пустоты, стенки которых покрыты мелкими кристаллами бесцветного горного хрусталя и аметиста. Крупные бревна имеют «кору» из песка и гравия, скрепленных кремнистым или карбонатным цементом.

Большинство стволов сохраняет структурный рисунок древесины с годовыми кольцами, окрашенными в мягкие красные, пурпурные, желтые, синие и кремово-белые цвета. Этот рисунок украшают черные дендриты окислов марганца.

Многочисленные скопления окаменелого дерева известны и за пределами заповедника на севере шт. Аризона. Дж. Синканкас [48] указывает следующие наиболее важные месторождения: Виллов-Спрингс и Лис Ферри в округе Коконино, Бьютифул Вэлли, Раунд Рок, Танпер-Спрингс в округе Алачи и др.

Интересные месторождения окаменелого дерева в вулканогенных породах известны в нашей стране на Малом Кавказе. В 1911 г. в Аджарии при прокладке шоссейной дороги между Ахалцихе и Батуми вблизи Годердзского перевала был открыт окаменелый лес — «кладбище крупных стволов, засыпанных вулканическим пеплом» [25]. Обломки окаменелого дерева встречаются и в аллювиальных отложениях рек, стекающих с обоих склонов Аджарского хребта и размывающих вулканогенную толщу.

В районе *Годердзского месторождения* обнажены туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты позднего миоцена — раннего плиоцена, перемежающиеся с покровами базальта и андезитобазальта. В низах этой свиты находится пачка смешанных кристалло-литокластических туфов мощностью около 5 м. Пачка наклонена на юго-восток под углом от 5 до 20° и прослеживается вдоль шоссе на 4 км. В туфах заключены многочисленные стволы окаменелого дерева диаметром 20—70 см, расположенные на расстоянии 2—20 м друг от друга. Состав окаменелого дерева опаловый и опал-халцедоновый. Цвет его серовато-белый, коричневый разных оттенков, черный, в россыпях встречались сургучно-красные камни. Годердзское окаменелое дерево с тонким узором годовых колец высоко оценено камнерезами. К сожалению, в коренном залегании преобладают хрупкие и трещиноватые камни, а крепкий материал в небольшом количестве отбирался только из россыпей.

В Армении на южных отрогах Ширакского хребта в 20 км севернее г. Ленинакана находится *Сариарское месторождение*. Скопления окаменелого дерева встречаются в мелкообломочных туфоконгломератах и туфопесчаниках на площади около 1,5 км². Окаменелые стволы, ветви и их бесформенные обломки имеют диаметр 2—30 см и длину 5—40 см. Изредка можно найти более крупные части древесных стволов длиной до 1 м и диаметром до 60 см.

Окаменелое дерево красиво окрашено с мягкими переходами от почти белого до черного цвета и сохранило четкий рисунок древесины. Оно состоит из опала с различным количеством кварца и довольно хорошо поддается обработке. Примером месторождений окаменелого дерева в нормальных осадочных породах служат Львовское в Западной Украине и южно-казахстанские.

Под г. Львовом, на *месторождении Львовском*, в карьере по добыче строительных материалов в песках тортонского яруса среднего миоцена залегают обломки стволов окаменелого дерева длиной до 1,8 м, диаметром до 0,5 м. Они окрашены в светлые серовато- и розовато-коричневые тона с тонкополосчатым красивым рисунком. Древесина замещена кварцем и халцедоном. Многие из камней сохранили реликты ячеистого строения в виде пустот с перегородками, вытянутых вдоль ствола. Стенки

пустот инкрустированы кварцем и покрыты натеками халцедона.

В Южном Казахстане окаменелое дерево обнаружено в толще залегающей толще красных глин и мергелей позднего мела с прослоями аркозовых песчаников. В этом районе на *месторождениях Тузкуль и Чабакты* находили стволы длиной 1,5—2 м, диаметром 0,5—1 м. Желтое и светло-коричневое окаменелое дерево напоминает годердзское по тональности окраски и рисунку. Некоторые камни пересечены прожилками голубого барито-целестина. Интересно, что рядом находятся крупные осадочно-метаморфические месторождения кремней и технического халцедона.

7. КОШАЧИЙ, ТИГРОВЫЙ И СОКОЛИНЫЙ ГЛАЗ

Так называют минералы, обладающие четко выраженным шелковистым переливом, напоминающим радужную оболочку глаз у этих животных (рис. 72, см. вклейку). Кошачий глаз играет в золотисто-зеленых тонах, тигровый — буровато-коричневых и золотисто-желтых, соколиный — в синих с голубым отливом. Этот оптический эффект возникает главным образом в результате отражения света от многочисленных параллельных включений волокнистых и игольчатых минералов или же тонких трубчатых пустот в прозрачном минерале-«хозяине». Самым ценным является опалесцирующий ювелирный хризоберилл — кошачий глаз, известны также аналогичные турмалины, апатит, скаполиты, корнерупин. Более распространен и сравнительно дешев кварцевый серовато-зеленый кошачий глаз, относящийся к числу очень популярных ювелирно-поделочных камней. Тигровый и соколиный глаз в основном кварцевые минералы.

Минеральные включения, определяющие цветовой эффект у кошачьего глаза, представлены зеленым хризотил-асбестом или актинолитом, у тигрового глаза окисленным амфиболом, замещенным желтовато-бурым лимонитом, а у соколиного глаза — синими крокидолитом, рихтеритом или родуситом.

Прокаливая тигровый глаз, получают более эффектную красную его разновидность. Окраска изменяется благодаря превращению лимонита в гематит. В лучших образцах камня, похожих на хризоберилловый кошачий глаз, включения волокнистых минералов полностью или почти полностью выщелочены. Поэтому для усиления игры света кварцевых камней их обрабатывают специальными растворами, которые удаляют минеральные включения, образуя полые трубки. В результате обработки бурого тигрового глаза в соляной кислоте иногда можно получить более привлекательные камни с эффектом кошачьего глаза.

Похожий шелковистый блеск с переливами наблюдается и у некоторых плотных волокнистых агрегатов тремолита, роду-

сита, чаройта и др., иногда ошибочно называемых нефритовым кошачьим глазом, родуситовым соколиным глазом и т. д. В отличие от традиционных кошачьего и соколиного глаза эти агрегаты совершенно непрозрачны.

Камни типа кошачьего, тигрового и соколиного глаза обрабатываются в форме кабошона, бусинок и голтуются для вставок в перстни и ожерелья, они иногда используются для изготовления камей и инталю. Из крупных образцов вырезают художественные изделия.

Месторождения кварцевого кошачьего глаза известны в Африке, Южной Индии, в США (Кристалл-Парк, шт. Аризона) и в Мексике. Высококачественный хризоберилловый и кварцевый кошачий глаз добывают в Шри Ланке из комплексных аллювиальных россыпей драгоценных камней.

Крупнейшие в мире месторождения тигрового и соколиного глаза находятся в Южной Африке в Капской провинции. Они образовались в результате гипергенного изменения и силицификации жил поперечно-волокнутого крокидолита. Главные скопления связаны с поясом месторождений голубого асбеста (крокидолита), который протягивается с юга на север от г. Приска до Курмена, на расстоянии 360 км при ширине до 45 км. Асбестоносный пояс приурочен к толще докембрийских яшм, полосчатых железистых кварцитов и песчаников трансваальской системы, залегающих на доломитах и смятых в пологие складки.

Залежи крокидолита и его силицифицированных разностей расположены согласно в тонкозернистых железистых кварцитах вблизи их контакта с доломитами. Сопутствующие минералы — магнезит, кальцит, кварц, нонтронит, слагающие секущие прожилки. Минерализованные зоны состоят из многочисленных прерывистых параллельных жил в той или иной мере окремненного и измененного поперечно-волокнутого крокидолита. Длина жил достигает нескольких десятков метров, мощность 10 см и более. Вблизи г. Приска развита древняя кора выветривания, в которой крокидолит замещен золотисто-желтым грикваландитом. Этот минерал, сцементированный кремнеземом, формирует целые плиты тигрового глаза.

8. ЧАРОИТ

Плотные сплошные обособления чаройта имеют яркую сиеневую и фиолетовую окраску, хорошо полируются и по праву относятся к ювелирно-поделочным камням первого порядка. Особенно красивы тонковолокнистые параллельно- и радиальнолучистые агрегаты с серебряно-шелковистым отливом. Из чаройта изготавливаются кольца, браслеты, кабошоны и плоские вставки в кулоны и перстни, а также очень эффектные вазы, шкатулки и другие крупные камнерезные изделия.

Чароит — новый минерал, получивший официальное признание в 1978 г. и пока обнаруженный только в Восточной Сибири на Олекмо-Витимском нагорье в среднем течении р. Чары (рис. 73, см. вклейку). Химическая формула чароита, по К. А. Лазебник: $(K, Na)_3(Ca, Ba, Mn)_4Si_{10}O_{25}(OH, F)_n \cdot nH_2O$. Твердость 5—6 по шкале Мосса, плотность 2,53—2,58 г/см³, сиренево-фиолетовый цвет, вероятно, обусловлен марганцем. Минерал оптически двуосный, положительный; показатели преломления $n_g = 1,552—1,559$, $n_p = 1,546—1,551$.

Ювелирно-поделочный чароит представляет собой неоднородный агрегат с зернистой, чешуйчатой, волокнистой и сливной текстурами, состоящий, как это видно под микроскопом, из тесно сросшихся мельчайших волосовидных или звездчатых индивидов. В породе в разных количествах присутствуют родственные чароиту и внешне похожие на него пироксеноиды: калиевый лектолит (мизерит) — $KCa_4Si_6O_{16} \cdot 8H_2O$ канасит — $(K, Na)_5(Ca, Mn)_4Si_{10}O_{25}(F, OH)_3$ и ксонотлит — $Ca_3Si_3O_8(OH)$. Характерны изделия медово-желтого тинаксита — $NaK_2Ca_2TiSi_7O_{19}(OH)$ и серого кварца, лучистого темного эгирина, калиевого рихтерита, реликтовые зерна анортоклаза, цельзиана и другие минералы.

Происхождение чароита гидротермально-метасоматическое, образуется он в результате кали-кальциевого метасоматоза эгирина-микроклин-анортоклазовых фенитов. Последние в свою очередь возникали главным образом за счет фенитизации кварцевых и аркозовых песчаников и отчасти известняков вблизи контакта их с сиенитами.

Единственное в мире месторождение чароита Сиреневый Камень находится в 40 км западнее пос. Торго на границе Иркутской обл. и Якутии. Оно размещается на юге Сибирской платформы в Западной части Алданского щита и тесно связано с Мурунским сиенитовым массивом позднеюрского возраста, залегающим между архейскими гнейсами и протерозойскими отложениями осадочного чехла. Скопления чароита локализованы среди фенитизированных осадочных пород сеньской свиты протерозоя, слагающих крупный останец кровли сиенитового массива. Наиболее интенсивно минерализованы чароитом фенитизированные кварцевые песчаники в зоне их перехода в известковистые песчаники и карбонатные породы. В этой зоне распространены дайки сиенит-порфиров и апопесчанниковые эгирина-микроклиновые фениты с многочисленными будинами, личинками и пластообразными телами чароитовых пород длиной 1—20 м, мощностью 0,5—5 м. Здесь же наблюдаются более поздние гюррудитовые жилы с вкрапленной сульфидно-карбонатной минерализацией, около которых чароитовые тела нередко будинированы и изменены.

По данным А. П. Акимова и Ю. В. Иванова, минеральный состав и текстура чароитов во многом зависят от содержания

кальция в исходных породах и удаленности их от сиенитов. Установлена следующая текстурно-минералогическая вертикальная зональность чароитсодержащих агрегатов (снизу вверх по направлению от сиенитов к карбонатной толще): сливная (нефритоподобная) разновидность с большим количеством мизерита, чешуйчатая (сланцеоподобная) — существенно чароитовая, волокнисто-шестоватая (амфиболитоподобная) с канаситом и грубозернистая (пегматоидная) с барий-кальциевыми карбонатами типа бенстонита — $(\text{Ba}_6\text{Ca}_7[\text{CO}_3]_{13})$.

В настоящее время основное практическое значение на месторождении имеют элювиально-делювиальные россыпи — развалы чароитовых глыб (рис. 74, 75, см. вклейку).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Минералогия яшм СССР. М., Наука, 1978. 88 с.
2. Боданович К. И. Геологические исследования в Восточном Туркестане. Труды Тибетской экспедиции 1889—1890 гг. Ч. 2. С.-Петербург, 1892.
3. Вертушков Г. Н. Гумешевское месторождение малахита на Урале.— Труды Свердловского горн. ин-та, 1975, вып. 106, с. 3—26.
4. Григорьев Д. П. О генезисе натечных или метаколлоидных колломорфных агрегатов минералов.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1953, сер. 1, ч. 82, вып. 1, с. 7—21.
5. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика полярноуральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород.— В кн.: Материалы по генетич. и эксперимент. минералогии. Т. 3. Новосибирск, 1965, с. 178—244. (Ин-т геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР. Труды. Вып. 31).
6. Ефимов И. Я., Судеркин А. И. Месторождение ляпис-лазури Сары-Санг в Северном Афганистане.— «Вестн. АН КазССР», 1967, № 8 (268), с. 64—66.
7. Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 220—302.
8. Замалетдинов Р. С., Якшин И. С. Геологические особенности и условия формирования Восточно-Саянских месторождений нефрита.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 8, с. 15—17.
9. Катинас В. Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1971, 156 с. (Лит. науч.-исслед. геол.-разв. ин-т. Труды. Вып. 20).
10. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М., «Недра», 1974, 328 с.
11. Киевленко Е. Я. Проблемы изучения минерально-сырьевых ресурсов цветного камня СССР.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М., 1973, с. 7—15.
12. Киевленко Е. Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и подолочных камней. М., «Недра», 1980. 166 с.
13. Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск, «Наука», 1965. 149 с.
14. Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. 1947, 164 с. (Ин-т геол. наук. Труды. Вып. 29).
15. Лунц А. Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М., «Недра», 1972. 176 с.
16. Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема. М., «Недра», 1979. 149 с./В. Г. Балакирев, Е. Я. Киевленко, Л. В. Никольская, М. И. Самойлович, В. Е. Ходжи, Л. И. Цонобер.
17. Москалева В. Н. К минералогии прибалхашских жадеитов.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1962, ч. 91, вып. 1, с. 38—49.
18. Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936, 198 с.
19. Петров В. П. Вулканическое стекло и цеолитообразование.— В кн.: Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., 1967, с. 7—25.

20. Пилипенко П. П. К вопросу о генезисе агатов.— «Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы», 1934, т. 52, новая сер., отд. геол., т. 12 (2), с. 279—299.
21. Савкевич С. С. Янтарь. Л., «Недра», 1970. 192 с.
22. Сутурин А. Н. Новый тип месторождений нефрита в Восточном Са-яне.— В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Ир-кутск, 1968, с. 42—43.
23. Трофимов В. С. Янтарные россыпи и их происхождение.— В кн.: Геология россыпей. М., 1965, с. 77—97.
24. Трофимов В. С. Янтарь. М., «Недра», 1974. 184 с.
25. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Избр. труды. Т. 7. М., Изд-во АН СССР, 1962. 592 с.
26. Хорева Б. Я. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций од-ного лазуритового месторождения.— В кн.: Петрограф. сб., № 1. М., Гос-геолтехиздат, 1955, с. 154—175. (Материалы ВСЕГЕИ, Нов. сер. Вып. 4).
27. Birney A., Kenichiro A., Bass M. N. Eclogites and jadeites from the Metogua fault zone, Guatemala.— «Amer. Miner.», 1967, vol. 52, N 5, 6, p. 908—918.
28. Blaise J., Cesbron F. Donnees mineralogiques et petrographiques sur le gisement de lapis-lazuli de Sar-e-Sang Hindow-Kouch, Afghanistan.— «Bull. Soc. Franc. Miner et Cristallogr.», 1966, vol. 89, p. 333—343.
29. Bleeck A. W. G. Die jadeitlagerstätten in Upper Burma.— Z. für prak- tische Geol., 1907, Jg. 15, H. 2, S. 341—365.
30. Chesterman Ch. W. Nephrite in Marin County, California.— «Div. of Mines state of California». Spec. Rep. 10-B, 1951, p. 5—11.
31. Cobb H. S. Long Creek jade deposit.— «Mineralogist», 1949, vol. 17, N 1, p. 44.
32. Coleman R. G. Jadeite from San Benito County, California.— «Gems a. Gemology», 1956, vol. 8, N 11, p. 331—334.
33. Coleman R. G. Jadeite deposits of the Clear Creek Area, New Idria District, Sanbenito County, California.— «Journ of Petrol.», 1961, vol. 2, part 2, p. 209—247.
34. Coleman R. G. New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks.— «New Zealand Geol. Surv. Bull.», 1966, N 76, p. 102.
35. Cordani U., Vadoros P. Basaltic rocks of the Parana Basin.— In: Problems in Brazilian Gondwana geology. Buenos Aires, 1967, p. 197—206.
36. Crippin R. A. Nephrite, jade and associated rocks of the Cape San Martin region, Monterey County, California.— «Div. of Mines.», Spec. Rep. 10—A, 1951, p. 1—14.
37. Dunham, K. C., Rose W. C. Geology of the Iron-Ore Field of South Cumberland and Furness.— Geol. Surv. Warlime Pamphlet, 1941, N 16.
38. Evans J. R. Nephrite-jade in Mariposa County, California.— «Min. Information Serveys, California. Div. of Mines and geol.», 1966, vol. 19, N 9, p. 135—147.
39. Fukutaro Hori. On the load metamorphic formation of rodonite, te- phroite and manganosite.— «Sci. Papers College Gen. Educ.» 1962, vol. 12, N 1, p. 117—142.
40. Hogarth D. D. Lapis-lazuli near Lake Harbour, Southern Baffin Island, Canada.— «Canad. Journ. Earth. Sci.», 1971, vol. 8, N 10, p. 1210—1217.
41. Iyer L. The geology and gemstones of the Mogoc stone tract.— «Burma minoirs of Geol. surv. of India», 1953, vol. 82, p. 7—100.
42. Jonston W., Butler R. Quartz crystal in Brasil.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1946, vol. 57, N 7, p. 601—649.
43. Kalkowsky E. Geologie des Nephrites im südlichen Lygurien.— «Z. Deutsch. Geol. Ges.», 1906, vol. 58, S. 307.

44. *Lacroix M. A.* La jadeite de Birmanie: les roches quelle constitue on lui l'accompagnent. Composition et origine.—“Bull. soc. française mineral.”, 1930, M 53, N 1—6, p. 216—254.

45. *Leaming S.* Jade in Canada.—“Geol. Sur. of Canada.” P. 78—19, 1978, p. 59.

46. *Schüller A.* Das jadeiteproblem vom petrogenetischen und mineraliaziellen standpunkt.—“Neues Jb. Miner.”, Stutigart, juli, 1960, Bd. 94, H. 2, S. 1295—1308.

47. *Segnit E. R.* Manganese deposits in the neighbourhood of Tamworth, New South Walles.—“Proc. Austr. Inst. Min. Met.”, 1962, vol. 47, N 202, p. 47.

48. *Sinkankas J.* Gemstones of North America. New York, 1959, 655 p.

49. *Vila T.* Recursos minerals no-metalicos de Chile. Santiago de Chile, Editorial Univer., S. A., 1953, 449 p.

50. *Yoder H. S., Chesterman Ch. W.* Jadeite of San Benito County, California.—“Div. of Mines, state of California”, Spec. Rep. 10—C, 1951, p. 3—8.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А г а т

- Аджикендское, СССР 194, 195, 202
Антилопа, США 208
Армазан, Бразилия 206
Берклей Хиллс, США 208
Иджеванское, СССР 194, 195, 200, 201
Иевское, СССР 204, 205
Йеллоустон, США 14
Лебанон, США 210
Литл Мул, США 208
Магнитогорское, СССР 195, 207
Мыс Чаичий, СССР 204, 205
Нам-ме-Токе, Бразилия 206
Памачское, СССР 195, 197, 198
Соледан, Бразилия 210
Тапера, Бразилия 206
Тедзамское, СССР 194, 199
Тоданское, СССР 194, 202, 203
Тулдунское (Еравнинское), СССР 15, 195, 211
Цохтеви, СССР 194, 197
Шурдо, СССР 194, 196, 197
Эспимосо, Бразилия 206

А м а з о н и т

- Андина, о. Мадагаскар 143, 151
Анжанабонуана, о. Мадагаскар 126, 143, 151, 152
Антананариву, о. Мадагаскар 143
Вакин-Анкаратра, о. Мадагаскар 149
Гора Плоская, СССР 143, 145
Джаохума, Бразилия 126
Дэвилъс-Хэд, США 143
Ильменские копи, СССР 143, 150
Имоди, Мадагаскар 151
Камерон Коун, США 143
Мандридрано, о. Мадагаскар 149
Махабе, Мадагаскар 143, 181
Морфилд, США 143, 147, 148
Пираканимба, Бразилия 126

Резерфорд, США 14, 143, 147
Сан-Мигуэль, Бразилия 126
Саорано, о. Мадагаскар 143, 151
Флоризант (Кристалл-Пик), США 14, 143, 152

Беломорит

Слюдяной Бор, СССР 136
Хето-Ламбино, СССР 14, 136

Гагат

Бешуйское, СССР 240
Буртинское, СССР 241
Гелатское, СССР 241
Дзированское, СССР 241
Зоринско-Быковское, СССР 241, 242
Матаганское, СССР 241
Ткибульское, СССР 241
Хахарейское, СССР 241

Гематит-крававик

Западный Каражал, СССР 232
Кишкенесор, СССР 232, 233

Горный хрусталь

Бреженье, Бразилия 181
Горихо, МНР 15, 174, 175
Дзун-Баин, МНР 174, 175
Диамантина, Бразилия 180
Жакобино, Бразилия 181
Итаколме, Бразилия 173, 180
Итакоре, Бразилия 173, 180
Кинг, Австралия 175
Квингсгейт, Австралия 173, 177
Кристаллина, Бразилия 173, 179, 180
Мимозо, Бразилия 173, 180, 181
Украинская россыпь, СССР 14
Фазенда-Паку, Бразилия 173, 180
Цаган-Тологой, Монголия 183
Янзяолин, КНР 15, 173, 182

Ж а д е и т

Итмурундинское, СССР 15, 44, 49, 50, 59
Кашкаракское, СССР 44, 48, 51
Клер-Крик, США 14, 43, 44, 54, 55, 58
Лево-Кечпельское, СССР 44, 52, 59
Лич-Лейк, США 44, 56
Метагау, Гватемала 44, 53
Мненмау, Бирма 45
Намнаймау, Бирма 45
Наньань, КНР 44, 54
Таумау, Бирма 45, 46
Хвека, Бирма 46, 58

К о ш а ч и й , т и г р о в ы й и с о к о л и н ы й г л а з

Приска, ЮАР 249

Л а б р а д о р

Головинское, СССР 124, 127, 129
Гута Добрынская, СССР 124
Каменный Брод, СССР 130
Копи Гренвилл, Канада 132
Рудная Очертянка, СССР 130
Синий Камень, СССР 124, 129, 130

Л а з у р и т

Карен, Чили 23, 37
Лейк-Харбор, Канада 24, 36, 37, 38, 39
Ляджвардаринское, СССР 21, 23, 24, 29, 30, 31, 33
Малобыстринское, СССР 15, 21, 23—26
Сары-Санг, Афганистан 15, 21, 23, 24, 34—36, 38
Слюдянское, СССР 21, 24, 25, 28

Л у н н ы й к а м е н ь

Амбалангода, Шри Ланка 15, 124, 127, 131, 140
Блейк Рейндж, США 124, 129, 132, 133
Думбара, Шри Ланка 131, 139
Канди, Шри Ланка 131
Рэггу Маунтин, США 132

М а л а х и т

Бисби, США 99
Высокогорское, СССР 96—99
Гумешевское, СССР 96—97
Коровинско-Решетниковское, СССР 97, 98
Меднорудянского, СССР 15, 97, 98
Чокпак, СССР 99
Этуаль-дю-Конго, Заир 100

М р а м о р н ы й о н и к с

Агамзалинское, СССР 236
Бон-Ганиф, Алжир 14, 235
Дюресу, СССР 236
Карлюкское, СССР 15, 236, 237
Малик-Дункан, Афганистан 235

Н е ф р и т

Бретт-Крик, Канада 76
Буромское, СССР*87
Гора Бикиляр, СССР 80
Горлыкгольское, СССР 66, 67
Джейд-Квин, Канада 77
Зуноспинское, СССР 66, 69
Жадовые Холмы, США 91
Иорданува, Польша 72, 73
Кейп Сан-Мартин, США 78
Коуэлл, Австралия 85
Лигурийские, Италия 73
Лонг-Крик, США 84
Люшей, КНР 85
Мандарин Эмпайр, США 75
Масса-Хилл, США 81
Оспинское, СССР 66, 67, 68
Парамское, СССР 78, 79
Пласкет-Ков (Жад-Ков), США 80, 81
Портервилл, США 83
Прованшер-Лейк, Канада 77, 78
Уланходинское, СССР 66, 70, 71, 72

Обсидиан

- Артени, СССР 239
- Гласс-Буттс, США 238
- Гора Гласс, США 238
- Гюмуш-Джрабер, СССР 239
- Кечалдаг, СССР 239
- Литтл-Лейк, США 238
- Обсидиан Бутт, США 238
- Параванское, СССР 239
- Хемптон, США 238

Окаменелое дерево, СШ

- Бьютифул Вэлли, США 246
- Виллов-Спрингс, США 246
- Годердзское, СССР 247
- Йоллоустонский национальный парк, США 245
- Лисс Ферри, США 246
- Львовское, СССР 247
- Национальный парк Петрифид-Форест, США 245, 246
- Раунд Рок, США 246
- Сариарское, СССР 247
- Таппер-Спрингс, США 246

Родонит

- Алтын-Топкан, СССР 157, 158, 159
- Брокен-Хилл, Австралия 160
- Данглемах, Австралия 15, 156, 157
- Кургановское, СССР 155, 157, 161, 163
- Куммингтон (Плейнфилд), США 157, 166
- Малосидельниковское, СССР 15, 155, 157, 161, 162
- Ранчо Уарда, США 156, 157, 165
- Розомонд, США 156, 157, 166
- Сильвер-Бей, США 157, 160
- Уиллер, США 156, 157, 165
- Центральный рудный район (рудники Стар, Хобо и др.), США 157—159
- Шахты Петерса, США 165

Розовый кварц

- Арасуан, Бразилия 243
- Бедфорд, США 243
- Жекитиньон, Бразилия 243
- Кинкел, США 243

Солнечный камень

- Бьёрдаммен, Норвегия 129
Итронги, о. Мадагаскар 134
Хавредал, Норвегия 129

Чароит

- Сиреневый камень, СССР 250

Янтарь и другие ископаемые смолы

- Кудзи, Япония 111
Нанкго-Тай-Мао, Бирма 119
Пало-Квемадо, Доминиканская Республика 14, 111
Приморское (Пальмникенское), СССР 108, 111, 112, 114
Севелл, США 118
Симета, Италия 112
Худайкульское, СССР 111—113
Цедар-Лейк, Канада 14, 109, 111, 117
Штуббенфельд, ГДР 117

Яшма

- Анастасьевское, СССР 224, 226
Глинское, СССР 219, 221, 226
Гольцовское, СССР 217, 219, 227
Гора Полковник (Орское), СССР 217, 219, 221, 224, 225, 230
Казах-Чиккан, СССР 217, 219, 221, 224, 226
Калканское, СССР 217, 219, 221—223
Карадагское, СССР 217, 219, 220, 229
Коргонское, СССР 217, 219, 220
Кумсарексайское, СССР 217, 219, 220
Кутанское, СССР 217, 219, 220
Маломуйнаковское (Ямское), СССР 217, 219, 221—223
Ревневское, СССР 217, 219, 227
Риддерская группа, СССР 217, 228
Таш-Казган, СССР 217, 219, 221—223
Уруштенское, СССР 217, 219, 227

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. Поделочные камни, их классификация и распространение	5
1. Основные сведения о поделочных камнях	5
2. Генетическая классификация и размещение главных месторождений ювелирно-поделочных и поделочных камней	11
II. Лазурит	17
1. Общие сведения	17
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	22
III. Жадеит	39
1. Общие сведения	39
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	44
IV. Нефрит	59
1. Общие сведения	59
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	63
V. Малахит	92
1. Общие сведения	92
2. Основные черты геологического строения месторождений	95
VI. Янтарь и другие ископаемые смолы	101
1. Общие сведения	101
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	109
VII. Ирризирующие полевые шпаты и амазонит	120
1. Общие сведения	120
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений ирризирующих полевых шпатов	126
3. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений ювелирно-поделочного амазонита	141
VIII. Родонит	153
1. Общие сведения	153
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	157
	261

IX. Горный хрусталь	167
1. Общие сведения	167
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	171
X. Агат	187
1. Общие сведения	187
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	192
XI. Яшма	214
1. Общие сведения	214
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	217
XII. Прочие цветные камни	230
1. Гематит-красавик	230
2. Мраморный опник	234
3. Обсидиан	237
4. Гагат	239
5. Розовый кварц	242
6. Окаменелое дерево	244
7. Кошачий, тигровый и соколиный глаз	248
8. Чароит	249
Список литературы	252
Указатель месторождений	255

*Евгений Яковлевич Киевленко,
Николай Николаевич Сенкевич*

**ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ**

Редактор издательства *Л. Г. Рожкова*
Переплет художника *В. В. Киреева*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Графики-иллюстраторы *В. П. Гвоздева,*
И. М. Прудовская
Технический редактор *Е. С. Сычева*
Корректор *И. Н. Таранёва*

ИБ № 4110

Сдано в набор 10.12.83. Подписано в печать 18.05.83. Т-08481. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1+мел. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 16,5+1,0 цв. вкл. Усл. кр.-отт. 16,5+4,0 цв. вкл. Уч.-изд. л. 18,11+0,97 цв. вкл. Тираж 8600 экз. Заказ 501/8299—4. Цена 2 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ

В издательстве «Недра»

готовятся к печати

новые книги

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СССР. Справочное пособие./Под ред. В. П. Петрова. 1984. 40 л.— 2 р. 50 к.

Обобщены сведения об основных закономерностях распространения и локализации неметаллических полезных ископаемых в осадочных, магматогенных и метаморфических образованиях СССР и его регионов, их классификации и специализации. Охарактеризованы основные промышленные виды неметаллических полезных ископаемых, особенности их минерального состава и физико-химических свойств, генетические и промышленные типы по провинциям и районам. Приведен геолого-экономический анализ состояния сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых СССР, проанализирована их роль в научно-техническом прогрессе страны.

Для специалистов, занимающихся геологией и промышленным использованием нерудных полезных ископаемых.

САРКИСЯН С. Ш., СВЯТЛОВСКИЙ А. Е., БРЫЗГАЛИНА С. П. Геологические основы вулканогенного рудообразования. 1984.— 20 л.— 3 р. 40 к.

Рассмотрены роль вулканизма в формировании и развитии земной коры, основные черты развития вулканизма во времени и в пространстве. Охарактеризованы породы, измененные под воздействием вулканических процессов, наиболее характерные вулканогенные месторождения рудных (сурьма, ртуть, олово, медь, цинк, свинец, золото и др.) и нерудных (бор, фосфориты, сера, давсонит и др.) полезных ископаемых и дана их классификация, выделены региональные и окологорудные типы изменений. Разработаны модели процессов формирования полезных ископаемых, приемы минерогенического картирования и принципы прогноза вулканогенных месторождений, изложены вопросы эволюции рудообразования и закономерности размещения полезных ископаемых, выделены главные типы минерогенических зон, основные поисковые и оценочные критерии.

Для геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов: № 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61; № 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

4666

2 руб.

ИДР.