

Е.Я.КИЕВЛЕНКО

ПОИСКИ И ОЦЕНКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДРАГОЦЕННЫХ
И ПОДЕЛОЧНЫХ
КАМНЕЙ



Е. Я. КИЕВЛЕНКО

ПОИСКИ И ОЦЕНКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДРАГОЦЕННЫХ
И ПОДЕЛОЧНЫХ
КАМНЕЙ

3302



МОСКВА «НЕДРА» 1980



Киевленко Е. Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. — М.: Недра, 1980. — 166 с.

В книге приведены общие сведения о драгоценных и основных поделочных камнях (рубине, сапфире, изумруде, алмазе, топазе, турмалине, гранатах, опале, аметисте, янтаре, лазурите, жадеите, нефрите, малахите, агате, родоните, яшмах и др.), указаны требования промышленности к их качеству и геолого-генетическая классификация месторождений. Для научного обоснования прогнозирования и поисковых работ освещены главные закономерности размещения месторождений в различных геологических формациях. Предложена группировка месторождений для геологоразведочных целей, учитывающая характер распределения полезного ископаемого, форму, размеры и условия залегания минеральных тел, рекомендованы методы и рациональная последовательность геологоразведочных работ, а также принципы перспективной и промышленной оценки месторождений.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, проводящих попутные поиски камнесамоцветного сырья.

Табл. 10, ил. 29, список лит.—63 назв.

Рецензент: доктор геол.-минер. наук А. И. Гинзбург

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди полезных ископаемых особое место занимают драгоценные и поделочные камни — незаменимое минеральное сырье для производства разнообразных ювелирных и художественных изделий. Начало использования их восходит к далеким эпохам зарождения материальной культуры: еще в палеолите первобытный человек украшал цветными камнями себя и своих идолов. Изделия из цветных камней служат памятниками древних цивилизаций. Драгоценные камни, наряду с золотом, издавна выполняли функцию денег, заключая порой в небольшой массе огромную стоимость.

Драгоценные и поделочные камни сохранили большое экономическое и культурное значение до наших дней. Добыча и переработка алмаза, рубина, сапфира, изумруда, благородного опала и ряда других цветных камней играет существенную роль в экономике многих стран. Повышение жизненного уровня и новые технические средства обработки твердого камня с помощью алмазов и ультразвука способствуют широкому распространению камнерезных изделий.

Отечественное ювелирно-камнерезное искусство, достигшее высокого уровня еще в XVIII в., имеет добрые традиции. Особенно прославились фундаментальные работы из поделочного камня (уральского малахита и родонита, прибайкальского лазурита, башкирской и алтайской яшмы), для поисков и добычи которых снаряжались специальные экспедиции.

В настоящее время в нашей стране возрождается интерес к цветному камню, быстро развивается ювелирная и камнеобрабатывающая промышленность, увеличивается экспорт минерального сырья и готовых изделий. В этой связи становится необходимым расширение минерально-сырьевой базы, отвечающей современным требованиям к качеству цветного камня и экономическим условиям отработки месторождений.

К поискам драгоценных и дефицитных поделочных камней сейчас привлечены многочисленные геологические организации Министерства геологии СССР. Между тем в геологической литературе, в том числе и зарубежной, почти не освещены специфические особенности цветных камней как полезного ископаемого, а также методика их поисков и разведки. Настоящая книга призвана хотя бы частично ответить на эти вопросы. В ней обобщен накопленный опыт изучения месторождений цветных камней и намечены главные принципы геологоразведочных работ. Большое внимание уделено геолого-генетической классификации месторождений и закономерностям их размещения в раз-

личных геологических формациях как научным основам поисков.

Основная сложность рассматриваемой проблемы заключается в многообразии вещественного состава и геологического строения месторождений цветных камней, представленных большим числом минеральных видов и горных пород самого различного происхождения: магматического, пегматитового, метасоматического, гидротермального, метаморфического и экзогенного. Это обуславливает разнообразие формы, размеров и условий залегания продуктивных минеральных тел, существенно влияющих на методику разведки. Оценка месторождений весьма затруднена неравномерным распределением и непостоянством качества цветных камней, определяющим специфику опробования и необходимость проведения во многих случаях разведочно-эксплуатационных работ. При подсчете запасов цветных камней широко используются своеобразные геолого-статистические методы. Существенные особенности имеет и геолого-экономическая оценка месторождений, учитывающая конъюнктуру внутреннего и внешнего рынка.

Автором предложен дифференцированный подход к разведке месторождений цветных камней, которые для этого разделены на три группы в зависимости от характера распределения полезного компонента в минеральных телах. Для каждой группы рекомендованы методические приемы оконтуривания, опробования и подсчета запасов. Необходимо отметить, что степень геологической изученности месторождений разных типов и опыт их разведки весьма неравноценны, в связи с чем некоторые методические рекомендации в дальнейшем потребуют уточнения.

Автор благодарен В. П. Петрову, А. И. Гинзбургу и Н. Н. Сенкевичу за полезный обмен мнениями по ряду генетических и методических вопросов.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ КАК ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ДРАГОЦЕННЫХ
И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЯХ

Драгоценные и поделочные камни составляют особую группу полезных ископаемых, используемых в ювелирно-камнерезной промышленности для изготовления разнообразных украшений, сувениров и художественных изделий. В нее входит большое число минералов и минеральных агрегатов, обладающих высокой декоративностью за счет яркой окраски, красивого рисунка, прозрачности, цветовой игры, опалесценции, дихроизма и других оптических эффектов. Лучшие камни должны быть долговечными, т. е. достаточно твердыми (6 и выше по шкале Мооса) и устойчивыми к воздействию бытовых химических реагентов.

К сожалению, эта группа до сих пор не имеет общепринятого обобщающего названия. Крупнейший специалист в этой области А. Е. Ферсман называл прозрачные (драгоценные) камни самоцветами, а непрозрачные (в основном поделочные) — цветными камнями. Поскольку окраска камней в большинстве случаев естественная, эти названия, очевидно, являются синонимами. За рубежом иногда применяется термин «благородные камни», объединяющий драгоценные и декоративные (поделочные) камни. В официальных документах в нашей стране принято общее наименование «камнесамоцветное сырье», или «цветные камни». Мы будем пользоваться последним как самым простым и достаточно распространенным, несмотря на условность его по отношению к водяно-прозрачным бесцветным камням (алмаз, горный хрусталь и некоторые другие).

Как полезное ископаемое цветные камни имеют ряд специфических особенностей. Во-первых, это обилие минеральных видов и разновидностей цветных камней самого разнообразного состава и происхождения. Сейчас в ювелирно-камнерезном деле используется около ста минеральных видов и горных пород, причем число их продолжает увеличиваться по мере выявления новых высокодекоративных камней (например, чаройта в Восточной Сибири, датолит-геденбергитового скарна на Дальнем Востоке и т. д.). На стоимость цветного камня существенно влияет степень его распространенности, и даже очень красивые камни при слишком широком распространении обесцениваются. Так, в частности, произошло с иризирующим лабрадором, некогда считавшимся драгоценным камнем и оказавшимся самым

заурядным после открытия крупных месторождений в Канаде и на Украине; или с агатом, цена на который в начале текущего века упала почти в 10 раз в связи с появлением на мировом рынке больших товарных партий этого камня из Индии, Бразилии и Уругвая. Имеет существенное значение и сложившаяся репутация цветного камня: новые или мало популярные виды камней (клиногумит, хром-диопсид, кианит и др.), несмотря на свою редкость, ценятся сравнительно недорого из-за ограниченного спроса. В этой связи в торговле цветными камнями широко практикуются коммерческие названия по месту нахождения иногда с добавлением имени похожего популярного и более дорогого камня, например танзанит (синий цоизит из Танзании), богемский и капский рубин (пироп соответственно из Чехословакии и ЮАР), пакистанский изумруд (зеленый гроссюляр из Пакистана) и т. д. Существуют также национальные и религиозные традиции по отношению к определенным цветным камням: например на Ближнем Востоке и в Средней Азии — к бирюзе и лазуриту, в Китае и Юго-Восточной Азии — к нефриту и жадеиту, в Индии — к рубину и агату, у служителей православной церкви — к аметисту и т. д.

Во-вторых, непостоянная конъюнктура спроса на цветные камни, зависящая от моды и непрерывного обновления ассортимента ювелирных и камнерезных изделий. Антагонистами в зарубежной моде обычно являются красные и зеленые камни, соперничающие на разных уровнях: рубин — изумруд, пироп — гроссюляр, родонит — малахит и т. д.

В-третьих, сравнительно небольшое количество эксплуатирующихся месторождений, находящихся в немногих странах, что стимулирует интенсивную международную торговлю цветными камнями в сырье, полуфабрикатах и готовых изделиях. В связи со сложностью и спецификой ювелирно-камнерезного производства и с учетом размещения сырьевых баз исторически сложились центры добычи и переработки цветного камня, далеко не всегда совпадающие друг с другом. К первым за рубежом относятся Заир, ЮАР, Ботсвана, Мадагаскар, Бразилия, Колумбия, Индия, Шри-Ланка, Бирма, Таиланд, Австралия и др., а ко вторым — Нидерланды, Израиль (преимущественно огранка алмаза), США, ФРГ, Италия.

Для ориентации в большом и разнородном мире цветных камней существуют их общие классификации, основанные на областях применения и относительной ценности. В нашей стране много лет доминировала систематика цветных камней по А. Е. Ферсману и М. Бауэру (Меренков, 1936). За рубежом одна из классификаций такого рода недавно разработана Г. Шубнелем (Schubnel, 1972). В табл. 1 приведена модернизированная общая классификация цветных камней, предложенная автором (Киевленко, Сенкевич, 1976). Цветные камни в ней прежде всего подразделены на ювелирные (драгоценные) и

Общая классификация цветных камней. По Е. Я. Киевленко

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

поделочные. Кроме того, выделена промежуточная группа ювелирно-поделочных камней. В указанных группах камни расположены в порядке их стоимости, за которую принята цена камня высокого качества (но не уникальных) на внешнем рынке. Этот показатель является наиболее представительным, так как цены на дефектные камни не сопоставимы, а на уникальные вообще не регламентируются. К тому же именно рядовые высококачественные камни составляют главную часть стоимости запасов месторождений и товарооборота.

Ювелирные, или драгоценные, камни, как правило, прозрачны. Названием «драгоценные» подчеркивается чрезвычайно высокая стоимость этих камней, соизмеримая или превышающая

цену благородных металлов. Они используются для изготовления дорогих украшений: перстней, брошей, кулонов, ожерелий, оправляемых в благородные металлы (платину, золото, изредка серебро). При этом стоимость ювелирного изделия в основном определяется ценой камня, а не оправы и затратами на производство. Качество камня достоверно устанавливается в обработанном (ограненном) виде, единица измерения — карат (0,2 г), а для наименее дорогих камней — грамм.

Цена ювелирных камней варьирует в широких пределах. Наиболее удобна для сравнения розничная цена ограненных камней за рубежом, взятая нами по данным Р. Джанса (Jahns, 1960), Дж. Синканкаса (Sinkankas, 1968) и последним каталогам ряда иностранных фирм. Уникальные образцы алмаза, рубина и изумруда бывают национальной реликвией. Они нередко имеют собственное имя, зафиксированную историю и баснословно высокую цену. Розничная стоимость рядовых высококачественных камней в зависимости от минерального вида колеблется от 10 до 10 тыс. долларов за один карат. В пределах одного минерального вида цена ювелирного камня зависит от его величины, особенно резко возрастая по мере увеличения массы у рубина и алмаза, встречающихся обычно в мелких зернах (рис. 1).

Ювелирные камни по стоимости подразделяются нами на четыре порядка. Первый из них включает самые дорогие: рубин, изумруд, алмаз и синий сапфир, цена которых достигает 2000 долларов за карат. Безупречные бирманские рубины массой более 10 карат в 1976 г. стоили от 15 до 25 тыс. долларов за карат. Все они с древности и до настоящего времени неизменно занимают ведущее положение среди цветных камней, не поколебленное даже появлением искусственных аналогов. Сюда же относится натуральный жемчуг, который как чисто биогенное образование далее нами не рассматривается. Драгоценные камни первого порядка входят в активы Государственного банка СССР.

К ювелирным камням второго порядка относятся александрит (хризоберилл, изменяющий цвет при солнечном и электрическом освещении), благородный (прозрачный) изумрудно-зеленый жадеит, оранжевый, желтый, зеленый и фиолетовый сапфир, благородный черный опал стоимостью 400—1500 долларов за карат. Следует отметить также, что в зависимости от моды цена на лучшие экземпляры александрита и благородного жадеита иногда возрастает до 3—5 тыс. долларов за карат и даже выше.

К ювелирным камням третьего порядка относятся демантоид, шпинель, благородный белый и огненный опал, аквамарин, топаз, родолит, турмалин с диапазоном цен от 80—100 до 300 долларов за карат, а к четвертым — хризолит, циркон, кунцит, розовый, желтый и зеленый берилл, пироп, альмандин, лунный

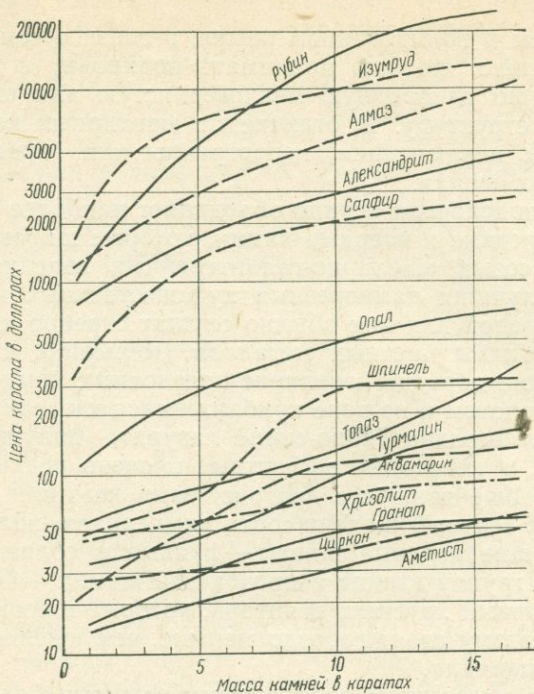


Рис. 1. Уровень цен на ювелирные камни высшего качества в зависимости от их величины. По Дж. Синканкасу (Sinkankas, 1968)

камень (адуляр), солнечный камень, бирюза, аметист, хризопраз и цитрин стоимостью 10—50 долларов за карат. Они распространены значительно шире камней первых двух порядков и спрос на них, а следовательно, и цена довольно непостоянны. Ювелирные камни второго, третьего и четвертого порядков часто называют полудрагоценными.

К ювелирным камням относятся и некоторые минералы с включениями, из которых наиболее широко известны звездчатые рубины и сапфиры с эффектом астеризма (фигурой многолучевой звезды в сечениях, перпендикулярных оптической оси кристалла) за счет закономерно ориентированных микровключений игольчатого рутила. Высоко ценится также хризоберилл — тигровый или кошачий глаз с многочисленными включениями волокнистых минералов (обычно амфибола), создающими переливчато-шелковистый блеск в золотисто-желтых или зеленых тонах. Эти камни обычно соответствуют порядку основного минерала.

Ювелирно-поделочные и поделочные камни, как правило, представлены моно- и полиминеральными агрегатами, обладающими красивой окраской или рисунком. Эти свойства лучше

всего выражены в полированном камне, в связи с чем поделочное сырье должно хорошо принимать полировку и для этого иметь достаточно однородную мелкозернистую или скрытокристаллическую структуру. В отличие от ювелирных камней все они, за малым исключением, непрозрачны или просвечивают только в тонких сколах.

Ювелирно-поделочная группа объединяет наиболее красивые, сравнительно редкие и твердые камни, которые широко используются в массовых ювелирно-галантерейных изделиях и для изготовления лучших камнерезных художественных поделок и сувениров. Оправой для них обычно служат серебро или имитирующие его сплавы цветных металлов (мельхиор, нейзильбер и т. п.). Лучшие образцы ювелирно-поделочных камней иногда оправляются золотом и по цене приближаются к ювелирным камням четвертого порядка (ярко-синий лазурит, полупрозрачный нефрит и др.), а некоторые эффектные и очень редкие их разновидности вообще являются драгоценными камнями (прозрачный изумрудно-зеленый жадеит сорта «империал», полупрозрачные иризирующие полевые шпаты — лунные и солнечные камни). В эту же группу входят и прозрачные камни — бесцветный и дымчатый горный хрусталь и янтарь, которые широко распространены и поэтому стоят гораздо меньше, чем ювелирные камни четвертого порядка.

В изделиях с ювелирно-поделочными камнями большое значение имеют их художественные достоинства. Качество камней достаточно точно определяется в сырье, которое измеряется в килограммах. Реализуются ювелирно-поделочные камни крупными партиями в виде сырья или полуфабрикатов (распиленных блоков, вставок и т. п.). Поэтому в дальнейшем для их сравнения (как и для собственно поделочных камней) приняты оптовые цены внешнего рынка на высококачественное сырье.

Ювелирно-поделочные камни разделяются на два порядка. В первый входят лазурит, жадеит, нефрит, малахит, янтарь и горный хрусталь, цена которых составляет 30—150 долларов за 1 кг. Эти камни имеют хорошую репутацию и представляют собой самый лучший материал для камнерезных изделий. Сюда же следует включить недавно открытый, очень редкий и красивый фиолетовый чароит. Ко второму порядку относятся агат, амазонит, гематит-кровоавик, роднит, непрозрачные иризирующие полевые шпаты, иризирующий обсидиан, эпидот-гранатовые и тому подобные тонкозернистые и твердые породы (жады), стоимостью от 1 до 10—15 долларов за 1 кг. Следует особо оговорить положение агата, который по декоративности не уступает ювелирно-поделочным камням первого порядка, но, как уже отмечалось, обесценился в связи с его избытком на внешнем рынке.

Поделочные камни используются для изготовления рядовых камнерезных изделий, выпускаемых обычно большими тиража-

ми, а также вместе с более дорогими ювелирно-поделочными камнями в комбинированных поделках. Изредка твердые камни с мелким красивым рисунком (пестрая яшма и т. п.) служат сырьем для вставок в дешевые ювелирно-галантерейные изделия. На стоимость камнерезных поделок существенно влияют затраты на производство. Реализуются поделочные камни обычно в сырье или в виде партий готовых стандартных изделий. Стоимость сырья варьирует от 0,1 до 1—1,5 долларов за 1 кг.

В связи с небольшой разницей в цене поделочные камни не разделяются на порядки. Камнерезы различают среди них твердые (5 и выше по шкале Мооса), в основном существенно кварцевые или кремнистые агрегаты: яшмы, рисунчатый кремень, окаменелое дерево, обсидиан, графический пегматит, цветной и авантюриновый кварцит, лиственит, крупнокристаллический флюорит, и мягкие (4 и ниже): мраморный оникс, цветной мрамор, гагат, гипс-селенит, агальматолит и т. п.

Поделочные и даже ювелирно-поделочные камни могут применяться для отделки уникальных зданий и памятников. Так, родонитом облицованы колонны станции московского метро «Площадь Маяковского», малахитом и лазурином — иконостас Исаакиевского собора в Ленинграде и т. д. Недорогие поделочные камни, встречающиеся в достаточно крупных монолитах, например такие, как цветные мраморы, мраморный оникс и лиственит, можно относить и к декоративно-облицовочному сырью, т. е. к облицовочным строительным материалам наивысшего качества.

В табл. 2 приведены свойства важнейших ювелирных и ювелирно-поделочных камней и их характерные диагностические признаки. Там же указаны цветовые или текстурные разновидности минералов по терминологии, обычно принятой у ювелиров.

Следует иметь в виду, что кроме главных цветных камней, перечисленных в табл. 1 и 2, в ювелирно-камнерезном производстве применяются и некоторые другие декоративные минералы и горные породы. Например, сейчас за рубежом рекламируются следующие новые или малоизвестные прозрачные ювелирные камни: синий цоизит (танзанит) и зеленый медьсодержащий энстатит из Танзании, плеохроирующий от зеленого до пурпурного корнерупин с Мадагаскара, из Танзании и Шри-Ланка, бесцветный и голубоватый силлиманит из Кении, голубой аквамариноподобный еремеевит из Юго-Западной Африки. В Советском Союзе успешно гранится изумрудно-зеленый хромдиопсид из Якутии и выясняются возможности использования медово-желтого клиногумита и голубовато-фиолетового скаполита с Памира, а также водяно-прозрачного данбурита из Приморья. Как недостаточно популярные камни они нуждаются в специальной рекламе и обычно относятся к четвертому порядку.

Иногда гранят и непрозрачные или просвечивающие рудные

Характеристика важнейших ювелирных

Минеральный тип (класс)	Минерал	Цвет и разновидность камня	Степень прозрачности	Твердость (по Моосу)
Самородные элементы	Алмаз C	Бесцветный, реже голубой, желтый, зеленый	Прозрачный	10
Окислы	Корунд Al ₂ O ₃	Малиново- и кроваво-красный (рубин), голубой и ярко-синий (собственно сапфир), ярко-оранжевый (падпараджа), зеленый (восточный изумруд), фиолетовый (восточный аметист), золотисто-желтый (восточный гиацинт), бесцветный (лейкосапфир); с фигурой многолучевой звезды (звездчатый корунд-астерикс), полосчатый с радужными переливами (кошачий глаз)	Прозрачный Полупрозрачный	9
	Шпинель MgAl ₂ O ₄	Кроваво-красная (рубиновая), розово-красная (бале), оранжевая и кирпично-красная (рубицелл), голубая (кандит), темно-зеленая (плеонаст), травяно-зеленая (хром-шпинель)	Прозрачная	8
	Хризоберилл BeAl ₂ O ₄	Зеленовато-желтый, оливковый (собственно хризоберилл), зеленый при естественном освещении и фиолетово-красный при искусственном (александрит); желто-зеленый полосчатый с радужными переливами (цимофан — кошачий глаз)	Прозрачный Полупрозрачный	8,5
	Кварц SiO ₂	Крупнокристаллический — горный хрусталь: бесцветный (собственно горный хрусталь), дымчатый до коричневого (раухтопаз), смоляно-черный (морион), желтый до оранжевого (цитрин), фиолетовый (аметист)	Прозрачный	7

и ювелирно-поделочных камней

Плотность	Спайность	Сингония	Показатель преломления света	Дисперсия	Характерные диагностические признаки
3,51± 0,04	Совершенная по (111)	Кубическая	2,43± 0,03	0,044	Исключительно высокая твердость, катодолюминесценция, октаэдрический, ромбододекаэдрический габитус кристаллов, иногда с закругленными гранями
3,98± 0,03	Нет, часто отдельность по (0001) и (101)	Тригональная	1,760— 1,768	0,018	Высокая твердость, бочонковидный, короткостолбчатый, таблитчатый облик кристаллов
3,70± 0,10	Нет, бывает отдельность по (111)	Кубическая	1,740± 0,03	0,020	Октаэдрический габитус кристаллов, высокая твердость
3,7± 0,2	Несовершенная по (110)	Ромбическая	1,744— 1,753	0,015	Таблитчатый и короткопризматический габитус кристаллов, высокая твердость, интенсивный плеохроизм
2,66± 0,01	Неясная по (1011)	Тригональная	1,544— 0,553	0,013	Призматический (столбчатый) габитус с остроконечной ромбодрической головкой, для аметиста — ромбодрический, скипетровидный, раковистый излом, двойники прорастания по дофинейскому и бразильскому законам

Минеральный тип (класс)	Минерал	Цвет и разновидность камня	Степень прозрачности	Твердость (по Моосу)
Окислы	Кварц SiO_2	Скрытокристаллический (микроволокнистый) однотонный — халцедон; буро-красный (карнеол), оранжевый до красного (сердолик), коричнево-бурый (сардер), яблочно-зеленый (хризопраз), светло- и грязно-зеленый (плазма), голубоватый — синий (сапфирин), зеленый с красными пятнами (гелиотроп), серый с причудливыми минеральными включениями (моховой агат), четко полосчатый халцедон — агат: волокнисто-ленточный или концентрически-слоистый (бастионный), плоскостой (оникс), с крупным, жидким пузырьком (энгидрос)	Просвечивающий до полупрозрачного	6,5—7
	Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	С яркой цветовой игрой — благородный опал: черный с игрой в синих и зеленых тонах, белый с разноцветными или однотонными пятнами (арлекин), голубой с игрой в красных тонах (джиразоль), красный или медово-желтый (огненный опал); без цветовой игры — обыкновенный опал: бесцветный (гялит), белый непрозрачный (кахолонг), светло-зеленый (прапопал)	Полупрозрачный, просвечивающий	5—6,5
	Гематит Fe_2O_3	Плотный тонкозернистый или игольчатый, темно-серый и бурый до черного — кровавик, отполированный приобретает сильный металлический блеск, иногда с темно-красным отливом	Непрозрачный	5,5—6,5
Силикаты	Оливин-форстерит $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$	Зелено-желтый, золотисто-зеленый, зеленый хризолит	Прозрачный	6,5—7
	Топаз $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$	Бесцветный, голубой, синий, желтый, оранжевый, розовый, нередко с полихромной зональной окраской	То же	8

Плотность	Спайность	Сингония	Показатель преломления света	Дисперсия	Характерные диагностические признаки
$2,57 \pm 0,01$	—	—	1,537—1,544	—	Жеоды и натечные агрегаты с четкой или неясной слоистостью, восковой блеск, просвечиваемость (в отличие от яшм и рисунчатых кремней)
$2,1 \pm 0,2$	Нет	Аморфный	$1,445 \pm 0,010$	—	Натечные агрегаты, псевдоморфозы по растительным и животным остаткам, хрупкость
$5,2 \pm 0,1$	Нет	Тригональная	2,94—3,22	—	Сливной железняк или красные стеклянные головы с радиально-лучистым строением, большая плотность, красная черта,
$3,42 \pm 0,06$	Нет	Ромбическая	1,65—1,69	0,020	Округлые изометричные кристаллы
$3,54 \pm 0,02$	Совершенная по (001)	Ромбическая	1,618—1,628	0,014	Призматический (короткостолбчатый) габитус кристаллов с обилием простых форм, наличие спайности, высокая твердость и плотность

Минеральный тип (класс)	Минерал	Цвет и разновидность камня	Степень прозрачности	Твердость (по Моосу)
Силикаты	Берилл $Al_2Be_3 [Si_6O_{18}]$	Яркий густо-зеленый (изумруд), голубовато-синий (аквамарин), золотисто-желтый (гелиодор), розовый (воробьевит или морганит), соломенно-желтый и зеленый (обыкновенный берилл), бесцветный (гессонит)	Прозрачный	7,5—8
	Турмалин (сложный алюмоборосиликат)	Розово- и малиново-красный (рубеллит), бесцветный (ахроит), зеленый (верделит), синий (индиголит), часто с полихромной зональной окраской	То же	7—7,5
	Гранаты Пироп $Mg_3Al_2 [SiO_4]_3$	Ярко-красный до кроваво-красного (капский или богемский рубин), железистый розовый (родолит)	То же	7—7,5
	Альмандин $Fe_3Al_2 [SiO_4]_3$	Фиолетово- и малиново-красный	То же	7—7,5
	Спессартин $Mn_3Al_2 [SiO_4]_3$	Медово-желтый и желто-оранжевый	То же	7—7,5
	Гроссуляр $Ca_3Al_2 [SiO_4]_3$	Светло-зеленый, травяно-зеленый (тсаизит), медово-оранжевый (гессонит)	То же	7
	Андрадит $Ca_3Fe_2 [SiO_4]_3$	Яркий травяно-зеленый до изумрудного (демантоид), золотисто-желтый (топазолит)	То же	6,5—7
	Циркон $Zr [SiO_4]$	Оранжевый до коричнево-красного (гиацинт), соломенно-желтый (жаргон), голубой и зеленовато-голубой (старлит), бесцветный (матура-алмаз)	То же	7,5
Жадент $Na, Al [Si_2O_6]$	Изумрудно-зеленый полупрозрачный (империл), зеленый пятнистый просвечивающий непрозрачный (коммершиал), белый и серовато-зеленый (утилит)	Непрозрачный, просвечивающий до полупрозрачного	6,5—7	

Плотность	Спайность	Сингония	Показатель преломления света	Дисперсия	Характерные диагностические признаки
$2,75 \pm 0,15$	Нет	Гексагональная	1,575—1,584	0,014	Призматический габитус кристаллов, отчетливый плеохроизм
$3,05 \pm 0,03$	Нет	Тригональная	1,624—1,644	0,017	Призматический (длинно столбчатый) габитус кристаллов, хрупкость, четкая штриховка на призматических гранях, поперечное сечение кристаллов в форме сферического треугольника, резкий плеохроизм
$3,7 \pm 0,1$	Нет	Кубическая	$1,760 \pm 0,025$	0,027	Ромбододекаэдрический, тетрагонтриоктаэдрический и т. п. габитус кристаллов
$4,0 \pm 0,2$	То же	То же	$1,78 \pm 0,02$	0,024	
$4,15 \pm 0,05$	То же	То же	$1,79 \pm 0,02$	0,027	
$3,6 \pm 0,1$	То же	То же	$1,73 \pm 0,01$	0,028	
$3,85 \pm 0,05$	То же	То же	$1,885 \pm 0,005$	0,057	
$4,75 \pm 0,05$	Несовершенная по (110) и (111)	Тетрагональная	1,940—2,000	0,038	Призматический и дипирамидальный габитус кристаллов
$3,4 \pm 0,2$	—	Моноклинная	1,655—1,680	—	Мелко-среднезернистые агрегаты, плотные и твердые с окраской преимущественно в зеленых тонах

Минеральный тип (класс)	Минерал	Цвет и разновидность камня	Степень прозрачности	Твердость (по Моосу)
Силикаты	Родонит Ca Mn ₄ [Si ₅ O ₁₅]	Яркий розово-красный и малиновый (орлец), розовый	Непрозрачный, просвечивающий до полупрозрачного	5—5,5
	Тремолит — актинолит Ca ₂ Mg ₅ [Si ₄ O ₁₁] ₂ (OH, F) ₂	Зеленый от светлого до оливкового и бурого, восково-желтый, серовато-белый (нефрит)	Непрозрачный до просвечивающего	5,5—6,5
	Лазурит 6Na [Al Si ₄ O ₄] · 2Ca (SO ₄ , Cl ₂ , S)	Индигово-синий (ниили), васильково-синий и голубой (асмани), зеленовато-синий (суфси), фиолетово-синий	Непрозрачный	5,5—6
	Полевые шпаты Альбит-олигоклаз Na [Al Si ₃ O ₈]	Бесцветный и серо-голубоватый с иризацией в светлых тонах (лунный камень, перистерит), непрозрачный (беломорит), золотисто-желтый с иризацией в желто-красноватых тонах (солнечный камень)	Просвечивающий до непрозрачного	6—6,5
	Лабрадор Na [Al Si ₃ O ₈] · Ca [Al ₂ Si ₂ O ₈]	Серый до темно-серого с иризацией в ярких синих, зеленых и бронзово-красных тонах	Непрозрачный	6—6,5
	Ортоклаз K [Al Si ₃ O ₈]	Бесцветный и светло-серый с иризацией в светлых голубых тонах (лунный камень — адуляр), светло-желтый с искристо-золотым отливом (санидин, ферриортоклаз)	Просвечивающий до непрозрачного	6—6,5
	Микроклин K [Al Si ₃ O ₈]	Зеленый, голубовато-зеленый (амазонит)	Непрозрачный, слегка просвечивающий	6—6,5

Плотность	Спайность	Сингония	Показатель преломления света	Дисперсия	Характерные диагностические признаки
3,55± 0,15	—	Триклинная	1,730— 1,740	—	Плотные мелкозернистые агрегаты с дендритами окислов марганца и бурыми пятнами бустамита и спессартина
2,95± 0,05	—	Моноклинная	1,606— 1,632	—	Плотные и вязкие агрегаты со спутанно-волокнутой микроструктурой
2,4± 0,05	—	Кубическая	1,50	—	Мелко-среднезернистые агрегаты с включениями зерен кальцита, диопсида, гаюина, пирита и других минералов, окраска в синих тонах
2,6	Совершенная по (001), менее совершенная по (010)	Триклинная	1,525— 1,536	—	Тонкие антипертитовые вроски, полисинтетические двойники, ориентированные микровключения гематита
2,7± 0,5	То же	То же	1,559— 1,568	—	Таблитчатые кристаллы с тонкими ориентированными включениями ильменита, магнетита, иногда самородной меди
2,7± 0,2	То же	Моноклинная	1,518— 1,526	—	Тонкие пертитовые вроски, микротрещиноватость по мурчисонитовой спайности
2,7± 0,1	То же	Триклинная	1,522— 1,530	—	Максимальный (структурно упорядоченный) микроклин с повышенным содержанием рубидия, свинца, цезия и железа. Части грубые пертитовые вроски

Минеральный тип (класс)	Материал	Цвет и разновидность камня	Степень прозрачности	Твердость (по Моосу)
Карбонаты	Малахит $\text{Cu}_2 [\text{CO}_3] (\text{OH})_2$	Ярко-зеленый с шелковистым отливом, светлый (бирюзовый) и темный (плисовый), с голубыми прослойками азурита (азур-малахит)	Непрозрачный	3,5—4
Фосфаты	Бирюза $\text{Cu Al}_6 [\text{PO}_4]_4 \times (\text{OH})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Небесно-голубая, зеленая (кок-бирюза)	Непрозрачная	5—6
Каустобиолиты	Янтарь (сукцинит) $\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{O}$	Желтый, оранжевый до красного, белый (костяной), восковой просвечивающий (бастард), мелопоподобный, пузырчатый (пенистый)	Прозрачный, просвечивающий	2—2,5

минералы с ярким металлическим или алмазным блеском: рутил, касситерит, сфалерит (клеюфан) и шеелит.

Из нетрадиционных ювелирно-поделочных камней прежде всего следует указать на корковидные друзы — «щетки» из тесно сросшихся мелких и блестящих кристаллов аметиста или граната (уваровита, демантоида и др.), пригодные для изготовления вставок и высокодекоративных камнерезных поделок.

Для улучшения декоративности цветные камни, как правило, обрабатываются: распиливаются, шлифуются и полируются. Прозрачные ювелирные камни чаще всего ограниваются, приобретая форму сложных многогранников, обеспечивающую наиболее полное отражение и преломление световых лучей (блеск и «игру» камня).

Существуют следующие основные типы фасетной огранки.

1. Бриллиантовая с большим количеством наклоненных граней, лучше всего проявляющая световую игру. Современная огранка может быть идеальной, теоретически рассчитанной по формуле М. Толковского, и практической, учитывающей индивидуальные особенности камня.

2. Ступенчатая с широкой верхней площадкой (таблицей) и разным числом ступеней (пологих фасок). Она подчеркивает цвет камня, который усиливается высокой огранкой и ослабляется низкой (более плоской).

3. Комбинированная, сочетающая широкую таблицу, как у ступенчатой огранки, с системой наклонных граней, как у бриллиантовой. Она хорошо выявляет окраску и значительно усиливает блеск камня.

Плотность	Спайность	Сингония	Показатель преломления света	Дисперсия	Характерные диагностические признаки
$4,0 \pm 0,1$	—	Моноклинная	1,655—1,909	—	Тонковолокнистые, нередко радиально-лучистые агрегаты с ленточным и концентрическим узором, окраска в зеленых тонах
$2,70 \pm 0,15$	—	Трилинная	1,610—1,650	—	Скрытокристаллические агрегаты, хрупкость, восковой блеск, окраска в голубых или зеленоватых тонах
$1,07 \pm 0,02$	Нет	Аморфный	1,540	—	Вязкий, содержит янтарную кислоту (3—8%), плавится при 340—360°, нередки включения остатков насекомых и флоры

4. Розой, с наклонными гранями сверху и ровным основанием. Этот тип огранки удобен для мелких и плоских камней.

В последние годы появились и новые оригинальные типы, например «парасфера», «смешанный гексагон», хорошие для минералов с низким показателем преломления, а также быстро вошедшие в моду огранки бриллиантов «принцесса» (пластинки с глубокими насечками — врезами) и «импориант» (непарным многогранником). По форме в плане ограненные камни бывают круглыми, фантазийными (овальными, грушевидными, каплеобразными — «маркиз»), прямоугольными («багет», «карре») и ромбическими, что зависит от природной формы кристалла и влияет на вид ювелирного изделия (рис. 2).

Огранка ювелирных камней представляет собой сложную технологическую операцию, в процессе которой необходимо обеспечить минимальную потерю драгоценного материала, удалить или замаскировать дефекты камня, учесть плеохроизм, просветлить или, наоборот, усилить окраску.

Полупрозрачным и непрозрачным ювелирным и ювелирно-поделочным камням, особенно опалесцирующим, иризирующим, с эффектом астеризма и шелковистым блеском, обычно придается криволинейная — оваллоидная, полусферическая или чечевицеобразная форма, именуемая кабошоном. Такая обработка удобна и для очень густо окрашенных ювелирных камней, в этом случае нередко изготавливается полый кабошон с вогнутым основанием. Известен также индийский кабошон с поясом плоских фасетных граней.

Из непрозрачных и сравнительно недорогих ювелирно-поде-

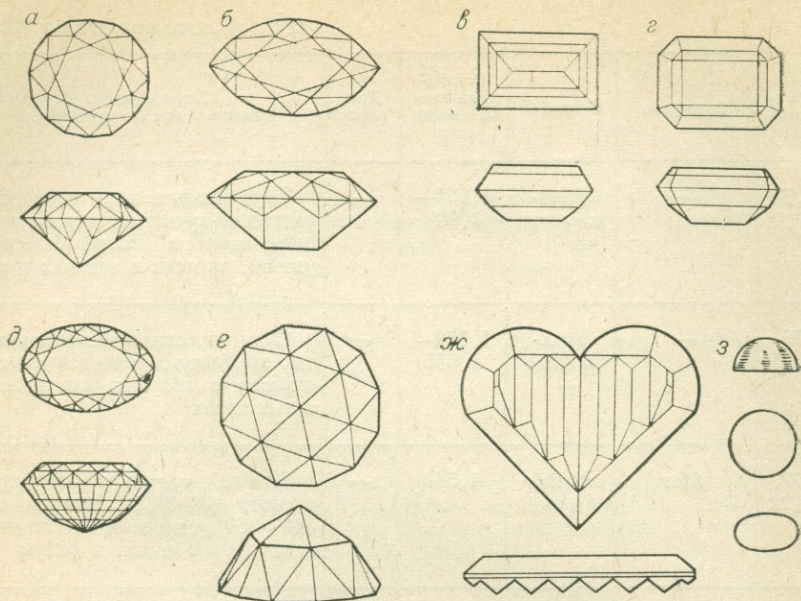


Рис. 2. Главные типы огранки драгоценных камней:

а) бриллиантовая круглая; б) бриллиантовая «маркиз»; в) ступенчатая прямоугольная; г) ступенчатая с подсеченными углами; д) комбинированная овальная; е) розой; ж) «принцесса»; з) кабошоном круглым и овальным

лочных камней чаще всего изготавливаются плоские вставки — прямоугольные, круглые и овальные пластинки с острыми или подсеченными кромками. Однотонные плоские вставки иногда гравированы и инкрустируются металлом с изображением вензелей, знаков зодиака и других символов.

Прозрачным и непрозрачным бусинам для ожерелий обычно придается округлая или многогранная форма. Для полупрозрачных и непрозрачных камней хороша и произвольная сглаженная форма, получаемая голтованием (искусственным окатыванием) остроугольных обломков. Эта операция позволяет утилизировать отходы от резки камня и маломерное некондиционное сырье.

Специфическим способом обработки является глиптика — художественная резьба по камню. Резные изделия этого рода — геммы — подразделяются на камни с выпуклым барельефным изображением и интальо — с углубленным рисунком на обратной стороне прозрачного камня. Лучший материал для камей — агат-оникс с плоскопараллельными разноцветными слоями, позволяющий получать контрастные изображения, например белые на красном или черном фоне и т. п.

Ювелирно-поделочные и поделочные камни представляют собой великолепный материал для самых разнообразных худо-

жественных изделий. Они могут быть сделаны из одного или нескольких цветных камней, нередко в сочетании с металлом. Это пепельницы, шкатулки, письменные приборы, вазы, кубки, столешницы, подставки для ламп и часов, скульптурные фигурки и т. п. Предметы из редких и малогабаритных ювелирно-поделочных камней (малахита, лазурита, янтаря и т. п.) нередко изготавливаются не в монолите, а из тонких пластинок, тщательно подбираемых по сходному цвету и рисунку (русская мозаика). Обломки цветных камней используются во флорентийской мозаике — многоцветных картинах и орнаментах, составленных из плотно пригнанных друг к другу кусочков камня.

Многие цветные камни красивы без обработки и в виде отдельных кристаллов, друз, жеод и просто штуфов. Они являются великолепным коллекционным материалом. Эффектные друзы горного хрусталя, полевых шпатов с топазом, бериллом, турмалином и других минералов обычно стоят гораздо дороже, чем составляющие их кристаллы, рассматриваемые как сырье для переработки. Даже некондиционные камни, не отвечающие техническим требованиям ювелирно-камнерезной промышленности, нередко используются в разнообразных минералогических коллекциях.

Очень высокая стоимость ювелирных камней, особенно их некоторых видов и цветовых разновидностей, стимулировала появление на рынке разнообразных облагороженных натуральных камней, их синтетических аналогов и новых искусственных материалов, а также всевозможных имитаций и подделок. Под облагораживанием обычно понимается изменение собственной окраски камня или ее усиление при помощи физических методов — облучения потоком электронов, гамма-лучей и т. п., а также путем тепловой обработки (отжига). Нередко эти методы комбинируются: облучение придает минералу необходимую окраску, а одновременный или последующий отжиг повышает ее стойкость и просветляет камень. Следует отметить, что тепловая обработка издавна применялась старателями для облагораживания циркона, топаза, мориона и аметиста. В настоящее время разработаны эффективные способы превращения желтого и зеленовато-желтого берилла в голубой, смоляно-черного мориона и бледного аметиста в яркий оранжевый цитрин, бурого циркона в золотистый или голубовато-прозрачный. Удается также усиливать фиолетовую окраску аметиста, синюю — цоизита (танзанита), зеленую — хризолита, красную — турмалина и т. д. Облагораживание цветных камней физическим воздействием на центры окраски кристаллов широко распространено, и обработанный материал продолжает считаться натуральным.

Другой путь изменения окраски — это искусственное прокрашивание различными органическими и неорганическими веществами, применяемое главным образом для усиления цвета микропористых непрозрачных и полупрозрачных камней: бирюзы,

жадеита, агата, опала и др. Так, блеклая, частично каолинизированная бирюза восстанавливает свой голубой цвет после обработки ортофталевыми органическими кислотами или фосфорнокислой медью. С древности известны многочисленные способы окрашивания агата, у которого благодаря различной микроструктуре слоев, по-разному воспринимающих краситель, значительно повышается контрастность узора. Синий цвет обычно получают, пропитывая агат солями кобальта, зеленый — солями никеля и хрома, красный — железным купоросом, черный — углеводами (сахаром) или бихроматом калия с последующей обработкой концентрированной серной кислотой и т. д. Искусственно улучшают и окраску тигрового глаза, предварительно выщелачивая ожелезненные минеральные включения.

Крошка некоторых цветных камней поддается укрупнению в результате прессования или цементации (янтарь, бирюза и др.). Однако такие материалы, особенно сцементированные полимераами, ценятся гораздо ниже натурального камня.

Существенное значение в ювелирной промышленности сейчас приобрели искусственные камни, особенно синтетический корунд, окрашенный хромом, титаном, кобальтом и другими примесями-хромофорами под рубин, сапфир, александрит. Корунд и многие другие тугоплавкие минералы легче всего синтезируются из расплавов по бестигельному методу М. Вернейля и различными тигельными методами (диффузионной плавки, кристаллизацией из раствора в расплаве, способом Чохральского и т. п.). Это — алюмомагниева шпинель, окрашиваемая главным образом под сапфиры и александрит, рутил, циркон, синий и зеленый сподумен, изумруд и др. Кристаллизацией из расплавов получают и ряд новых ювелирных материалов, неизвестных в природе, например титанаты бария, кальция, стронция, ниобат лития, а также модные сейчас иттриево-алюминиевые, иттриево-галлиевые, гадолиниевые-галлиевые и другие бескремниевые гранаты (коммерческое название в СССР «гранатит»). Все они прозрачны, могут быть красиво окрашены, обладают высокой твердостью и большим коэффициентом дисперсии света, определяющим игру камня.

Из водных щелочных растворов при высоких температурах и давлениях выращиваются прозрачные и окрашенные в разные цвета кристаллы кварца, в том числе аметист с железно-щелочными центрами окраски как у природного минерала. Гидротермальным методом можно получать корунд и берилл (изумруд). Недавно за рубежом появились опалы и бирюза ювелирного качества, синтезированные в лаборатории П. Гилсона (Франция). До сих пор не выпускаются ювелирные алмазы, промышленное получение которых по хорошо освоенной технологии кристаллизации мелкого технического алмаза из графита при сверхвысоких давлениях экономически невыгодно.

В настоящее время синтетические ювелирные камни, произ-

водимые десятками и сотнями тонн в год, наводнили рынок. В нашей стране ими практически заменены натуральные драгоценные камни, а за рубежом они фактически обесценны, стоят в сотни и даже тысячи раз дешевле природных аналогов и используются в основном в массовых ювелирно-галантерейных изделиях. Сравнительно высоко сейчас оцениваются только искусственные изумруды и благородные опалы, выпускаемые пока в небольших количествах.

Имитация — это подмена подлинного драгоценного камня похожим более дешевым натуральным или синтетическим. В старину алмаз обычно имитировался бесцветным цирконом («матура-алмаз»), рубин — шпинелью и пиропом, топаз — дымчатым горным хрусталем (раухтопазом) и т. д. Сейчас доминируют имитации синтетическим камнем: так, редкоземельные алюминевые и галлиевые гранаты в зависимости от окраски напоминают алмаз, демантоид или родолит, а синтетические корунды и шпинель выпускаются под гиацинт, аквамарин, александрит.

Существуют также многочисленные подделки, когда прозрачные драгоценные камни заменяются цветным стеклом, янтарь, бирюза, лазурит и другие — пластмассами, смальтой и т. д. Известны и так называемые дуплеты — склеенные изделия, у которых нижняя часть камня, заключенная в оправу, для увеличения массы заменена дешевым синтетическим аналогом, горным хрусталем или даже стеклом.

В связи с широким распространением синтетических материалов, всевозможных имитаций и подделок большое значение приобрела точная диагностика ювелирных камней, особенно относящихся к высоким порядкам. Этому вопросу посвящена обширная зарубежная литература (Webster, 1962 и др.). Иногда бывает сложно отличить искусственный камень от природного, для чего используются различия в составе и количестве примеси-красителя, оптических констант, микротвердости, характере люминисценции, типе газово-жидких и твердых включений. Минералогические исследования проводятся с применением самых современных методов, включающих оптическую спектрометрию, люминесцентный анализ и др.

В настоящее время основными центрами добычи цветных камней и поставщиками их на мировой рынок являются следующие страны (в алфавитном порядке): Австралия (благородный опал, сапфир, хризопраз, родонит); Азия — Афганстан (лазурит), Бирма (жадеит, рубин), Индия (сапфир, изумруд, агат), Иран (бирюза), Таиланд (рубин, сапфир, циркон), Шри-Ланка (сапфир, рубин, александрит, аквамарин, топаз, лунный камень); Америка — Бразилия (аквамарин, топаз, аметист, изумруд, агат), Венесуэла (алмаз), Канада (нефрит), Колумбия (изумруд), Мексика (опал, агат), США (бирюза, турмалин); Африка — Ботсвана (алмаз), Гана (алмаз), Заир (алмаз, малахит), Замбия (аметист), Кения (рубин, гранат), Мадагаскар

(берилл, турмалин), Намибия (алмаз), Зимбабве (изумруд), Сьерра-Леоне (алмаз), Танзания (рубин), ЮАР (алмаз). СССР играет важную роль в торговле янтарем, нефритом, лазуритом.

Общий объем добычи и международной торговли цветными камнями не поддается точному учету в связи с контрабандой, наличием «черного» рынка, поглощающего, как правило, лучшие камни, реэкспортом, несопоставимостью цен на сырье и обработанный камень. Ориентировочно в мире ежегодно реализуются цветные камни в сырье (без алмазов, жемчуга и синтетических камней) на сумму более 200 млн. долларов, в том числе рубина и сапфира — 75 млн., изумруда — 50 млн., благородного опала — 30 млн., драгоценных камней пегматитов (аквамарин, топаз, турмалин) — 5 млн., других камней — 40—45 млн. Следует иметь в виду, что после обработки стоимость камней, особенно в розничной торговле, многократно возрастает.

Сырьевые ресурсы цветных камней распределены по континентам и странам мира крайне неравномерно. Так, около 98% всех алмазов за рубежом добывается в Африке (Заир, ЮАР и Намибия, Ботсвана, Гана и др.). На этом континенте, кроме того, известны крупные месторождения изумруда (Зимбабве, ЮАР), аметиста (Замбия, Зимбабве), аквамарина, топаза и турмалина (о. Мадагаскар, Мозамбик), малахита (Заир). За последние годы быстро развивается добыча рубина, гроссуляра (тсаворита), синего цоизита (танзанита) в Танзании и Кении.

В Азии находятся главные мировые месторождения рубина и сапфира (Таиланд, Кампучия, Бирма, Индия, Пакистан, Шри-Ланка), жадеита (Бирма, СССР), лазурита (Афганистан, СССР), бирюза (Иран, Китай), нефрита (СССР, Китай), агата (Индия). Заслуживают упоминания также индийские месторождения изумруда в Раджастане. В Европе большое значение, безусловно, принадлежит месторождениям янтаря в Прибалтике (СССР).

Австралия знаменита прежде всего благородными опалами (Южная Австралия и Новый Южный Уэльс), обеспечивая не менее 95% мировой добычи этого драгоценного камня. В штатах Квинсленд и Новый Южный Уэльс интенсивно разрабатываются крупнейшие россыпи сапфира. В стране есть высококачественный родонит (Новый Южный Уэльс) и хризопраз (Квинсленд).

В Северной Америке следует отметить месторождения бирюзы (штаты Аризона, Колорадо и Нью-Мексико в США), турмалина (штаты Мэн и Калифорния в США), нефрита (Британская Колумбия в Канаде). Южная Америка — главный источник изумруда (Колумбия, Бразилия), берилла, топаза (Бразилия), агата, аметиста (Бразилия, Уругвай).

ТРЕБОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ К КАЧЕСТВУ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Своеобразие цветных камней как полезного ископаемого находит отражение в большой условности и непостоянстве требований, предъявляемых ювелирно-камнерезной промышленности к их качеству. Дело в том, что декоративно-эстетические свойства камней, особенно ювелирно-поделочных и поделочных, во многом субъективны и трудно регламентируются. Так, включения посторонних минералов или залеченные трещины, обычно рассматриваемые как дефект, могут украшать камень и свидетельствуют о его натуральном происхождении. И если прозрачные ювелирные камни в идеале должны отличаться чистотой и совершенством окраски, то для характеристики качества ювелирно-поделочных и поделочных камней принято пользоваться эталонами — типовыми разновидностями сырья самых известных месторождений (афганский лазурит, саянский нефрит, уральский малахит и т. п.).

Очень сложно объективно регламентировать и минимальные размеры камня, пригодного для промышленной обработки. Прежде всего они ограничиваются техническими возможностями: так, рядовой фасетной огранке поддается камень размером не менее 1 мм, а самый небольшой стандартный кабошон обтачивается из заготовки $4 \times 3 \times 3$ мм. Кроме того, существенное значение имеют экономические факторы, так как обработка мелкого сырья в промышленных масштабах, по сравнению с крупным, сопровождается большими потерями и стоит гораздо дороже, требуя индивидуального подхода к каждому кусочку камня. По этой причине существует отчетливая тенденция: чем дешевле камень, тем выше требования промышленности к его размеру. Ювелирные камни первого порядка используются практически полностью, для большинства ювелирных камней второго — четвертого порядков минимальный размер составляет 3—4 мм, для ювелирно-поделочных 1—5 см, для поделочных 5—10 см, иногда больше. Следует иметь в виду, что малоразмерное сырье относится, как правило, к низшим сортам и пользуется весьма ограниченным спросом. Однако оно, как и в ряде случаев некондиционные цветные камни, находит применение в менее прихотливом кустарном производстве, а также в качестве коллекционного материала.

В нашей стране требования к качеству большинства цветных камней в сырье определены отраслевыми стандартами, утвержденными Министерством геологии СССР или Министерством приборостроения, средств автоматизации и систем управления (табл. 3). Минимальные размеры указаны для кондиционной части камня, лишенной дефектов, не оговоренных стандартом.

Оценка качества цветного камня, особенно его новых прояв-

Основные требования ювелирно-камнерезной промышленности

Группа камня	Название камня	Типовая разновидность	Минимальные размеры (мм)	Показатели высшего качества
	Изумруд	Уральский	2×2×2	Густо-зеленый размером 20 мм и более
	Демантоид	Уральский	1,5×1,5×1,5	Сочно-зеленый (травяно-зеленый) размером 3×3×3 мм и более
	Топаз	Украинский	6×6×5	Интенсивно-голубой, розовый и винно-желтый размером 15×15×12 мм и более
	Хризолит	Кугдинский	3×3×3	Ярко-зеленый и золотисто-зеленый размером 8×8×6 мм и более
	Берилл (обыкновенный)	Украинский	4×4×4	Интенсивно-зеленый и желтовато-зеленый размером 15×15×12 мм и более
	Бирюза	Бирюзаканская	0,5 г	Ярко-голубая, равномерно окрашенная с массой 5 г и более
	Аметист	Уральский	4×4×4	Интенсивно-фиолетовый и пурпурный размером 15×15×12 мм и более
	Хризопраз	Сарыкулболдинский	10×10×10	Полупрозрачный с изумрудно-зеленой интенсивной и равномерной окраской размером 20×10×10 мм и более

Ювелирные (драгоценные)

к качеству минерального сырья

Допускаемые дефекты (для низких сортов)	Отраслевой стандарт	Примечание
Светлая окраска, мелкие трещинки, единичные минеральные включения	ТУ 95.334—75	Просвечивающий и непрозрачный, с трещинами и включениями размером 10 мм и более, пригоден для кабошонирования
Бледная окраска, желтый и коричневатый оттенок, единичные минеральные включения	ОСТ 41.128—77	—
Бледная окраска или бесцветность	Тот же	—
Бледная окраска	Тот же	—
—	Тот же	—
Голубая неравномерная, бледно-голубая равномерная и яркая голубовато-зеленая и зеленая окраска, черные дендриты и волосовидные прожилки, занимающие не более 30% поверхности камня	ОСТ 41.120—75	Ярко-голубая бирюза массой 10 г и более считается уникальной и оценивается индивидуально
Бледная и неравномерная окраска	ОСТ 41.128—77	Полупрозрачный замутненный, с мелкими трещинами размером не менее 10 мм, пригоден для кабошонирования
Бледная и неравномерная окраска, тонкие дендриты окислов марганца	ОСТ 41.117—76	—

Группа камня	Название камня	Типовая разновидность	Минимальные размеры (мм)	Показатели высшего качества
Ювелирные (драгоценные)	Хром-диопсид	Инаглинский	3×3×3	Изумрудно-зеленый размером 5×5×4 мм и более
	Лазурит: а) ювелирный	Малобыстринский	10×10×10	Васильково-и фиолетово-синий, тонкозернистый
Ювелирно-поделочные	б) поделочный	Та же	50×50×50	Синий и голубой разных оттенков
	Жадит	Итмурудинский	50×50×50	Ярко-зеленый в количестве не менее 30% в белой и светло-серой основной массе
	Нефрит: а) ювелирный	Саянский	50×50×30	Ярко-зеленый однотонный размером 100×100×50 мм и более
	б) поделочный	Та же	150×150×100	Зеленый разных тонов до черного
	Малахит	Уральский	30×30×20	Сочная ярко-зеленая окраска, мелкий ленточный и концентрический узор

Допускаемые дефекты (для низких сортов)	Отраслевой стандарт	Примечание
Темно-зеленая густая окраска	ОСТ 41.128—77	Полупрозрачный замутненный, с мелкими трещинками размером не менее 6 мм, пригоден для кабошонирования
Мелкие включения пирита и белые вкрапленники, занимающие не более 20% поверхности камня	ОСТ 41.117—76	—
Разнозернистость, пятнистая окраска, белые вкрапленники и прожилки, занимающие не более 70% поверхности камня	Тот же	Для экспорта минимальный размер 40×40×30 мм и пятнистость, занимающая не более 50% поверхности камня
Белый и серый с единичными зелеными вкрапленниками, редкие трещины, не нарушающие монолитность камня	Тот же	Для экспорта выделен ювелирный сорт полупрозрачного изумрудно-зеленого жадеита (империал) с минимальным размером 5×5×5 мм
Слабая неоднородная окраска и редкая мелкая вкрапленность темноцветных минералов	Тот же	Для экспорта, минимальный размер в обпеленных блоках 50×50×50 мм
Неоднородная (пятнистая и струйчатая) окраска, минимальные включения и редкие трещины	Тот же	Для экспорта, минимальный размер в обпеленных блоках 100×100×100 мм
Единичные включения других минералов, темная окраска, каверны и трещины, занимающие не более 25% поверхности камня	Тот же	—

Группа камня	Название камня	Типовая разновидность	Минимальные размеры (мм)	Показатели высшего качества	Ювелирно-поделочные		
					Допускаемые дефекты (для низких сортов)	Отраслевой стандарт	Примечание
	Янтарь	Прибалтийский	5×5	Прозрачный лимонно-желтый, оранжевый и красный размером 150×15 мм и более	Органические и минеральные включения, трещинки, не нарушающие монолитности камня	ТУ 25.33.128—69	—
	Горный хрусталь дымчатый	—	15×15×12	Дымчатый с розоватым или фиолетовым оттенком, равномерно окрашенный	—	ОСТ 41.128—77	—
	Чароит	Мурунский	100×100×50	Фиолетовый, сиреневый с перистым узором и содержанием чистого чароита не менее 70%	Слабо коричневый оттенок окраски, примесь других минералов до 70%, мелкие трещины на площади, до 30% поверхности камня	ОСТ 41.117—76	—
	Агат	Ахалцихский	15×15×15	Линейно- и концентрически-полосчатый с четким и тонким рисунком размером 30×30×30 мм и более	Неясный рисунок, прослойки кварца, занимающие не более 30% поверхности камня	Тот же	—
	Амазонит	Кольский	40×20×20	Ярко-зеленый и голубовато-зеленый размером 50×30×30 мм и более	Неравномерная окраска и ожелезнение, занимающее не более 20% поверхности камня	Тот же	—
	Гематит-красавик	Кишкенесорский	5×5×5	Стально-серый с красноватым отливом, плотный, радиально-лучистый	Концентрическая зональность, не нарушающая монолитности, включения вторичного гематита, занимающие не более 20% поверхности камня	Тот же	Для экспорта минимальный размер 10×10×5 мм
	Родонит	Уральский	50×50×50	Ярко-малиновый, однородно-окрашенный	Розовый с пятнистой окраской, дендриты и тонкие прожилки окислов марганца не более 40% и желто-бурых пятен не более 20% поверхности камня	ОСТ 41.117—76	—
	Беломорит	Карельский	40×20×20	Белый и светло-серый с интенсивной иризацей по всей поверхности камня размером 50×50×30 мм и более	Включения других минералов и мелкие трещины, не нарушающие монолитность на площади не более 10% поверхности камня	Тот же	—

Группа камня	Название камня	Типовая разновидность	Минимальные размеры (мм)	Показатели высшего качества	Ювелирно-поделочные		
					Допускаемые дефекты (для низких сортов)	Отраслевой стандарт	Примечание
	Янтарь	Прибалтийский	5×5	Прозрачный лимонно-желтый, оранжевый и красный размером 150×15 мм и более	Органические и минеральные включения, трещинки, не нарушающие монолитности камня	ТУ 25.33.128—69	—
	Горный хрусталь дымчатый	—	15×15×12	Дымчатый с розоватым или фиолетовым оттенком, равномерно окрашенный	—	ОСТ 41.128—77	—
	Чароит	Мурунский	100×100×50	Фиолетовый, сиреневый с перистым узором и содержанием чистого чароита не менее 70%	Слабо коричневый оттенок окраски, примесь других минералов до 70%, мелкие трещины на площади, до 30% поверхности камня	ОСТ 41.117—76	—
	Агат	Ахалцихский	15×15×15	Линейно- и концентрически-полосчатый с четким и тонким рисунком размером 30×30×30 мм и более	Неясный рисунок, прослойки кварца, занимающие не более 30% поверхности камня	Тот же	—
	Амазонит	Кольский	40×20×20	Ярко-зеленый и голубовато-зеленый размером 50×30×30 мм и более	Неравномерная окраска и ожелезнение, занимающее не более 20% поверхности камня	Тот же	—
	Гематит-красавик	Кишкенесорский	5×5×5	Стально-серый с красноватым отливом, плотный, радиально-лучистый	Концентрическая зональность, не нарушающая монолитности, включения вторичного гематита, занимающие не более 20% поверхности камня	Тот же	Для экспорта минимальный размер 10×10×5 мм
	Родонит	Уральский	50×50×50	Ярко-малиновый, однородно-окрашенный	Розовый с пятнистой окраской, дендриты и тонкие прожилки окислов марганца не более 40% и желто-бурых пятен не более 20% поверхности камня	ОСТ 41.117—76	—
	Беломорит	Карельский	40×20×20	Белый и светло-серый с интенсивной иризацей по всей поверхности камня размером 50×50×30 мм и более	Включения других минералов и мелкие трещины, не нарушающие монолитность на площади не более 10% поверхности камня	Тот же	—

Группа камня	Название камня	Типовая разновидность	Минимальные размеры (мм)	Показатели высшего качества	Допускаемые дефекты (для низких сортов)	Отраслевой стандарт	Примечание
Поделочные	Яшма: а) пейзажная	Орская	100×100×100	Многоцветная с прихотливым пестрым и четким рисунком	Участки однотонной окраски, занимающие не более 50% поверхности камня	ОСТ 41. 117—76	—
	б) полосчатая, пятнистая	Уральская, Алтайская	150×100×100	Разноокрашенная полосчатая или пятнистая			
	Обсидиан	Закавказский	150×150×100	Серебристо-серый иризирующий или ярко-окрашенный пятнистый и однотонный	Черная и бурая окраска	Тот же	—
	Мраморный оникс	Карлюкский	100×100×50	Полупрозрачный желтовато-коричневый, медовый и зеленый, четко полосчатый или рисунчатый	Мелкие трещинки, не нарушающие монолитность камня	Тот же	—
	Окаменелое дерево	Годердзское, Курдюмовское	100×100×100	Разноокрашенное с четким реликтовым рисунком древесины, плотное	—	Тот же	—
	Графический пегматит	Карельский	150×150×100	Розовый, желтый и серовато-белый с мелкими клиновидными вростками кварца	—	Тот же	—

Допускаемые дефекты (для низких сортов)	Отраслевой стандарт	Примечание
Участки однотонной окраски, занимающие не более 50% поверхности камня	ОСТ 41. 117—76	—
Участки однотонной окраски, занимающие не более 25% поверхности камня	Тот же	—
Черная и бурая окраска	Тот же	—
Мелкие трещинки, не нарушающие монолитность камня	Тот же	—
—	Тот же	—
—	Тот же	—

лений, требует, как правило, специальных минералого-петрографических и технологических исследований. Они производятся в следующей последовательности.

1. Изучение «сырого» камня — точная диагностика минерала или горной породы макроскопически и в прозрачных шлифах по физическим свойствам, а при необходимости по химическому составу; выделение декоративных разновидностей камня по цвету и интенсивности окраски, степени прозрачности, текстурному рисунку; определение специфических эффектов — иризации, опалесценции, дихроизма, астеризма и т. п.; характеристика типичных сингенетических (первичных) и эпигенетических (вторичных) дефектов — вредных инородных включений, зональности, трещиноватости и др.

2. Технологические испытания — пробная обработка типич-

ных и наиболее интересных образцов с их огранкой (ювелирные камни), изготовлением кабошонов и плоских вставок (ювелирные и ювелирно-поделочные камни), а также полированных срезов (ювелирно-поделочные и поделочные камни). Эта операция особенно важна для цветных камней новых месторождений, позволяя наиболее полно выявить их декоративность, а также скрытые технологические дефекты (мелкую трещиноватость, плохое восприятие полировки и т. п.); иногда выявляются возможности облагораживания камня — усиление окраски облучением или прокаливанием (топаз, берилл и др.), искусственного окрашивания (агат) и т. п.

3. Окончательная оценка цветного камня в обработанном виде и его сопоставление с минеральным сырьем известных месторождений, позволяющее прогнозировать возможный спрос.

4. Сортировка пробы по требованиям отраслевых стандартов или технических условий. Для цветных камней, не охваченных стандартами, подбирается аналог, например декоративные роговики уподобляются яшме, ювелирный клиногумит — хризолиту и т. д. Одновременно определяется пригодность некондиционного камня в качестве коллекционного материала.

Минеральное сырье, поставляемое промышленности, должно быть обогащено: ювелирные камни для фasetной огранки должны содержать не менее 50% кондиционного материала, для кабошонирования — не менее 80%, а поделочные камни — не менее 90% в каждом кристалле или штуфе. Процесс обогащения заключается в скалывании молотком и зубилом дефектных частей камня и вмещающей породы (или обпиливания — для особо ценных камней). Следует иметь в виду, что недостаточно декоративные разности некоторых цветных камней применяются в качестве технического сырья (алмаз, гранат, агат, яшмы, янтарь и др.), а горный хрусталь, наоборот, для огранки отбирается обычно из отходов обогащения более дорогого пьезокварца.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

Драгоценные и поделочные камни представлены большим числом минералов и горных пород, имеющих самое различное происхождение — от собственно магматического до экзогенного. Важнейшую роль играют и вторичные — россыпные месторождения, связанные с накоплением цветных камней в рыхлых отложениях. Этим обусловлено исключительно большое значение генетической классификации месторождений, которая должна быть положена в основу рационального направления поисковых и поисково-оценочных работ.

Первая сравнительно полная генетическая классификация месторождений драгоценных и поделочных камней была предложена А. Е. Ферсманом в 1925 г. (Ферсман, 1962).

Рассматривая главные процессы минералообразования, формирующие скопления таких камней, А. Е. Ферсман выделил следующие группы месторождений: 1) в осадочных породах (мраморный оникс, селенит, малахит, кремнь, окаменелое дерево и др.); 2) в кристаллических сланцах (альмандин, ставролит, дистен, авантюрин, офиокальцит, лиственит, агальматолит, яшмы, родонит, нефрит и др.); 3) в жильных гидротермальных образованиях (малахит, опал, эпидот, гематит, рутил, горный хрусталь и др.); 4) в жильных образованиях гранитной магмы — пегматитах, кварцевых и аплитовых жилах, пневматолитах (берилл, топаз, турмалин, лунный камень, амазонит, дымчатый и розовый кварц, письменный гранит, александрит, изумруд, флюорит и др.); 5) в жильных образованиях нефелиновой магмы — щелочных пегматитах (циркон, канкринит, эвдиалит, амазонит и др.); 6) в контактовых месторождениях (шпинель, корунд, гранат, лазурит, нефрит и др.), 7) в кислых эффузивных породах (обсидиан, кварцевые порфиры и др.), 8) в основных и ультраосновных магматических породах (лабрадор, опал, агат, алмаз, пироп, оливин, сапфир и др.), 9) при процессах термального или гипергенного изменения оливиново-пироксеновых пород (демантоид, змеевик, сепиолит и др.), 10) органического происхождения (янтарь, гагат, окаменелое дерево и др.), 11) в россыпях (алмаз, корунд, топаз, циркон, гранат и др.).

Эта классификация, несмотря на невыдержанность классификационных признаков и спорность представлений о генезисе некоторых камней (например малахита, опала и др.), в свое

время была весьма полезной. Особенно привлекала внимание оригинальная концепция пегматитового процесса, впоследствии развернутая А. Е. Ферсманом в фундаментальную теорию происхождения пегматитов. Нашла многих сторонников и точка зрения о формировании месторождений изумруда в результате десиликации гранитного пегматитового расплава, внедрившегося в ультраосновные породы.

Заметный след оставила также классификация Б. Я. Меренкова (1936), который, используя генетические представления А. Е. Ферсмана, разделил месторождения цветных камней в соответствии с принятой тогда общей систематикой полезных ископаемых по В. А. Обручеву. Им различались четыре группы месторождений, состоящие в свою очередь из нескольких типов и подтипов: 1) связанные с магматическими процессами, в том числе собственно магматические (сегрегационные — алмаз, пироп, оливин; десилицированные жилы — сапфир, жадеит; пегматиты — берилл, изумруд, топаз, турмалин, корунд и др.; эманационные (контактовые — гроссуляр, везувиан, нефрит; контактово-пневматолитовые — рубин, шпинель, лазурит; пневматолитовые — аквамарин, топаз, флюорит и др.); гидротермальные (гипотермальные, альпийские — горный хрусталь, адуляр; мезо- и эпитеpmальные — аметист, змеевик, калифорнит, опал, малахит, агат и др.); 2) связанные с осадочными и диагенетическими процессами, в том числе осадочные хемогенные, кластические и органогенные (ангидрит, галит, селенит, кремнеземные мшанки, кораллы и стволы деревьев); месторождения выветривания (химического — бирюза, малахит, кремень, оникс и др. и механического — россыпи); 3) связанные с метаморфическими процессами (авантюрин, кианит, яшма) и 4) органические образования (янтарь, гагат, жемчуг, коралл). Главным источником драгоценных и поделочных камней Б. Я. Меренков считал гранитные пегматиты.

На этой классификации отрицательно сказалась недостаточная в то время геологическая изученность месторождений многих цветных камней, например сапфира и жадеита. Особенно неудачно в ней охарактеризованы гидротермальные месторождения: так, низкотемпературные хрусталеносные («альпийские») жилы ошибочно отнесены к гипотермальному типу, нельзя считать чисто гидротермальными месторождения змеевика, плотных гранатовых и везувиановых пород — «жадов» и т. п.

За последние годы в отечественной геологической литературе появились классификации на более современной генетической основе (Капитонов, 1972, 1973; Киевленко, 1973, 1975 и др., Шаронов, 1975). Интересна систематика магматогенных и экзогенных месторождений драгоценных и поделочных камней, разработанная М. Д. Капитоновым. Магматогенные месторождения разделены им на четыре группы по связи с щелочной (нефелин-сиенитовой), кислой, основной и ультраосновной —

щелочной магмами. В этих группах затем различаются вулканогенные и плутоногенные месторождения, в том числе магматические, пегматитовые и постмагматические. Среди экзогенных месторождений выделены месторождения выветривания (россыпи водоразделов и коры химического выветривания), инфильтрационные и осадочные — седиментационные (россыпи речные и др.) и диагенетические.

Эта классификация, однако, не охватывает большой группы метаморфогенных месторождений, заключающей такие распространенные цветные камни, как яшмы, родонит, алмадин и др. В ней не учтены важнейшие типы промышленных месторождений сапфира и циркона в щелочных базальтах, рубина в гипербазитах и некоторые другие. Избирательный принцип классификации исключил из нее телетермальные месторождения, характеризующиеся неясной связью с магматизмом, к которым, в частности, относятся крупнейшие месторождения изумрудов в Колумбии. Постмагматические месторождения жадеита и нефрита в гипербазитах, как это отмечает и сам автор, связаны с кислым магматизмом весьма условно.

Из современных зарубежных классификаций наиболее полная приведена Г. Шубнелем в объяснительной записке к карте «Главные месторождения благородных камней мира», изданной в Париже в 1969 г. Этим автором различаются «включения в магматических породах и вулканических жерлах» (алмаз, пироп, сапфир и др.), а также пегматитовые, жильные гидротермальные, метаморфические (гранаты, рубин) и биметасоматические (нефрит, лазурит) месторождения. Кроме того, выделены месторождения в измененных вулканических породах (агат, аметист), поверхностного химического выветривания (бирюза, малахит) и неразделенные другие типы (осадочные, вулканогенно-осадочные и т. п.).

Все приведенные классификации либо устарели и не отвечают существующему уровню геологических знаний, либо неполны. Рациональную генетическую классификацию месторождений драгоценных и поделочных камней целесообразно построить по общепринятому для всех полезных ископаемых принципу, разделив их на эндогенную и экзогенную группы или серии (Смирнов, 1976; Татаринов, 1975; Борзунов, 1969 и др.). Дальнейшее подразделение основано на генетической природе минералообразующей среды (магма, пегматитовый расплав, газовый и водный раствор и т. п.) и формационном типе месторождений, отражающем особенности их состава и условий образования (фацию глубинности и др.). Таким образом, в эндогенной группе выделяются магматический, пегматитовый, пневматолито-гидротермальный (гидротермально-метасоматический), собственно гидротермальный и метаморфогенный генетические классы, а в экзогенной — диагенеза, кор выветривания и россыпей (табл. 4).

Генетическая классификация месторождений драгоценных и поделочных камней

Генетическая группа (серия)	Генетический класс	Формационный тип	Вид камня	Практическое значение
Эндогенная	Магматический	Кимберлитов	Алмаз, пироп, хризолит, циркон	Основное для алмаза и пироба
		Основных эффузивов	Сапфир, циркон, хризолит	Коренной источник промышленных россыпей сапфира и циркона
		Кислых эффузивов	Обсидиан, лунный камень, яшмовидные фельзиты и трассы	Основное для обсидиана
		Габбро-анортозитов	Лабрадор	Основное для иризирующего лабрадора
	Пегматитовый	Редкоземельных и мусковитовых	Амазонит, иризирующие полевые шпаты, графический пегматит	Важное для амазонита и иризирующих полевых шпатов
		Редкометалльных	Берилл, розовый кварц, турмалин, гранат	Цветные камни добываются попутно с рудами редких металлов
		Миароловых	Топаз, берилл, горный хрусталь (морион), турмалин, кунцит	Основное для топаза, мориона, турмалина и кунцита

Эндогенная	Гидротермально-метасоматический	Апогранитных грейзенов	Берилл	Небольшое
		Скарнов	Рубин, шпинель, гранат (гессонит, гроссуляр), лазурит	Основное для лазурита и шпинели. Коренной источник промышленных россыпей рубина и шпинели
		Апогипербазитовых метасоматитов	Изумруд, александрит, рубин, жадеит, нефрит, хризолит, хромдиоксид, гранат (демантоид)	Основное для александрита, жадеита, нефрита, хромдиоксида, демантоида; важное для изумруда и хризолита
	Гидротермальный	Плутоногенный	Горный хрусталь, аметист	Основное для горного хрусталя и аметиста
		Поствулканический	Агат, аметист, опал, яшма	Основное для агата, важное для аметиста
		Телетермальный	Изумруд, мраморный онникс, гематит-крававик	Основное для мраморного онникса, важное для изумруда и гематита-крававика

Генетическая группа (серия)	Генетический класс	Формационный тип	Вид камня	Практическое значение
Эндогенная	Метаморфогенный	Фации низких температур (глубинный эпигенез, цеолитовая, зеленосланцевая)	Родонит, яшма, окаменелое дерево	Основное для родонита, яшмы и окаменелого дерева
		Фации средних и высоких температур (эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая)	Гранат (альмандин), рубин, сапфир, иризирующий ортоклаз (лунный камень)	Коренной источник промышленных россыпей альмандина и лунного камня, важное для альмандина
Экзогенная	Диagenеза	Биогенно-осадочный	Гагат, янтарь	Основное для гагата; коренной источник промышленных россыпей янтаря
	Кор выветривания	Инфильтрационный	Благородный опал, бирюза, хризопраз, малахит	Основное для благородного опала, бирюзы, хризопраза и малахита

Экзогенная

Россыпей	Элювиальный и элювиально-делювиальный	Все устойчивые к выветриванию цветные камни	Важное для большинства цветных камней
	Делювиально-аллювиальный (ложковый)	Все устойчивые к выветриванию цветные камни	Важное для горного хрусталя, берилла, топаза и турмалина
	Аллювиальный	То же	Важное для алмаза, рубина, сапфира, шпинели, циркона, гранатов, агата, нефрита, жадеита
	Морской (дельта, лагун и пляжей)	Янтарь, алмаз, гранаты	Основное для янтаря
	Древних конгломератов	Алмаз, нефрит, жадеит, агат	Важный промежуточный коллектор аллювиальных россыпей агата и нефрита

Такие месторождения представлены кимберлитами с алмазом, пиропом и хризолитом, габбро-анортозитами с иризирующим лабрадором, основными эффузивами — цирконо-, сапфи-ро- и хризолитоносными базальтами и кислыми эффузивами — обсидианом и яшмовидными кварцевыми и фельзитовыми порфирами.

Кимберлиты. Среди магматических месторождений ведущую роль играют кимберлиты, с которыми связаны практически все промышленные коренные скопления алмаза и его спутников: магнезиального граната — пироба и прозрачного оливина — хризолита.

Крупнейшие кимберлитовые месторождения алмаза находятся в экваториальной и Южной Африке.

Кимберлиты залегают в виде трубообразных тел с поперечником от нескольких метров до нескольких сотен метров, иногда достигая 1,5 км (трубка Мвадуи в Танзании). На глубине они обычно сменяются дайками. Это порфировые щелочно-ультраосновные породы самых глубинных магм, массивные или содержащие многочисленные обломки родственных глубинных пород (эклогиты, оливиниты и дуниты, шпинелевые и шпинель-гранатовые перидотиты, пикритовые порфириты и т. п.), а также эруптивные обломки вмещающих пород (известняки, каменный уголь, траппы и т. п.).

Принято различать две основные разновидности кимберлитов: базальтоидную с преобладающими вкрапленниками оливина и лампорфировую (слюдяную) с высоким содержанием флогопита во вкрапленниках и мезостазисе. Характерна интенсивная серпентинизация и карбонатизация кимберлитов (рис. 3).

Кристаллы алмаза неравномерно включены в основную массу кимберлита и лишь изредка встречаются в обломках эклогитов и пироповых

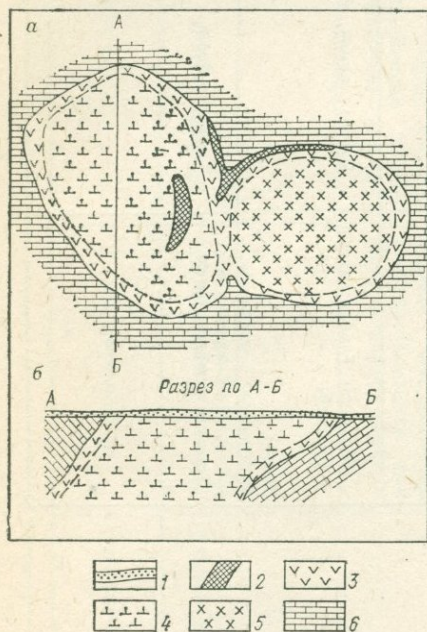


Рис. 3. Схема геологического строения кимберлитовой трубки. По А. П. Бобревичу (1959 г.).

План (а); разрез (б): 1 — рыхлые отложения; 2 — аргиллитизированный кимберлит (на разрезе не показан); 3 — измененная кимберлитовая брекчия; 4 — кимберлит брекчиевидный; 5 — кимберлит базальтоидный крупнопорфировый; 6 — известняк

перидотитов. Преобладают мелкие кристаллы со средней массой в сотые и десятые доли карата. Практически при обогащении кимберлитов извлекаются зерна алмаза размером до 0,5—1 мм и более. Известны месторождения с повышенным содержанием крупных алмазов. Так, на руднике Дютуйтспен в районе Кимберли (Южная Африка) крупные кристаллы массой от 10 карат и более составляли 17,1% от всего добытого кристаллосырья. Обычно выделяются три основные табитусные формы кристаллов алмаза: октаэдрическая — самая ранняя, ромбодекаэдрическая с той или иной степенью округления граней и переходная между ними. Последними, по мнению В. А. Милашева (1972), кристаллизовались мелкозернистые агрегаты алмаза типа балласа и карбонадо.

Пироп — постоянный спутник алмаза, однако он распространен и в неалмазоносных кимберлитах. В таком случае его коренные месторождения обычно не имеют практического значения, хотя могут служить источником богатых россыпей (например, Гарнет-Ридж в США). Пироп входит в состав обломков ультрабазитов (гранатовых оливинитов, дунитов, перидотитов, пироксенитов) и эклогитов в кимберлитовой брекчии, а также вкраплен в основную серпентин-карбонатную массу кимберлита.

Среди ультрабазитов наиболее интересны гранатовые лерцолиты с порфировыми вкрапленниками фиолетового и малинового прозрачного пироба, занимающими 5—8% объема всей породы. Размер их варьирует от 1 до 8 мм, изредка достигая 10 мм и более. В эклогитах гранаты представлены сильно расщепленными оранжево-желтыми пироп-альмандин-гроссулярами с переменным соотношением железа и кальция (Лазько, Серенко, 1976). В собственно кимберлитах встречаются две группы пиропов: 1) фиолетово-малиновая и красная, высокохромовая, аналогичная содержащемуся в обломках гранатовых ультрабазитов, и 2) оранжево-красная, титановая, не имеющая аналогов в ксенолитах и ассоциирующаяся с пикроильменитом, диопсидом и флогопитом; гранаты этой группы крупнее других (до 4—5 см и более), но слабопрозрачны и трещиноваты.

На якутских месторождениях, по данным Е. Е. Лазько, ювелирным сырьем в основном являются красные, малиновые и фиолетовые гранаты первой группы из собственно кимберлитов и ксенолитов ультрабазитов (пироповых лерцолитов и др.). Некоторые кристаллы обладают «александритовым» эффектом, приобретая при ярком солнечном свете голубовато-зеленую окраску.

Магнезиальный оливин — форстерит является главным породообразующим минералом кимберлитов. Выделяются две генерации оливина: 1) порфировые прозрачные вкрапленники округлой, остроугольной и неправильной формы светло- и олив-

ково-зеленого цвета размером до 5 см и 2) мелкие (0,5—2 мм) идиоморфные призматические кристаллы в основной массе кимберлита. Прозрачный оливин встречается также и в обломках родственных ультраосновных пород в кимберлитах, особенно в гигантозернистых оливинитах, где размеры его зерен достигают 2 см и более.

Необходимо отметить, что оливин обычно замещен серпентином и карбонатом и свежий прозрачный хризолит сохраняется только в порфириновых вкрапленниках среди массивных кимберлитов базальтоидного облика и некоторых ксенолитах ультраосновных пород.

Алмазоносные кимберлиты содержат значительные запасы пиропы и хризолита, представленные в основном мелкими камнями, пользующимися ограниченным спросом.

В кимберлитах Якутии, кроме того, встречается циркон, качество которого и возможности практического использования пока мало изучены.

Известны разнообразные гипотезы о происхождении алмазов: от магматической (А. Дю-Тойт, А. Вильямс, В. С. Соболев и др.) до пневматолито-гидротермальной (А. И. Боткунов), В. С. Петров считает алмаз продуктом окислительно-восстановительных реакций между оливином и ильменитом кимберлитов и карбонатами вмещающих пород. По мнению В. Г. Васильева, В. В. Ковальского и Н. В. Черского, алмазы образуются за счет углеводородов органического происхождения (битумов, нефти и газа) под воздействием внедряющегося магматического расплава и взрыва образующихся газовых смесей.

Наибольшее внимания заслуживают представления о глубинной магматической природе алмаза, что подтверждается геологической обстановкой месторождений, данными по искусственному получению алмазов при высоких температурах и давлениях и доказательством по изотопному составу ювенильного происхождения углерода в алмазе.

Наличие обломков алмазоносных эклогитов в кимберлитах позволило Т. Боннею еще в 1899 г., а недавно Н. Н. Сарсадских, В. С. Ровша (1960), А. И. Пономаренко и З. В. Специус (1976) предположить, что алмазы входят в состав глубинных ультраосновных пород и выносятся к поверхности земли кимберлитовым расплавом. С этой точки зрения кимберлиты являются лишь вторичными коллекторами алмазов.

По мнению Л. Н. Леонтьева, А. А. Каденского (1957), С. Давидсона (1964) и В. С. Трофимова (1967), алмазы возникают в промежуточных очагах кимберлитовой магмы, расположенных на границе кристаллического фундамента древних платформ и осадочного чехла. В таких очагах — «камерах взрыва» в условиях нарастающего давления в магматическом расплаве последовательно кристаллизовались гранаты, алмаз и затем ильменит, флогопит и апатит.

Наиболее обоснованной выглядит классическая гипотеза А. Дю-Тойта, П. Вагнера и А. Вильямса (Williams, 1932), развитая в работах А. А. Кухаренко, А. П. Бобривича, В. С. Соболева, В. А. Милашева, Е. Ф. Францессон, Ю. Л. Орлова, Дж. Даусона и др. Все они считают алмаз протоматическим минералом, кристаллизующимся в кимберлитовой магме на месте ее зарождения в верхней мантии и частично во время ее подъема. Алмазу парагенны оливин, хромсодержащий пироп, энстатит и некоторые другие минералы, которые бывают включены в его кристаллы. Ильменит, флогопит и апатит образуются позднее в ходе кристаллизации главной массы кимберлитовой магмы. Ю. Л. Орлов полагает, что в природных силикатных расплавах, содержащих щелочи и бор, алмаз может кристаллизоваться при температурах $900\text{--}800^\circ\text{C}$ и давлении около $4 \cdot 10^3$ МПа, т. е. при значительно пониженных параметрах, по сравнению с синтезом, в системе графит-тугоплавкий металл ($t=1350\text{--}1500^\circ\text{C}$, $p=5\text{--}6 \cdot 10^3$ МПа). Небольшое количество алмазов, по-видимому, попадает в кимберлиты из обломков глубинных алмазоносных пород (эклогитов и пироповых перидотитов).

Хризолит порфировых вкрапленников в кимберлитах, применяемый в ювелирном деле, несомненно, имеет протоматическое происхождение. Пироп представлен хромсодержащими ксенокристаллами из пироповых перидотитов. Его высокохромовая разновидность кристаллизовалась в кимберлитовом расплаве вместе с алмазом, а титановая — после него.

В этой связи следует упомянуть о несколько ином типе месторождений ювелирного пироба — не в кимберлитах, а в базальтовых эруптивных брекчиях, также слагающих трубчатые тела (Киевленко и др., 1974). Сюда относятся широко известные миоценовые диатремы Чешского среднегорья и недавно открытые кайнозойские базальтовые трубки Хангайского нагорья в Монголии. Они неалмазоносны, но включают обильные ксенолиты пироповых перидотитов с клинопироксеном (Чехословакия) или пироповых лерцолитов (Монголия). Базальтовые трубки отличаются от кимберлитовых сравнительно небольшой глубиной и содержат ксенолиты перидотитов только в случае их неглубокого залегания в момент формирования трубки. Так, в районе Чешского среднегорья протерозойский кристаллический фундамент срединного массива находится всего в нескольких сотнях метров от поверхности, и вулканическая трубка «Лингорка» пересекает залежь пироповых перидотитов в интервале от 250 до 460 м.

Габбро-анортозиты. Габбро-анортозитовые массивы служат единственным и практически неисчерпаемым источником ювелирно-поделочного иризирующего лабрадора, а также поделочных и облицовочных лабрадоритов. Главные месторождения этих камней находятся в СССР на Украине и в Канаде в про-

винции Ньюфаундленд на восточном побережье Лабрадора (залив Форда, о-ва Св. Павла, Черный, Тебор и др.).

В плане габбро-анортозитовые массивы занимают площади от нескольких сотен до тысячи квадратных километров. Они состоят из серии глубинных основных пород: анортозитов, габбро-анортозитов, габбро-норитов и норитов. Значительно реже встречаются ультраосновные габбро-перидотиты и габбро-пироксениты. Для анортозитов и габбро-анортозитов характерно грубозернистое и порфировидное строение; доминирующий минерал — плагиоклаз андезин-лабрадоритового ряда (№ 50—60 у вкрапленников и № 40—50 в основной массе). В состав анортозитов входит до 10—15% гиперстена, авгита (диаллага), иногда оливина, количество которых у габбро-анортозитов возрастает до 25—30%.

Скопления иризирующего лабрадора имеют пласто- и линзообразную, реже дайкообразную форму. На Украине в пределах Волынского габбро-анортозитового массива, входящего в состав сложного Коростеньского плутона, такие залежи прослежены на первые сотни метров при мощности от 30 до 50 м. Украинские лабрадориты представляют собой крупнокристаллические и неравномернозернистые породы серого и темно-серого до черного цвета с таблицами лабрадора длиной от 0,5 до 5—6 см и более, иризирующими в ярких, радужных золотисто-желтых и фиолетово-синих тонах. На месторождениях Канады (копи Гринфелла и др.) встречались гигантские кристаллы лабрадора длиной до 0,5 м, а также слегка просвечивающие индивиды с золотисто-красной иризацией, напоминающие солнечный камень.

Магматическое происхождение лабрадоритов не вызывает сомнений, хотя, по мнению Ю. И. Половинкиной, крупные кристаллы лабрадора, иногда наблюдаемые в мелкозернистых габбро, возникали метасоматическим путем. Генезис габбро-анортозитовых ассоциаций в целом представляет еще нерешенную проблему петрологии. Они обычно относятся к весьма глубинным образованиям. Высказываются предположения о сплошном анортозитовом слое Земли, залегающем ниже «гранитного» слоя.

Эффузивы основного состава. В некоторых базальтах встречаются акцессорные сапфир и циркон или гломеропорфировые выделения хризолита. Как правило, такие коренные месторождения не имеют практического значения в связи с рассеянной минерализацией и сложностью извлечения вкрапленников из крепких вмещающих пород. Однако кора выветривания сапфи-ро- и циркононосных базальтов и образовавшегося за счет их размыва аллювиальные россыпи в Индокитае и Австралии являются главным источником ювелирного сапфира и циркона.

Продуктивные базальты относятся к щелочному типу. Вклю-

чения сапфира, циркона и плеонаста в основном наблюдаются в субэффузивных некках и дайках жерловой фации, а также в лавовых покровах вблизи центров излияния (месторождения Пайлин и Бо-Кео в Кампучии, Банг-Кхаг, Бо-Плой в Таиланде и др.). Индокитайские сапфиры обладают разнообразной окраской: васильково-синей, зеленой, желтой, фиолетовой. Для австралийских месторождений (Анаки, Инверелл) характерны зональные желто-зеленые и желто-синие сапфиры. Кристаллы имеют оплавленную округлую форму, иногда сохраняя следы первоначального бочонковидного облика.

Высказывалось мнение (Saurin, 1957 и др.), что сапфир в базальтах представлен ксенокристаллами, захваченными на глубине из глубокометаморфизованных кристаллических сланцев. Правильнее считать сапфир наряду с цирконом аксессуарным минералом базальтов, образовавшимся в результате кристаллизации из пересыщенного глиноземом и недосыщенного кремнеземом щелочного базальтового расплава. Избыток глинозема, возможно, связан с ассимиляцией магмой высокоглиноземистых кристаллических сланцев, постоянно присутствующих в районе месторождений сапфира.

Хризолитоносные базальты и связанные с ними россыпи играют второстепенную роль в добыче ювелирного хризолита из-за сильной трещиноватости кристаллов и небольших размеров пригодного для огранки камня. В СССР они известны в Саяно-Байкальской (Центрально-Азиатской) провинции трахибазальтов, а за рубежом в лавовых полях плато Колорадо на юго-западе США (месторождения Сан-Карлос, Буэлл-Парк и Килбоурн-Хоул в шт. Аризона) и на Гавайских островах. На перспективных месторождениях в США хризолит тяготеет к каналам излияния лав, местами составляя до 25% объема пород. Отдельные зерна и грубозернистые скопления хризолита размером от 0,5—1 см до 0,7 м в поперечнике окружены тонкой оболочкой пористого базальта. Хризолит обычно зеленый с желтым и буроватым оттенком.

В базальтах хризолит является протоматическим минералом, кристаллизующимся из еще богатого магнием расплава. Для сохранения кристаллов хризолита необходим подъем магмы к поверхности и быстрое ее застывание, так как в противном случае возможна реакция хризолита с остаточным расплавом, обогащенным железом.

Эффузивы кислого состава. Некоторые эффузивные породы кислого состава сами по себе являются поделочными камнями. Это яшмовидные кварцевые и фельзитовые порфиры, а также кислые вулканические стекла-обсидианы. Кроме того, в риолитах иногда встречаются лунные камни-вкрапленники иризирующего калиевого полевого шпата (санидина).

Яшмовидные эффузивные породы имеют, как правило, скрытокристаллическую фельзитовую структуру, благодаря чему

хорошо полируются. В качестве поделочного камня применяются красиво окрашенные фельзитовые порфиры, особенно с флюидальным полосчато-волнистым рисунком основной массы. Высокодекоративные разности обычно слагают лишь сравнительно небольшие участки эффузивов, измеряемые десятками, реже первыми сотнями метров. Примером может служить знаменитое Коргонское месторождение в бассейне р. Чарыш на Западном Алтае. Коргонские фельзитовые порфиры, входящие в состав девонской эффузивной толщи, окрашены в фиолетовые и красные тона. Особенно красивы и своеобразны вариолитовые «копейчатые яшмы» с красновато-серыми сферолитами диаметром до 1 см на серо-фиолетовом фоне. Яшмовидными также бывают некоторые спекшиеся туфы риолитов и дацитов подобные широко известным юрским зеленым трассам на Карадаге в Крыму.

Ювелирно-поделочный обсидиан связан с кайнозойскими кислыми эффузивами, свежими или слабо затронутыми поствулканическими изменениями. По составу они соответствуют риолитам или риолито-дацитам, вместе с которыми слагают экструзивные вулканические купола. Многочисленные месторождения обсидианов находятся в США в штатах Орегон и Калифорния, в Мексике, Италии, на Липарских островах, в Исландии, в СССР на Малом Кавказе.

Обсидиан обычно присутствует в нижних и верхних частях риолито-перлитовых лавовых языков-потоков, выжатых из экструзивов. Участки развития сплошного обсидиана — черного, серовато-черного и коричнево-бурого брекчиевидного прослеживаются на сотни метров при мощности 2—3 м. Более редкими в виде небольших обособлений бывают иризирующие обсидианы.

Для калиевых риолит-порфиров характерны вкрапленники высокотемпературного калиевого полевого шпата — санидина, иногда прозрачных и обладающих иризацией лунного камня в голубых тонах. Промышленное значение таких месторождений невелико, хотя качество лунного камня бывает очень высоким. В США на месторождениях Рэггу Маунтин и Сперлинг Галч в штате Колорадо длина вкрапленников санидина составляла от 1—2 до 10 см, а на месторождении Блек Рейндж в штате Нью-Мексико гломерогранулитовые кварц-полевошпатовые агрегаты достигали 3—4 м.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматиты благодаря своему крупно-гигантокристаллическому строению и наличию редких и прозрачных минералов являются традиционным источником многих драгоценных и поделочных камней: топаза, берилла (аквамарина, гелиодора, рубьевита и др.), турмалина (рубеллита и др.), сподумена

(кунцита, гидденита), горного хрусталя, амазонита, иризирующих полевых шпатов, розового кварца, графического пегматита и др. При этом в добыче почти всех указанных камней, за исключением драгоценного лунного камня и бесцветного горного хрусталя, пегматиты играют доминирующую роль. Следует также упомянуть и о большой ценности коллекционного материала пегматитов, прежде всего эффектных друз амазонита и других полевых шпатов с морионом, топазом, турмалином, слюдой в виде хорошо образованных кристаллов.

Некоторые камни, в основном поделочные, такие, как графический пегматит, амазонит (амазонит-пертит), непрозрачные иризирующие полевые шпаты, розовый кварц, относятся к породообразующим минералам и главным минеральным агрегатам пегматитов, слагая более или менее значительные участки соответствующих минерально-текстурных зон: графической, блокового полевого шпата, кварцевого ядра. Ювелирные камни представлены крупнокристаллическими вкрапленниками акцессорных минералов (гранаты, частично прозрачные турмалины и берилл), и главное друзами и одиночными кристаллами в полостях — миаролах (топаз, аквамарин, горный хрусталь, благородный сподумен и др.).

Пегматиты в зависимости от состава вмещающих пород и структурно-тектонических условий формирования имеют жилую и дайкообразную форму или штоковую и трубчатую. Размеры тел обычно варьируют от 10—20 м до нескольких сотен метров по простиранию при мощности от одного до нескольких десятков метров.

Цветные камни распределены в пегматитах неравномерно, обособляясь преимущественно в местах увеличенной мощности — «раздувах» тел, где развиты блоковые кварц-полевошпатовые зоны и миаролы. Они образуются на различных стадиях формирования пегматитов как при кристаллизации пегматитового расплава, так и при последующих пневматолито-гидротермальных процессах.

С пирогенной стадией пегматитообразования связаны обособления графического пегматита, слагающего приконтактные зоны пегматитовых тел. В зонах блокового строения встречаются амазонит, иризирующие полевые шпаты (беломорит и др.) и розовый кварц. В стадию деятельности флюидных газожидких растворов в зонах замещения и в миаролах кристаллизуются сначала обыкновенный желто-зеленый берилл, аквамарин, топаз, морион (ранняя калиевая и мусковит-берилловая стадии, по А. И. Гинзбургу, 1964), а затем при альбитизации — розово-красный берилл — воробьевит, спессартин-альмандин и при лепидолитизации — цветные эльбаитовые и эльбаит-тсилазитовые турмалины — рубеллит, верделит, индиголит, благородный сподумен — кунцит, горный хрусталь (альбитовая и поздняя литиевая стадии).

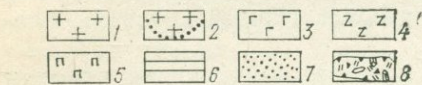
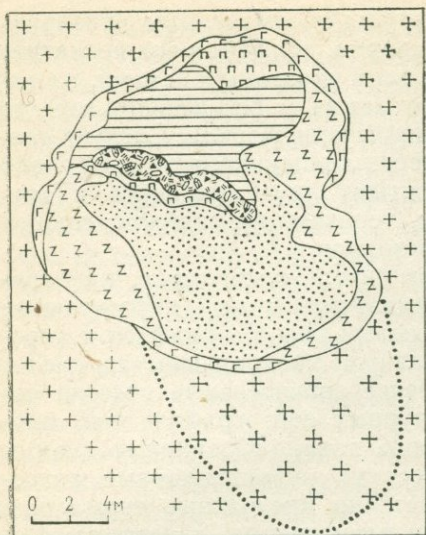


Рис. 4. Схема строения миаролового (камерного) пегматита (Украина). По И. С. Василюшину, (1972 г.): 1 — гранит порфирированный овоидный; 2 — гранит биотитизированный; 3 — графический пегматит; 4 — пегматит пегматоидной структуры; 5 — блоковый микроклин; 6 — кварцевое ядро; 7 — зона замещения и выщелачивания; 8 — минерализованная полость с кристаллами кварца и топаза

Эти стадии минералообразования по-разному проявлены в пегматитах различных формаций, определяя их специализацию на те или иные цветные камни. Такие пирогенные камни, как графический пегматит и амазонит встречаются во всех формациях, но особенно характерны для наиболее глубоких и слабоальбитизированных редкоземельных и слюдоносных пегматитов. С пегматитами этих формаций, прошедшими кальциево-натриевую стадию развития, бывают связаны и скопления иризирующего олигоклаза — «беломорита» (Северная Карелия).

Типичные редкометальные пегматиты сравнительно бедны цветными камнями. Слабозамещенные мусковит-берилловые пегматиты служат источником ядерного розового кварца. Из них попутно с рудными минералами иногда выбираются прозрачный берилл и гранат, а из альбит-лепидоли-

товых пегматитов — цветные турмалины и воробьевит.

Лучшие ювелирные камни пегматитов — замечательные по чистоте и размерам кристаллы топаза, аквамарина, цветных турмалинов, кунцита, черного кварца-мориона и горного хрусталя добываются из миароловых пегматитов, формировавшихся на относительно небольших глубинах. Помимо хрусталеносных внутригранитных (камерных) пегматитов к этой формации нами относятся и миароловые жильные пегматиты, переходные к редкометальным (Киевленко, Сенкевич, Гаврилов, 1974). Главной особенностью пегматитов этой формации является наличие минерализованных полостей — миарол, весьма благоприятных для свободного роста крупных и хорошо образованных кристаллов.

Камерные пегматиты, по Н. П. Ермакову (1957), залегают среди материнских гранитов, имея штокообразную сравнительно изометричную форму размером от 10 до 50 м в поперечнике, редко большую. Они обычно четко зональны и обладают хорошо развитым кварцевым ядром, под которым размещается

крупная полость — камера объемом от 1—2 до 200 м³ (рис. 4).

В полостях находятся главным образом кристаллы кварца вместе с микроклином, а иногда с топазом и прозрачным бериллом, причем все эти минералы могут достигать гигантских размеров. Следует отметить, что морион из камерных пегматитов служит прекрасным материалом для получения после отжига вино-желтого кварца-цитрина. Продуктивные пегматиты относятся к альбит-микроклиновому типу (Солодов, 1962). Около камер (особенно снизу) наблюдаются зоны выщелачивания кварца, альбитизации микроклина и его замещения литиевыми слюдами.

Жильные миароловые (занорышевые) пегматиты бывают размещены в сланцах и гнейсах в экзоконтакте гранитных массивов (Средний Урал), а также в их пределах (Забайкалье, штат Колорадо в США и др.). Форма пегматитовых тел — линзо- и плитообразная, длина обычно 100—200 м, редко 500 м и более, мощность от 1—2 до 10 м, достигающая 20—40 м. Широко развита зона графического пегматита. Крупные кварцевые ядра сравнительно редки (рис. 5).

Друзовые полости — занорыши многочисленны, размеры их обычно 0,5—1 м³, изредка достигают нескольких десятков кубических метров.

Среди занорышевых пегматитов четко различаются слабо-замещенные альбит-микроклиновые с топазом и желто-зеленым бериллом Урал и др.) и интенсивно замещенные микроклин-альбитовые с лепидолит-клевеландитовым комплексом минералов, включающим розово-красный берилл-воробьевит, цветные турмалины, кунцит на Урале, Пала, Хималей и др. в штатах Калифорния и Мэн, США; о. Мадагаскар, Кулам в Афганистане). Кроме ювелирных камней занорышевые пегматиты нередко со-

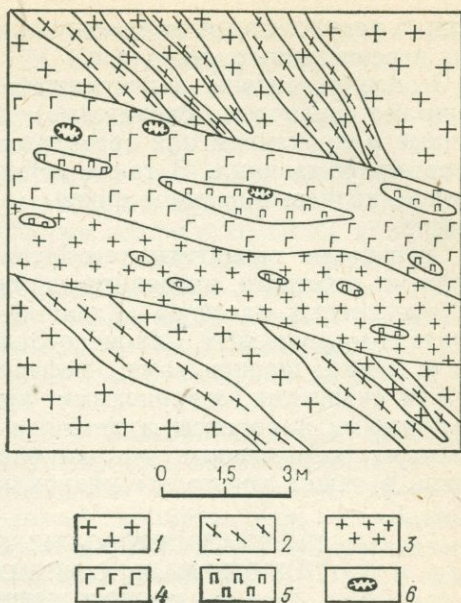


Рис. 5. Схема строения миаролового (занорышевого) пегматита (копь Мокруша, Средний Урал). По В. М. Смертенко (1975 г.):

1 — гранит; 2 — гранито-гнейс; 3 — гранит-пегматит; 4 — графический пегматит; 5 — калиевый шпат; 6 — минерализованные полости

держат великолепный коллекционный материал в виде друз всех перечисленных минералов.

Особое положение в рассматриваемом генетическом классе занимают щелочные (сиенитовые) пегматиты без кварца, сложенные микроклином или ортоклазом с эгирином и щелочными роговыми обманками. В таких пегматитах встречаются иризирующие калиевые полевые шпаты (обычно солнечные камни) и сапфир.

Сиенитовые пегматиты тесно связаны с щелочными изверженными породами, входящими в состав сложных щелочных — ультраосновных массивов (Алдан, Кольский полуостров и др.) и сиенит-миаскитовых (Ильмено-Вишневогорская формация на Урале и др.): шонкинитами, нефелиновыми и нефелин-содалитовыми сиенитами, эгириновыми люавритами, пироксеновыми, биотитовыми и пироксен-амфиболовыми сиенитами. Иризацией обладают разрозненные участки блоков калиевого полевого шпата, а также кристаллы микроклина из мелких миарол.

ПНЕВМАТОЛИТОВО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ (ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Этот генетический класс включает месторождения, образованные постмагматическими газово-жидкими растворами при доминирующей роли метасоматических процессов. Сюда относятся апогранитные грейзены, магнезиальные и известковые скарны, а также разнообразные апогипербазитовые метасоматиты, которые являются важнейшими источниками рубина, сапфира, благородной шпинели, изумруда, александрита, хризолита, хромдиопсида, гроссуляра, демантоида, лазурита, жадеита, нефрита и других драгоценных и поделочных камней.

Апогранитные грейзены. С высокотемпературными апогранитными грейзенами слюдиисто-кварцевого состава с флюоритом, вольфрамитом и касситеритом бывают связаны скопления ювелирного берилла (аквамарина) и изредка топаза. Они заметно уступают пегматитам по своему промышленному значению, но нередко содержат хорошо ограненные и идеально прозрачные кристаллы аквамарина, которые высоко ценятся коллекционерами.

Бериллоносные грейзены размещаются в апикальных частях гранитных массивов (в Забайкалье, в Центральном Казахстане и др.) или, реже, в дайках гранит-порфиров и аплитов, пронизывающих ороговикованные породы кровли таких массивов (на Дальнем Востоке и др.).

На месторождении аквамарина в Забайкалье лейкократовые микроклиновые граниты, вмещающие грейзены, содержат акцессорные флюорит, топаз и касситерит. Грейзеновые тела имеют жилообразную форму с многочисленными раздувами и группи-

руются в вытянутые зоны протяженностью на многие сотни метров при мощности 10—20 м. В каждой зоне обычно наблюдается от 3 до 5 жил. Залегают жилы под крутыми и пологими углами падения, подчиняясь системам прототектонических трещин отдельности в гранитах.

Грейзены с аквамаринном имеют зональное строение: грейзенизированные граниты в зальбандах трещин постепенно сменяются мелко- и среднезернистым кварц-слюдистым или топаз-кварцевым агрегатом, который в центральной части тел пересекается продольными прожилками топаз-бериллового, кварц-бериллового или существенно бериллового состава с вкраплениями флюорита, вольфрамита, висмутина, арсенопирита. Мощность секущих прожилков 2—5 см, в раздувах до 20—50 см, строение шестовато-друзовое.

Раздувы представляют собой минерализованные полости с друзами дымчатого кварца, флюорита и аквамарина на стенках и слюдисто-глинистым выполнением с обломками кристаллов этих минералов. Форма полостей изометричная, щелевидная, объем их обычно не превышает десятых долей кубического метра и лишь самые крупные изредка достигают 1—3 м³. В таких полостях находятся в основном некрупные (длиной от 2 до 10 см), но очень чистые длиннопризматические кристаллы зеленовато-голубого аквамарина и изредка бесцветные или слабо окрашенные голубоватые и желтые короткостолбчатые топазы, размером до 5 см.

Бериллоносные грейзены, залегающие в гранитных дайках, нередко имеют существенно кварцевый состав. Аквамарин в них находится в сравнительно небольших пустотах на участках развития мусковито-кварцевого грейзена.

Из приведенного описания видно, что внутригранитные слюдисто-кварцевые и кварц-топазовые грейзены являются сложными образованиями с многостадийной минерализацией. В наиболее раннюю и высокотемпературную стадию около трещин происходила грейзенизация гранитов, замещавшихся зернистыми массами слюдисто-кварцевого и кварц-топазового состава иногда с касситеритом и вольфрамитом. Далее следовала жильная стадия выполнения секущих трещин в грейзене рудными минералами и бериллом, при этом аквамарин кристаллизовался в открытых полостях как самая поздняя и редкая генерация берилла. Кристаллы топаза и берилла в минерализованных полостях грейзенов, по данным изучения газово-жидких включений (Лхамсурэн, 1966 г.), формировались из высококонцентрированных хлоридных растворов при температурах от 360—375 до 450—460°, т. е. примерно в таких же условиях, что и в миаролах гранитных пегматитов.

Апогипербазитовые метасоматиты. Эта большая и своеобразная группа месторождений включает метасоматиты разного состава, возникшие в результате замещения дунитов, перидотитов

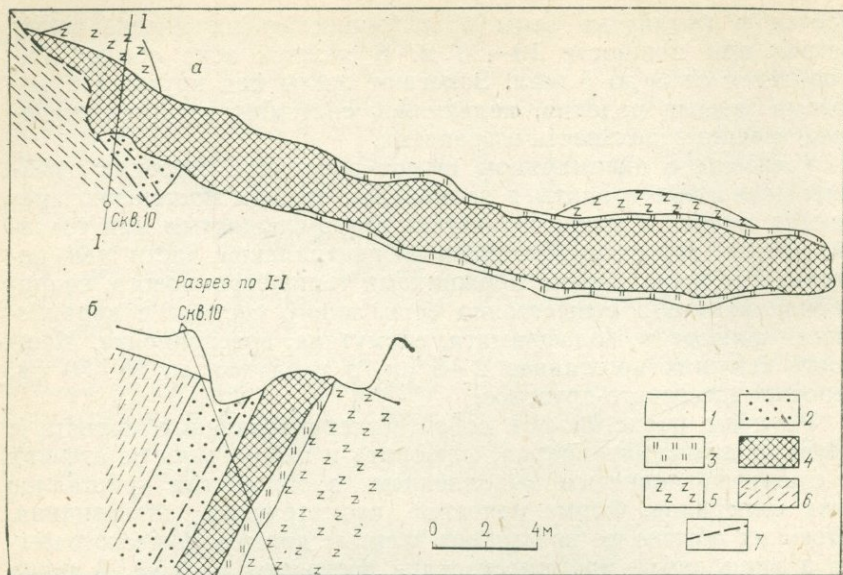


Рис. 6. Схема геологического строения нефритонесущей жилы (Восточный Саян). По И. С. Якшину (1973 г.).

План (а); разрез (б): 1 — делювиальные отложения; 2 — родингиты; 3 — тремолититы; 4 — нефрит; 5 — серпентиниты; 6 — зона дробления габбро и серпентинитов; 7 — тектонические нарушения

и других ультраосновных пород, иногда претерпевших серпентинизацию. Среди них довольно четко различаются контактово-метасоматические (диффузионно-биметасоматические) образования, развивающиеся у контакта гипербазитов с внедрившимися в них телами кислых и основных пород или с ксенолитами, и инфильтрационные (метасоматические) — по трещинам в гипербазитах.

Контактово-метасоматические месторождения в гипербазитах — важнейший источник ювелирно-поделочных нефрита и жадеита. К этому типу относятся многие месторождения нефрита: Оспинское и Горлыкгорское в Западном Саяне (СССР), Марипоса и Масса Хилл в США, жадеита Таумау в Бирме, Итмурунды в Центральном Казахстане (СССР) и др.

Месторождения нефрита всегда находятся в серпентинитах, интенсивно катаклазированных, рассланцованных и вмещающих измененные дайки габброидов, плагиогранитов, а также оторженцы (ксенолиты) осадочно-вулканогенных пород и диабазов. Нефритовые тела примыкают к дайкам и ксенолитам, имея линзо- и жилообразную форму (рис. 6). Крупные месторождения содержат десятки таких тел.

Скопления сплошного нефрита окружены оторочкой призматически-зернистого амфиболита (тремолитита) и с одного бока

сменяются перекристаллизованным антигоритовым серпентинитом (бовенитом), а с другого — метасоматически измененными дайковыми породами. Габброиды вблизи нефритовых тел преобразованы в мелкозернистые кальциево-силикатные породы, состоящие из диопсида, цонзита, волластонита, гидрогроссуляра, везувиана, хлорита, кварца, (родингиты, гроссуляриты, каркаро и т. п.). Граниты в этом случае альбитизированы и тремолитизированы.

Качественный нефрит образуется, как правило, на контакте с габброидами; около гранитных даек он обычно оталькован и содержит включения игольчатого тремолита.

Приконтактные части нефритовых тел нередко рассланцованы. Для нефрита из гипербазитов характерна окраска в зеленых тонах, вызванная двухвалентным железом и усиленная примесью хрома: от яркой темно-зеленой до светлой травяно-зеленой. У зальбандов иногда встречается зеленовато-бурый — «табачный» нефрит с мелкими включениями хромшпинелидов. Зеленый нефрит местами пересекается прожилками перекристаллизованного голубовато-зеленого и беловато-серого дымчатого нефрита.

Происхождение нефрита в настоящее время однозначно объясняется метасоматозом серпентинитов на контакте с кальцийсодержащими алюмосиликатными породами (габброидами и т. п.) под воздействием высокотемпературных растворов. Гипотеза Е. Кальковского (1906 г.), о возникновении нефрита в результате динамометаморфизма (тектонического сжатия) серпентинитов имеет лишь исторический интерес.

По мнению Ю. Н. Колесника (1966), нефритообразующие растворы связаны с самими гипербазитами, а основные породы служили источником кальция, необходимого для тремолитизации серпентинита. В ходе метасоматического процесса габброиды альбитизировались, и по мере повышения химического потенциала кальция преобразовались в гранат-диопсид-везувиан-волластонитовые породы типа гранатитов и родингитов. Р. С. Замалетдинов и А. Н. Сутурин (1975) связывают растворы с более поздними интрузиями основной и кислой магм. Они считают, что кальций выносился из глубинных магматических очагов и нефрит возникал на контакте серпентинитов не только с габброидами, но и с гранитоидными породами.

Условия образования специфической микрокристаллической спутанно-волокнистой структуры нефрита полностью не выяснены. Амфиболы по своим кристаллохимическим свойствам вообще склонны к росту в форме нитевидных кристаллов, чему, как это доказано экспериментально, способствует значительное пересыщение минералообразующего раствора. Спутанно-волокнистые актинолит-тремолитовые (нефритовые) агрегаты, по-видимому, образуются в ходе диффузионного метасоматоза серпентинитов, наследуя их разноориентированную микроигольча-

тую структуру. Диффузия растворов облегчалась высоким внешним давлением.

К. И. Богданович, Х. Кобб и некоторые другие исследователи указывают на месторождения нефрита в метаморфизованных основных эффузивах, превращенных в авгито-роговообманковые и авгитоволластонитовые сланцы (хр. Кунь-Лунь в Китае, Лонг-Крик в штате Вайоминг в США), а также в доломитовых мраморах, подвергшихся серпентинизации и актинолитизации (Колуэлл в Южной Австралии, Люшей на Кунь-Луне). Месторождения последнего типа недавно были открыты и в СССР на Витимо-Патомском нагорье. Около нефритовых тел в основных породах наблюдается интенсивное замещение авгита уралитом, развиваются серпентин, волластонит, эпидот и кальцит. Для месторождений в основных породах и доломитах особенно характерен светлый нефрит: бледно-зеленый, серый, желтовато-белый.

Месторождения жадеита по общей геологической обстановке, а также по форме и размерам минеральных тел почти аналогичны нефритовым и представлены сериями сближенных жил и линз длиной по несколько десятков метров, залегающих в катаклазированных и серпентинизированных гипербазитах. Наряду с тем жадеитовая минерализация развивается не по серпентинитам, а непосредственно по заключенным в них дайкам плагиогранитов, диоритов, лейкократовых габброидов и ксенолитам осадочно-эффузивных пород. Иными являются и парагенетические минеральные ассоциации, в составе которых доминируют натрийсодержащие минералы; альбит, щелочные пироксены и амфиболы, аналцит.

Лучший ювелирно-поделочный жадеит образуется по альбитизированным плагиогранитам, плагиоаплитам, диоритам и другим гранитоидным породам с кислыми плагиоклазами (Таумау, Миенмау в Бирме, Итмурунды в Казахстане). На бирманских месторождениях распространены зональные жадеит-альбитовые тела, ядра которых сложены мраморовидным белым жадеитом, постепенно сменяющимся жадеит-альбитовым и альбитовым агрегатом с амфиболитовой (арфведсонитовой) и хлоритовой оторочкой. В белом жадеите местами наблюдаются прожилки и изометричные обособления желтого, красновато-фиолетового, яблочно- и изумрудно-зеленого жадеита. Последняя очень тонкозернистая и прозрачная разновидность представляет собой драгоценный камень — знаменитый бирманский «империял». В амфиболитовой зоне у контакта с серпентинитами встречается ярко-зеленый хром-жадеит.

Для Итмурундинского месторождения характерны почти номинеральные тела белого и серого жадеита иногда с краевой диопсид-энстатитовой оторочкой, которая бывает замещена альбитом и актинолит-хлоритовым агрегатом (рис. 7).

По А. Ф. Свириденко и А. А. Смирнову (1975), наиболее ранним является катаклазированный темно-серый чистый жаде-

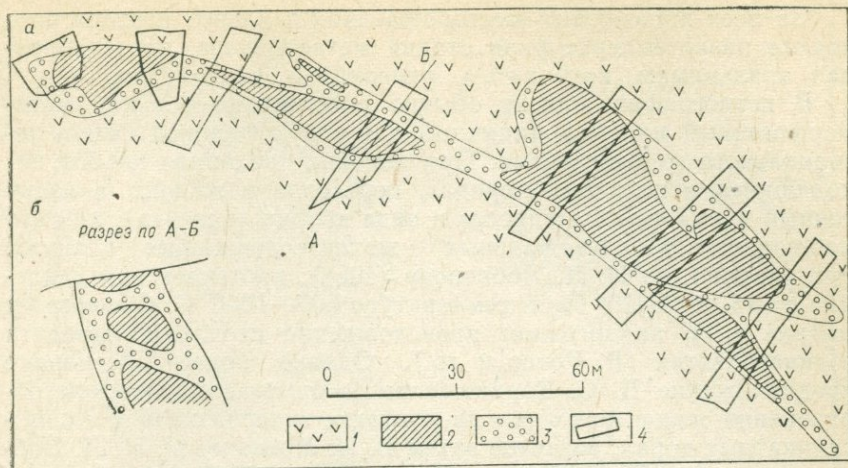


Рис. 7. Схема геологического строения жадеитоносного тела (Центральный Казахстан). По Л. Ю. Терпиловскому (1977 г.) с упрощениями.

План (а); разрез (б): 1 — серпентиниты; 2 — жадеиты; 3 — глинистый материал с глыбами жадеитов; 4 — горные выработки

ит с пылевидными включениями магнетита. Основную массу тел составляет мелкозернистый серый и белый жадеит с небольшой примесью диопсидовых и эгириновых молекул, по которому в виде прожилков и выделений неправильной формы развиваются полупрозрачный изумрудно-зеленый хлормеланит (промежуточная разновидность между жадеитом и эгирином) и густо-зеленый омфацит.

Менее ценны жадеитовые тела, образовавшиеся по лейкократовым габброидам авгит-и роговообманково-плагиоклазового состава (Полярный Урал, Япония, Китай) и включениям метаморфизованных осадочно-эффузивных пород — кремнистых сланцев, диабазов, спилитов и др. (Калифорния). В этом случае в минеральные ассоциации метасоматитов, кроме жадеита и альбита, входят в более или менее значительном количестве такие кальцийсодержащие минералы, как гроссуляр (гидрогроссуляр), диопсид, тремолит, актинолит. На Лево-Кечпельском месторождении (Полярный Урал) некоторые жадеит-альбитовые линзы с жадеитовым ядром имеют актинолитовую оторочку с реликтами диопсида. При замещении метаморфизованных пород диабаз-спилитовой формации наряду с жадеит-альбитовыми телами нередко возникают и родингитоподобные гроссуляровые. На месторождении Лич-Лейк в Калифорнии диопсид-жадеитовые тела, образовавшиеся по грауваккам, на контакте с серпентинитом замещаются более поздним спутанно-волокнистым актинолитом (нефритом), постепенно переходящим в везувиан-гидрогроссуляровый родингит. На таких месторождениях преобладает бледноокрашенный поделочный жадеит.

На всех жадеитовых месторождениях в разной степени проявлена низкотемпературная стадия метасоматоза, представленная анальцитом, натролитом, томсонитом, пектолитом.

В петрографии жадеит обычно рассматривается как метаморфогенный минерал, типичный для глаукофановой фации регионального метаморфизма. При высоких давлениях альбит, находящийся в исходных породах, переходит в жадеит, а избыточный кремнезем выделяется в виде кварца (коэсита), как это наблюдается в глаукофановых жадеитсодержащих сланцах. Эта реакция, по Н. Л. Добрецову (1963), протекает при давлениях от 15 до $25 \cdot 10^8$ Па и температуре $600-1000^\circ$ С. Существует мнение и об аналогичном происхождении скоплений жадеита в гипербазитах (В. Ровер и др.). Однако более обосновано предположение Д. С. Коржинского о биметасоматическом образовании жадеитовых тел на контакте гипербазитов и алюмосиликатных пород, развитое затем В. Н. Москалевой, Н. Л. Добрецовым и др. В отличие от биметасоматической нефритизации этот процесс осуществляется не кальциевыми, а натриевыми сильно щелочными растворами и протекает при более высоких давлениях, чем и объясняется редкое сонахождение месторождений нефрита и жадеита.

На месторождениях ювелирно-поделочного жадеита наблюдается не менее двух стадий минералообразования, отвечающих термодинамическим условиям фации глаукофановых и зеленых сланцев.

По Н. Л. Добрецову (1963), в первую из них альбит гранитоидных пород преобразуется в чистый жадеит, а высвобождающийся при этом кремнезем, реагируя с оливином гипербазитов, формирует энстатитовую оторочку жадеитовых тел. В случае изменения лейкократовых габбро возможно образование жадеита непосредственно по средним плагиоклазам без их предварительной альбитизации. При диафорезе в фации зеленых сланцев и серпентинизации гипербазитов чистый жадеит замещается диопсид-жадеитом и хлормеланитом, а также альбитом, слюдой и тремолитом. Одновременно по энстатиту оторочки развиваются актинолит, цоизит, хлорит. Для этой стадии, по-видимому, характерны умеренные температуры и давления ($200-400^\circ$ и $300-350$ бар), определенные А. Ф. Свириденко по газово-жидким включениям в жадеите.

В сравнительно свежих дунитах, входящих в состав ультраосновных — щелочных массивов, рядом с жилами щелочных диопсид- и амфибол-ортоклазовых пегматитов встречаются метасоматиты с ювелирным хром-диопсидом. На Инаглинском месторождении (Алдан) диопсидсодержащие тела прослеживаются по простиранию от 10 до 500 м при непостоянной мощности от нескольких десятков сантиметров до 30 м в раздувах жил.

Тела имеют зональное строение. В их зальбандах наблюда-

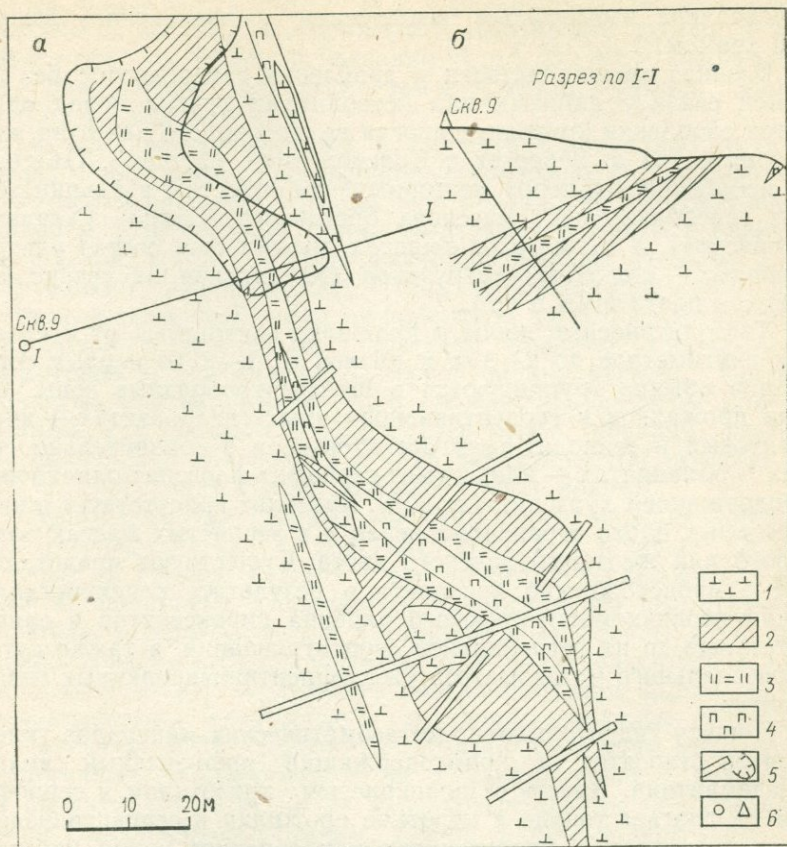


Рис. 8. Схема геологического строения диопсидоносной зоны. По Н. И. Круку, (1976 г.).

План (а); разрез (б): 1 — дунит; 2 — хромдиопсидовая зона; 3 — диопсид-вермикулитовая зона; 4 — амфибол-ортоклазовый пегматит; 5 — горные выработки; 6 — буровая скважина

ется мелкообломочная дунитовая брекчия, сцементированная зернистым хром-диопсидом. Далее по направлению к центру тел следует мономинеральная хром-диопсидовая зона, представляющая собой среднезернистый агрегат с линзовидными обособлениями крупнокристаллического хром-диопсида, сменяющегося существенно слюдитовыми — хром-диопсид-флогопитовой (вермикулитовой) и ортоклаз-флогопитовой зонами с апатитом и щелочным амфиболом, контактирующей с пегматитом (рис. 8).

Промышленное значение в основном имеет мономинеральная хром-диопсидовая зона, в которой нередко обломки прозрачных кристаллов размером до нескольких сантиметров в поперечнике. Цвет хром-диопсида — от травяно-зеленого до густого изумрудного. Природа окраски, по данным Л. В. Никольской,

обусловлена изоморфным замещением трехвалентного алюминия хромом.

В зонах трещиноватости и дробления гипербазитов без видимой связи с дайками или ксенолитами других пород находятся скопления хризолита иногда великолепного качества, как, например, на о. Зебергет в Красном море (Египет). Сходные, но небольших размеров месторождения известны в альпинотипных гипербазитовых массивах Восточного Саяна (Харанур, Оспинское), а также в оливинитах, входящих в состав ультраосновных — щелочных интрузивов (Кугдинское на севере Сибирской платформы и др.).

Хризолитоносные жилы и прожилки мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м и длиной от 1—2 до первых сотен метров обычно группируются в штокверкообразные зоны. Состав прожилков в серпентинизированных гипербазитах — антиторитовый и сепиолит-пальгорскитовый, а в сравнительно свежих оливинитах — клиногумит-серпофит-флогопит-оливиновый с содержанием хризолита до 50%. Хризолит присутствует в виде отдельных плохо ограненных зерен и в зернистых массах оливкового или желтовато-зеленого цвета. Существуют представления о происхождении хризолита в результате перекристаллизации первичномагматического оливина пироксенитов и оливинитов еще до их региональной серпентинизации, а также путем магнезиального метасоматоза уже серпентинизированных гипербазитов.

К числу гидротермально-метасоматических минералов гипербазитов относится и хромсодержащий ярко-зеленый андрадит-демантоид. Вместе с волокнистым хризотилом и серпофитом он слагает тонкие и короткие прожилки в серпентинизированных дунитах и пироксенитах или образует корки кристаллов по стенкам трещин, ассоциируясь с магнетитом, клинохлором, арагонитом и магнезитом (Полдневское и Бобровское месторождения на Среднем Урале, Тамватнейское проявление на Чукотке).

Другая группа высокотемпературных апогипербазитовых метасоматитов представлена рубино- и изумрудоносными биотит-флогопитовыми плагиоклазитами. Такие месторождения рубина и сапфира относятся к довольно распространенному типу корундовых плюмазитов, являющихся промышленным источником абразивного сырья. Плюмазитовые жилы залегают в сильно измененных серпентинизированных и амфиболизированных гипербазитах и состоят в основном из плагиоклаза с биотитом (флогопитом), корундом и актинолит-хлорит-талъковой оторочки.

Благородный корунд встречается лишь на некоторых месторождениях в гигантозернистых плюмазитах в виде мелких вкрапленников и редких прозрачных участков в крупных кристаллах обыкновенного корунда (Корундум-Хилл в штате Се-

верная Каролина, США и др.). Сравнительно недавно стали известны и богатые месторождения ювелирного рубина и сапфира этого типа (Умба в Танзании и др.). В СССР хорошо изучено аналогичное проявление темно-красного рубина Макар-Рузь на Полярном Урале.

На этих месторождениях в серпентинизированных дунитах наряду с обычными существенно плагиоклазовыми плюмазитами встречаются плагиоклазитовые тела с мощными флогопитовыми зонами и флогопитовые (вермикулитовые) слюдиты с реликтами плагиоклазитов, обильно минерализованные рубином и полихромными сапфирами. На Полярном Урале плагиоклаз-флогопитовые тела окаймлены амфиболовой (паргасит-актинолитовой) зоной, а по дунитам у контакта развиты хлорит-тальк-хромитовые и карбонат-тальк-серпентиновые породы. Крупнозернистые плагиоклазовые ядра сложены лабрадором или андезином, а с рубином ассоциируется более поздний альбит-олигоклаз. Для кристаллов рубина характерен таблитчатый облик за счет пояса граней гексагональной призмы.

Существуют три главные гипотезы происхождения корундовых плагиоклазитов. А. Дю-Тойт в 1918 г. и вслед за ним А. Холл, С. Гордон, Т. Барт и многие другие исследователи считали их продуктом десиляции кремнекислого пегматитового расплава, внедрившегося в ультраосновные породы. При этом расплав обогащался глиноземом, кристаллизовавшимся в виде корунда, а вокруг остаточного полевошпатового ядра возникали реакционные слюдиты и актинолит-тальковые оторочки. Е. Ларсен и В. Н. Лодочников, указав на случаи проявления аналогичных плагиоклазитов, не имеющих связи с гранитными пегматитами, отнесли их к гидротермальным образованиям самой гипербазитовой магмы. Сейчас наиболее популярна би-метасоматическая гипотеза Д. С. Коржинского (1953), объясняющая возникновение корундовых плагиоклазитов гидротермально-метасоматическими процессами на границе двух неравновесных пород: кремнекислой и ультраосновной. Гидротермальные растворы, очевидно, связаны со становлением гранитных интрузивов, более поздних, чем гипербазиты.

Развивая идеи Д. С. Коржинского, Ю. Н. Колесник (1976) показал, что корундовые метасоматиты образуются в термодинамических условиях амфиболитовой фации метаморфизма в результате инфильтрационной десиляции алюмосиликатных пород (главным образом габброидов) с конечным устойчивым парагенезисом; биотит — корунд — плагиоклаз. Одновременно по околожильным гипербазитам развиваются безглиноземистые минеральные ассоциации, включающие энстатит, антофиллит, актинолит и др. При метасоматозе даек габбро или габбро-пегматитов, как это показала С. В. Щербакова на примере месторождения Макар-Рузь, важное значение приобретает деанортация первичного основного плагиоклаза, замещавшегося аль-

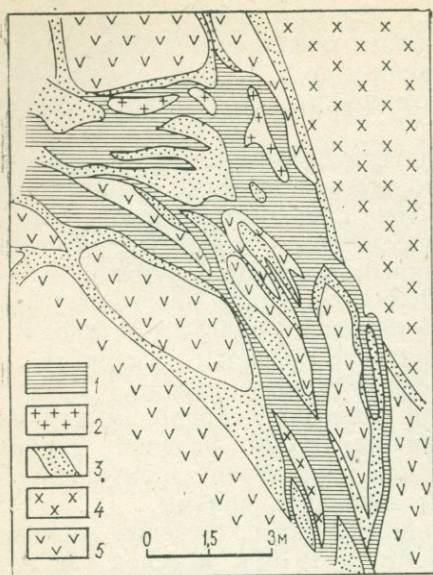


Рис. 9. Схема строения изумрудоносной слюдитовой зоны (Урал). По О. Е. Чижику (1977 г.):

1 — флогопитовый слюдит; 2 — плагиоклазит; 3 — тальковый сланец; 4 — диорит; 5 — серпентинит

бит-олигоклазом, и привнес извне калия и летучих компонентов.

Изумрудоносные биотит-флогопитовые слюдиты представляют собой главный тип промышленных месторождений изумруда и известны во многих странах (Средний Урал в СССР, Сандавана, Мустард, Новелло-Клаймс в Родезии, Соммерсет в ЮАР, Раджгарх в Индии, Хабахталь в Австрии, Караниба в Бразилии и др.). В серпентинитах, апогипербазитовых тальк-хлоритовых сланцах и вмещающих их кристаллических сланцах и гнейсах всегда присутствуют берилоносные гранитные пегматиты, дайки и жилы гранит-аплитов, кварц-альбитовых пород и т. п.

Слюдиты обычно залегают в виде серий крутых

сложно ветвящихся жил, прослеживающихся по простиранию на многие сотни метров и на глубину до 150—200 м и более. Мощность отдельных жил составляет от 0,1 до 5—6 м. Они сложены почти мономинеральным мелкочешуйчатым флогопитом (биотит-флогопитом) с редкими включениями апатита, сфена, циркона, хромита, ильменита и других минералов. В центральной части жил нередко наблюдаются линзовидные обособления плагиоклазита мощностью до нескольких десятков сантиметров, состоящие из олигоклаз-андезина с небольшим количеством кварца, флюорита, апатита и турмалина.

От серпентинитов слюдиты отделены актинолитовой, хлоритовой и тальковой оторочками суммарной мощностью от 0,2 до 3 м. Очень часто слюдиты расположены по контакту серпентинитов с другими породами, например диоритами или амфиболовыми гнейсами (Изумрудные копи Урала, рис. 9), которые в этих случаях биотитизированы и замещены роговыми обманками или калиевым полевым шпатом и кварцем.

Изумруд встречается главным образом в слюдитах, особенно вблизи плагиоклазовых ядер, и в меньшей мере в самих плагиоклазитах. Кристаллы изумруда порой деформированы, разорваны и содержат обильные включения флогопита и талька,

длина их 3—5 см, изредка до 10—15 см. Вместе с изумрудом иногда находится александрит.

А. Е. Ферсман (1962) и затем К. А. Власов (Власов, Кутукова, 1960) объясняли генезис изумрудоносных слюдитов так же, как и корундовых плагиоклазитов по гипотезе магматической десиликации, считая их пегматитами «линии скрещивания». При этом ядра плагиоклазитов внутри слюдитовых тел рассматриваются в качестве конечного продукта кристаллизации десиликированного пегматитового расплава, а флогопитовая, актинолитовая, хлоритовая и тальковая зоны как реакционные оторочки, образовавшиеся в результате воздействия летучих компонентов расплава на гипербазиты.

В настоящее время большее число сторонников наблюдается у биметасоматической гипотезы Д. С. Коржинского, а также у представлений А. И. Гинзбурга, А. А. Беуса и А. И. Шерстюка о слюдитах, как об апогипербазитовых грейзенах. Грейзеновый процесс считается постпегматитовым и многостадийным. Обычно выделяется высокотемпературная щелочная стадия с формированием в гипербазитах околотрещинных метасоматических зон: флогопитовой и актинолитовой. При этом наблюдается замещение среднетемпературной стадии кристаллизации плагиоклазитов и сравнительно низкотемпературной стадии ранними минералами альбит-олигоклаза, кварца, флюорита, мусковита. Раньше изумруд относился к самой высокотемпературной генерации берилла, синхронной флогопиту, однако сейчас появляются данные о его связи с низкотемпературной стадией минерализации (О. Е. Чижик, 1977 г.), что подтверждается гомогенизацией газовой-жидких включений в изумруде при температуре 350—240° С.

Скарны. К скарнам относятся месторождения таких важных драгоценных и ювелирно-поделочных камней, как рубин, сапфир, благородная шпинель, гроссуляр (тсаворит, гессонит), лазурит и родонит. Особенно большое значение имеют магнезиальные скарны, являющиеся единственным источником благородной шпинели и содержащие наиболее высококачественные рубины (Бирма, Таиланд, Шри-Ланка и др.) и лазурит (Афганистан, СССР). С известковыми скарнами связаны месторождения ювелирного гроссуляра (Кения, Танзания), а также в основном низкосортных лазурита (Чили) и родонита (СССР, США).

Магнезиальные скарны формируются в результате метасоматоза доломитов или других магнезиальных карбонатных пород на контакте с алюмосиликатными породами — гранитами, сиенитами, пегматитами, изредка гнейсами. Под воздействием постмагматических высокотемпературных растворов изменению подвергаются и алюмосиликатные породы, преобразующиеся в так называемые эндоскарны. Главными минералами магнезиальных скарнов являются оливин (форстерит), пироксены (ди-

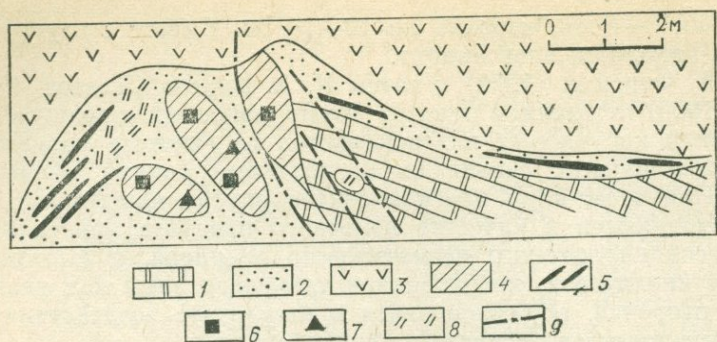


Рис. 10. Геологическое строение скарнированной шпинельносной зоны. Зарисовка стенки древней горной выработки. По Т. А. Колесниковой, (1976 г.): 1 — магнезиальный кальцифир; 2 — форстеритовый скарн; 3 — энстатитовый скарн; 4 — лизардит-хлоритовые скопления; 5 — скопления полосчато-вкрапленной шпинели; 6 — скопление ювелирной шпинели; 7 — скопления ювелирного клиногумита; 8 — участки флогопитизации; 9 — тектонические нарушения

опсид, энстатит, геденбергит), шпинель, флогопит, роговая обманка, скаполиты, плагиоклазы, кальцит, апатит и др.

Шпинельсодержащие скарны преимущественно развиваются по доломитам и магнезитам, содержащим прослой гнейсов, дайки гранитов и пегматитов. Зоны скарнирования прослеживаются вдоль контактов магнезиально-карбонатных и алюмосиликатных пород, а также в других ослабленных и трещиноватых участках.

На хорошо изученном месторождении благородной шпинели Кухилал на Юго-Западном Памире магнезиальные скарны, заместившие магнезитовые мраморы горанской свиты докембрия, имеют зональное строение. Снизу вверх светлые магнезиальные кальцифиры сменяются сперва шпинельносным форстеритовым скарном, а затем энстатитовым скарном, иногда оталькованным и флогопитизированным (рис. 10).

В форстеритовом скарне распространены маломощные (0,2—0,3 м) тонкополосчатые зоны мелкой вкрапленной шпинели с графитом, однако практический интерес представляют только участки крупнозернистого катаклазированного скарна длиной до 15—20 м, в которых форстерит почти нацело замещен клиногумитом и серпентинитом. Ювелирные шпинель и клиногумит находятся в рыхлых лизардит-хлоритовых агрегатах. Зерна шпинели и их сростки размером от 5 мм до нескольких сантиметров в поперечнике окружены келифитовой оторочкой и замещаются гидротальцитом (манасситом).

Аналогичное строение имеют и месторождения благородной шпинели в знаменитом Могокском районе Бирмы и в Шри-Ланке. Магнезиальные скарны в этих местах, кроме шпинели, содержат также рубин и сапфир. Последние, однако, характерны главным образом для эндоскарнов, развиваясь в богатой

глиноземом среде за счет полевых шпатов гранитов и сиенитов. На Шри-Ланка в районе г. Канди в пироксеновом сиените на контакте со скарнированными доломитовыми мраморами кондалитовой серии архея наблюдаются обособления измененной породы, в которой синий и голубовато-зеленый сапфир ассоциируется со скаполитом, олигоклаз-андезином, флогопитом, силлиманитом и розовато-лиловой шпинелью (Walls, 1956). Скаполит, флогопит, хондрит и апатит сопровождают рубин и на скарновых месторождениях Могока (Бирма) и Чантхабури (Таиланд).

С магнезиальными скарнами связаны лучшие месторождения ювелирно-поделочного лазурита (Сары-Санг в Афганистане, Малобыстринское в Забайкалье и Ляджвардаринское на Памире, СССР). Они представляют собой зоны лазуритизированных будин алюмосиликатных пород (гранитов, пегматитов, иногда гнейсов), заключенных среди скарнированных доломитовых мраморов и кальцифиров. В общем случае наблюдается следующая биметасоматическая зональность (от ядра будин к периферии): 1) десилицированный гранит с диопсидом; 2) диопсид-лазуриновая и существенно лазуритовая зона; 3) диопсид-лазурит-флогопитовая зона; 4) кальцит-диопсидовая порода, переходящая в форстеритовый кальцифир. В качестве поделочного камня используются диопсид-лазуриновые породы, которые на Сарысангском и Малобыстринском месторождениях в среднем содержат около 40% лазурита, от 20 до 50% диопсида и от 10 до 40% других минералов в разных соотношениях (кальцита, скаполита, гаюина, флогопита, пирита).

Лазуритоносные зоны залегают в общем согласно со слоистостью мраморов и состоят из серий линзо- и пластообразных тел кальцифиров с гнездами лазурита. Наиболее крупные тела на Малобыстринском месторождении прослежены по простиранию на 150 м и более (рис. 11). Общая протяженность лазуритоносных зон измеряется сотнями метров (на Сарысангском месторождении 450 м).

В пределах зон мелкие будины алюмосиликатных пород интенсивно замещены лазуритом и находятся на расстоянии от нескольких сантиметров до 5—10 м друг от друга. Крупные будины длиной 5—10 м лазуритизированы в виде корок и прожилков по контактам с мрамором и внутренним трещинам. И в том и в другом случае гнездообразные обособления диопсид-лазуриновой породы сопровождаются мелковкрапленным лазуритом. В парагенезисе с лазуритом находятся гаюин, скаполиты (главколит), канкринит (афганит), пирит.

Лазурит изредка встречается и в известковых (немагнезиальных) скарнах. В провинции Кокимбо в Чили вкрапленники и прожилки бледно-синего лазурита наблюдаются в белом мраморизованном известняке под гранатовым скарном с медно-сульфидной минерализацией. В минеральном составе чилийской

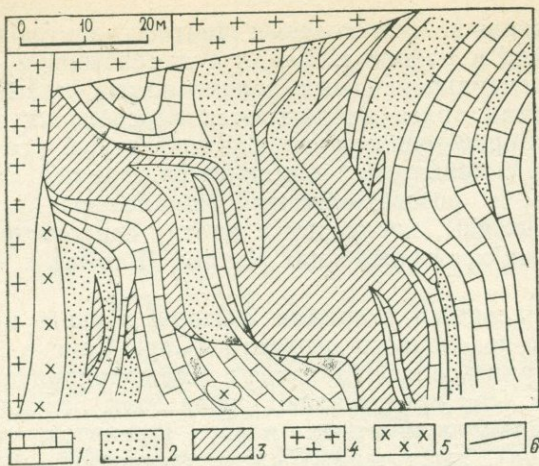


Рис. 11. Схема геологического строения северо-западной части Малобыстринского месторождения лазурита (фрагмент геологического плана горизонта штольни № 1). По В. А. Андрейченкову (1976 г.):

1 — серый графитизированный кальцит-доломитовый мрамор; 2 — белый дедоломитизированный мрамор; 3 — лазуритоносный кальцифир; 4 — гранит; 5 — сиенит; 6 — тектонические контакты

ляпис-лазури присутствует не менее 15% кальцита и около 1% пирита.

Для известковых контактово-инфильтрационных скарнов бывает характерен родонит. Родонитовый скарн обычно ассоциируется с манган-салитовым, геденбергитовым и андрадитовым скарнами, несущими наложенное свинцово-цинковое сульфидное оруденение (Алтын-Топкан в Узбекистане, СССР; Центральный рудный район в штате Нью-Мексико, США и др.). Родонит образует сплошные тонкозернистые скопления и радиально-лучистые агрегаты бледно-розового цвета. Он содержит повышенное количество кальция и его декоративные качества, как правило, невысоки.

В Кении в Национальном парке Тсаво известны скарновые месторождения прозрачного изумрудно-зеленого гроссуляра, получившего собственное название «тсаворит». Гранатовый скарн находится в основании пласта мраморов вдоль их контакта с графитовым гнейсом.

На скарновых месторождениях цветных камней отмечается как биметасоматическая диффузионная, так и контактово-инфильтрационная минерализация. При этом из алюмосиликатных пород выносятся Si, Fe и в некоторых случаях Al, а из карбонатов Mg, Ca и CO₂.

Основное направление процессов минералообразования — десиликация гранитоидов и дедоломитизация мраморов.

По геохимическим особенностям и минеральным ассоциациям магнезиальные скарны напоминают высокотемпературные апо-

гипербазитовые метасоматиты. Магнезиты и доломиты как бескварцевые и малоглиноземистые породы в определенном смысле могут быть уподоблены гипербазитам, и метасоматические процессы на их контакте с гранитоидами и другими алюмосиликатными породами имеют много общего.

В. А. Жариков (1968) выделяет несколько фаций магнезиальных скарнов, среди которых для нас наиболее интересны форстерит- и пироксен-шпинелевая, возникающая в условиях низкой щелочности и железистости, а также лазуритовая, характеризующаяся повышенной щелочностью. Ювелирная крупнокристаллическая шпинель и однофациальный с ней рубин (сапфир) образуются в инфильтрационно-метасоматических зонах, причем шпинель преимущественно развивается в апомагнезитовых или аподоломитовых экзоскарнах, а рубин (сапфир) — в апогранитных или апосениитовых эндоскарнах. При постмагматическом скарнировании алюмосиликатных пород выноса глинозема из них не происходит, и десиликация полевых шпатов может привести к образованию корунда.

Лазурит в большинстве случаев образуется при биметасоматических процессах, замещая будины алюмосиликатных пород в условиях высокой активности натрия и серы в системе (Коржинский, 1953 и др.). Вкрапленный лазурит в кальцифирах и бедных магнезией известняках (например, на месторождениях в Чили), по мнению А. Г. Давыдченко и С. А. Смирновой (1975), кристаллизуется из инфильтрационных растворов, выносивших кремний и алюминий из нижележащих алюмосиликатных пород. Такая лазуритизация стимулируется предварительной «десиликацией» растворов с образованием в доломитовых мраморах форстерита и диопсида.

Изотопным анализом серы, входящей в состав лазурита, установлено ее первичноосадочное происхождение. Возможно, что сера, как и другие компоненты лазурита — натрий и хлор, заимствовалась из метаморфизованных эвапоритов (гипс, галит), ныне превращенных в скаполит-гастингситовые гнейсы и кальцифиры. Линзы таких пород имеются среди карбонатно-гнейсовых толщ в лазуритоносных районах Юго-Западного Прибайкалья, Памира и Афганистана.

Природа скарнообразующих растворов недостаточно ясна. Большинство исследователей они связываются с гранитоидными магматическими очагами.

Родонит в известковых скарнах является, по мнению В. А. Жарикова (1968), породообразующим минералом и кристаллизуется в собственно скарновый этап минерализации в результате привноса в карбонатную среду марганца и кремнезема. Иногда родонит замещает более ранний скарновый кальцево-марганцовый пироксен-иогансенит в наложенный рудный этап непосредственно перед кристаллизацией сфалерита, галенита и пирита.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С гидротермальным процессом, под которым в данном случае подразумевается минералообразование из горячих водных растворов в открытых трещинах горных пород при подчиненной роли метасоматоза, связаны главным образом ювелирные и ювелирно-поделочные минералы кремнезема: горный хрусталь, аметист, халцедон (агат), опал. Кроме того, гидротермальное происхождение имеют мраморный оникс, лучистый гематит-кравик, иногда изумруд.

Гидротермальные месторождения цветных камней относятся к трем формационно-генетическим группам: плутоногенной, поствулканической (вулканогенной) и телетермальной.

Плутоногенные месторождения. Примечательно, что многочисленные и разнообразные месторождения руд металлов, входящие в эту формацию, практически не содержат скоплений цветных камней. Для нас интересны только безрудные хрусталеносные кварцевые жилы, широко распространенные в СССР на Урале, в Средней Азии, Казахстане, Восточной Сибири, а за рубежом — в Бразилии и на о. Мадагаскар. Это главный тип месторождений горного хрусталя, применяемого главным образом в технических целях и попутно в ювелирном производстве.

Хрусталеносные кварцевые жилы залегают в кварцитах, кварцитовидных песчаниках, гранитоидах, окварцованных или скарнированных известняках, кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцах и диабазах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Они контролируются постскладчатыми разломами, оперяемыми зонами тектонического расщепления и трещинами более высокого порядка, вмещающими кварцевые жилы, кварцево-жильные поля нередко совмещаются с участками развития даек гранитоидных пород и диабазов.

Форма и размеры кварцевых тел разнообразны: наряду со сравнительно простыми линзами и плитами встречаются сложные ветвящиеся жилы, прожилково-жильные зоны и штокверки. Хрусталеносные тела сложены крупно- и гигантозернистым шестоватым и друзовидным кварцем. Главной их особенностью являются минерализованные полости с кристаллами горного хрусталя, обычно расположенные в местах выклинивания и пересечения кварцевых жил, ответвления апофиз и резкого увеличения мощности (рис. 12). Крупные хрусталеносные погребя и погребные зоны измеряются десятками и даже сотнями кубических метров.

Вместе с горным хрусталем в полостях находится ряд других минералов, состав которых во многом зависит от боковых пород. Так, для хрусталеносных полостей из жил в гранитах характерны хлорит, серицит, альбит, рутил и гематит, в кварцитах — серицит, каолинит, рутил, брукит, гематит и пирит, в

диабаз — хлорит, эпидот, кальцит, сидерит, сфен, гематит и пирит, в окварцованных известняках — кальцит, доломит, анкерит, пирит.

Хрусталеносные кварцевые жилы образовались в два главных этапа. В первый этап из пере-
 насыщенных кремнеземом растворов кристаллизовался жильный кварц, а во второй, после более или менее длительного перерыва, из щелочных растворов сформировались хрусталеносные полости. Щелочные раство-

ры активно взаимодействовали с боковыми породами и жильным кварцем, извлекая из них кремнезем и другие компоненты, необходимые для образования горного хрусталя и сопутствующих ему минералов полостей. Иногда бывает проявлен только второй этап минерализации и тогда возникают хрусталеносные жилы так называемого альпийского типа — минерализованные трещины, почти не содержащие жильного кварца.

Кристаллы горного хрусталя имеют разную величину: от самой небольшой до гигантской с массой в несколько сотен килограммов. Альпийские жилы содержат великолепные друзы. На некоторых месторождениях распространены дымчатые кристаллы.

Цитрин и аметист в типичных хрусталеносных жилах очень редки. При этом аметист относится к последней генерации кварца, встречаясь в протяженных зонах минерализованных трещин, пересекающих кварцевые жилы (Приполярный Урал). Аналогичные аметистоносные зоны без кварцевых жил, сосредоточенные на площади до нескольких квадратных километров, известны на месторождениях аметиста в Зимбабве, Замбии и в СССР.

Эти месторождения размещаются среди интрузивных пород: микроклиновых гранитов (Ватиха на Урале), граносиенитов и сиенитов (Мвакамбико в Африке). На уральской Ватихе выявлено более десяти аметистоносных зон. Каждая такая зона состоит из ряда параллельных и пересекающихся кварцевых прожилков и заполненных глиной трещин, соединяющих щелевидные полости — раздувы с кристаллами аметиста в серицит-каолиновой массе. Самые крупные полости объемом до 2—3 м³ находятся в местах пересечения трещин. С аметистом ассоци-

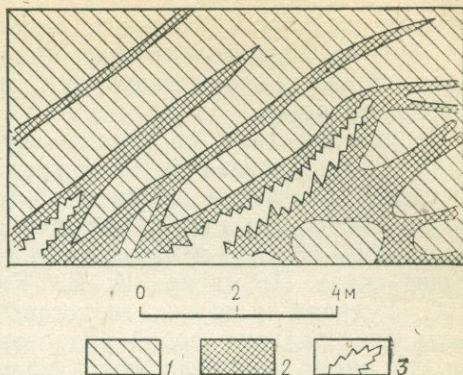


Рис. 12. Хрусталеносная жильная зона. Приполярный Урал. По В. А. Смирновой (1967 г.):

1 — кварцит; 2 — жильный шестоватый кварц; 3 — хрусталеносные полости

ируются карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит), пирит, гематит, брукит, анальцим. Около минерализованных зон граниты рассланцованы, каолинизированы, местами хлоритизированы и эпидотизированы.

Горный хрусталь, по данным изучения газовой-жидких включений, кристаллизовался из хлоридных и углекислых (бикарбонатных) растворов главным образом при температурах от 350 до 200° С. Аметист образуется при более низких температурах (180—60° С) в нейтральной или слабокислой железосодержащей среде. По мнению А. Е. Карякина, А. И. Захарченко, А. С. Гудкова и других геологов, хрусталоносные кварцевые жилы представляют собой гидротермальные образования, так как они четко контролируются разрывными нарушениями и в большинстве случаев связаны с определенными магматическими комплексами. Существует также точка зрения об их метаморфогенном происхождении в условиях фации зеленых сланцев. Н. П. Ермаков предложил именовать эти жилы гидротермально-альпийскими, подчеркивая тем самым ведущую роль латеральсекреторных процессов при образовании хрусталоносных полостей.

Поствулканические месторождения. Поствулканические (вулканогенные, по В. Н. Котляру) месторождения служат практически единственным источником ювелирно-поделочного агата. С ними также бывают связаны крупные месторождения аметиста (Бразилия) и сравнительно небольшие скопления благородного опала (Мексика, США, Чехословакия) и яшмы. Гидротермальное минералообразование особенно интенсивно проявлено в областях развития мезозойского и палеоген-неогенового базальтового и андезит-базальтового вулканизма.

Месторождения агата размещаются главным образом в лавовых покровах (трапповые формации Параны в Бразилии и Уругвае и Декана в Индии, Северо-Ахалцихская и Тиманская группы в СССР и др.), реже в субвулканических интрузивных телах (Иджеван в Армении) и среди туфогенных пород (Южно-Ахалцихская группа). Агатоносные зоны в эффузивных толщах основного и среднего состава тяготеют к пористым (миндалекаменным) частям лавовых покровов и к участкам дробления лав.

В базальтах и андезитах наблюдаются многочисленные прожилки и гнездообразные скопления халцедона и опала, иногда с кальцитом и цеолитами. Минерализованы как тектонические трещины, так и протоэффузивные полости и контракционные трещины отдельности, расширенные тектоническими подвижками. Базальты и андезиты около них осветлены, цеолитизированы и карбонатизированы.

Гидротермально-измененные агатоносные зоны на крупных месторождениях прослеживаются вдоль лавовых покровов на многие сотни метров, охватывая миндалекаменные горизонты

почти на полную их мощность от 5—10 до 50—100 м и даже более (Ахалцих в Грузии). Агат выполняет первичные газовые пустоты лав, а также полости в местах пересечения трещин и в их раздувах.

Агатовые миндалины-секреции достигают 0,5—0,8 м в поперечнике и массы 500 кг и более (Бразилия). Некоторые из них имеют свободную центральную полость, стенки которой покрыты кристаллами ромбоэдрического бесцветного кварца и аметиста, иногда кальцита. Такие жеоды представляют собой ценный коллекционный материал. В жеодах большого размера, а также в минерализованных халцедоном зияющих трещинах отдельности и зонах дробления лав могут находиться и сравнительно крупные кристаллы аметиста, пригодные для огранки. Комплексные аметисто-агатовые поствулканические месторождения известны в Бразилии и Уругвае.

Гораздо реже агатовая минерализация развивается в туфогенных отложениях. На Памачском месторождении (Южно-Ахалцихская группа в Грузии) агатоносны мелко- и разнообразочные агломератовые туфы андезитов, перекрытые плотными неминерализованными туффитами. Для этого месторождения особенно характерен розовый однородный агат трубчатой формы из полостей, образовавшихся, как полагают, за счет сгоревших стволов деревьев, погребенных под раскаленными туфами.

Агату иногда сопутствуют плотные яшмовидные образования, представляющие собой окремненные эффузивные породы в зальбандах агатовых и цеолит-кальцит-халцедоновых миндалин и жил. Они имеют существенно халцедоновый состав и пестро окрашены хлоритом, селадонитом, окислами железа и глинистыми частицами в зеленый, зеленовато-бурый, желтый и красный цвет.

Небольшие месторождения своеобразного агата, называемого в США «громовыми яйцами», встречаются в кислых лавах: риолитах, риолито-дацитах, трахилипаритах (штат Орегон в США, Магнитогорское месторождение в СССР и др.). Минерализованы слои стекловатых лав с обильными литофизами, которые частично или полностью заполнены агатом. Из вмещающей породы извлекаются округлые кремнистые желваки диаметром до 20—30 см с агатовой сердцевинкой, нередко имеющей в сечении характерные очертания неправильной звезды.

Гидротермальное поствулканическое происхождение имеют и некоторые месторождения благородного опала второстепенного промышленного значения (Чехословакия, Мексика, США и др.). Встречается опал, так же как и агат, в базальтах (Харт-Маунтин в США), андезитах (Либанка в Чехословакии), риолитах (Керетаро в Мексике) и в их туфах, слагаая миндалины и прожилки. Благородный опал, чаще всего белый с игрой в зеленых и красных тонах, образует тонкие пропластки и включения в обыкновенном молочно-белом или темном опале. На

лучшем в США месторождении Рейнбоу-Ридж в штате Невада благородный опал замещает остатки древесины в нацело монтмориллонитизированных прослоях пепловых туфов, залегающих среди эоценовой вулканогенно-осадочной толщи.

Все перечисленные месторождения агата, аметиста, халцедоновых яшм и опала образовались из поствулканических термальных растворов в условиях цеолитовой фации метаморфизма. Однозначно установлено, что кремнезем, составляющий эти минералы, извлекался из боковых пород — главным образом базальтов и андезитов в результате замещения вулканического стекла хлоритом, монтмориллонитом и цеолитами. В. И. Вернадский, А. Г. Бетехтин, Ф. В. Чухров и многие другие исследователи объясняли особенности строения агата и опалов отложением из коллоидных растворов. Кальцит, горный хрусталь и аметист, наблюдающиеся внутри агатовых жезд, кристаллизовались уже из истинных растворов при температурах (по данным гомогенизации жидких включений) от 200 до 50° С и давлениях, не превышавших первые десятки атмосфер.

Телетермальные месторождения. К этому типу с той или иной долей условности относятся месторождения мраморного оникса (Армения, Азербайджан, Туркмения в СССР, Иран, Афганистан, Алжир, Мексика и др.), лучистого гематита-кравика (Казахстан, Англия и др.) и изумруда (Колумбия), образованные из низкотемпературных водных растворов и не имеющие отчетливой связи с магматическими породами.

Месторождения мраморного оникса представлены пластообразными залежами и натечными образованиями карстовых пещер. Все они расположены в районах молодого кайнозойского вулканизма и по классификации В. П. Федорчука (1968) являются самыми низкотемпературными, переходными к вулканогенным месторождениям.

Наибольшее практическое значение имеют пластообразные залежи оникса, занимающие в основном пологие трещины отслоения в известняках, известковистых песчаниках, травертинах и туфах (Алжир, Армения, Азербайджан, Афганистан и др.). Форма залежей в плане овальная размером до 350×460 м, обычно наблюдается несколько сближенных пластов и пропластков оникса мощностью от 10 см до нескольких метров (рис. 13). Для пластового оникса характерна желтовато-белая и зеленоватая окраска. Наиболее красивыми считаются прозрачные зеленые мраморные ониксы с красными и оранжевыми полосами и прожилками из Мексики и Афганистана.

Пещерный оникс, обычно медово-желтый с концентрическим рисунком, развивается в виде плащеобразных натечков по стенкам и в днище пещер, а также сталактитов, сталагмитов и сталагнатов (колонн).

На Карлюкском месторождении в Туркмении в массивных известняках оксфордского яруса верхней юры обнаружены мно-

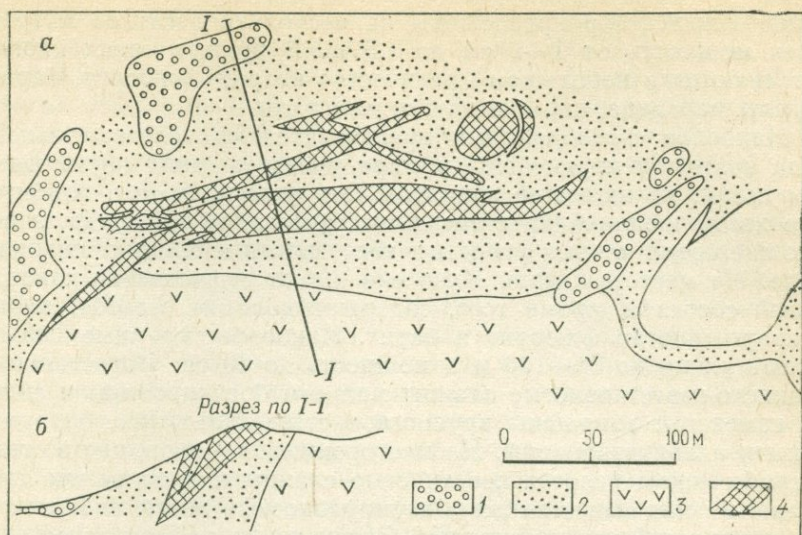


Рис. 13. Схема геологического строения месторождения мраморного оникса Золдаг (Афганистан). По Ю. С. Самарину, Гулам Роза, Султан-Джон Кливалу (1977 г.).

План (а); разрез (б):

1 — древнечетвертичные галечники; 2 — красноцветные песчаники (неоген); 3 — андезит-дацитовые порфиры; 4 — залежи мраморного оникса

гочисленные карстовые пещеры длиной до нескольких километров, минерализованные мраморным ониксом. Лучший оникс встречается в сталактитах, диаметр которых достигает 1—1,5 м и в придонных натеках с волнистой поверхностью толщиной до 0,6 м.

Поделочный мраморный оникс почти всегда имеет кальцитовый или арагонито-кальцитовый состав. По-видимому, он образуется из термальных кальциево-бикарбонатных вод с температурой ниже 100° С спокойно терявших углекислоту. Как известно, быстрая дегазация растворов такого состава приводит к отложению травертинов (известковых туфов).

Телетермальное происхождение имеют лучшие месторождения радиально-лучистого почковидного гематита-кروавика (красной «стеклянной головы») в Казахстане, а также в Южном Камберленде и Ланкашире на западном побережье Англии. Гематит-кравик связан с крутыми жилами или пологими пластовыми и воронкообразными залежами мелкозернистого и брекчиевидного плотного гематита, заместившего красноцветные песчаники (Кишкенесор в Казахстане) или оолитовые известняки (Англия). Скопления почковидного гематита развиваются по трещинам рудных тел главным образом в их центральной части и у контакта с вмещающими породами. Такого рода минерализованные трещины с натеками лучистого гематита на месторож-

дении Кишкенесор прослежены на несколько десятков метров, имея мощность от 1—2 см до 1,5 м. В рудных телах иногда встречаются в небольшом количестве кварц, флюорит, барит, окислы марганца, пирит и другие минералы.

Наиболее своеобразными представителями телетермального типа являются крупнейшие в мире месторождения изумруда в Колумбии, не имеющие аналогов. Это кальцитовые и альбитовые жилы и прожилки с гнездами кристаллов изумруда, залегающие среди черных углистых известняков и сланцев нижнего мела. На месторождении Музо они имеют существенно кальцитовый состав и, кроме того, содержат доломит, альбит, пирит и кварц, иногда флюорит и барит. Наиболее крупные жилы имеют длину до 60—100 м и мощность до 20 см. Известняки и глинисто-известковистые сланцы местами брекчированы и сильно изменены: замещены крупнозернистым кальцитом, окварцованы и альбитизированы. На месторождении Чивор, где в стратиграфическом разрезе песчанистые сланцы и алевролиты преобладают над известняками, изумрудоносные жилы сложены в основном альбитом и пиритом. Здесь жилы размещаются под так называемыми «железными слоями» — зонами пологих надвигов, в которых горные породы интенсивно ожелезнены, карбонатизированы и окварцованы. Изумруд кристаллизуется в раздувах жил и в мелких полостях — «карманах» в сланцах, соединенных с жилами тонкими минерализованными трещинами. Для колумбийских изумрудов характерны небольшие размеры (средняя длина 2—3 см), хорошая прозрачность и яркая окраска от густой до светло-зеленой, иногда с голубоватым оттенком.

Изумруд образовался при сравнительно невысоких температурах, не превышавших по данным изучения жидких включений 180° С. Колумбийские месторождения отнесены нами к телетермальному типу в связи с отсутствием в районе мезо-кайнозойских изверженных пород и четкой зависимостью минерального состава изумрудоносных жил от литологической обстановки. Кальций, кремний, железо, редкие земли, ванадий, хром и ряд других элементов извлекались растворами из боковых пород, а бериллий, фтор, углекислота и сера, вероятно, имеют глубокий источник.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В результате регионального и контактового метаморфизма горных пород возникают месторождения окаменелого (силицифицированного) дерева, яшмы, родонита, алмадина, рубина и сапфира, лунного камня-ортоклаза. Они образованы в основном при средних давлениях, а по температурам формирования могут быть подразделены на низко-, средне-высокотемпературные,

соответствующие цеолитовой — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой — амфиболитовой — гранулитовой фациям.

Месторождения низкотемпературных фаций метаморфизма.

Сюда входят месторождения, образовавшиеся при температурах порядка 120—450° С («Генетическая классификация...», 1976) в зеленосланцевую фацию регионального метаморфизма, а также в предшествующую ей цеолитовую фацию (глубинный эпигенез). С глубинным эпигенезом и самыми низкотемпературными стадиями метаморфизма связано образование окаменелого дерева, скопления которого известны в США (штаты Аризона и Монтана), в СССР (Малый Кавказ, Казахстан, Дальний Восток) и во многих других странах. Обломки древесных стволов, замещенные опалом, халцедоном и мелкозернистым кварцем, находятся в туфогенных (пепловых) отложениях или в нормальных осадочных породах — алевролитах и аргиллитах. Образованию коренных месторождений этого поделочного камня, по-видимому, предшествовало катастрофически быстрое захоронение древнего леса вулканическими туфами, наступающими дюнными песками и ледниковой мореной, что исключало гниение и углификацию древесины. Для силификации особенно благоприятен пепловый состав консервирующего осадка, способного сравнительно легко изменяться с выделением кремнезема.

Важнейшим источником лучшей яшмы и ювелирно-поделочного родонита служат кремнистые и марганценовые вулканогенно-осадочные породы спилит-кератофир-диабазовой формации, метаморфизованные в фации зеленых сланцев (Средний и Южный Урал в СССР, штат Калифорния в США, штат Новый Южный Уэльс в Австралии и др.). В составе таких зеленокаменных толщ распространены протяженные пласты железистых сургучных яшм, которые, как полагают, произошли преимущественно в результате метаморфизма кремнистых морских осадков: органогенных (радиоляриевых илов) и органогенно-хемогенных.

Поделочные яшмы, особенно самые красивые пестроцветные и брекчиевидные, образуются в результате метасоматической переработки — перекристаллизации и окварцевания первичных сургучных и других однотонных яшм в зонах трещиноватости и у контактов с магматическими породами. Наиболее интенсивно изменены ксенолиты яшмы в диабазх и серпентинитах.

На крупных месторождениях Среднего и Южного Урала в туффитах, кремнистых сланцах и диабазовых порфиритах нижнего и среднего девона развиты многочисленные линзы яшмы, обычно залегающие вдоль контактов этих пород. Обычная длина линз — от 10 до 70 м, изредка до 150—200 м. Мощность — от 1,5 до 7 м. Яшмы сложены тонкозернистым кварцем (80—90%) с примесью глинистых частиц, окислов железа, хлорита, эпидота, граната (андрадита) и других минералов. Они однотонные сургучно-красные, вишневые и зеленые или полос-

чатые, струйчатые и пятнистые. Великолепные пестроцветные и рисунчатые — «пейзажные» яшмы наблюдаются на месторождении Гора Полковник в Оренбургской области в виде глыб-ксенолитов, заключенных в диабазовом порфирите. Ксенолиты были захвачены магмой из пластов «региональных» сургучных яшм улутаусской свиты среднего девона, подстилающих порфириты, и интенсивно метаморфизованы.

Яшмовидные породы иногда образуются и при контактовом метаморфизме тонкозернистых глинистых сланцев в условиях альбит-эпидот-роговиковой фации, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену. При этом обычно развиваются метасоматические процессы окремнения. Таковы, например, аполанцевые волнистые и парчовые зеленые яшмы Ревневского месторождения на Алтае, представляющие собой ксенолиты в кварцевых альбитофирах и гранофирах, или яшмовидные роговики Уруштенского месторождения (Северный Кавказ) на контакте филлитов с диоритами.

Марганценозные хемогенные или эксгальционно-осадочные карбонатные отложения, ассоциирующиеся со спилитами, в процессе зеленосланцевого метаморфизма замещаются силикатами марганца — родонитом, бустамитом, спессартином. Месторождения родонита этого типа известны в СССР на Среднем Урале (Малосидельниковское и Кургановское) и в Средней Азии (Султануиз-даг), в Австралии в штате Новый Южный Уэльс (Дангламах) и в США в штате Калифорния (Чиллер, Ранчо Уарда и др.) и очень похожи друг на друга. Родонитовые тела залегают в кварцитах, переслаивающихся с кварцсерицитовыми, хлоритовыми и углистыми сланцами. Они имеют форму линз или туповыклинивающихся будин, облекаемых сланцами. Длина их по простиранию невелика, обычно не превышает 20—25 м, мощность составляет от 1 до 5—6 м.

На знаменитом Малосидельниковском месторождении крайние части тел сложены кварц-гранатовой и гранат-родонитовой породой с эпидотом, родохрозитом и бустамитом, а в ядре наблюдается почти мономинеральный родонит. В Австралии на месторождении Дангламах родонит тесно ассоциируется с тефроитом, кнебелитом и гаусманитом.

Вблизи родонитовых месторождений нередко встречаются массивы гранитоидных пород, что дало основание некоторым геологам считать родонит и другие силикаты марганца гидротермальными или контактово-метасоматическими минералами. Этому предположению, однако, противоречит размещение ряда месторождений вдали от гранитов, постоянная связь родонита с кварцитами или другими кварцсодержащими породами, согласное залегание родонитовых тел. Известно, что в морских осадочных отложениях марганец накапливается в окисной или карбонатной форме обычно вместе с халцедоном и кварцем. Под действием высокой температуры при прогрессивном метамор-

физме эти соединения марганца, реагируя с кремнеземом, переходят в силикаты — родонит и тефроит. По экспериментальным данным для преобразования родохрозита в родонит под давлением $15 \cdot 10^7$ Па необходима температура 425°C , а в тефроит — 625°C . Такому нагреву, максимальному для зеленосланцевой фации, вероятно, способствовал тепловой поток от очагов гранитных магм.

Месторождения средне- и высокотемпературных фаций метаморфизма. Эта группа включает метаморфические образования эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, ориентировочно отвечающие температурному интервалу $450\text{—}650\text{—}850^\circ\text{C}$. С ними связаны главным образом месторождения ювелирного алмадина (Карелия в СССР, Аляска в США, Индия, Шри-Ланка и др.), а также рубина, сапфира (Северная Каролина, США и др.) и иризирующего ортоклаза — лунного камня (Шри-Ланка). Необходимо отметить, что метаморфогенные месторождения ювелирных камней, как правило, сами не имеют практического значения, но могут служить источником богатых россыпей.

Алмадин очень характерен для средне- и высокотемпературных фаций метаморфизма и является индекс-минералом большинства выделяемых среди них субфаций, например ставролит-альмандиновой, кианит-альмандино-мусковитовой, силлиманит-альмандино-мусковитовой, силлиманит-альмандино-ортоклазовой, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену. При этом с повышением температуры и давления минералообразующей среды в алмадине увеличивается содержание пиропового компонента, и в гиперстеновых гнейсах гранулитовой фации метаморфизма гранат бывает представлен родолитом. Крупнозернистый прозрачный алмадин, пригодный для огранки, встречается гораздо реже, главным образом в кристаллических сланцах силлиманит-альмандино-мусковитовой и силлиманит-альмандино-ортоклазовой субфаций амфиболовой фации.

На Кительском месторождении в Карелии силлиманит-кварц-биотитовые плагиосланцы, входящие в состав протерозойской ладожской серии, местами содержат до 2% порфирибластов малинового и вишнево-красного алмадина диаметром до 3—5 см. Особенно много граната в перемятых — плоччатых сланцах, обогащенных силлиманитом и биотитом.

Алмадин-кварц-биотитовые сланцы, но без силлиманита, наблюдаются и на широко известном месторождении абразивного, ювелирного и коллекционного граната Форт Врангель в США на Аляске (рис. 14). У контакта с крупным гранитным массивом в сланцах существенно увеличиваются количество и размеры кристаллов алмадина. Это позволило С. Бресслеру (Bressler, 1950) предположить, что контактовый метаморфизм привел к собирательной перекристаллизации и укрупнению первоначально мелкого граната.

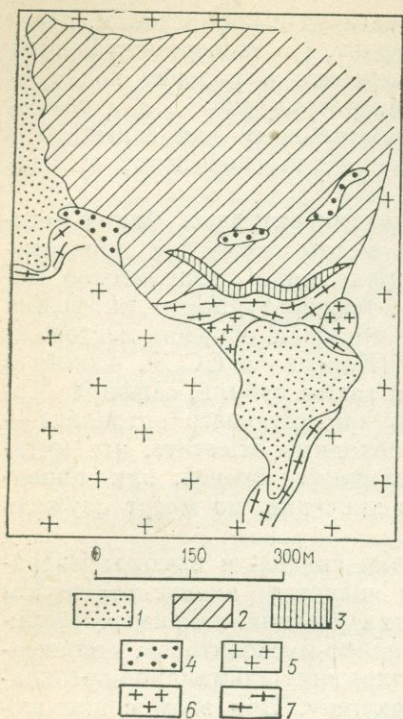


Рис. 14. Схема геологического строения месторождения алмандина (Форт Врангель). По К. Брасслеру (1946 г.):

1 — аллювиальные отложения; 2 — кварц-биотитовые сланцы с малым количеством граната; 3 — мусковит-кварцевые сланцы; 4 — гранатосодержащие кварц-биотитовые сланцы (продуктивная порода); 5 — кварцевый диорит; 6 — кварцевый диорит с ксенолитами сланцев; 7 — инъекционные гнейсы и амплиты

болит-биотитовых гнейсов докембрия. Не исключено, что коренным источником рубина служили также корундовые плагиоклазиты (плюмазиты) и марундиты, нередко встречающиеся в подобных мигматит-гнейсовых полях.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ДИАГЕНЕЗОМ

С процессами диагенеза связана фоссилизация растительных остатков в рыхлых отложениях с превращением древесины и смолы в гагат и янтарь.

Настоящий гагат — плотная и вязкая разновидность бурых углей — гумолитов встречается в виде небольших линз и прослоек мощностью до 10—20 см среди углистых сланцев, аргил-

В некоторых кварц-полевошпатовых гнейсах, метаморфизованных в условиях высших ступеней амфиболитовой и гранулитовой фации, встречаются порфиробласты ортоклаза с серебристой иризацией лунного камня. К этому типу относятся месторождения знаменитого лунного камня в Шри-Ланка, приуроченные к лептинитам кондалитовой серии архея. Для этих пород характерна очковая текстура (овоиды ортоклаза длиной до 10—12 см облекаются мелкозернистой кварц-полевошпатовой массой).

В глубокометаморфизованных гнейсах и гранулитах той же кондалитовой серии в Шри-Ланка иногда отмечается и мелкая вкрапленность рубина и сапфира. Вероятно, эти породы были одним из коренных источников аллювиальных россыпей драгоценных камней Шри-Ланка. В сходной геологической ситуации находятся россыпи низкокачественного рубина и родолита Кови-Крик (штат Северная Каролина, США), образовавшиеся за счет разрушения силлиманит-гранатовых, гиперстеновых и амфи-

литов и алевролитов (Йоркширское побережье Англии, Гелатско-Ткибульский каменноугольный бассейн в Закавказье в СССР и др.). Нередко это целиком углефицированные стволы и ветви хвойных деревьев семейства араукариевых. Возраст месторождений преимущественно юрский. Более крупные скопления гагатоподобных сапрепелитовых углей (сапроколлит, бокхед, кеннельский уголь и т. п.) также применяются в камнерезной промышленности. В Иркутском угольном бассейне они слагают верхние части мощных угольных пластов, разделяясь на плитки площадью до нескольких квадратных метров и толщиной до 20—30 см (Матаганское, Буртинское и другие месторождения).

Сходная геологическая обстановка характерна и для коренных месторождений янтаря (ювелирно-поделочных ископаемых смол). Такие месторождения представляют собой ископаемые почвы «янтарепроизводящих» лесов — континентальные песчано-глинистые отложения с растительными остатками и торфяниками, превращенными в результате диагенеза в слабосцементированные песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями лигнитов и бурого угля. Янтареносные отложения имеют возраст от мела до неогена. Хороший янтарь находится, как правило, в песчаниках и алевролитах. Ископаемые смолы, вкрапленные в лигниты, и бурые угли обычно относятся к семейству ретинита; они хрупки и малопригодны для обработки.

Первичные месторождения янтаря в связи с неравномерным распределением и низким содержанием полезного ископаемого не имеют большого промышленного значения. Они известны на о. Гаити около Тамборила и в центральной части о. Сицилия среди кварцевых песчаников палеогена с углистым материалом и линзами лигнитов.

Биогенная природа янтаря не вызывает сомнений. Производителями исходной смолы считаются позднемеловые — палеогеновые сосны и ели сукцинифера или болотные кипарисы. Фоссилизация смолы происходила в несколько стадий: 1) затвердение живицы в результате испарения летучих веществ смолы-терпенов и ее частичное окисление воздухом; 2) диагенез смолы в рыхлых отложениях и превращение ее в янтарь. При этом в песчаных, хорошо аэрированных почвах сосновых лесов, богатых гуминовыми веществами, развивались окисление и полимеризация смолы, первичные смоляные кислоты превращались в абиетиновую и неоабиетиновую, возникали неомыляемые вещества. Специфический компонент янтаря — сукцинита и янтареподобных ископаемых смол, повышающий их вязкость — янтарная кислота, преобразуется из абиетиновой под воздействием едкого калия. Последний процесс, по мнению некоторых специалистов (С. С. Савкевич, В. С. Трофимов), происходил во вторичном залегании янтаря в щелочной обстановке глауконитовых морских осадков.

Хрупкие ископаемые смолы буроугольных пластов (ретинит и др.) образовались в анаэробной обстановке заболоченных почв и торфяников. В этом случае смоляные кислоты заменялись фикхелитом и ретенем. В. С. Трофимов (1974) отмечает, что некоторые месторождения испытали слабый региональный или контактовый метаморфизм (точнее катагенез) с дополнительным уплотнением и частичным обугливанием янтаря, приобретающим красную, красно-бурую и черную окраску (Румыния, Бирма, Япония и др.).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Месторождения цветных камней в древних корях химического выветривания разделяются на два типа: остаточный и инфльтрационный. В первом из них полезный компонент, входящий в состав исходных пород, устойчив к выветриванию и сохраняется в элювии. Этот тип можно рассматривать как разновидность элювиальных россыпей, играющих большую роль в добыче алмаза, рубина, сапфира, циркона, гранатов, аметиста, агата и многих других камней. Подробнее он будет рассмотрен вместе с россыпями в следующем разделе.

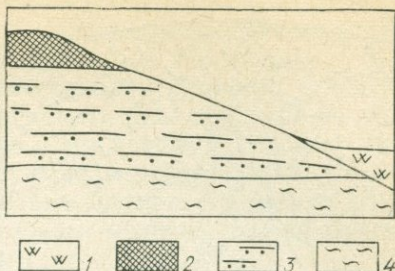
В месторождениях второго типа цветные камни, например такие, как благородный опал, хризопраз, малахит, бирюза, образуются непосредственно в корях выветривания из просачивающихся нисходящих растворов. Уникальные месторождения благородного опала такого генезиса находятся на востоке Австралии в штатах Новый Южный Уэльс, Квинсленд и Южная Австралия. В этой части материка распространены песчано-сланцевые отложения мела и палеогена с миоценовой корой выветривания.

Опалоносная кора выветривания имеет зональное строение. Нижняя бледноокрашенная зона мощностью от 5 до 30 м сложена структурными каолинами, постепенно замещающими песчано-глинистые материнские породы. Выше она сменяется пестроокрашенными каолинами с красными и желтыми пятнами окислов железа, мощность которых местами достигает 25 м. Венчает разрез так называемый кремнистый панцирь — зона интенсивного окремнения горных пород мощностью до 15—20 м, внизу плотная кремнистая, а у поверхности сфероидально-ячеистая и ожелезненная. Суммарная мощность коры варьирует от 5—10 до 60 м и более.

Австралийские месторождения благородного опала однопородны и несущественно отличаются друг от друга. Скопления опала тяготеют к самым низам коры, располагаясь в слабо выветрелых серых и бурых монтмориллонитовых глинах (Лайтнинг-Ридж), глинистых и известковистых песчаниках (Кубер-Педи, Уайт-Клифс) с прослоями гипса и многочисленными остатками фауны. Иногда бывает опалоносной и нижняя

Рис. 15. Схематический геологический разрез месторождения благородного опала Лайтнинг-Ридж (Австралия). По Т. Дэвиду и У. Брауну (1950 г.):

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — силифицированные породы (кремнистый панцирь); 3 — опалосные серые и бурые глины с кремнистыми прослойками и опалом; 4 — подстилающие глины



бледноокрашенная каолиновая зона. Тонкие прожилки и обособления опала развиты главным образом под маломощными (3—5 см) прослоями кремнистых пород, называемых по-местному «опалосными уровнями» (горизонтами). На месторождениях обычно наблюдается несколько таких горизонтов (рис. 15).

Опал выполняет трещины в песчаниках и пустоты кремнисто-железистых конкреций, а также замещает остатки аммонитов, белемнитов, брахиопод, кости рептилий и другой фауны. Известны также псевдоморфозы опала по глаубериту, гипсу и кальциту. Благородные разновидности опала составляют не более 4—5% от общего количества этого минерала. Австралийский благородный опал — лучший в мире. Особенно ценится черный опал с цветовой игрой в красных, зеленых и темно-синих тонах (месторождение Лайтнинг-Ридж в штате Новый Южный Уэльс).

Большинство исследователей австралийских месторождений (Т. Дэвид, У. Браун, Т. Конне, Д. Хаббл и др.) связывают образование опала с выносом кремнезема из полевых шпатов песчаников при их каолинизации. Опал в виде аморфного кремнезема или низкотемпературного кристобалит-тридимитового агрегата отлагался в низах коры выветривания в слабо измененных исходных породах, а по мере заглубления коры сохранялся и в каолиновых зонах, как устойчивый в этих условиях минерал. Кремнистый панцирь, вероятно, сформировался гораздо позднее в результате современной пустынной силификации.

В никеленосных корах выветривания серпентинизированных гипербазитов встречается хризопраз-халцедон или опал-халцедон, окрашенный в зеленый цвет соединениями никеля. Промышленные скопления ювелирного хризопраза приурочены, как правило, к корам выветривания кремнистого (охристо-кремнистого) профиля (Марлборо-Крик в штате Квинсленд в Австралии, Сарыкулболды в Казахстане в СССР, Никель-Маунтин в штате Орегон в США и др.). Типичный разрез такой коры включает следующие зоны (снизу вверх): 1) плотных карбонатизированных серпентинитов с прожилками и жилами магнетита; 2) рыхлых выщелоченных и керолитизированных пород;

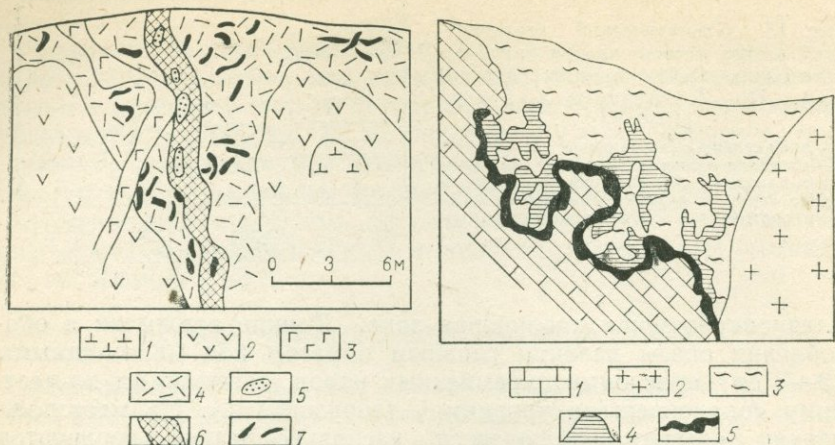


Рис. 16. Схема геологического строения хризопразоносной коры выветривания. Центральный Казахстан. По П. В. Осипову (1976 г.), с упрощениями. Вертикальный разрез:

1 — карбонатизированный серпентинит; 2 — тальк-лимонитовая порода; 3 — измененное габро; 4 — обожренный и силицифицированный серпентинит; 5 — обломки кварца с турмалином; 6 — зона оталькования и кремнения; 7 — хризопраз

Рис. 17. Схема геологического строения малахитоносного карста. Гумешевское месторождение (Средний Урал). По Г. Н. Вертушкову (1975 г.). Вертикальный разрез:

1 — известняк; 2 — диорит; 3 — медистая глина; 4 — гидроокислы железа; 5 — малахит

3) обожренных и окремненных пород, содержащих до 60% халцедона и кварца, 30% гидроокислов железа и 10% талька, у поверхности эти породы сменяются охристо-глинистой массой с глыбами ожелезненных кремней (рис. 16). Мощность коры в линейных загибах достигает 50—70 м и более (Сарыкулболды, Марлборо-Крик). В местах развития линейной коры нередко наблюдаются крутые кварцевые жилы.

Хризопраз распространен преимущественно в зонах выщелоченных и окремненных серпентинитов, слагая небольшие жилы и прожилки вместе с опалом, бесцветным халцедоном, иногда гарниеритом поздней генерации. Промышленный интерес представляют участки концентрации таких жил и прожилков в штокверки и вытянутые прожилковые зоны длиной по простиранию до нескольких десятков метров при мощности до 10 м.

По мнению И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), разделяемому Х. Д. Косубаевым и многими другими геологами, хризопраз, как и ассоциирующиеся с ним другие минералы кремнезема, образовался в результате химического выветривания никельсодержащих дунитов или аподунитовых серпентинитов. Заслуживает внимания и точка зрения Дж. Брукса (Brooks, 1964) об эндогенном окварцевании гипербазитов, одновременном с их серпентинизацией, и гипергенном генезисе

хризопраза при латеритизации уже силифицированных серпентинитов.

Месторождения малахита тесно связаны с зонами окисления сульфидных медных и медьсодержащих руд, вмещающие породы которых содержат карбонаты. Это главным образом скарные медные и медно-железорудные месторождения (Моренси, Бисби, Коппер-Квик в США, Пинк Даунс в Австралии и др.), а также стратиформные уран-кобальт-медные месторождения («Медный пояс» Заира и Замбии).

На знаменитых Уральских месторождениях малахита развита кора выветривания, заглубленная вдоль контакта скарнированных известняков с кварцевыми диоритами и сиенитами на 100—200 м. Среди первичных руд в пироксен-гранатовых скарнах доминируют медьсодержащий магнетит, пирит, халькопирит, борнит. Малахит встречается главным образом в переотложенных медистых глинах, пропитанных вторичными минералами меди и марганца (халькозином, купритом, землистым малахитом, азурином, теноритом, лампадитом и т. п.) и заполняющих приконтактные карстовые воронки в известняках. На Гумешевском месторождении глубина такой воронки достигает 150 м и более (рис. 17).

Обособления плотного ювелирно-поделочного малахита находятся в придонных частях воронок среди медистых глин и скоплений лампадита, а также в виде натечков (корок и реже сталактитов) в кавернах известняков в ассоциации с хризоколла и брошантитом. Некоторые глыбы малахита — натечные корки со стенок полостей — имели массу до нескольких тонн, а одна из них, добытая в 1835 г. на Медноруднянском месторождении у г. Нижнего Тагила, весила около 50 т.

Крупные скопления малахита встречаются и в зонах окисления стратиформных месторождений уран-кобальт-медной формации в Центральной Африке (Заир, Замбия). Богатые руды в основном локализованы в красноцветных песчаниках и известковистых сланцах верхнепротерозойской серии Роан, иногда подстилающихся или перекрытых известняками и доломитами. Для песчаников и сланцев характерно высокое содержание карбонатного материала. Главные рудные минералы зоны окисления — землистый малахит, азурит, хризоколла тенорит, куприт, корнетит, либетенит, окислы железа и марганца. Натечные плотные разности малахита развиты в пустотах доломитов и кварцитовидных песчаников. Для африканских месторождений особенно характерен асур-малахит, т. е. ленточный (слоистый) малахит с прослойками голубоватого азурита.

Г. Н. Вертушковым (1975) намечена следующая схема процессов образования малахита: 1) окисление медьсодержащих сульфидов с переводом меди в легкорастворимую сульфатную форму; 2) миграция меди в нисходящих сульфатных водных растворах и их взаимодействие с известняками, что привело к

образованию тонкодисперсного малахита; 3) просачивание медно-бикарбонатных растворов в полости карбонатных пород с кристаллизацией натечного малахита в результате медленной потери углекислоты. В дальнейшем на Уральских месторождениях малахитоносные погребя вскрывались развивающимся карстом, в результате чего формировались элювиальные россыпи малахита.

В корях выветривания горных пород, содержащих сульфиды меди и фосфор, образуются месторождения бирюзы. Такими породами могут служить кислые эффузивы-риолиты, трахиты, кварцевые порфиры с аксессуарным апатитом и медносульфидной минерализацией, а также фосфоритоносные сланцы и песчаники с сульфидами.

Известны скопления бирюзы и в зонах окисления медно-порфировых полиметаллических месторождений. Лучшие месторождения бирюзы с камнями самого высокого качества связаны с кислыми эффузивами, подвергшимися перед выветриванием эндогенному окварцеванию и пропилитизации с медно-сульфидным оруденением. Вдоль таких зон нередко развиваются линейные коры выветривания глубиной до 50—100 м. Бирюза залегает в окисленных породах, выполняя тонкие прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 3—5 см. Практический интерес представляют участки скопления прожилков — бирюзовые штокверки размером от 5—10 до 50—80 м в поперечнике. На месторождениях этого типа встречается плотная ярко-голубая бирюза, образующая желваки в местах пересечения прожилков (Нисшапур в Иране, Вилла Гроув, Ла-Хара, Цериллос и другие на Юго-Западе США, Бирюзакан в Северном Таджикистане).

Бирюзоносные коры выветривания осадочных пород широко распространены в Кызылкумах, где они развиты по пиритизированным углисто-кварцевым сланцам рифея. По данным В. П. Борискина (1976 г.), на месторождениях Аякаши, Турбай, Джаман-Каскыр в горах Букантау кора имеет зональное строение (снизу вверх): 1) зона исходных углисто-слюдисто-кварцевых сланцев с вкрапленным пиритом и желваками фосфоритов, в ней иногда встречается «кружевная» бирюза в виде тончайшей сети прожилков; 2) зона гидрослюдистых пород с бирюзовой минерализацией, образовавшаяся в результате серно-кислотного выщелачивания, в ее составе выделяются подзоны фосфатов меди и алюминия (бирюза, галлуазит), сульфатов и фосфатов железа, кальция, стронция и меди (халькосидерит, алунит, вудхаузит, натроярозит), сульфатов железа и щелочей (ярозит); 3) зона окисления сульфидов (гидрогетита). Общая мощность коры достигает 30—50 м.

Плотные разновидности бирюзы, пригодные для обработки, находятся в нижних частях гидрослюдистой зоны. Выше бирюза замещается халькосидеритом, галлуазитом, алунитом. Участки концентрации бирюзы нередко совмещаются с жилами и про-

жилками ноздреватого кварца со следами выщелачивания полевого шпата и сульфидов.

На медных, медно-молибденовых и других сульфидных рудных месторождениях бирюза наблюдается в самых верхах зоны вторичного сульфидного обогащения в форме прожилков, уплотненных желваков и тонких пленок (Кэсл-Доум в штате Аризона в США, Кальмакыр в Узбекистане). Значительная часть бирюзы обычно представлена измененными мелоподобными разностями, нуждающимися в искусственном облагораживании.

Следует указать на мнение об эндогенном телетермальном происхождении бирюзы, высказанное еще А. Е. Ферсманом (1962) и защищаемое сейчас Г. В. Гвахария, Ю. К. Смолиным, Т. И. Менчинской. Бирюза, по мнению этих авторов, связана с низкотемпературным окварцеванием, а в корях химического выветривания уничтожается (Менчинская, 1971). Этому взгляду противоречат отсутствие бирюзы вне коры выветривания, ее современные псевдоморфозы по фосфорсодержащим органическим остаткам, а также экспериментальные данные по синтезу бирюзы из холодноводных коллоидных растворов.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Россыпные месторождения характерны для многих драгоценных и поделочных камней, устойчивых к процессам выветривания и в благоприятных условиях концентрирующихся во вторичном залегании. Россыпи образуются на всем пути миграции таких камней от места их высвобождения из коренных пород до конечного водного бассейна. Среди них с учетом представлений Е. В. Шанцера (1966), В. С. Трофимова (1967) и ряда других специалистов целесообразно различать следующие генетические (формационные) типы: 1) элювиальный (остаточный) и элювиально-делювиальный; 2) делювиально-аллювиальный (ложковый) и аллювиальный; 3) морской (прибрежно-морской) и озерный. Кроме того, нами выделяются древние конгломераты с цветными камнями, нередко имеющие смешанное речное, прибрежно-морское и ледниковое происхождение. Гораздо меньшее значение принадлежит ледниковым (моренным, флювиогляциальным) и эоловым россыпям цветных камней.

Россыпи могут быть как древними—погребенными, так и молодыми до современных, лишенными перекрывающих пород.

Трудно переоценить практическое значение россыпных месторождений цветных камней, отработка которых значительно проще, чем коренных источников в крепких породах и доступна старателям, не имеющим взрывчатых веществ и сложного горнопроходческого оборудования. Из россыпей разного генетического типа сейчас добывается большая часть алмазов (Африка, Индия и др.), практически весь рубин, сапфир, циркон, благородная шпинель (Таиланд, Австралия, Шри-Ланка и др.) и янтарь

(СССР). Россыпи играют значительную роль в добыче топаза, берилла, горного хрусталя (Бразилия, о. Мадагаскар), агата (Бразилия, Уругвай, Индия), нефрита (Канада, СССР) и ряда других камней.

Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи. Сюда относятся россыпи водоразделов, которые образовались на месте залегания коренного источника или несколько перемещены в результате склоновых процессов.

Среди элювиальных россыпей принято различать щебенисто-дресвяные, возникшие при физическом (в основном термодриогенном) выветривании, и глинистые, являющиеся продуктами химического выветривания. Следует сразу же подчеркнуть, что серьезное практическое значение имеют лишь россыпи второго подтипа с остаточным полезным компонентом, сохранившимся при выветривании.

Форма элювиальных россыпей в плане в общем совпадает с контуром коренного источника или несколько шире его за счет делювиального шлейфа. Мощность их зависит от глубины развития коры выветривания. Известны элювиальные россыпи многих цветных камней. Из них особенно важны россыпи алмаза, рубина и сапфира, аметиста, драгоценных камней пегматитов (берилла, топаза, мориона) и агата.

В зависимости от структурно-морфологического типа коренного источника выделяются следующие разновидности элювиальных и элювиально-делювиальных россыпей: 1) в линейных или площадных корах выветривания с одиночными или сильно разобщенными продуктивными минеральными телами; 2) в площадных корах с полями сближенных продуктивных минеральных тел; 3) в площадных корах с протяженной сплошной минерализацией.

К первым относятся элювиальные россыпи алмаза, образованные в верхних частях кимберлитовых трубок. Они хорошо изучены в Южной и Западной Африке, где на выходах кимберлиты полностью окислены, гидратизированы и превращены в так называемую «желтую землю» — бесструктурную глинистую желтовато-коричневую породу, пронизанную гидроокислами железа и карбонатами железа и магния. На глубине «желтая земля» постепенно сменяется более темной «синей землей», сохраняющей структурный рисунок материнских пород, а затем — плотным неразложенным кимберлитом. Глубина химического выветривания составляет в разных трубках от 12 м (трубка Премьер) до 40—50 м (трубка Робертс-Виктор) и более. Содержание алмазов в «желтой земле» обычно в 1,5—2 раза выше, чем в коренном кимберлите. Наряду с алмазом в глинистом элювии трубок сохраняется пироп.

На якутских месторождениях алмазов кора выветривания представлена дресвяным материалом и глинами монтмориллонит-гидрослюдистого состава.

В площадных корах выветривания многочисленных сближенных минеральных тел частные элювиальные россыпи со своими шлейфами нередко сливаются в единую элювиально-делювиальную россыпь. Так, на Украине над участками концентрации миароловых (камерных) пегматитов сформировались совмещенные россыпи мориона и топаза. Кристаллы этих минералов и обломки серого кварца пегматитовых ядер лежат на размытой поверхности каолинизированных гранитов и перекрыты кварцевыми песками олигоцена и четвертичными суглинками. Мощностность продуктивного слоя россыпей 0,2—1,5 м, скопления кристаллов расположены в основном над остатками частично эродированных пегматитовых тел, наблюдаемыми в плотике россыпи. Аналогичные элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи топаза, аквамарина, горного хрусталя, турмалина и граната, связанные с гранитными пегматитами, распространены в Бразилии (Оуру-Прету, Вила-Рика в штате Минас-Жерайс и др.), на о. Мадагаскар (Ифемпина, Анжакабонуана и др.) и в Мозамбике (Алту-Лигонья).

Совмещенные элювиально-делювиальные россыпи возникают и за счет других коренных источников, в частности аметистоносных жильно-прожилковых зон в гранитах и сиенитах (Мвакамбико в Зимбабве). На месторождениях хризолита в Сибири большое значение имеют элювиально-делювиальные россыпи, заполняющие блюдцеобразные впадины в выветрелых оливинитах. Хризолитоносные рыхлые отложения представлены плохо отсортированным щебенисто-песчаным материалом с глыбами оливинитов. Крупные элювиальные россыпи связаны с площадными корах выветривания минерализованных пород, например покровов сапфира- и циркононосных базальтов (Таиланд, Кампучия). Аналогичные мощные коры выветривания траппов (р. Парана) содержат богатые остаточные россыпи агата и аметиста. Эти россыпи по сравнению с коренным источником нередко обогащены полезным компонентом, так как частые тропические дожди вымывают вмещающую глинистую массу, способствуя накоплению в элювии крупных миндалин агата и аметистовых жезд. Следует также упомянуть о месторождении пейзажной яшмы Гора Полковник на Южном Урале, на котором в элювиальных глинах древней коры выветривания габбро-диабазов заключены многочисленные глыбы (ксенолиты) яшм.

На более крутых склонах формируются в основном делювиальные россыпи, вытянутые по уклону. В качестве примера приведем так называемую увальную россыпь демантоида на Бобровском месторождении (Средний Урал). На склоне долины р. Малой Бобровки под бурыми суглинками залегают продуктивные темно-зеленые глины с примесью песка и обломками серпентинизированных ультраосновных пород. Мощностность продуктивного слоя 0,5—1 м, а перекрывающих их суглинков 1—2 м.

Особого упоминания заслуживают делювиальные россыпи на

раскарстованном плотике из карбонатных пород — известняках и доломитах. Карстовые углубления и воронки служат эффективными ловушками устойчивой фракции рыхлого материала, сползающего по склону. Крупные месторождения рубина такого типа известны в Бирме в Могокском горнорудном районе среди скарированных доломитовых мраморов. На пологих склонах холмов между останцами мраморов залегают щебенисто-глинистые отложения — «бионы» мощностью от 1,5 до 25 м, содержащие рубин, сапфир, благородную шпинель и гранаты.

Богатейшие делювиальные россыпи алмаза в карстовых полостях распространены в Центральной и Южной Африке. К ним, в частности, относятся «вторичные кимберлитовые брекчии» Бакванги в Заире, представляющие собой одно из крупнейших мировых месторождений алмаза. Эти образования состоят из обломков кимберлитов и вмещающих их доломитов, гнейсов, эклогитов и кристаллических сланцев докембрийской системы Бушмаи, а также песчаников и долеритов палеозойской системы Карру, заключенных в песчано-глинистой массе с зернами ильменита, гематита, магнетита, граната, диопсида, алмаза и других минералов. Они занимают площадь длиной до 3 км и шириной от 100 до 300 м. В брекчии наблюдаются многочисленные линзы и пропластки слабосцементированного песчаника и бурых глин. Общая мощность «вторичных брекчий» достигает нескольких десятков метров. Они перекрываются галечниками из окремненного песчаника и бурыми суглинками.

Делювиально-аллювиальные и аллювиальные россыпи. К ним относятся речные россыпи как делювиально-аллювиальные мелких логов и распадков, так и собственно аллювиальные — долин и русел больших рек.

Ложковые россыпи характеризуются сравнительно небольшим переносом обломочного материала и, как правило, сохраняют связь с элювиально-делювиальными и делювиальными россыпями. Глубокие логи и овраги легко развиваются в корях выветривания горных пород, аккумулируя устойчивые минералы в руслах временных водотоков. Такие россыпи особенно важны для цветных камней, представленных крупными кристаллами (горный хрусталь, топаз, берилл и т. п.), которые разрушаются при длительном переносе и быстро рассредотачиваются в долинах крупных рек.

На Южном Урале россыпи горного хрусталя образовались в палеоген-неогеновой сети логов за счет многочисленных безрудных хрусталеносных кварцевых жил. Хрусталеносный продуктивный слой мощностью от 0,5 до 2 м сложен разнородными заиленными песками с плохо окатанными обломками и галькой кремнистых пород, жильного кварца и горного хрусталя. Он залегают на неровной поверхности каолинизированных коренных пород и перекрывается четвертичными пестроцветными и бурыми глинами и суглинками.

В Бразилии и на о. Мадагаскар в районах пегматитовых полей широко распространены ложковые (распадковые) россыпи топаза, берилла, турмалина и горного хрусталя, занимающие промежуточное положение между элювиально-делювиальными и чисто аллювиальными россыпями. Они находятся в коротких распадках, впадающих в сравнительно крупные речные долины. В верховьях рыхлые отложения россыпей по составу и степени сортированности почти не отличаются от делювия, а внизу, особенно в протяженных логах, приобретают типично аллювиальный облик. Следует отметить, что ложковые россыпи пегматитовых минералов отличаются наиболее высокими концентрациями полезных компонентов по сравнению с элювиально-делювиальными и собственно аллювиальными россыпями и наилучшим качеством кристаллосырья в результате естественного обогащения.

Собственно аллювиальные россыпи играют немалую роль в добыче сапфиров, рубина, алмаза, гранатов и других драгоценных камней, встречающихся в зернах небольшого размера, способных выдерживать далекий перенос и концентрироваться в благоприятных условиях. Долинные — пойменные и террасовые россыпи этих минералов всегда представлены гравийно-галечной фацией аллювия, тяготеющей к плотике.

Прежде всего следует упомянуть знаменитые долинные россыпи в Шри-Ланка, с древних времен служащие источником добычи высококачественных сапфиров, рубина, александрита, шпинели и ряда других драгоценных камней. Они находятся главным образом в провинции Сабарагамува, занимая хорошо разработанные широкие долины с плоским дном. Продуктивный пласт «иллам» сложен галечно-гравийным материалом с валунами кварца, перекрытым песчано-глинистыми наносами и илом (рис. 18). Мощность «иллама» от 0,5 до нескольких метров, иногда пласт разделен глиной и песком на линзы и прослои, нижний из которых обычно наиболее богат драгоценными камнями.

Широко известны террасовые россыпи сапфира в Восточной Австралии, образовавшиеся за счет размыва каолинизированных сапфиросных базальтов палеогена. Сапфиросные песчано-гравийные отложения с галькой и валунами кремнистых пород мощностью от 0,2 до 1,5 м и более заполняют широкие промоины в плотике и погребены под толщей молодого аллювия и местами под четвертичными базальтами. Россыпи сапфира в районе г. Аннаки (штат Квинсленд) прослежены вдоль долины р. Томогавк на 3—5 км при ширине до 1,5 км.

Так же как и при элювиально-делювиальных процессах, особенно богатые аллювиальные россыпи образуются в карстовых воронках и «карманах» карбонатного плотика.

В качестве примера можно указать на цепочку карстовых «котлов» в древней долине р. Вааль (Южная Африка), запол-

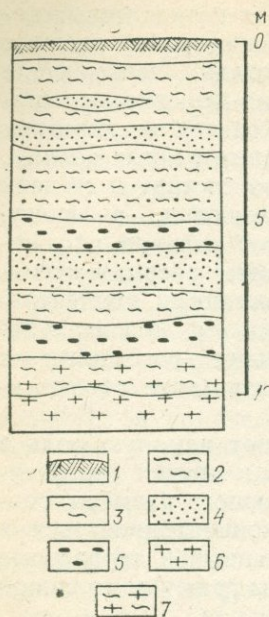


Рис. 18. Схематический разрез аллювиальной комплексной россыпи драгоценных камней (Шри-Ланка). По Вейде и Фернандо (1967 г.)

1 — почвенный слой; 2 — тонкие глины; 3 — песчанистые глины; 4 — песок; 5 — продуктивные песчано-гравийные отложения («иллам»); 6 — коренные кристаллические сланцы; 7 — кора выветривания коренных пород

ненных алмазоносными галечниками мощностью до 40 м с большим содержанием алмазов.

Цветные камни встречаются и в современном аллювии речных русел и кос. Наиболее интересны головные части островов и берега выпуклых серповидных кос, где концентрируется грубый валунно-галечный материал. Кроме алмаза, гранатов и других мелких минералов в косах иногда наблюдаются промышленные скопления валунов и галек нефрита, жадеита, агата. В руслах рек, размывающих нефритоносные гипербазиты, нередко находятся многочисленные валуны высококачественного нефрита массой от нескольких килограммов до 10 т и более (Британская Колумбия в Канаде, Аляска и Вайоминг в США). Агатоносные галечники разрабатываются в штате Гуджарат в Индии, в Риу-Гранди-ду-Сул в Бразилии, в штате Монтана в США и в других местах. Интересно, что в россыпях агат нередко окрашивается в желтые, коричневые и красные тона, свойственные сардеру и сердолику.

Прибрежно-морские россыпи. Это россыпи дальнего переноса, формирующиеся в дельтах рек и на пляжах в результате перемыва речного аллювия морским прибоем и перемещения об-

ломочного материала под действием приливо-отливных и вдольбереговых течений. В большинстве случаев цветные камни при этом переизмельчаются и теряют практическое значение. Тем не менее в Юго-Западной Африке известны пляжевые россыпи алмаза, располагающиеся вблизи устьев рек и приуроченные к валунно-галечным отложениям. Алмазоносные галечники протягиваются вдоль берега на 1—2 км при ширине до 100 м и обычно перекрыты песчаными наносами.

Прибрежно-морские россыпи являются важнейшим промышленным типом месторождений янтаря. В связи с малой плотностью желваки янтаря, вымываемые из почвы древних лесов, как правило, не задерживаются в аллювии и выносятся реками в морские или озерные бассейны.

На Приморском (Пальмникенском) месторождении в Прибалтике янтарь концентрируется в глауконит-кварцевых песках

и алевритов прусской свиты верхнего эоцена, называемых «голубой землей», мощностью от 0,5 до 20 м. Выше залегают кварцевые пески олигоцена и бурогоугольная толща неогена (рис. 19). Максимальные содержания янтаря отмечаются в средней части пласта «голубой земли». Зерна и желваки янтаря имеют размер от 1 мм до 30 см и более. Янтареносные отложения занимают площадь около 300 км².

По В. Катинасу (1971), янтареносная «голубая земля» представляет собой дельтовую фацию опресненного мелководного бассейна и слагает передовую часть палеодельты некогда существовавшей крупной реки. Существует также мнение о том, что это отложения глубокой части шельфа, образующиеся за пределами действия морских волнений (В. С. Трофимов, С. Г. Краснов). Янтареносные дельтовые отложения — глинисто-известковые пески и гравий установлены на юго-западном побережье оз. Цедар Лейк в Канаде. Янтарь накапливается и в тихих участках морских лагун, например в Куршском заливе Балтийского моря, где он переотложен в результате размыва в шельфе «голубой земли» Приморского месторождения. Широко распространены также пляжевые россыпи янтаря — подвижные современные (о. Сахалин, Прибалтика и др.) и погребенные древние (район Гданьска в Польше).

Древние конгломераты. Ряд устойчивых цветных камней (алмаз, жадеит, нефрит, агат) встречается в толщах конгломератов и древних галечников различного возраста и происхождения. Эти отложения бывает трудно отнести к какому-либо из перечисленных генетических типов, так как одна и та же толща в разных частях нередко имеет следы прибрежно-морского, речного и ледникового происхождения. Различаются самые древние (обычно докембрийские) конгломераты, подвергшиеся региональному метаморфизму, и более молодые (мезо-кайнозойские) слабосцементированные конгломераты и галечники.

Большое практическое значение принадлежит докембрийским

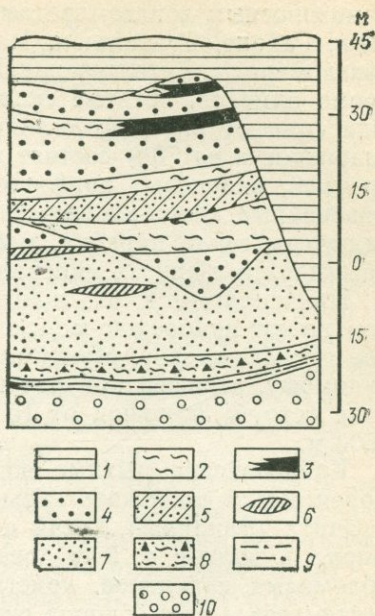


Рис. 19. Схематический разрез янтареносных отложений. Приморское месторождение. По В. Катинасу (1971) с упрощениями:

1 — четвертичные ледниковые и аллювиальные отложения. Неоген: 2 — алевриты; 3 — бурый уголь; 4 — углистые пески; 5 — полосчатые пески. Палеоген: 6 — глины; 7 — песок-пльвун; 8 — глинистые пески с янтарем («голубая земля»); 10 — глинистые пески («дикая земля»)

алмазонасным конгломератам, распространенным в Южной Африке, Гайане, Бразилии и Индии. Наиболее хорошо изучены конгломераты Витватерсранда в Южной Африке, содержащие, кроме алмазов, богатые скопления золота и минералов урана. Они слагают внутрiformационные прослои («риффы») в толще кварцитов и на 70% состоят из гальки и валунов кварцитов, кремней, кварцевых порфиров и зеленых сланцев. В метаморфизованный кварц-хлорит-серицитовый цемент конгломератов включены зерна циркона, монацита, алмаза, платины, золота, касситерита и других минералов.

Предполагается, что конгломераты Витватерсранда в основном имеют прибрежно-морское (дельтовое) и частично ледниковое происхождение. Максимальные концентрации золота и, по-видимому, алмазов приурочены к дельтам крупных палеорек в виде «струй» шириной от 15 до 300 м и протяженностью до 1500 м.

Кайнозойские рыхлые конгломераты моласс и ледниковых морен могут содержать гальку и валуны жадеита (Бирма), нефрита (Западный Китай и др.), агата (Индия). В Северной Бирме в долине р. Уру древнечетвертичные конгломераты с обломками кварцитов, кристаллических сланцев, габбро, серпентинитов и других пород, сцементированных песчано-глинистым материалом, прослеживаются на десятки километров и достигают мощности 300 м и более. Местами в них наблюдаются горизонты, обогащенные валунами жадеита. Мощные толщи агатонасных конгломератов миоцена известны в Индии в штате Гуджарат.

Необходимо отметить, что древние конгломераты редко имеют самостоятельное практическое значение в связи с низкими содержаниями цветных камней. Однако они являются важным промежуточным коллектором при образовании аллювиальных россыпей и в ряде случаев успешно разрабатываются старателями.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

Месторождения цветных камней очень редки и возникают лишь при сочетании многих благоприятных геологических факторов. Их минерагенические особенности изучены еще мало и в связи с большим разнообразием генезиса должны рассматриваться раздельно по геологическим формациям. Такой подход удобен и для практики поисковых работ, обычно охватывающих определенные комплексы горных пород. Большинство месторождений, как это видно из предыдущей главы, приурочено к ультраосновным породам, габбро-анортозитам, эффузивам основного и кислого состава, гранитным пегматитам, грейzenам, магнезиальным скарнам, а также к древним корам их химического выветривания. Немаловажное значение принадлежит и россыпным месторождениям, во многом отличающимся от широко известных россыпей более тяжелых металлов и руд.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ

Ультраосновным породам принадлежит особая роль в локализации месторождений многих драгоценных и ювелирно-поделочных камней: алмаза, изумруда, рубина, хризолита, пирропа, демантоида, хром-диоксида, жадеита, нефрита и других, имеющих магматическое или пневматолито-гидротермальное происхождение. В древних корках выветривания никеленосных гипербазитов встречается хризопраз. Это прежде всего объясняется тем, что ультраосновные породы являются источником хрома — главного элемента-красителя перечисленных самоцветов. Существенное значение имеет также своеобразная геологоструктурная обстановка формирования ультраосновных пород: глубинное происхождение ультрабазитовых магм, а также размещение гипербазитовых массивов в зонах долгоживущих глубинных разломов, характеризующихся разнообразным магматизмом и сложной минерагенией.

Сейчас уже можно определить взаимосвязи между теми или иными цветными камнями и формационными типами ультраосновных пород. В этих целях наиболее удобно воспользоваться структурно-тектонической классификацией ультраосновных пород, различая среди них формации древних платформ и складчатых областей (табл. 5).

Формации ультраосновных пород с драгоценными и поделочными камнями

Формации ультраосновных пород	Петрографический состав	Геологическая обстановка	Генетический класс месторождений	Виды цветных камней
Кимберлитовая Ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов	Щелочные ультраосновные породы (кимберлиты) Оливиниты, пироксениты, ийолиты, уртиты, сиениты, карбонатиты	Внутренние части древних плат- форм — борты синеклиз Крайевые части древних платформ и соприкасающиеся участки консолидиро- ванных складчатых областей — дре- вние рифтовые зоны	Магматический Гидротермально- метасоматический	Алмаз, пироп, хризолит Хризолит, хром- диопсид
Метаморфизованных базит- гипербазитов	Серпентиниты, тальковые, хлорито- вые, актинолитовые сланцы	Щиты древних платформ, кристал- лические доколы и срединные массивы складчатых областей	Тот же	Рубин, сапфир, изумруд
Гипербазитов (альпинотипная) Габбро-пироксенит-дунито- вая	Дуниты, гарцбургиты Габбро, верлиты, дуниты	Зоны глубинных разломов и офиоли- товые пояса складчатых областей Та же	» »	Жадеит, нефрит, хризолит Демантоид

К ультраосновным формациям древних платформ относятся кимберлиты с магматическими алмазом, пиропом и хризолитом и ультраосновные — щелочные породы и карбонатиты с метасоматическими хризолитом и хром-диопсидом. К этим вулканоплутоническим образованиям морфологически близки базальтоидные трубки с пиропом, отличающиеся меньшей глубиной заложения, пироповая минерализация которых связана с ксенолитами гранатовых перидотитов.

Ультраосновные породы складчатых областей, как правило, входят в состав сложных офиолитовых комплексов, группирующихся в протяженные пояса вдоль мощных зон разрывных нарушений. Их принято подразделять вслед за Ю. А. Кузнецовым на гипербазитовую (альпинотипную) и габбро-пироксенит-дунитовую формации (дунит-гарцбургитовую и дунит-диаллагит-габбровую, по С. В. Москалевой, 1974). С альпинотипными гипербазитами, включающими дайки габброидов, гранитов и ксенолиты вулканогенно-осадочных пород офиолитового комплекса, связаны метасоматические месторождения нефрита, жадеита и хризолита. Гипербазиты этой формации всегда интенсивно серпентинизированы, причем по мнению А. Ф. Свириденко (1975) для жадеитоносных гипербази-

товых массивов в Казахстане характерен антигортит, а для нефритоносных — лизардит. В дифференцированных массивах габбро-пироксенит-дунитовой формации в дунитах и диаллагитах встречается демантоид.

Кроме того, следует выделять мелкие тела сильнометаморфизованных гипербазитов среди гнейсово-магматитовых полей докембрия и палеозоя, наблюдающихся как на щитах древних платформ, так и в кристаллических цоколях и срединных массивах складчатых областей (Колесник, 1976). Они обычно ассоциируются с более молодыми гранитоидами и габброидами и могут содержать плагиоклаз-флогопитовые метасоматиты с изумрудом или рубином (сапфиром).

Кимберлиты с алмазом, пиропом и хризолитом. Чрезвычайно своеобразная кимберлитовая формация развита на многих древних платформах: Африкано-Аравийской, Сибирской, Индостанской. Многочисленные вулканические кимберлитовые трубки и сопровождающие их жилы протерозойского и фанерозойского возраста (до позднего мела включительно) прорывают фундамент и вулканогенно-осадочный чехол платформ, группируясь в крупные кимберлитовые провинции. Замечено, что большинство из них тяготеют к платформам с хорошо проявленным трапповым вулканизмом. В провинциях в свою очередь наблюдаются обособленные кимберлитовые поля, заключающие от 1—2 до нескольких десятков трубок. Алмазоносность кимберлитовых провинций и полей резко неравномерна.

По данным В. А. Милашева и С. М. Табунова (1973), области кимберлитового вулканизма (кимберлитовые провинции) концентрически-зональные: в их центре распространены наиболее древние кимберлитовые тела собственно алмазной субфации, сформировавшиеся при самых высоких температурах и давлениях, а по периферии — поздние кимберлиты пироповой субфации, отвечающие более низким температурам и давлениям (рис. 20). В соответствии с этим от центра к периферии провинций закономерно снижается алмазоносность кимберлитов, уменьшаются площади сечения кимберлитовых трубок и глубина их заложения, возрастает роль кимберлитов слюдяного (лампрофирового) типа с повышенным содержанием железа, титана, алюминия и калия.

Эти же авторы выделяют и неполнозональные кимберлитовые провинции, расположенные на окраинах платформ и вблизи рифтовых зон, в которых поля кимберлитов алмазной и пироповой субфации окружены интрузивами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. В ряде случаев, например в Малоботубинском поле в Якутии, кимберлиты пространственно совмещены с менее глубинными трапповыми (базальтовыми) трубками.

Е. В. Францесон (1972) также отмечала, что алмазоносные — наиболее ультраосновные кимберлиты в центральных

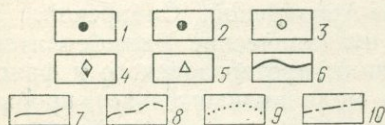
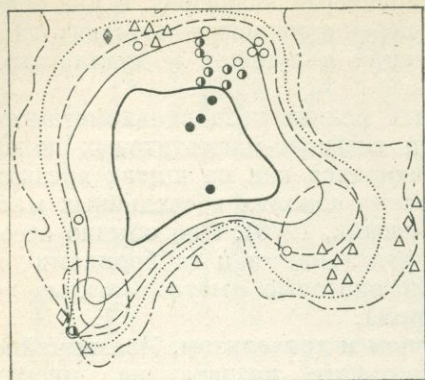


Рис. 20. Схема районирования Сибирской платформы и развития кимберлитов и комагматических пород. По В. А. Милашеву и С. М. Табунову (1973):

1 — поля кимберлитов алмазной субфации; 2 — поля совместного развития кимберлитов алмазной и пироповой субфаций; 3 — поля кимберлитов пироповой субфации; 4 — поля пикритов и пикритовых порфиритов; 5 — участки развития щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Границы зон: 6 — кимберлитов алмазной субфации; 7 — кимберлитов алмазной и пироповой субфаций; 8 — кимберлитов пироповой субфации; 9 — порфировых ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород пикритовой фации; 10 — контур Сибирской платформы

частях платформ сменяются на их окраинах и в примыкающих складчатых зонах неалмазонасными пикритовыми порфиритами, карбонатитами и щелочными базальтоидами. Наблюдаемая связь траппов, ультраосновных — щелочных пород (карбонатитов) и кимберлитов не случайна, отражая последовательные стадии развития глубинных разломов и эволюцию вулканизма древних платформ.

Структура кимберлитовых полей определяется глубинными разломами, контролирующими размещение кимберлитов. Типично, когда несколько крупных трубок (1—3, реже более) окружены многочисленными мелкими телами — сателлитами. Центральные крупные трубки часто имеют сложное многофазовое строение и более алмазонасны, чем мелкие. Обычно только они представляют практический интерес.

Жильные кимберлиты считаются слабоалмазонасными, хотя в Южной Африке и в Сьера-Леоне известны штокверково-жильные кимберлитовые тела с промышленными концентрациями алмазов (Трофимов, 1967). Следует также иметь в виду, что кимберлитовые жилы могут содержать повышенное количество пиропы.

Многолетней практикой освоения коренных месторождений алмазов Африки и Якутии установлено, что промышленными являются лишь немногие кимберлитовые тела, а подавляющее большинство из них слабоалмазонасно или вообще лишено алмазов. Оливин и особенно пироп распространены значительно шире, постоянно сопутствуя алмазу и встречаясь, кроме того, в слабо- и неалмазонасных телах. В. А. Милашевым в этой связи кимберлитовая фация порфировых ультраосновных пород под-

разделяется на алмазную (пироп-алмазную) и пироповую субфации. Как уже было отмечено, коренные кимберлитовые месторождения пироба и хризолита самостоятельного промышленного значения обычно не имеют и эти камни добываются из кимберлитов попутно с алмазами.

Основные критерии алмазоносности кимберлитов разработаны Н. Л. Добрецовым, А. Д. Харьковым, М. Л. Шемякиным, И. П. Илупиным, В. А. Милашевым, Е. В. Францессон, Н. Н. Сарсадских, Е. Е. Лазько и другими исследователями на примере якутской провинции. При оценке конкретных тел ведущую роль играют петрохимические и минералогические факторы.

Валовый химический состав кимберлитов непостоянен, соответствуя в различных телах ультраосновным и щелочно-ультраосновным (до основных) породам. Промышленно-алмазоносными являются наиболее ультраосновные разновидности, близкие по химизму к пироповым перидотитам с характерным высоким содержанием магния, никеля, хрома и низким — титана, щелочей, алюминия, кальция, железа и марганца. Показателем необходимой степени ультраосновности кимберлита, по Е. В. Францессон, служит ограниченное содержание в нем окиси титана (не более 2%). По мнению В. А. Милашева, для этой цели необходимо определить особый коэффициент потенциальной алмазоносности, учитывающий не только титан, но также железо, алюминий и щелочи. Этот автор утверждает, что по коэффициенту потенциальной алмазоносности вместе с другим предлагаемым им коэффициентом степени сохранности кристаллов алмаза можно приближенно определить содержание алмазов в кимберлитовом теле, не прибегая к опробованию. Однако практическое применение петрохимических критериев алмазоносности сильно затруднено невозможностью объективного определения химического состава кимберлита в связи с интенсивными постмагматическими изменениями этой породы, засоренностью ксеногенными минералами и многофазовым строением кимберлитовых тел.

Проще пользоваться минералогическими (минералого-геохимическими) критериями алмазоносности, основанными на минеральных парагенезисах кимберлитов, а также на морфологии алмаза и составе минеральных включений в его кристаллах. В кимберлитах известны две главные «антагонистические» минеральные ассоциации: хромовая и титановая. Благоприятным показателем алмазоносности служит хромовая ассоциация, представленная хромшпинелидами, хромсодержащим фиолетово-красным зональным пиропом, хромдиопсидом. Кимберлиты с развитой титановой ассоциацией: ильменитом, оранжево-красным малохромистым гранатом и перовскитом, почти не содержат алмазов. Минералы хромовой ассоциации в кимберлитах и в самых глубоких ксенолитах дунитов, пироповых перидотитов

и тому подобных пород неотличимы. Таким образом, включения глубинных пород с наиболее хромистыми гранатом, хромитом и оливином также могут использоваться в качестве критерия алмазоносности.

П. Кренстон, П. Фель, Г. Берггрен (Krenston, Fels, Berggren, 1975) включили в число спутников алмаза и акцессорный циркон, распространенный в кимберлитах Южной Африки. Для кимберлитов характерны округлые зерна циркона желтоватого и красно-бурого цвета с повышенным содержанием урана.

Определенную помощь в оценке перспектив промышленной алмазоносности кимберлитов может оказать состав включений в алмазе. Так, в алмазах промышленных месторождений в основном заключены фиолетовые магнезиально-хромистые гранаты с максимальной долей кноррингитового компонента, а не медово-желтые железистые гранаты эклогитового парагенезиса, лишенные окиси хрома. Установлена зависимость между алмазоносностью и морфологией кристаллов алмаза: содержание алмазов в кимберлитах закономерно снижается по мере увеличения количества округлых алмазов по сравнению с плоскогранными октаэдрическими.

Изложенный материал позволяет кратко сформулировать основные закономерности размещения кимберлитовых месторождений алмаза и их поисковые признаки.

1. Области развития кимберлитового вулканизма (кимберлитовые провинции) расположены на древних платформах и контролируются системами глубинных разломов в краевых частях платформенных плит по окраинам наложенных синеклиз. Перспективные алмазоносные поля с кимберлитами собственно алмазной и смешанной алмазной и пироповой субфаций, по В. А. Милашеву, размещаются в центральных частях провинций.

2. В кимберлитовых полях практический интерес представляют только несколько самых крупных тел, имеющих, как правило, сложное многофазовое строение. Пироп и хризолит распространены значительно шире, но по экономическим причинам извлекаются из кимберлитов в основном только попутно с алмазами.

3. К главным критериям алмазоносности кимберлитов относятся: петрохимический — самый ультраосновной состав кимберлита с высоким содержанием магния, никеля, хрома и низким — титана, алюминия и щелочей; петрографический — обогащенность кимберлита обломками наиболее глубинных (мантийных) пород: пироповых перидотитов, оливинитов и т. п.; минералогический — развитие в кимберлите минералов хромовой ассоциации: хром-шпинелидов, хромистого фиолетово-красного пироба, хром-диопсида, а также включений в алмазе высокохромистого фиолетового граната; кристаллографический — преобладание алмазов плоскогранной октаэдрической формы над округлыми.

Критерием нахождения ювелирного пиропса в кимберлитах является присутствие в их составе многочисленных обломков гранатовых ультрабазитов (пироповых лерцолитов и т. п.). Для концентрации хризолита благоприятны массивные кимберлиты базальтоидного облика с порфирированными вкрапленниками, а также наличие в их составе ксенолитов гигантозернистых оливинитов.

Ультраосновные — щелочные массивы с хризолитом и хром-диопсидом. Ультраосновные — щелочные массивы и входящие в их состав карбонатиты составляют особую магматическую формацию, характерную для древних платформ и обрамляющих их областей завершённой складчатости. Между ними и кимберлитами, возможно, существуют генетические связи. Однако в отличие от кимберлитов они тяготеют к краевым частям платформ и срединных массивов, размещаясь в основном в древних рифтовых зонах (Фролов, 1975).

Они представляют собой сложные многофазовые плутоны зонально-кольцевого строения, сложенные в общем случае четырьмя одновременными сериями горных пород: ультрабазитовой (оливиниты, пироксениты), ультраосновной — щелочной (якупирангиты, ийолиты, уртиты), щелочной (нефелиновые и канкринитовые сиениты) и карбонатитовой. В таком порядке, соответствующем последовательности извержения, фиксируется как горизонтальная зональность массивов (от центра к периферии), так и вертикальная (снизу вверх). Все эти породы принято считать дифференциатами мантийной магмы, образованной на несколько меньших глубинах, чем кимберлитовые расплавы.

В ультраосновных — щелочных массивах встречаются метасоматические месторождения хризолита и хром-диопсида. Они образуются в дунитах и оливинитах, содержащих жилы щелочных пегматитов. Следует отметить, что с последними может быть связан иризирующий ортоклаз. Массивы с развитием ультрабазитов обычно относятся к фациям больших и средних глубин (А. И. Гинзбург, А. А. Фролов) и характеризуются трубообразной, изометричной в плане формой. Исключением в этом отношении являются лишь слабодифференцированные плутоны с сокращённой зональностью, известные, например, в Маймеча-Котуйской провинции на Сибирской платформе, где ультрабазиты сформировались на небольшой глубине.

Щелочные пегматиты и метасоматические образования серпофит-флогопит-хризолитового и флогопит-диопсидового состава выполняют системы крутых трещин, группирующиеся в дугообразные зоны вдоль границ ультрабазитовых ядер массивов. Ширина таких зон достигает 100—400 м при протяженности до 2 км (Инаглинский массив на Алдане).

К числу поисковых критериев месторождений хризолита и хромдиопсида относятся.

1. Зональное строение ультраосновных — щелочных массивов с широким развитием оливинитов (дунитов) и щелочных пегматитов при подчиненном количестве сиенитов и карбонатов.

2. Проявление магнезиального метасоматоза оливинитов (дунитов) с образованием серпофита и перекристаллизацией («облагораживанием») магматогенного оливина, преобразующегося в высокомагнезиальный форстерит (хризолит).

3. Наличие в дунитах диопсид-флогопитовых метасоматитов, обычно тяготеющих к щелочным ортоклазовым пегматитам. Для выявления ювелирного хром-диопсида благоприятны метасоматиты с гигантокристаллическим строением и мощными мономинеральными диопсидовыми зонами (не менее 2—3 м), переходящими в существенно слюдистый ортоклаз-диопсид-флогопитовый (вермикулитовый) агрегат.

Альпинотипные гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации с нефритом, жадеитом и хризолитом. К альпинотипным гипербазитам, за малым исключением, приурочены все многочисленные метасоматические месторождения нефрита и жадеита. Такая тесная связь не случайна. Она подтверждает необходимость достаточно высоких давлений для образования этих месторождений. Сейчас почти не вызывает сомнений тот факт, что альпинотипные массивы ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации представляют собой тектонические блоки, выжатые из мантии в верхние слои литосферы. Они, как правило, входят в состав офиолитовых комплексов и контролируются глубинными разломами в складчатых поясах континентов и островных дугах. Форма массивов плитообразная, в плане обычно овальная, вытянутая согласно с простираем вмещающих пород. Площади их на выходах различны — от нескольких сотен до 5—10 км². В последнем случае они, как правило, являются частью гигантских брекчий тектонического меланжа, наблюдающегося, например, на Полярном Урале и в Береговых хребтах Калифорнии. Образованию месторождений нефрита и жадеита в значительной мере способствуют катаклаз и рассланцованность гипербазитов, особенно интенсивные в краевых частях массивов.

В составе альпинотипных массивов доминируют гарцбургиты; кроме них присутствуют дуниты и в меньшей мере верлиты и лерцолиты. Крупные массивы иногда расслоены с обособлением дунитов, гарцбургитов и верлитов (Полярный Урал, Западный Саян) или даже габбро (Казахстан). У контактов с вмещающими породами и вдоль зон тектонического рассланцевания внутри массивов гипербазиты интенсивно серпентинизированы. Замечено, что нефритовые тела всегда размещаются в серпентинитах, а жадеитовые также и в слабосерпентинизированных гипербазитах (Таумау в Бирме).

Осадочные и эффузивные породы рамы нефритоносных ги-

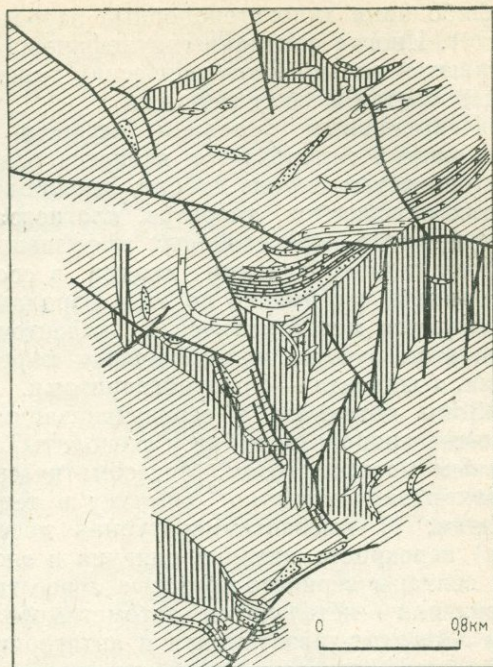
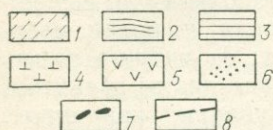
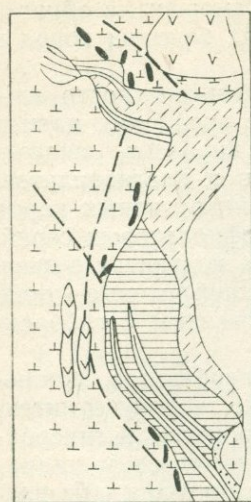


Рис. 21. - Схема геологического строения района Оспинского месторождения нефрита в Восточном Саяне. По И. С. Якшину, Р. С. Замалетдинову и Л. В. Терещенко (1973 г.):

1 — хлоритовые сланцы; 2 — углистые сланцы; 3 — известняки; 4 — серпентиниты; 5 — амфибол-цонзитовые породы; 6 — талькокарбонатные породы и листвениты; 7 — нефритовые жилы; 8 — тектонические нарушения

Рис. 22. Схема геологического строения района месторождения жадеита Лич-Лейк (США, штат Калифорния). По Ч. Честермену, с упрощениями: 1 — граувакки и глинистые сланцы; 2 — кремнистые сланцы; 3 — серпентиниты; 4 — габро-диабазы, базальты; 5 — тектонические нарушения

пербазитовых массивов метаморфизованы в фациях зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой и местами амфиболитовой. В разрезе вмещающих толщ распространены основные эффузивы (диабазы, спилиты), и известняки, создающие насыщенный кальцием геохимический фон, благоприятный для нефритообразования (рис. 21).

Для жадеитоносных массивов характерны породы, метаморфизованные в условиях эклогит-глаукофановой фации (жадеит- и лавсонит-глаукофановые сланцы) и образующие метасоматические пояса вдоль глубинных разломов (рис. 22). Степень метаморфизма высоких давлений увеличивается в осях поясов, где иногда встречаются омфациит-гранатовые и гранат-

амфиболовые эклогитоподобные породы (Метагау в Гватемале и др.). Иногда признаки глаукофанового метаморфизма обнаруживаются только в тектонических включениях боковых пород в гипербазитах и зонах меланжа.

Непременным условием нефрито- и жадеитоносности альпинотипных гипербазитов является развитие среди них даек и тектонических блоков габбро, амфиболитов, диабазов, андезитовых порфиритов, диоритов, плагиогранитов и плагиоаплитов. Большинство перечисленных эффузивных и интрузивных пород наряду с гипербазитами входит в состав офиолитовых серий. Напомним, что именно по этим породам и на контактах с ними образуются метасоматические жадеитовые и нефритовые тела. При этом лучшие месторождения нефрита связаны с габброидами, а жадеита — с плагиогранитами.

Зоны катаклаза и серпентинизации гипербазитов, заключающие инородные дайки и ксенолиты, обычно затронуты интенсивным метасоматозом. Метасоматические процессы в гипербазитах различаются по химизму и термодинамическим параметрам: 1) высокотемпературная досерпентинитовая (безводная) перекристаллизация оливина и энстатита; с ней, возможно, связаны зернисто-друзовые агрегаты хризолита; 2) серпентинизация — петельчатая автометаморфическая и более поздняя лизардит-хризотиловая и антигоритовая; 3) натриевый метасоматоз, захватывающий главным образом дайки гранитоидов, включения кремнекислых пород (граувакки, кварциты), спилитов и сопровождающийся альбитизацией и жадеитизацией; 4) кальциевый метасоматоз, развивающийся преимущественно по контакту гипербазитов с габброидами и приводящий к образованию актинолит-тремолититов (нефрита); а также родингитов, гидрогроссуляритов и тому подобных пород; 5) магнезиальный метасоматоз серпентинитов с образованием крупнокристаллического оливина (хризолита); 6) кварц-карбонатный (кремнисто-углекислый) метасоматоз — лиственитизация серпентинитов. Минералообразующие растворы связываются с поровыми водами, мобилизованными при региональном метаморфизме, или же с поздними интрузиями основных или кислых магм. Катионный состав растворов и наличие в них углекислоты, определяющие минеральный тип метасоматоза, во многом зависят от состава боковых пород.

Таким образом, для поисков метасоматических месторождений нефрита, жадеита и хризолита благоприятны тектонически деформированные и серпентинизированные массивы альпинотипных гипербазитов, содержащие многочисленные дайки габброидов и гранитоидов, а также ксенолиты спилитов, граувакк, кварцитов и других пород офиолитовых серий. Наряду с этим необходимо развитие зон катаклаза и расланцевания гипербазитов нередко с крупночешуйчатым перекристаллизованным серпентинитом (антигоритом и лизардитом).

Главными поисковыми критериями месторождений ювелирно-поделочного жадеита являются следующие показатели.

1. Жадеит-лавсонит-глаукофановая фация метаморфизма пород рамы гипербазитовых массивов — наличие лавсонит-глаукофановых и глаукофан-жадеитовых сланцев, а также апогаббровых омфацит-гранатовых эклогитоподобных пород.

2. Размещение гипербазитовых массивов в региональных зонах надвигов и пластинчато-блоковое строение этих массивов.

3. Наличие линзовидных разбудинированных даек плагиогранитов и плагиоклазитов с олигоклазом и андезином, а также ксенолитов спилитов, граувакк и кремнистых яшмовидных пород.

4. Интенсивное проявление высокотемпературного натриевого метасоматоза даек плагиогранитов, ксенолитов спилитов и других пород главным образом в виде развития альбититов с щелочными пироксенами и амфиболами. Околожильная серпентинизация с появлением крупночешуйчатого антигорита с магнетитом или гематитом.

5. Существенно мономинеральный (иногда с альбитом) состав жадеитовых тел. Поздняя перекристаллизация белого жадеита с замещением его более ценными зелеными диопсид-жадеитом и хлор-меланитом, ассоциирующими с альбитом, актинолитом, тремолитом, хлоритом и др.

Для месторождений нефрита характерны несколько иные критерии.

1. Зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма вмещающих толщ и наличие карбонатных пород в раме гипербазитовых массивов.

2. Интенсивная серпентинизация гипербазитов в основном лизардитового состава по зонам дробления и тектонического расланцевания; повышенное содержание хрома в серпентинитах.

3. Наличие в гипербазитах протяженных и мощных даек габброидов.

4. Интенсивное проявление высокотемпературного кальциевого метасоматоза с амфиболлизацией серпентинитов и образованием апогаббровых родингитов диопсид-клиноцоизитового состава и диопсидитов (каркаро).

5. Слабое развитие поздних низкотемпературных процессов замещения нефритовых тел: хлоритизации, оталькования, перекристаллизации спутанно-волокнистого тремолита (нефрита) в призматический.

Метаморфизованные базит-гипербазиты в гнейсовых толщах с рубином, сапфиром и изумрудом. Высокотемпературные метасоматические месторождения рубина, сапфира и изумруда генетически связаны с гранитоидным магматизмом и могут находиться в гипербазитах разных формаций. Однако в большин-

стве случаев они приурочены к сильно метаморфизованным базит-гипербазитовым массивам, залегающим в древних гнейсовых толщах, что объясняется широким развитием в такой обстановке мигматитов и гранитоидных интрузий.

В отличие от альпинотипных гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации базит-гипербазиты в гнейсах не имеют четкой связи с глубинными протяженными тектоническими разрывами и представлены сравнительно небольшими линзовидными массивами, в основном согласными со структурами вмещающих толщ. Они характерны для гнейсово-мигматитовых полей фундамента древних платформ (Южная и Юго-Восточная Африка, Индия, Бразилия), а также для «древних ядер» поднятий и срединных массивов складчатых поясов (Урал, Аппалачи в Северной Америке и др.).

Вмещающие гнейсы, сланцы и амфиболиты метаморфизованы в основном в амфиболитовой фации, иногда эпидот-амфиболитовой и гранулитовой. Сами гипербазиты также сильно изменены метаморфическими и метасоматическими процессами и превращены в пироксен-амфиболитовые гнейсы, амфибол- и тальк-хлоритовые сланцы и серпентиниты. Первичный состав пород точно не определяется, обычно принято относить их к базит-гипербазитовому ряду, обладающему повышенной железистостью.

Для образования рубино-сапфиро- или изумрудоносных плагиоклазслюдистых метасоматитов необходим привнос в гипербазиты щелочей, особенно калия, а также воды, хлора и фтора. Эти компоненты, наряду с бериллием, фосфором, бором и рядом других элементов, входящих в состав флогопита, берилла (изумруда), турмалина и апатита, увязываются с эманациями кислых (гранитоидных) магм. Малоосиликатных пород, подвергавшихся метасоматической десиликации и деанортизации. Таким образом, главной предпосылкой месторождений благородного корунда и изумруда является наличие в гипербазитах многочисленных жил и даек основных и кислых пород: габбро, диоритов, гранит-аплитов и пегматитов. В районе месторождений всегда присутствуют гранитоидные массивы, более молодые, чем гипербазиты.

К числу критериев рубино- и сапфириноносности относятся:

- 1) проявление в термодинамических условиях амфиболитовой фации высокотемпературного метасоматоза даек алюмосиликатных пород, в основном габброидов, с преобразованием их в слюдисто-корундовые плагиоклазиты; 2) энстатитизация и амфиболитизация (антофиллитизация) вмещающих гипербазитов; 3) крупнозернистое строение плагиоклазитов с преобладанием альбит-олигоклаза, замещающего более основные плагиоклазы; 4) широкое развитие слюдистых биотит-флогопитовых зон.

Благоприятными критериями изумрудности гипербазитов являются:

1. Пространственное совмещение метаморфизованных — серпентинизированных, амфиболизированных и оталькованных гипербазитов с полями бериллоносных гранитных пегматитов или гидротермальными проявлениями бериллиевой минерализации.

2. Чередование метаморфизованных и рассланцованных гипербазитов с диоритами, аплитами и пегматитами, что способствует разрывным нарушениям вдоль контактов этих пород и образованию серий слюдитовых жил.

3. Апогипербазитовая природа и существенно слюдистый состав метасоматитов со сравнительно мелкими внутренними «ядрами» плагноклазитов: Флогопитовый, а не биотитовый состав слюдитов с акцессорными хромитом и пирротинном.

4. Проявление наложенной на слюдиты низкотемпературной стадии минерализации, сопровождающейся мусковитизацией флогопита и кристаллизацией альбит-олигоклаза, кварца и флюорита.

ГАББРО-АНОРТОЗИТЫ С ИРИЗИРУЮЩИМ ЛАБРАДОРОМ

Габбро-анортозиты встречаются среди расслоенных интрузивов основных пород типа Бушвельдского комплекса, а также образуют самостоятельные докембрийские массивы, тесно ассоциирующиеся с границами рапакиви.

Месторождения иризирующего лабрадора связаны с субплатформенными средне- и позднепротерозойскими слабометаморфизованными массивами габбро-анортозитов андезин-лабрадоритового состава. Такие массивы залегают в пределах кристаллических щитов древних (докембрийских) платформ, образуя протяженные прерывистые пояса вдоль их складчатого обрамления. В Советском Союзе к ним относятся габбро-анортозиты Украинского щита в Коростеньском и Новомиргородском плутонах, а также в Прибалтике в Рижском плутоне, расположенные вдоль западной окраины Восточно-Европейской платформы. В Северной Америке в Канаде и США пояс крупных габбро-анортозитовых массивов развит в восточной части Канадского щита среди архейских пород тектонического блока Верхнего озера и примыкающих к нему протерозойских образований системы Гренвилл.

На Украинском щите габбро-анортозитовые массивы имеют уплощенную, почти пластообразную форму, осложненную блоковыми подвижками (Мышкин, Дагелайская, 1974). В сложных плутонах они являются самыми молодыми. Граниты рапакиви формировались вдоль контакта габбро-анортозитов с архейской гранито-гнейсовой толщей, окружая и частично перекрывая их. Характерно развитие пироксеновых разностей габбро-анорто-

зитов, местами переходящих в габбро-нориты и даже пироксениты, многие из которых содержат оливин.

Главным рудным минералом анортозитов с иризирующим лабрадором является ильменит. В этой связи следует напомнить, что одна из причин иризации лабрадора обусловлена тонкими ориентированными включениями ильменита, создающими, как у солнечного камня, эффект вантюресценции (Киевленко, Сенкевич, 1976).

Габбро-анортозитовым ассоциациям горных пород обычно приписывается глубинное происхождение (Тернер, Ферхуген, 1961 и др.). Это, по-видимому, совершенно справедливо по отношению к глубине возникновения анортозитовой магмы (порядка 200 км) и, возможно, для наиболее древних архейских габбро-анортозитовых массивов. Субплатформенные габбро-анортозиты формировались в гипабиссальных условиях, что доказывается распространением мелкозернистых и порфиридных структур, а также присутствием в гранитах рапакиви миаоловых пегматитов (Коростеньский плутон).

Таким образом, основной геологической предпосылкой месторождений иризирующего лабрадора служит наличие в пределах щитов древних платформ массивов субплатформенных габбро-анортозитов, прорывающих глубокометаморфизованные архейские и нижне-, среднепротерозойские породы. Благоприятны участки развития порфиридных крупно- и гигантозернистых анортозитов андезин-лабрадорового состава, обычно размещающиеся в центральных частях массивов.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Эффузивные породы по-разному проявляют себя как источники цветных камней. Во-первых, некоторые драгоценные камни являются аксессуарными минералами — порфиrowыми вкрапленниками в эффузивах (например, сапфир, циркон и хризолит в щелочных базальтах, иризирующий санидин — лунный камень в калиевых риолитах и т. п.). Во-вторых, сами эффузивные породы могут служить поделочными камнями (кислые вулканические стекла-обсидианы, яшмовидные фельзитовые порфиры и трассы). В третьих, эффузивы, активно взаимодействуя с поствулканическими растворами, нередко вмещают гидротермальные минералы кремнезема, используемые в ювелирно-камнерезном производстве — агат, опал, аметист. И, наконец, в корках выветривания пропилитизированных и окварцованных кислых эффузивов с медным оруденением образуется бирюза.

Цветные камни встречаются в эффузивных породах разного петрографического состава и формационного типа (табл. 6). Особенное внимание из них привлекают трапповые формации древних платформ с обильной поствулканической гидротермальной минерализацией агатом и аметистом, щелочные сапфиры и

хризолитоносные базальты зон тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей и островных дуг, а также дацит-риолитовая формация геосинклинальных подняттий с обсидианом и своеобразными скоплениями агата и опала. Поствулканическая гидротермальная минерализация характерна и для эффузивных формаций складчатых областей: дацит-андезитовой доскладчатой и смешанной риолит-дацит-андезит-базальтовой, поздней и посторогенной.

Щелочные базальты с хризолитом, сапфиром и цирконом. Протомагматические вкрапленники сапфира, циркона и хризолита встречаются в мезо-кайнозойских эффузивах щелочно-базальтового типа, характеризующихся умеренной недосыщенностью кремнеземом (SiO_2 менее 48—49%) и нефелином в нормативном составе. Щелочные базальты широко развиты в пределах океанических дуг, а также в областях тектоно-магматической активизации на континентах (рифтовых зонах).

Следует сразу же отметить существенное различие между сапфир-циркононосными и хризолитоносными базальтами. Первые принадлежат к высокоглиноземистому классу, по М. И. Розинову (1974), или к нефелин-базальтовой субформации, по Ю. М. Шейнманну, Ф. Р. Апельцину и Е. А. Нечаевой (1961), а вторые — к низкоглиноземистому классу щелочных оливиновых базальтов.

Высокоглиноземистые сапфир-циркононосные щелочные базальты (Al_2O_3 более 17,5%) об-

Таблица 6

Формации эффузивных пород с драгоценными и поделочными камнями

Формации эффузивных пород	Петрографический состав	Геологоструктурная обстановка	Генетический класс месторождений	Виды цветного камня
Щелочных базальтов	Трахитобазальты и трахиандезиты, высокоглиноземистые базальты, оливиновые базальты	Зоны тектоно-магматической активизации складчатых областей, островные дуги	1. Магматический 2. Гидротермальный (поствулканический)	1. Сапфир, циркон, хризолит 2. Агат
Траптов	Базальты, андезиты, дациты, риолиты	Синеклизы древних платформ	Гидротермальный (поствулканический)	Агат, аметист
Смешанного состава	Базальты, андезиты, дациты, риолиты	Посторогенные синклиналильные и грабен-синклиналильные прогибы, краевые приокеевские пояса	Тот же	Те же
Дацито-андезитовые	Дациты, андезиты, андезитобазальты	Доскладчатые стадии геосинклинальных прогибов	Тот же	Тот же
Дацито-риолитовая (пурпуровая)	Риолиты, кислые вулканические стекла, дациты, андезиты	Геосинклинальные поднятия	1. Магматический 2. Гидротермальный (поствулканический)	1. Обсидиан, лунный камень, яшма 2. Агат

наружены только на континентах. При этом сапфиросные обычно неки и дайки прижерловых фаций, залегающие в полевошпатовых кристаллических сланцах и гнейсах, или лавовые покровы, в субстрате которых имеются такие породы. В Индокитае они связаны с зонами альпийской активизации Бирманско-Малайской мезозойской складчатой области, в основании которой лежат интенсивно метаморфизованные кристаллические сланцы и гнейсы докембрия.

К субформации нефелиновых базальтов можно отнести и приповерхностные сапфиросные дайки лампрофиров (кампитов и мончикитов) месторождения Його-Галч в штате Монтана, США. По мнению Ф. Тернера и Дж. Фергухена (1961), лампрофировая магма такого рода образуется в результате ассимиляции щелочным базальтовым расплавом гранитов и слюдяных сланцев.

Хризолитосные базальты сравнительно бедны глиноземом (Al_2O_3 менее 15%) и обогащены магнием (MgO более 7%), что способствует кристаллизации магниального оливина-форстерита). Такие базальты известны на континентах (плато Колорадо на юго-западе США, Саяны, Прибайкалье и Становой хребет в Восточной Сибири и др.) и на океанических островах (вулканы Махано-Бей и Каупулеху на о. Гавайи).

Как уже отмечалось, порфиоровые вкрапленники хризолита или сапфира и циркона распространены преимущественно в зонах излияния лав. Они концентрируются в нижних, быстро застывающих частях лавовых покровов, что необходимо для сохранения протоматических минералов, образовавшихся еще в магматическом очаге или в выводном канале.

Хризолит легко разрушается при поствулканических процессах, замещаясь хлоритами и серпентином и неустойчив при химическом выветривании (корообразование). В этой связи практический интерес представляют только молодые четвертичные хризолитосные базальты, не затронутые поствулканическими изменениями и метаморфизмом цеолитовой или зеленосланцевой фаций.

Можно сформулировать следующие критерии минерализации щелочных базальтов сапфиром, цирконом и хризолитом.

1. Сапфиросные и циркононосные базальты развиваются в зонах активизации областей завершённой складчатости вблизи полей полевошпатово-слюдяных кристаллических сланцев, гранитов и гнейсов. Они богаты глиноземом, обеднены магнием и относятся к нефелин-базальтовой субформации щелочных базальтов по М. Ю. Шейману и Ф. Р. Апельцину.

2. Хризолитосные базальты встречаются как в зонах активизации на континентах, так и в пределах островных дуг. Они магниальные, содержат мало глинозема и близки к оливиновым базанитам. Ювелирный хризолит сохраняется только в свежих четвертичных базальтах.

3. Скопления сапфира, циркона или хризолита тяготеют к зонам излияния лав. В этих же местах формируются элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи ювелирных камней, промышленная ценность которых, как правило, гораздо больше, чем у коренных месторождений.

Траппы и андезит-базальтовые эффузивные формации с агатом и аметистом. Для эффузивных формаций основного (базальтового) и умеренно основного (андезито-базальтового) состава весьма характерна поствулканическая низкотемпературная минерализация халцедоном (агатом) и аметистом. Однообразные по комплексу гидротермальных минералов, они существенно различаются по своему геолого-структурному положению, относясь в основном к трапповым формациям древних платформ (Деканская в Индии, бассейна р. Параны в Южной Америке, Тиманская в Восточной Европе и др.), трахибазальтам и трахиандезит-базальтам глыбовых зон (области автономной тектоно-магматической активизации в Центральной Азии др.), посторогенным базальтам и андезит-базальтам складчатых областей (Северо-Восток СССР, Северо-Американские Кордильеры и др.), андезитам и дацит-андезитам геосинклинальных прогибов (Малый Кавказ и др.).

Перечисленные формации, за исключением последней, развиты на платформах и в консолидированных складчатых областях. Составляющие их эффузивные и осадочно-пирокластические породы залегают почти горизонтально, выполняя пологие прогибы (мульды) или впадины грабен-синклинального типа. Вулканогенные толщи иногда насчитывают десятки лавовых покровов, местами разделенных прослоями туфов и туффитов. Суммарная мощность вулканических пород измеряется сотнями и даже первыми тысячами метров. Преобладают покровы массивного строения, сложенные мелкозернистыми базальтами со шлаковидными корками, низы покровов бывают сложены шаровыми лавами. Андезиты геосинклинальной формации сложно дислоцированы вместе с остальными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями.

Гидротермальная поствулканическая минерализация базальтов и андезитов соответствует цеолитовой фации метаморфизма, при которой первоначально кристаллизуются цеолиты (анальцим, натролит, гейландит, десмин, морденит и др.), а затем халцедон (агат), кварц (аметист) и кальцит. Кремнезем в основном высвобождается из боковых пород — базальтов или андезитов в результате хлоритизации, цеолитизации и аргиллизации вулканического стекла и породобразующих силикатов. Минерализация такого рода развивается в хорошо проницаемых для гидротерм пористых витробазальтах (мандельштейнах) в корках покровов и в шаровых лавах, а также в зонах дробления лав. Вблизи зон дробления нередко наблюдаются субвулканические тела — некки, жилы и дайки сравнительно бо-

лее свежих андезитов или долеритов. Поствулканическая цеолит-халцедоновая минерализация относится к фации малых глубин и не встречается в молодых четвертичных эффузивах, еще не погребенных под вулканогенно-осадочными отложениями.

Наиболее агатоносны трапповые формации древних платформ (Индия, Южная Америка), многие из которых занимают огромные площади в сотни тысяч квадратных километров. В составе их преобладают толеитовые базальты, пересыщенные или насыщенные кремнеземом. С протяженными миндалекаменными горизонтами базальтовых покровов, затронутыми корой химического выветривания, связаны крупнейшие месторождения агата и аметиста Бразилии и Уругвая. Существенно базальтовый состав имеют и внутриконтинентальные вулканические формации зон тектоно-магматической активизации, например трахибазальтовая кайнозойская формация Центральной Азии, прослеживающаяся на несколько тысяч километров от верховьев Енисея до Приморья. Типичными представителями этой формации являются оливиновые базальты и андезит-базальты, переслаивающиеся с трахибазальтами и базанитами щелочной (нефелиновой) серии.

Посторогенные (послескладчатые) вулканические формации межгорных прогибов, брахисинклинальных впадин и краевых приокеанических поясов обычно имеют смешанный базальт-андезит-риолитовый состав, причем базальты относятся к толеитовой ассоциации и образуются в самом начале вулканической деятельности. Минерализованные базальты Центральной Азии и Охотско-Чукотского вулканического пояса служат источником многочисленных россыпей агата (сардера) и сердолика. К посторогенным формациям эффузивов смешанного состава иногда приурочены небольшие месторождения благородного опала того же, что и агат, поствулканического происхождения.

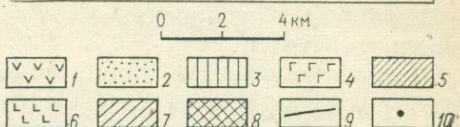
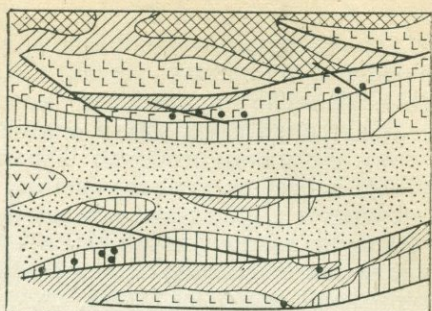
Иную структурную позицию занимает дацит-андезитовая геосинклинальная формация. В Советском Союзе она включает лучшие коренные месторождения агата, расположенные вдоль бортов палеогеновой Ахалцихской депрессии в Аджаро-Триалетской структурно-фациальной зоне Малого Кавказа (рис. 23). В этом районе в основном агатоносна своеобразная толща смоляно-черных миндалекаменных андезитов мощностью от 0,5 до 1,5 км, наклоненная под углом 60—70° и простирающаяся почти на 30 км.

Выделяются следующие критерии агатоносности базальтовых и андезит-базальтовых вулканических формаций.

1. Цеолитовая фация метаморфизма эффузивов, наиболее четко выражающаяся в наличии миндалин хлорит-цеолит-халцедонового состава. Следствием этого критерия является неогеновый и более древний возраст (до средне-позднепалеозойского) агатоносных формаций, так как продукты современ-

Рис. 23. Схема геологического строения Ахалцихского агатонского района (Грузия). По Н. А. Аркадьеву (1963 г.), с упрощениями:

1 — андезит-базальты и туфы среднего—верхнего миоцена; 2 — песчано-глинистые отложения верхнего эоцена—олигоцена; 3 — слюдяные туфы и туфобрекчи верхнего эоцена. Средний эоцен: 4 — смоляно-черные андезиты; 5 — верхние туфобрекчи; 6 — андезитовые покровы; 7 — нижние туфобрекчи; 8 — аргиллиты; 9 — разломы; 10 — месторождения агата



ного вулканизма, находящиеся на поверхности, не минерализованы.

2. Развитие в эффузивных толщах стекловатых миндалекаменных пород: витробазальтов, мандельштейнов, тахилитов, а также шаровых лав.

3. Проявление гидротермальной цеолит-халцедоновой минерализации в зонах протэффузивной и тектонической трещиноватости. Цеолитизация и аргиллизация эффузивных пород.

4. Наличие разрывных нарушений и малых субвулканических тел — даек и некков родственных пород, особенно широко распространенных в зонах вулканических очагов.

Агат иногда сопровождается аметистом (Бразилия, Уругвай, Армения). Косвенными признаками аметиста служат развитие поздней собственно кварцевой стадии минерализации, сменяющей халцедоновую, и лишь частичное заполнение агатом пустот и трещин, с появлением вместо сплошных агатовых миндалин и прожилков пустотелых жезд с щетками и друзами кристаллов кварца.

Эффузивы кислого состава с обсидианом, агатом и другими цветными камнями. Эффузивные породы кремнекислого состава с цветными камнями — риолиты, риолит-дациты, перлиты, обсидианы, фельзитовые порфиры и другие встречаются в основном в составе двух континентальных вулканических формаций: смешанной риолит-дацит-андезит-базальтовой и андезит-дацит-риолитовой. Первая — поздне- и посторогенная уже была упомянута в предыдущем разделе в связи с поствулканическими месторождениями агата и благородного опала в базальтах и андезитах. Вторая отличается отсутствием базальтов и, по Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко (1965), относится к порфировым формациям геосинклинальных поднятий.

Свежие, слабометаморфизованные риолиты могут содержать прослойки и линзы поделочного обсидиана (Малый Кавказ

СССР, Мексика, штат Орегон в США и др.), а также порфиновые вкрапленники альмандина (Чукотка, Закарпатье) или иризирующего санидина (штаты Колорадо и Нью-Мексико в США). Красиво окрашенные разновидности фельзитов представляют собой поделочные яшмовидные породы (Алтай, Узбекистан). Обсидиан особенно характерен для молодых, главным образом неогеновых, экструзивных риолит-перлитовых куполов, относящихся к дацит-риолитовой формации.

Следует также упомянуть и о бирюзе, которая встречается в корях выветривания кислых эффузивов порфировой андезит-дацит-риолитовой формации, содержащих акцессорный апатит и испытавших окварцевание и пропилитизацию с медным оруденением (Иран).

Поствулканическая гидротермальная минерализация агатом, опалом и изредка аметистом наблюдается в риолитах, перлитах и риолит-дацитах независимо от их формационной принадлежности. При этом агат, как правило, выполняет пустоты — литофизы среди сильноизмененных (аргиллизированных) стекловатых лав. Интересно отметить, что в вулканических формациях смешанного состава агатовая минерализация избирательно локализуется либо в основных, либо только в кислых породах, в зависимости от степени щелочности — кислотности минералообразующих растворов. Как известно, с существенно кремнеземистым вулканическим стеклом особенно активно взаимодействуют щелочные растворы.

Таким образом, можно наметить следующие предпосылки поисков цветных камней в эффузивах кислого состава.

1. Широкое развитие в вулканических дацит-риолитовых и смешанных риолит-дацит-андезит-базальтовых формациях наиболее кремнекислых и стекловатых разновидностей эффузивных пород: вулканических стекол (перлитов, обсидианов) и риолитов.

2. Для обсидиана и порфирированных вкрапленников иризирующего санидина (лунного камня) — слабый метаморфизм и лишь частичная гидратизация эффузивов, способствующие сохранению этих камней.

3. Для агата и других поствулканических минералов, наоборот, — проявление гидротермального изменения дацит-риолитов, главным образом их аргиллизация. Особенно благоприятны горизонты развития в риолитах литофиз и тому подобных протоэффузивных газовых пустот, вмещающих гидротермальные минералы.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ

Как уже говорилось, гранитные пегматиты являются главным источником таких драгоценных и поделочных камней, как топаз, цветные бериллы (аквамарин, гелиодор, воробьевит), тур-

малины (рубеллит, верделит, индиголит), сподумены (кунцит, гиденит), морион, амазонит (табл. 7). Многие из них извлекаются попутно с добычей других полезных минералов пегматитов: слюды, редкометалльных руд и керамического сырья. Самостоятельный интерес представляют, как правило, только миароловые пегматиты с пьезокварцем и драгоценными камнями.

Ранее такие пегматиты рассматривались А. Е. Ферсманом в составе фтор-бериллиевого типа и литий-рубеллитового подтипа натро-литиевого типа. В популярной сейчас классификации А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова (1960) они отнесены в наименее глубинной формации хрусталеносных пегматитов и частично к формации редкометалльных пегматитов средних (умеренных) глубин, где выделена особая субформация пегматитов с драгоценными камнями. По нашему мнению, принципиального различия между этими подразделениями нет, и можно говорить о единой формации миароловых пегматитов с пьезокварцем и драгоценными камнями (Киевленко, Сенкевич, Гаврилов, 1974). Отметим, что и А. И. Гинзбург по-прежнему считает субформацию пегматитов с драгоценными камнями промежуточной между формациями редкометалльных и хрусталеносных пегматитов. И действительно, все миароловые пегматиты независимо от степени их хрусталеносности несут достаточно четкие признаки формирования на сравнительно небольших глубинах.

Как следует из предлагаемого названия, главным отличительным признаком миароловых пегматитов служит наличие миарол-минерализованных (друзовых) полостей объемом от долей кубического метра до нескольких десятков и даже сотен кубических метров. Полости могут иметь различное происхождение: 1) быть остаточными в результате усадки застывающего магматического расплава и обособления летучих компонентов; такие полости, как указывал еще А. Е. Ферсман, особенно характерны для жильных пегматитов, не имеющих центрального кварцевого ядра; 2) быть комбинированными за счет расширения первичных остаточных полостей под действием газожидких растворов, сюда, в частности, относятся гигантские полости хрусталеносных пегматитов, расположенные под кварцевыми ядрами; 3) возникать в результате растворения участков массивного пегматита; полости такого рода, образованные поздними гидротермами, как исключение, могут встречаться и в мусковитовых или редкометалльных пегматитах (Мамский район в Восточной Сибири, хр. Бур-Мадо в Сомали и др.). Наибольшее практическое значение имеют комбинированные полости, поскольку при их формировании интенсивные процессы перекристаллизации пегматита сочетаются с наличием открытых полостей, весьма благоприятных для свободного роста крупных и совершенных кристаллов.

Миароловые пегматиты генетически связаны с гранитоидны-

Формации гранитных пегматитов с драгоценными и поделочными камнями

Формационный тип	Минеральный тип	Вмещающие породы	Виды цветного камня
Редкоземельный и мусковитовый больших глубин	Олигоклаз-микроклиновый	Гнейсы и кристаллические сланцы пироксен-амфиболового и гранат-биотитового состава	Амазонит, иризирующие полевые шпаты, графический пегматит
Редкометальный средних глубин (бесплошной)	Микроклин-альбитовый с лепидолитом	Биотитовые и двуслюдяные сланцы, амфиболиты	Турмалин, воробьевит Берилл
Миароловый с драгоценными камнями малых и умеренных глубин Занорышевский	Микроклиновое берилл-мусковитовое	Габбро, амфиболиты, слюдяные сланцы	Турмалин, воробьевит, кунцит
	Микроклин-альбитовый с лепидолитом	Лейкократовые граниты, биотитовые сланцы	Берилл, гранат
	Микроклиновое берилл-мусковитовое	Те же	Топаз, берилл, морион, графический пегматит
Камерный	Микроклиновое топаз-берилловое	Аляскитовые и лейкократовые граниты	Горный хрусталь (морион), топаз, берилл

ми плутонами малых и умеренных глубин, в основном с межформационными пластообразными телами и штоками площадью 200 км² и более (Казахстан, Украина и др.), а иногда с крупными диапировыми массивами (Средний Урал). Материнскими являются, как правило, лейкократовые (с биотитом) и аляскитовые граниты основной интрузивной фазы (Казахстан, Монголия и др.), реже аналогичные граниты поздних фаз внедрения (Средний Урал). По сравнению со средним составом гранита они обогащены кремнеземом (SiO₂ более 70%) и щелочами с преобладанием калия над натрием (K₂O : Na₂O от 1,2 до 1,6, по Б. М. Шмакину и А. В. Татаринovu, 1975). Из акцессорных минералов характерны циркон, монацит, ксенотим, флюорит. Такие гранитные комплексы формируются в зонах тектоно-магматической активизации древних и молодых платформ, а также в позднеорогенную стадию развития складчатых областей.

Миароловые пегматиты формировались в спокойной тектонической обстановке, о чем свидетельствует широкое распространение графической зоны и слабое влияние разломов на размещение пегматитовых полей. Неслучайно самые крупные и обильно минерализованные полости встречаются во внутригранитных штокообразных пегматитах, кристаллизовавшихся из пегматитового расплава на месте его образования или малоперемещенного по протемагматическим трещинам. Интересны также и жильные или плитообразные пологозалегающие пегматиты, которые почти не затрагиваются внутриминерализационными подвижками. Важной геохимической особенностью миароловых пегматитов, как это было подмечено А. И. Гинзбургом (1964), является высокое содержание фтора в составе летучих компонентов, что фиксируется по развитию топаза, циннвальдита, лепидолита и флюорита.

Поля миароловых пегматитов насчитывают многие десятки и сотни пегматитовых тел. Они располагаются либо в материнских гранитах, либо в их экзоконтакте — осадочно-метаморфических породах рамы плутонов или гранитоидах предыдущих фаз внедрения. В этой связи нами вслед за Н. П. Ермаковым (1957) выделяются две субформации: внутригранитные камерные пегматиты, образованные из неперемещенного расплава («хрусталеносные», по классификации А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова), и инъецированные во вмещающие породы «занорышевые» пегматиты («пегматиты с драгоценными камнями», по А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову). Пегматитовые тела этих субформаций отличаются друг от друга по морфологии, степени дифференциации, количеству и размерам миарол.

Камерные хрусталеносные пегматиты залегают в верхних частях интрузивов под пологими участками кровли. Пегматитовые тела распределены неравномерно, образуя «рои» в апи-

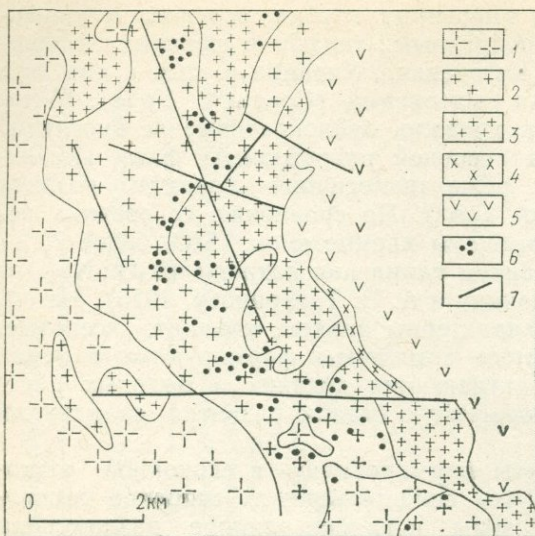


Рис. 24. Схема геологического строения поля камерных пегматитов (Украина); По Л. С. Криволап и В. И. Панченко (1973 г.), с упрощениями:

1 — розовые мелкоовондные граниты (γ_3); 2 — серые порфиroidные биотитовые граниты (γ_2); 3 — серые граниты с пироксеном и оливином (γ_1); 4 — сиениты и граносиениты; 5 — габбро-нориты и анортозиты; 6 — пегматитовые тела; 7 — главные разломы

кальных куполах гранитов. Форма тел округлая, изометричная, иногда трубчатая и линзовидная (рис. 24). Продуктивные тела содержат графическую, пегматоидную, полевошпатовую и кварцевую зоны и крупную полость — камеру под кварцевым ядром с кристаллами кварца, ювелирных берилла и топаза (Украина, Монголия) или кварца и флюорита (Казахстан). Типичные камерные пегматиты местами сопровождаются блоковыми полевошпат-кварцевыми телами без графической зоны и существенно кварцевыми образованиями с маломощной полевошпатовой оторочкой — силекситами, малоинтересными в практическом отношении. Хрусталеносные полости имеют комбинированное происхождение, заключенные в них гигантские кристаллы кварца, по данным исследования включений, начинали расти из расплава и затем развивались за счет гидротермальной перекристаллизации ядерного кварца. Для формирования крупных камер особенно благоприятны караваеобразные кварцевые ядра с уплощенным или вогнутым основанием.

Занорышевые пегматиты имеют жильную, линзовидную и плитообразную форму, располагаясь преимущественно в зоне ближайшего экзоконтакта материнских гранитных массивов и в останках пород кровли, реже в самих гранитах. В отличие от камерных пегматитов они содержат многочисленные, но более мелкие полости — занорыши, как их называли уральские горщики и А. Е. Ферсман. Кроме того, они значительно разнообразнее по своему внутреннему строению и минерализации, а по морфологии и геологической позиции приближаются к редкометальным пегматитам. Наряду с тем, они обычно слабоальби-

тизированы и не содержат сколько-нибудь крупных скоплений редкометалльных минералов.

Классические занорышевые пегматиты с аквамаринном или топазом, известные на Среднем Урале среди нижнепалеозойских биотит-плагиоклазовых гнейсов (Алабашско-Мурзинская группа месторождений), представлены плитообразными неполнозональными телами, сложенными в основном графическим пегматитом и мелкими блоками микроклина. Кварцевые ядра, как правило, отсутствуют, преобладают остаточные полости и комбинированные. Процессы замещения первичных зон пегматитов проявлены сравнительно слабо, только около занорышей. В минеральных комплексах занорышей отмечается определенный антагонизм между топазом и бериллом и особенно между топазом и турмалином. Топазоносные пегматиты обычно не-сколько более альбитизированы.

За рубежом, в Бразилии и на о. Мадагаскар, наблюдаются хорошо дифференцированные занорышевые пегматиты с кварцевыми ядрами, переходные к редкометалльным слабозамещенным микроклиновым пегматитам мусковит-бериллового типа. Из таких пегматитов наряду с бериллом и топазом добываются мусковит, горный хрусталь и керамическое сырье.

Другая ветвь занорышевых пегматитов соединяет миароловые и редкометалльные микроклин-альбитовые пегматиты, интенсивно замещенные клевеландитом и лепидолитом. Этот замещающий комплекс, включающий цветные турмалины, воробьевит и иногда кунцит, бывает в той или иной мере проявлен в типичных занорышевых пегматитах (Савватеевская, Гремяченская и другие копи в Забайкалье, копь Моора на Среднем Урале). Максимального развития комплекс достигает в субредкометалльных миароловых пегматитах зонального строения с кварцевыми или даже кварц-сподуменовыми ядрами, в которых обильная лепидолит-турмалиновая минерализация первичных полостей-занорышей сопровождается альбитизацией блокового микроклина с образованием вторичных полостей растворения (копи Пала, Хималей и др. в шт. Калифорния и Мэн в США, о. Мадагаскар и др.). Лепидолитовые пегматиты такого рода формируются в спокойной тектонической обстановке. Они обычно находятся в краевых частях пегматитовых полей, наиболее удаленных от материнских гранитов, и тяготеют к ультраосновным и основным породам: габбро-перидотитам, габбро, амфиболитам. Перечисленные минеральные типы занорышевых пегматитов иногда встречаются в пределах единого пегматитового поля, обуславливая их зональность.

Таким образом, среди миароловых пегматитов следует различать камерные хрусталеносные (иногда с топазом и бериллом), жильные занорышевые топаз- и бериллоносные — переходные к редкометалльным, и лепидолитовые субредкометалльные с турмалином и кунцитом (см. табл. 7).

Мусковитовые и редкометалльные пегматиты хорошо освещены в литературе, и ниже целесообразно остановиться лишь на поисковых критериях миароловых пегматитов, играющих, как уже было подчеркнуто, ведущую роль в добыче ювелирных и ювелирно-поделочных камней. К числу главных геологических предпосылок миароловых пегматитов относятся:

1. Наличие несвязанных со складчатостью (поздне- и посторогенных) гранитных плутонов фации малых и умеренных дополнительных фаз внедрения входят лейкократовые и аляскитовые граниты повышенной щелочности с преобладанием кальция над натрием и коэффициентом агапайности выше 0,8.

2. Неглубокий эрозионный срез гранитных массивов, имеющих пологую поверхность, осложненную апикальными куполами с останцами слаботрешиноватых пород кровли. У крупных многофазовых диапировых плутонов типа Мурзинско-Адуйского на Среднем Урале интерес представляют пологие надинтрузивные зоны метаморфизованных пород рамы, в которых могут размещаться жильные занорышевые пегматиты.

3. Отсутствие связи пегматитовых полей с крупными разрывными нарушениями, площадное неравномерное развитие пегматитовых тел в пределах поля с участками концентрации — «роями» пегматитов.

Поисково-оценочными признаками продуктивных миароловых пегматитов являются:

1) положение пегматита в центральных частях «роя» (одиночные и периферические пегматиты, как правило, малопродуктивны); 2) крупные размеры пегматита, главным образом его большая мощность (не менее 2—3 м); 3) сравнительно изометричная или слабовытянутая в плане форма тела (для камерных пегматитов); 4) пологое залегание жилы или линзы (для занорышевых пегматитов); 5) четко выраженная зональность пегматитов с мощной графической зоной, а также зонами пегматоидной, блоковой и кварцевого ядра (последнее для занорышевых пегматитов необязательно); 6) уплощенная форма и пологое залегание кварцевого ядра, сложенного плитчатым светло-дымчатым кварцем со следами перекристаллизации (регенерации); 7) развитие зон растворения и выноса кварца из графического пегматита и пегматоида, участковая — «пятнистая» альбитизация микроклина, появление клевеландита и чешуйчатых литиевых слюдцинвальдита и лепидолита; минерализация такого рода проявляется преимущественно вблизи миарол; 8) появление в эндогенных ореолах пегматитов флюорита, апатита, кальцита, сидерита и сульфидов; 9) наличие миароловых полостей с минералами свободного роста и слюдисто-глинистым гнездовым выполнением.

АПОГРАНИТНЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ С АКВАМАРИНОМ

По своему геологическому положению апогранитные бериллоносные грейзены во многом сходны с внутригранитными миароловыми пегматитами. Они также тесно связаны с пост-складчатыми массивами лейкократовых (аляскитовых) гранитов с повышенной щелочностью, сформировавшимися в условиях малых глубин. Замечено, что при развитии грейзенов в таких массивах отсутствуют пегматиты.

Бериллоносные грейзены относятся к слюдисто-кварцевой и кварц-топазовой фациям, по Д. В. Рундквисту и др. (1971), и преимущественно локализованы в крупных апикальных куполах или гребневидных выступах гранитных массивов, имеющих крутые, нередко тектонические контакты с вмещающими породами. Этот структурный тип грейзенов так и именуется Д. В. Рундквистом «минерализованными куполами». Зоны грейзецизации контролируются участками повышенной трещиноватости гранитов: пологие — системой матрацевидных трещин отдельности, а крутые, наиболее мощные и продуктивные — кулисообразными трещинами скола.

Кроме того, берилл иногда встречается в грейзенах, находящихся в зонах экзоконтакта гранитных массивов, обычно над еще не вскрытыми эрозией апикальными куполами. В таких случаях вмещающие породы бывают метаморфизованы в альбит-эпидот-роговиковой фации (ороговикованы) и пересечены многочисленными дайками лампрофиров, гранит-порфиров и аплитов. Грейзены с вольфрамитом, касситеритом и бериллом имеют существенно кварцевый и слюдисто-кварцевый состав и развиваются по гранитоидам, представляя собой структурный тип «минерализованных даек», по Д. В. Рундквисту.

Косвенными признаками аквамарина в апогранитных грейзенах являются: 1) большие размеры (особенно мощность) грейзеновых тел и их крутое залегание; 2) зональное строение грейзенов с хорошо выраженными кварц-слюдистой и особенно кварц-топазовой зонами; мусковитовый, а не сидерофиллитовый состав слюд; 3) развитие по трещинам в метасоматических грейзенах поздних зон свободной кристаллизации кварц-аквамаринового состава (с рудными минералами: касситеритом, вольфрамитом, сульфидами висмута и др.); 4) крупнокристаллическое (шестоватое и друзовое) строение аквамаринсодержащих жил и прожилков и наличие в них раздувов — минерализованных полостей, заполненных слюдисто-глинистым материалом с кристаллами аквамарина и топаза свободного роста.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ СО ШПИНЕЛЬЮ, БЛАГОРОДНЫМ КОРУНДОМ И ЛАЗУРИТОМ

Магнезиальные скарны возникают на контакте доломитов или других магнезиально-карбонатных пород с гранитами, сиенитами

или габбро. Это высокотемпературные образования, характерные для абиссальной фации глубинности и регрессивных стадий ультраметаморфизма. Они распространены главным образом на кристаллических щитах древних платформ и в срединных массивах (поднятиях фундамента) складчатых областей в связи с широким развитием доломитов в составе докембрийских метаморфических толщ, а также интенсивным проявлением гранитоидного магматизма.

Шпинель, как уже отмечалось, принадлежит к числу главных минералов магнезиальных скарнов, относящихся к фации умеренной щелочности форстерит- и пироксен-шпинелевой. Обычно она представлена мелкими вкрапленниками, но при особо благоприятных условиях в постмагматическую стадию минералообразования кристаллизуется также и крупнозернистая прозрачная разновидность, являющаяся ювелирным камнем. Рубин и сапфир относятся к той же минеральной фации, развиваясь главным образом по бескварцевым алюмосиликатным породам — сиенитам и реже габброидам в ходе их десиликации.

Более своеобразны лазуритсодержащие магнезиальные скарны, образующиеся в результате щелочного натриевого метасоматоза кальцифиров и десиликации заключенных в них будин гранитоидных пород. Существует предположение о том, что лазуритизации способствуют прослои метаморфизованных эвапоритов — скаполитовых и гастингситовых гнейсов, содержащих необходимые для образования лазурита серу, натрия и хлор. Эта гипотеза подтверждается находкой лазурита в галит-ангидритовых породах в канадском округе Камберленд (Лицарев, 1973).

Таким образом, общей геологической предпосылкой скарновых месторождений шпинели, благородного корунда и лазурита служит наличие древних (в основном докембрийских) карбонатно-гнейсовых толщ, метаморфизованных в условиях высоких ступеней амфиболитовой и местами гранулитовой фации. Магнезитовые и доломитовые мраморы в составе этих толщ смяты в крутые, нередко опрокинутые складки, пересечены разрывами и вмещают тела гранитов, сиенитов, габброидов, а также будинированные жилы аплитов и пегматитов.

Для образования благородной шпинели благоприятны следующие факторы: 1) существенно магнезитовый состав скарнированных мраморов, обедненных железом и кальцием; 2) развитие в форстеритовом скарне жилообразных инфильтрационно-метасоматических зон со сравнительно крупными кристаллами шпинели и клиногумита; 3) проявление позднего низкотемпературного метасоматоза с замещением форстерита и других магнезиальных силикатов серпентином и манассентом и образованием так называемых «магалов» — вторичных рыхлых минеральных агрегатов, весьма облегчающих извлечение шпинели из коренной породы.

Критерии корундоносности скарнов выяснены неполностью.

Среди них можно наметить следующие: 1) умеренно магнезиальный (доломито-кальцитовый) состав скарнированных известняков; 2) наличие среди толщ скарнов и кальцифиров биотит-гранатовых силлиманитовых и других высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев, а также даек гранитных пегматитов и особенно сиенитов. Рубин и сапфир, как уже говорилось, нередко развиваются непосредственно по сиенитам в процессе десиликации этих пород. Образованию рубина, по-видимому, способствуют тела ортоамфиболитов в скарнах, играющие роль источников хрома.

К числу поисковых признаков месторождений лазурита относятся: 1) присутствие в доломитовых мраморах будинированных жил аплитов и пегматитов, залегающих согласно со слоистостью мраморов; 2) зараженность доломитов серой и наличие эгирина, нефелина и других щелочных минералов в подстилающих прослоях гнейсов и в будинах гранитоидных пород; 3) развитие в доломитах послонных трещин с образованием дедоломитизированных кальцитовых зон, обогащенных стронцием; 4) малые размеры будин алюмосиликатных пород, их интенсивная трещиноватость и десиликация с замещением калиевого полевого шпата диопсидом.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Процессы химического выветривания горных пород играют важнейшую роль в формировании вторичных — россыпных месторождений цветных камней. Таким путем возникают остаточные элювиальные россыпи, нередко обогащенные устойчивым полезным компонентом. Кора выветривания легко размываются, что способствует образованию делювиально-аллювиальных россыпей — главного источника добычи рубина, сапфира, гранатов и ряда других камней. Кроме того, в ходе выветривания образуются и новые минералы: бирюза, малахит, хризопраз, опал (иногда благородный).

Бирюза — водный алюмофосфат меди развивается за счет торных пород, содержащих сульфиды меди, фосфаты, а также богатых кремнеземом и глиноземом. В качестве таких пород обычно выступают пропильтизированные и серицитизированные кислые эффузивы порфировой формации вместе с сопровождающими их субщелочными и щелочными гранитами фаций малых глубин. Для них весьма характерны акцессорный апатит и поздние вкрапленные сульфиды меди — халькопирит и медистый пирит. Риолиты, риолит-дациты и андезит-дациты при пропильтизации и окварцевании могут быть превращены в пиртизированные вторичные кварциты (Бирюзакан в СССР, Нишапур в Иране, Вилла-Гроув и Цериллос в США).

Месторождения бирюзы бывают связаны и с осадочными фосфоритоносными породами. Особенно интересны в этом отно-

шении черные углисто-кремнистые сланцы с пиритом и кварцевыми прожилками (Кызылкумы в СССР и др.). Сульфиды в таких сланцах могут иметь как гидротермальное, так и осадочно-метаморфогенное происхождение.

Бирюзоносные коры выветривания относятся к трещинно-линейному типу и развиваются по тектонически ослабленным зонам, контролирующим медно-сульфидную минерализацию. Бирюза образуется в зоне окисления сульфидов еще на ранних стадиях формирования коры выветривания. В дальнейшем при углублении коры бирюза становится неустойчивой и замещается хальк-сидеритом, галлуазитом, каолинитом, вавеллитом, приобретая зеленовато-бурый или белый мелоподобный цвет. Качественная плотная и голубая бирюза, как правило, приурочена к низам гидрослюдистой и монтмориллонит-гидрослюдистой коры выветривания.

На рудных медно-сульфидных месторождениях, затронутых химическим выветриванием, бирюза обычно сохраняется только на границе зон окисления и вторичного сульфидного обогащения (Кэсл-Доум в штате Аризона в США). Следует отметить, что мощные зоны окисления крупных скоплений сульфидов и сплошной каолинизации алюмосиликатов малоблагоприятны для образования и сохранения высококачественной бирюзы. Промышленные месторождения меди, молибдена, ванадия и кобальта порфирирового типа лишь изредка содержат ювелирную бирюзу, нуждающуюся обычно в специальном облагораживании — восстановлении голубого цвета и уплотнении. Лучшие месторождения бирюзы, как, например, Нишапурское в Иране или Бирюзакан в Северном Таджикистане, наоборот, отличаются рассеянной медно-сульфидной минерализацией, плохо выраженной зоной цементации и сравнительно слабой каолинизацией вмещающих пород.

Таким образом, главными критериями бирюзоносности являются:

1. Развитие линейных кор выветривания по алюмосиликатным фосфоросодержащим породам с медно-сульфидной минерализацией — кислым эффузивам порфирировой формации или пиритизированным и фосфоритоносным углисто-кварцевым сланцам и песчаникам.

2. Предшествующая выветриванию средне-низкотемпературная гидротермальна́я минерализация — пропилитизация и окварцевание эффузивов с медно-сульфидным оруденением, окварцевание и пиритизация сланцев и песчаников. Указанная минерализация обычно четко контролируется тектоническими разрывными нарушениями, вдоль которых и формируются бирюзоносные коры выветривания.

3. Развитие зоны окисления сульфидов с замещением пирита гётитом, гидрогётитом и ярозитом; наличие алунита и галлуа-

зита, а также позднего кварца с шестовой текстурой и порами, занятыми бирюзой.

Интересно отметить, что все известные месторождения бирюзы как в Азии, так и в Америке расположены в районах существования древних цивилизаций и интенсивно обрабатывались в прежние времена. В этой связи надежным поисковым признаком служат следы древних горных выработок, в отвалах которых нередко сохраняются обломки и крошка выветрелой бирюзы.

Малахит — основной карбонат меди образуется в зонах окисления медно-железородных скарных месторождений (Гумешевское и Нижне-Тагильское на Среднем Урале), а также стратиформных медных месторождений, в разрезе которых имеются известняки, (доломиты) или содержащих карбонаты в составе оруденелых песчаников и сланцев («Медный пояс» Заира). В таких условиях нередко возникают крупные скопления землистого малахита — «медной зелени», являющегося промышленной медной рудой. Поделочный плотный малахит встречается гораздо реже в основном в линейных корах выветривания, развитых над раскарстованными известняками или доломитами.

Карстовые полости и трещиноватые участки в известняках, расположенные в низах зоны окисления сульфидов меди, служили местами отложения натечного и жильного малахита из просачивающихся медно-бикарбонатных растворов. Кроме того, карстовые ниши заглублиения на поверхности известняков служили коллекторами переотложенного малахита — своеобразных элювиально-карстовых россыпей.

К числу главных поисковых критериев месторождений малахита относятся: 1) наличие линейных кор выветривания зон окисления медно-сульфидных месторождений в карбонатных или карбонатсодержащих породах (скарновых, стратиформных и т. п.); 2) развитие карстовых полостей и зон трещиноватости, вмещающих натечные, жилообразные и элювиальные скопления малахита; 3) консервация малахита в пустотах глинистым и христо-глинистым материалом, предохраняющим его от растворения и замещения хризокolloй, брошантитом и другими поздними минералами.

Химическое выветривание силикатных пород приводит к высвобождению большого количества свободного кремнезема, отлагающегося в виде опала и халцедона. Обыкновенный опал особенно обилен в корах выветривания гранитоидных пород, пропитывая гидрослюдистые и каолиновые продукты их изменения с образованием так называемых пеликанитов.

Благородный опал, обладающий упорядоченной внутренней структурой, крайне редок, и его экзогенные месторождения известны только в Австралии. Опалоносная кора выветривания образовалась в результате каолинизации осадочных песчано-сланцевых отложений: алевролитов, аргиллитов, аркозовых гли-

нистых и известковистых песчаников с прослоями песчанистых известняков и кварцитовых конгломератов. Высвобождавшийся при выветривании силикатов кремнезем мигрировал в нижние части коры, выпадая в виде агрегата аморфных или тридимит-кристобалитовых глобулей.

Обращает на себя внимание тесная связь скоплений благородного опала с горизонтами осадочных пород, обогащенными остатками фауны. Благородный опал, как правило, замещает раковины брахиопод, пелиципод, кости рептилий, образует псевдоморфозы по глаубериту, кальциту и гипсу, выполняет пустоты и трещины железисто-кремнистых конкреций. Правильное внутреннее строение органического вещества, а также полисинтетических двойников кальцита или тонковолокнистого гипса, вероятно, способствует упорядочению структуры опала.

Поисковыми критериями экзогенных месторождений благородного опала являются: 1) площадные каолиновые коры выветривания алюмосиликатных осадочных пород — песчаников и глинистых сланцев; 2) развитие окремнения в низах каолиновой коры в горизонтах слабыветрелых песчано-глинистых пород, содержащих многочисленные остатки фауны и флоры. Наличие псевдоморфоз опала по органическим остаткам, а также по кальциту, гипсу и глаубериту.

Хризопраз — халцедон, окрашенный в зеленый цвет тонкой примесью силикатов никеля, характерен для никеленосных кор выветривания альпинотипных гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Исходные ультраосновные породы обогащены никелем (до 0,2—0,4% NiO), концентрирующимся в основном в оливине. Замечено, что хризопраз образуется преимущественно в линейных корах выветривания сокращенного охристокремнистого профиля. Главная особенность таких кор заключается в интенсивной силицификации всех охристо-глинистых зон коры. Железистые охры и керолитизированные серпентиниты содержат большое число кварцевых и опал-халцедоновых жил, возникших за счет кремнезема, разложенных серпентинитов или, по другому мнению, в результате гидротермальной деятельности поздних гранитоидных интрузий.

На Сарыкулболдинском месторождении в Центральном Казахстане отчетливо различаются две разновременные стадии силицификации: 1) докоровая (эндогенная) с образованием мощных и протяженных кварцевых жил с турмалином по тектоническим разломам в серпентинитах и 2) коровая (экзогенная), представленная штокверкообразными прожилковыми телами опал-халцедонового состава и бирбиритами (окремненными охрами). Хризопраз относится ко второй стадии, что однозначно доказывается гипергенной природой окрашивающих его примесей. В ходе химического выветривания гипербазитов выделяющийся гель кремнезема сорбирует тонкодисперсные соединения никеля, давая начало хризопразу и празопалу. Хризопраз

образуется главным образом в зоне керолитизированных серпентинитов и при дальнейшем развитии коры выветривания сохраняется как достаточно устойчивый минерал в зоне железистых охр.

Перечислим основные поисковые критерии месторождений хризопраза.

1. Наличие никеленосных кор выветривания альпинотипных гипербазитов силицифицированного (охристо-кремнистого) профиля. Коры такого типа формируются преимущественно на гипербазитовых массивах, в раме которых находятся поздние гранитоидные интрузивы. Эти массивы содержат дайки аплитов, сиенит-диоритов, а также кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы.

2. Линейные заглубления никеленосной коры вдоль тектонических зон эндогенного окварцевания с интенсивной опал-халцедоновой минерализацией керолитизированных серпентинитов и железистых охр.

3. Сопутствующая хризопразу минеральная ассоциация: бледно-зеленый, голубоватый и бесцветный халцедон, опал и празопал, никелевый керолит, сапонит, гарниерит.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ В РОССЫПЯХ

Как уже отмечалось, россыпи имеют важнейшее значение в добыче большинства драгоценных и многих ювелирно-поделочных камней. Это обусловлено главным образом тем, что в процессе формирования россыпей цветные камни высвобождаются из крепких вмещающих пород, естественно обогащаются при транспортировке за счет преимущественного разрушения дефектных (трещиноватых) частей и в благоприятных условиях концентрируются в рыхлых отложениях. При этом содержание цветных камней в продуктивном слое россыпей может быть в десятки и сотни раз больше, чем в коренном источнике. В этой связи ряд коренных месторождений, особенно магматических и метаморфогенных, в которых драгоценные камни являются аксессуарными (например, сапфино- и хризолитоносные базальты), вообще интересны только как источники россыпей.

Возможность образования россыпей связана с устойчивостью большинства цветных камней к выветриванию, высокой твердостью и механической прочностью, а также повышенной плотностью по сравнению с кварцем и полевыми шпатами (обычно от 2,8 до 4,5 и более). Из распространенных драгоценных и ювелирно-поделочных камней не образуют промышленных россыпей (кроме элювиальных) лишь не отвечающие этим условиям опалы, бирюза, иризирующие полевые шпаты, амазонит, лазурит. Наряду с тем цветные камни гораздо хуже тяжелых благородных металлов и устойчивых рудных минералов (касси-

терита, вольфрамита и т. п.) сохраняются и накапливаются в россыпях, сравнительно быстро измельчаясь и рассредотачиваясь при дальних перевозках. Поэтому промышленные концентрации цветных камней возникают только в самой благоприятной обстановке. Особенно своеобразны россыпные месторождения янтаря, который, благодаря малой плотности (немногим больше единицы), быстро транспортируется водным потоком и отлагается в специфических условиях авандельт и лагун.

В предыдущей главе нами выделялись следующие главные генетические типы россыпей цветных камней: 1) элювиальный и близкий к нему элювиально-делювиальный; 2) делювиально-аллювиальный и аллювиальный; 3) морской (прибрежно-морской) и 4) древних конгломератов смешанного происхождения. Несколько подробнее они охарактеризованы в табл. 8.

На форму россыпей, их гранулометрический состав и особенности распределения полезного компонента существенное влияние оказывает тип коренного источника и величина кристаллов или минеральных обособлений цветных камней. В частности, необходимо различать россыпи, образовавшиеся за счет минерализованных толщ (пластов, покровов) эффузивных или метаморфических пород (сапфино- и циркононосные базальты, агатоносные траппы, корундо- и алмандиноносные кристаллические сланцы и т. п.) и жилообразных тел и трубок, одиночных или группирующихся в жильные поля и зоны (пегматиты, хрусталеносные кварцевые жилы и т. п.). По-разному мигрируют и концентрируются во вторичном залегании мелкие зерна драгоценных камней — алмаза, рубина, сапфира, гранатов и крупных кристаллов горного хрусталя, топаза, берилла или даже целых частей жил, например будин нефрита, жадеита и родонита.

Все промышленные россыпные месторождения цветных камней связаны с формированием, размывом и переотложением рыхлых продуктов древних кор химического выветривания. Непосредственно в площадных или линейных корах образуются элювиально-остаточные россыпи минералов, устойчивых к выветриванию. Россыпи этого типа характерны для всех цветных камней, даже для иризирующего адуляра — лунного камня, сохраняющегося в лишь частично аргиллизированных низах коры выветривания очковых гнейсов-лептинитов (Шри-Ланка).

В бесструктурных глинах в верху частично размытой коры и в делювиально-элювиальных россыпях нередко отмечаются повышенные, по сравнению с коренным источником, содержания полезного компонента. Это объясняется избирательным вымыванием тонкого глинистого материала и накоплением на месте более тяжелых зерен или кристаллов цветных камней. Таковы обогащенные алмазом бесструктурные отложения «желтой земли» в верхних частях выветрелых кимберлитовых трубок

Генетические типы россыпных месторождений цветных камней

Генетический тип россыпи	Геоморфологическое положение	Гранулометрический состав продуктивного слоя	Характерный полезный компонент
Элювиальный (делювиально-элювиальный)	Выровненные поверхности водоразделов	Глинистые продукты кор выветривания с остаточными устойчивыми минералами	Большинство цветных камней, устойчивых к химическому выветриванию
Элювиально-делювиальный (делювиальный)	Приводораздельные пологие склоны возвышенностей	Суглинки с дресвой и обломками коренных пород	То же
Делювиально-аллювиальный (ложковый)	Верховья малых рек, лога, распадки и овраги	Разнозернистые пески с обломками и галькой устойчивых минералов	Горный хрусталь, минералы пегматитов (топаз, турмалин и др.)
Аллювиальный: а) погребенный (долинный и террасовый)	Долины больших рек	Песчано-галечно-гравийные отложения	Алмаз, рубин, сапфир, гранаты, шпинель, циркон и др.
б) подвижный (руслый и косовый)		Валунно-галечные отложения	Агат, нефрит, жадеит
Морской (прибрежно-морской)	Дельты рек, лагуны, прибрежные пляжи	Галечно-песчаные отложения	Янтарь, алмаз, гранат
Древних конгломератов и галечников: а) регионально-метаморфизованных	Различное	Валунно-галечный с метаморфогенным кварц-хлорит-серицитовым и т. п.	Алмаз
б) рыхлых	Долинные ледниковые морены и древние речные и морские террасы	Валунно-галечный с песчаным цементом	Агат, нефрит, жадеит

(Южная и Западная Африка), а также элювиально-перлювиальные россыпи мориона и топаза на Украине и горного хрусталя на Южном Урале и в Бразилии. При большой величине кристаллов, например мориона камерных пегматитов, в россыпи иногда сохраняется кристаллосырьё из полностью денудированных коренных тел.

На склонах возвышенностей гипсометрически ниже коренного источника формируются элювиально-делювиальные и делювиальные россыпи. В делювиальных и особенно пролювиально-делювиальных отложениях типа «сухих рек» и селей цветные камни сильно рассредоточены. Промышленное значение поэтому обычно имеют только элювиально-делювиальные россыпи со сравнительно недалеко перемещенным материалом, образовавшиеся за счет богатых коренных месторождений или в результате слияния делювиальных шлейфов нескольких близко расположенных коренных тел (Кугдинское месторождение хризолита в Сибири и др.). Продуктивна нижняя часть рыхлых отложений мощностью от 0,5 до 1—1,5 м, сложенная грубыми суглинками с дресвой и обломками коренных пород. Содержание цветных камней в россыпях быстро снижается по мере удаления от коренного источника. Кроме того, следует указать на своеобразные и порой очень богатые делювиальные и перлювиально-делювиальные россыпи, выполняющие впадины и карстовые воронки в плотике, в этом случае обычно представленном карбонатными породами («вторичные кимберлитовые брекчии» Бакванги с алмазом и пиропом в Заире, рубиноносные глины и суглинки «бион» в Бирме и др.).

При омоложении рельефа древние коры выветривания и заключенные в них остаточные элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи легко размываются. При этом в верховьях логов и небольших рек развиваются делювиально-аллювиальные (ложковые или распадковые, по Ю. А. Билибину) россыпи, имеющие особенно важное значение для концентрации крупных кристаллов драгоценных камней пегматитов и горного хрусталя из гидротермальных месторождений (Бразилия, о. Мадагаскар, Шри-Ланка). Лога имеют крутой неуравновешенный продольный профиль и содержат плохо рассортированный и слабо окатанный песчано-щебеночный материал. Продуктивна наиболее промытая тальвеговая часть лога, нередко перекрытая глинами и суглинками. Коренные источники россыпей находятся на склонах и в днище логов. Наиболее богатые делювиально-аллювиальные россыпи образуются за счет пологозалегающих коренных тел, при размыве которых в россыпь одновременно поступает много кристаллосырья. В продольном профиле россыпей в общем случае различаются следующие зоны: 1) привноса кристаллов в местах пересечения логом жильного (пегматитового) поля; 2) преимущественного транзита кристаллов на крутых участках лога; 3) концентрации

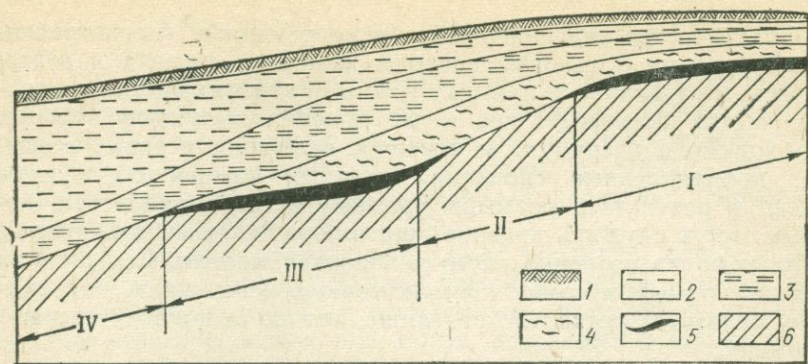


Рис 25. Схематический продольный профиль ложковой россыпи горного хрусталя. По С. А. Лясику (1961) с дополнениями:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — бурые глины и суглинки; 3 — красные глины; 4 — пестроцветные глины неогена; 5 — разнозернистые пески с обломками и галькой горного хрусталя; 6 — кора выветривания коренных палеозойских пород. Зоны россыпи (римские цифры на схеме): I — привноса горного хрусталя; II — транзита; III — концентрации; IV — рассредоточения

кристаллов на выположенных участках; 4) рассредоточения россыпи (рис. 25). С увеличением расстояния от коренного источника размеры кристаллов и их содержание в россыпи неуклонно уменьшаются. В долинах больших рек цветные камни обычно сильно рассеяны в аллювии и встречаются в промышленных скоплениях только в некоторых случаях.

Собственно аллювиальные россыпи наиболее типичны для драгоценных камней, представленных твердыми, плохо истирающимися и сравнительно тяжелыми зернами (алмаз, рубин, сапфир, гранаты и т. п.). Такие зерна довольно хорошо сохраняются при переносе и концентрируются в песчано-гравийных и галечно-гравийных отложениях в переуглубленных участках русла и в местах выполаживания продольного профиля рек. Аллювий такого состава отвечает фазе заполнения промоин плотика речной долины и обычно перекрыт более тонким песчано-глинистым материалом. При размыве площадных кор выветривания древних метаморфических толщ с акцессорной минерализацией драгоценными камнями, а также со скарнами и пегматитами возникают комплексные — полиминеральные россыпи, широко распространенные в Шри-Ланка и Бирме.

Так, на о. Шри-Ланка линзы и слои продуктивного галечно-гравийного материалов — «иллама» с рубином, сапфиром, шпинелью, цирконом, гранатом и другими камнями, перекрытые мощными песчано-глинистыми отложениями, тяготеют к приустьевым частям и конусам выноса притоков главной долины. Ловушками «иллама», обогащенного драгоценными камнями, служат промоины выветрелого плотика, водобойные котлы, иногда карстовые воронки.

Практическое значение имеют и современные (не погребенные) русловые и косовые россыпи жадеита, нефрита и агата. Валуны и гальки этих цветных камней накапливаются в головных частях островных кос и на отмелях выпуклых берегов. Необходимо подчеркнуть важнейшую особенность таких россыпей: промышленные скопления цветных камней образуются только в результате размыва промежуточного коллектора, которым могут служить древние конгломераты, галечники террас, а для нефрита особенно часто ледниковая морена. Содержания цветных камней в самих промежуточных источниках, как правило, бедные, в несколько раз ниже, чем во вторичных косовых россыпях.

Прибрежно-морские россыпи дальнего переноса в связи с переизмельчением цветных камней обычно не имеют практической ценности. Это главным образом россыпи пляжей, расположенные около устьев рек, выносящих в море продуктивный аллювий. Песчано-галечные отложения дельт и баров, размываемые прибоем, переотлагаются вдоль береговой линии. Россыпи алмазов такого происхождения известны в Юго-Западной Африке, а гранатов (альмандина) на побережье Белого, Карского и многих других морей. Однако размер зерен этих минералов не превышает 2—3 мм, и они мало интересны, как ювелирное сырье.

Исключением является янтарь, для которого прибрежно-морские россыпи представляют главный промышленный тип месторождений. Легкий янтарь переносится реками на плаву и отлагается, по мнению многих исследователей, в передовой части дельт вместе с глинисто-песчаным и гравийным материалом. В дальнейшем янтарь может быть переотложен в спокойных лагунах и на пляжах. Напомним, что существует мнение о продолжении диагенеза янтаря и образовании в нем янтарной кислоты в щелочной среде морских россыпей, показателем которой служит присутствие в песчаниках глауконита.

В предыдущей главе в качестве самостоятельного типа россыпей нами выделялись древние алмаз-жадеит-нефрит- и агатоносные конгломераты и галечники, входящие в состав базальных горизонтов осадочного чехла платформ и молассовых формаций предгорных прогибов. Цветные камни в них обычно сильно рассредоточены и древние конгломераты в основном играют роль промежуточного коллектора — источника богатых аллювиальных россыпей.

В заключение кратко сформулируем главные поисковые предпосылки и признаки россыпных месторождений цветных камней.

1. Развитие древних, частично эродированных кор выветривания в районах, где имеются коренные месторождения цветных камней.

2. Для элювиальных россыпей различных цветных камней: пенеплен или выровненные поверхности водоразделов, наличие

зоны бесструктурных глин, нередко обогащенной цветными камнями.

3. Для элювиально-делювиальных россыпей: пологие склоны возвышенностей (увалы), богатая коренная минерализация, сближенное расположение коренных тел, способствующее слиянию нескольких делювиальных шлейфов в единую россыпь, наличие депрессий в плотике, особенно карстовых воронок в карбонатных породах.

4. Для делювиально-аллювиальных россыпей, очень характерных для крупных кристаллов цветных камней (горный хрусталь, драгоценные камни пегматитов): развитие на пологих склонах возвышенностей сети логов, врезанных в аргиллизированные коренные породы, неуравновешенный продольный профиль лога с участками резкого выполаживания и хорошо выраженной тальвеговой частью, являющихся зонами концентрации кристаллосырья, пологое залегание коренных тел.

5. Для собственно аллювиальных россыпей долин и террас, аккумулирующих мелкие зерна драгоценных камней (алмаз, рубин, сапфир, шпинель, гранаты и др.): верховья речных долин, приустьевые части и конусы выноса мелких притоков; участки выполаживания продольного профиля русла, а также заглупления глинистого плотика (выветрелых коренных пород) и карстовых впадин карбонатного; галечно-песчано-гравийный состав аллювия.

6. Для современных аллювиальных россыпей русел и кос, характерных для нефрита, жадеита и агата: наличие промежуточного коллектора (древних конгломератов, ледниковых морен, сравнительно бедных террасовых россыпей с перечисленными цветными камнями), фаза активной боковой эрозии и размыва террас, головные части островных кос и выпуклые отлогие берега рек, как места концентрации валунно-галечного материала.

7. Для первичных прибрежно-морских россыпей янтаря: передовые части дельт, развитие глинисто-песчаных и гравийно-песчаных фаций мелководных осадков, присутствие глауконита; для вторичных (переотложенных) россыпей: наличие богатого промежуточного коллектора, спокойные лагуны, участки периодического затопления побережья, бессточные озера и другие отстойные бассейны.

ОСНОВЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ПРОЦЕССА
И РАЦИОНАЛЬНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАБОТ

Методика поисков и разведки месторождений драгоценных и поделочных камней очень мало освещена в геологической литературе. Опубликованы только частные рекомендации по оценке месторождений горного хрусталя, алмаза и агата (Гудков, Киевленко, Кондрашев, 1963; Борзунов, 1969 и др.), широко используемых в качестве технического сырья. Это объясняется недостаточным опытом изучения месторождений собственно цветного камня и разнообразием их геологического строения. Тем не менее уже сейчас возможно наметить принципиальные положения методики геологоразведочных работ на месторождениях цветных камней, учитывающие их специфические особенности.

Месторождения цветных камней, особенно ювелирных и ювелирно-поделочных, редки и своеобразны, что очень затрудняет их поиски и оценку. Большинство из них характеризуется сложным геологическим строением и представлено сравнительно мелкими минеральными телами самой прихотливой формы. Полное ископаемое, как правило, распределено крайне неравномерно, содержание его во вмещающей породе обычно невелико и для промышленных месторождений самых драгоценных ювелирных камней: рубина, алмаза и изумруда измеряется первыми каратами на 1 м³, т. е. составляет всего лишь миллионные доли от продуктивной горной массы. Качество минерального сырья в продуктивных телах непостоянно при очень большой разнице в ценах между высоко- и низкосортным камнем. Во многих случаях имеет существенное значение хрупкость цветного камня, ограничивающая возможность применения взрывчатых веществ при проходке горных выработок или делающая вообще невозможным извлечение камня из крепких вмещающих пород. Все это определяет специфические особенности методики геологоразведочных работ.

Так, при поисках месторождений важнейшее значение принадлежит прямым поисковым признакам, т. е. непосредственным находкам цветного камня и выяснению его декоративно-художественных свойств, отчего зависит возможность практического применения. Таким образом, опробование является важнейшей операцией, начиная с самых ранних стадий поисковых и раз-

ведочных работ. Последовательность проведения и содержание геологоразведочного процесса в основном определяется группой цветного камня (см. табл. 1) и существенно различается для месторождений ювелирных и поделочных камней.

В нашей стране установлена следующая обязательная стадийность геологоразведочных работ: 1) региональные геологосъемочные и геофизические работы в масштабах 1:200 000—1:25 000; 2) поиски месторождений полезных ископаемых (общие и детальные), а также поисково-оценочные работы; 3) предварительная разведка; 4) детальная разведка; 5) разведка эксплуатируемого месторождения в пределах горного отвода; 6) эксплуатационная разведка. При этом предусмотрено, что в зависимости от конкретных условий некоторые стадии могут выпадать из общей схемы или объединяться между собой.

Применительно к цветным камням общепринятая стадийность геологоразведочных работ несколько изменяется. Важнейшее значение приобретают поисково-оценочные работы, в результате которых определяется наличие на объекте кондиционного сырья и выясняются общие масштабы минерализации. Промышленная оценка месторождений требует больших объемов валового опробования, в связи с чем разведка фактически совмещается с эксплуатацией и нередко продолжается до полной отработки месторождения.

Таким образом, разведочные работы на месторождениях цветных камней подразделяются на три стадии: 1) предварительной разведки; 2) пробной эксплуатации и доразведки, заменяющей детальную разведку, и 3) эксплуатационной разведки на крупных объектах, подвергающихся планомерной эксплуатации (табл. 9). Первая стадия призвана установить промышленное значение месторождения: определить форму и размеры минеральных тел, а также выделить участки с промышленной концентрацией полезного ископаемого. Во вторую стадию пробно-эксплуатационными работами уточняется среднее содержание и качество (сортность) минерального сырья и обеспечивается промышленная оценка месторождения с подсчетом запасов цветного камня. Одновременно проводится разведка глубоких горизонтов месторождения с помощью подземных горных выработок. Задачи эксплуатационной разведки сводятся к уточнению геологического строения минеральных тел и ранее подсчитанных запасов полезного ископаемого, с целью оперативного направления добычных работ.

Геолого-экономическая оценка месторождений цветных камней также весьма специфична и производится с учетом высокой ценности сырья, возможности его экспорта и нецелесообразности больших капитальных вложений в строительство горнодобывающих предприятий на объектах, характеризующихся, как правило, неустойчивым качеством сырья и непостоянной конъюнктурой потребления. Исключением являются крупные

Рациональная последовательность геологоразведочных работ на месторождениях цветных камней

Стадии и подстадии работ	Виды работ	Содержание работ	Целевое назначение работ
Поисковые работы Общие поиски	Поисковые маршруты на геологической основе м-бов 1:200 000—1:50 000; расчистки, канавы, шлиховое опробование	Прослеживание перспективных геологических структур и формаций, выявление и штупное опробование проявлений цветных камней, составление карты размещения проявлений	Перспективная оценка обследованного района и выявленных проявлений цветных камней. Выделение объектов для проведения детальных поисков и поисково-оценочных работ
Детальные поиски	Геологоструктурные исследования в м-бах 1:25 000—1:10 000; копуши, канавы, расчистки, шурфы, геофизические и буровые работы	Геологическое картирование перспективных структур, выявление по ореолам рассеяния коренных минеральных тел и россыпей цветных камней	Перспективная оценка обследованной площади и выявленных проявлений цветных камней. Выявление объектов для проведения поисково-оценочных работ
Поисково-оценочные работы	Канавы, шурфы, траншеи, карьеры-врезы; геофизические и буровые работы	Предварительное оконтуривание и вскрытие выходов минеральных тел, отбор валовой пробы и ориентировочное определение качества цветного камня	Оценка промышленных перспектив проявлений цветных камней и обоснование целесообразности проведения разведочных работ
Разведочные работы Предварительная разведка	Канавы, шурфы, траншеи, карьеры-врезы; буровые и геофизические работы	Уточнение контуров минерального тела, систематическое валовое опробование; определение содержания и качества цветного камня	Предварительная промышленная оценка месторождения, подсчет запасов цветного камня по категории С ₂
Пробная эксплуатация и доразведка	Карьеры, траншеи, подземные горные выработки, колонковое бурение	Пробная добыча с уточнением среднего содержания и определением сортности цветного камня, изучение глубоких горизонтов месторождения	Промышленная оценка месторождения, подсчет запасов цветного камня по категориям С ₁ и С ₂ , технико-экономическое обоснование целесообразности эксплуатации месторождения и строительства рудника
Эксплуатационная разведка	Эксплуатационные горные [выработки, колонковое бурение	Выявление продуктивных участков в крупных блоках, уточнение контуров минеральных тел и запасов цветных камней	Определение направления добычных работ, обоснование кварталных и годовых планов добычи минерального сырья

месторождения с минеральным сырьем особенно большого народнохозяйственного значения (алмазы, янтарь, горный хрусталь), которое обычно используется не только в камнерезно-ювелирной промышленности, но и в технических целях.

ПОИСКИ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПРОЯВЛЕНИИ ЦВЕТНЫХ КАМНЕЙ

Промышленные месторождения цветных камней, особенно ювелирных и ювелирно-поделочных, встречаются редко, что оказывает влияние на стадийность и методику поисковых работ. Прежде всего это сказывается на слишком общем значении их геологических предпосылок, и специальные поиски цветных камней целесообразно проводить только в районах с уже известными месторождениями или проявлениями.

В этой связи в нашей стране организованы попутные поиски дефицитных цветных камней, которые осуществляются при геологических съемках, а также при поисках и разведке других полезных ископаемых.

Попутные поиски ориентируются на определенные цветные камни в зависимости от геологического строения площади работ и наличия благоприятных поисковых предпосылок. В ходе работ по основному геологическому заданию фиксируются все проявления цветных камней как в рыхлых делювиальных и аллювиальных отложениях, так и в коренном залегании или в разведываемых рудных телах. При этом отбираются штучные пробы, позволяющие диагностировать цветной камень и получить ориентировочное представление о его декоративности и принципиальной возможности практического применения. Наиболее интересные выходы вскрываются легкими горными выработками — расчистками и канавами для определения масштабов минерализации и ее генетического типа. В результате попутных поисков уточняются перспективы выявления месторождений цветных камней в изучавшемся районе и даются рекомендации по постановке специальных поисковых и поисково-оценочных работ.

Специальные — общие (обзорные) поиски месторождений цветных камней проводятся на имеющейся геологической основе в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000 в районах с благоприятной геологической обстановкой и перспективными проявлениями минерализации. Обычно они имеют ясно выраженный поисково-ревизионный характер за счет тесного совмещения собственно поисков с поисково-оценочными работами на ранее выявленных и еще слабо изученных проявлениях цветных камней или древних коях. Необходимо отметить, что следы древних горных выработок иногда многовековой давности служат важнейшим поисковым признаком месторождений изумруда, рубина, шпинели, бирюзы и многих других драгоценных камней. Сущест-

венно то, что глубокие горизонты крупных месторождений, недоступные для примитивной техники древних горняков, в настоящее время могут представлять большой практический интерес.

Общие поиски проводятся с помощью маршрутных исследований в пределах крупных геологических структур и формаций, способных содержать цветные камни. Наряду с изучением обнажений горных пород большое значение имеют минералогические методы поисков: обломочно-речной, валунно-ледниковый, иногда шлиховой. При этом интересны находки не только цветных камней, но и сопутствующих им минералов и горных пород, например пироба для поисков алмаза, тремолититов и родингитов для нефрита и т. д. Обломочно-речной и валунно-ледниковый методы иногда сразу приводят к открытию россыпных месторождений (агат, нефрит, жадеит и др.) или существенно помогают выявлять коренные минеральные тела.

Шлиховое опробование рыхлых отложений является ведущим при поисках россыпей алмаза, рубина, сапфира, гранатов и других мелких ювелирных камней. Оно также хорошо проявилось для обнаружения алмазоносных кимберлитовых трубок по спутнику алмаза — пиропу. Пробы отбираются из аллювиальных песчано-галечных и гравийных отложений поймы и террас и грубообломочного делювия через 500—1000 м. Они отмываются на лотке до «серого» шлиха, чтобы избежать потери искомого материала, обычно обладающего плотностью от 3,4 до 4,0 г/см³. В местах, содержащих повышенную концентрацию полезных минералов или их спутников, из шурфов и канав отбираются более крупные пробы объемом 0,5—2,0 м³. Эти пробы подвергаются мокрому грохочению на ситах с минимальным диаметром отверстий 2 мм (для алмаза 1 мм), отсадке и ручному извлечению искомого минерала из полученного концентрата. Алмазы в связи со сложностью их диагностики в мелких зернах извлекаются при помощи специальных установок.

Итогом общих поисков являются карты размещения проявлений цветных камней на уточненной геологической основе и планы шлихового опробования, на которых с учетом прямых и косвенных признаков минерализации намечаются перспективные площади, заслуживающие более детального изучения.

Детальные поисковые работы ставятся на площадях с твердо установленными перспективами, в том числе в районах, примыкающих к известным промышленным месторождениям цветных камней. В основе детальных поисков лежат площадные геологоструктурные исследования с составлением схематических литолого-структурных карт и геологических планов в масштабах 1 : 25 000—1 : 10 000. При недостаточной обнаженности поисковые маршруты сочетаются с проходкой картировочно-поисковых горных выработок: расчисток, копушей, неглубоких шурфов, магистральных и коротких канав. Иногда оказываются полез-

ными геофизические работы с колонковым бурением, используемые в картировочных целях главным образом для прослеживания контактов горных пород, тектонических нарушений и выявления минеральных тел, не выходящих на дневную поверхность.

На этой подстадии осуществляются поиски коренных источников цветных камней по ореолам их рассеяния в делювиальных и аллювиальных отложениях и россыпей разного генетического типа. Для этого сеть шлихового опробования сгущается до 100—200 м и увеличивается число проб рыхлого материала из шурфов и канав. В процессе поисков широко используются не только прямые, но и все известные косвенные поисковые признаки месторождений цветных камней, главные из которых изложены в предыдущей главе.

Обнаруженные проявления цветных камней еще в ходе попутных, общих или детальных поисков вскрываются на выходах редкими расчистками и канавами. Из элювиально-делювиальных отложений — высыпок и обнаруженных коренных минеральных тел отбираются штуфные пробы цветных камней, которые по возможности должны характеризовать все наблюдаемые декоративные разновидности сырья.

Перспективная — предварительная оценка проявлений цветных камней при поисковых и ревизионных работах базируется на геологических критериях, к числу которых главным образом относятся: 1) принадлежность проявления к известному геолого-промышленному типу; возможность выявления месторождений цветных камней нового промышленного типа хотя и не исключена, но в общем маловероятна; 2) наличие кондиционного камня или (для ювелирных и наиболее ценных ювелирно-поделочных камней) материала с хорошими декоративно-художественными качествами, несмотря на недостаточные размеры и вторичные — эпигенетические дефекты: трещины, следы химического выветривания и т. п.; 3) масштабы развития продуктивной минерализации, устанавливаемые по видимым или предполагаемым размерам и количеству минеральных тел, а также по обилию находок цветного камня и парагенетических минералов.

Положительным признаком служат также многочисленные следы древних разработок с крошкой цветных камней в отвалах.

На перспективных проявлениях цветных камней проводятся поисково-оценочные работы. Они играют важную роль, обеспечивая достоверную предварительную оценку проявлений и позволяя выделить среди них потенциально промышленные объекты. Тем самым удается избежать неоправданных расходов на трудоемкую разведку многочисленных проявлений, не имеющих практического значения из-за низкого качества сырья и малых масштабов минерализации.

Как известно, далеко не на всех проявлениях сразу же обнаруживается кондиционное сырье, и с помощью поисково-оценочных работ прежде всего необходимо установить наличие полезного ископаемого и получить общее представление о его качестве. Решение этой задачи требует целенаправленного валового опробования минеральных тел, что привносит в поисково-оценочные работы некоторые элементы предварительной разведки.

Поисково-оценочные работы проводятся на уже выявленных минеральных телах, которые предварительно оконтуриваются канавами и шурфами. Проходка этих выработок позволяет уверенно судить об основных чертах геологического строения минеральных тел, их форме и масштабах минерализации. Регламентировать расстояния между выработками не представляется возможным, поскольку правильной разведочной сети при поисково-оценочных работах не создается. Горные выработки еще немногочисленны и проходятся на закрытых участках для получения искусственных обнажений и отбора валовых проб. Проявления ювелирных и некоторых ювелирно-поделочных камней, характеризующиеся рассеянной минерализацией и низкими содержаниями полезного компонента, опробуются специальными карьерами-врезами объемом по несколько десятков кубических метров. Необходимо подчеркнуть важную особенность крупнообъемного валового опробования при поисково-оценочных работах: карьеры задаются не по сети, как при разведке, а выборочно в наиболее минерализованных участках.

По данным горных выработок и естественным обнажениям составляется геологический план обследованного участка в масштабах 1 : 2000—1 : 500 в зависимости от его площади, величины минеральных тел и количества точек наблюдения. В результате поисково-оценочных работ определяются возможные промышленные перспективы минеральных тел и обосновывается целесообразность перехода к их планомерной разведке.

Главные оценочные критерии при этом остаются теми же, что были указаны: это качество сырья и масштабы развития минерализации. Однако после поисково-оценочных работ эти показатели определяются значительно достовернее. Должно быть доказано наличие на объекте кондиционного сырья и получены ориентировочные данные о его содержании в минеральных телах и декоративных особенностях. При оценке промышленных перспектив проявления учитываются размеры и количество минеральных тел, предполагаемая (в основном по генетическому типу) глубина минерализации, общие горнотехнические условия, включая возможность извлечения цветного камня из крепких вмещающих пород. Имеет существенное значение и дефицитность данного минерального вида или декоративной разновидности цветного камня.

На такой основе оказывается возможным сравнить изучае-

мый объект с однотипными промышленными месторождениями и составить представление о его вероятном практическом значении.

Поисково-оценочные работы обычно совмещаются с общими и особенно с детальными поисками. Это существенно ускоряет сроки изучения новых объектов и способствует объективной оценке перспектив всего обследуемого района.

РАЗВЕДКА И ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИИ

Группировка месторождений для геологоразведочных целей. Как известно, в основе методического подхода к разведке полезных ископаемых, выбора вида разведочных выработок и плотности разведочной сети лежит группировка месторождений по природным факторам, наиболее существенно влияющим на геологоразведочный процесс. К числу таких факторов обычно относятся размеры, форма и условия залегания минеральных тел. Месторождения драгоценных и поделочных камней для геологоразведочных целей целесообразно классифицировать, исходя в первую очередь из особенностей распределения полезного компонента и лишь вслед за тем по величине и форме залежей. Именно по этому признаку лучше всего отличаются месторождения разных видов цветных камней и от него в основном зависит методика их разведки. Еще одним очень важным и специфическим показателем служит степень изменчивости качества сырья, существенно влияющая на способы и объемы опробования.

Скопления цветных камней могут по-разному распределяться в минеральных телах: залегать в сравнительно небольших и редких полостях — гнездах, разделенных пустыми породами; образовывать многочисленные, иногда сконцентрированные вкрапленники, слагать в виде сплошных масс минеральные тела частично или почти полностью. В соответствии с этим можно выделить три группы месторождений цветных камней: 1) с резко неравномерным и прерывистым распределением полезного компонента по изолированным полостям — гнездам; 2) с неравномерной вкрапленной минерализацией; 3) со сплошным орудением (табл. 10).

Первая и вторая группы характерны для драгоценных (ювелирных) отчасти ювелирно-поделочных камней, а третья — для ювелирно-поделочных и особенно для поделочных. Наиболее сложны для оценки месторождения первой и второй групп.

Первая группа охватывает месторождения горного хрусталя, аметиста и ряда драгоценных камней, связанных с миароловыми пегматитами: топаза, берилла, цветных турмалинов, кунцита и др. Все эти минералы находятся в разобщенных полостях кварцевых жил, пегматитовых тел и зон грейзенов. Сюда же следует относить зоны дробления горных пород с зияющими

Группировка месторождений цветных камней

Группа месторождений	Распределение полезного ископаемого в минеральных телах	Морфологические типы скоплений полезного ископаемого	Структурно-морфологические типы минеральных тел
I	Гнездовое, резко неравномерное, прерывистое	Изолированные минерализованные полости	Жилы и жильные зоны, минерализованные зоны дробления, штоки
II	Вкрапленное, неравномерное с участками концентрации	Вкрапленники, прожилки, миндалины и другие мелкие обособления	Жилы, дайки, трубки, линзы, плитообразные залежи
III	Сплошное, прерывистое и непрерывное	Крупные обособления, слагающие полностью или частично минерализованные тела	Жилы, линзы, плитообразные тела, штоки

минерализованными трещинами. Скопления цветных камней всегда разделены полностью безрудными участками и составляют лишь незначительную часть объема минеральных тел. Количество и качество сырья сильно изменяются по разным гнездам.

Ко второй группе относится большинство месторождений ювелирных и многих ювелирно-поделочных камней: алмаза, изумруда, гранатов, хризолита, рубина, сапфира, шпинели, бирюзы, агата и др. Цветные камни образуют многочисленные вкрапленники или маломощные прожилки с участками их скопления среди продуктивных пород. Многие из них являются аксессуарными или даже породообразующими минералами магматических и метаморфических пород (алмаз, пироп, хризолит в кимберлитах, сапфир, циркон и хризолит в щелочных базальтах, альмандин в кристаллических сланцах и т. д.), другие связаны с гидротермально-метасоматическими образованиями (изумрудо- и рубиноносные слюдиты, рубино- и шпинеленосные скарны и с корами выветривания — опал, бирюза, хризопраз). Полости с кристаллами для месторождений этой группы нехарактерны.

Продуктивные тела представлены жилами и жильными зонами, а также залежами трубо-, линзо- и плитообразной формы. Промышленное значение обычно имеют обогащенные вкрапленниками и прожилками участки — минерализованные

для геологоразведочных целей

Изменчивость качества полезного ископаемого	Система опробования	Способ оконтуривания блоков	Виды цветных камней
Сильная	Траншеи и карьеры вкрест простираения тел, а на маломощных телах по простираению штреки с рассечками. Разведочно-эксплуатационные выработки	Нулевой и внутренний контур по прямым и косвенным признакам минерализации	Горный хрусталь, аметист, топаз, берилл, турмалин, кунцит и др.
Очень сильная	Канавы и траншеи вкрест простираения, штреки с рассечками, буровые скважины, разведочно-эксплуатационная выработка	Внутренний контур по прямым признакам минерализации	Изумруд, рубин, сапфир, алмаз, гранаты, шпинель, хризолит, бирюза, агат и др.
Слабая	Канавы и траншеи, буровые скважины, шурфы с рассечками	Нулевой или внутренний контур по пробам с кондиционным сырьем	Нефрит, родонит, амазонит, обсидиан, мраморный оникс и др.

«столбы» или шпиры, которые должны быть оконтурены и опробованы при разведочных работах. Так же, как и на месторождениях первой группы, цветные камни составляют незначительную часть объема продуктивных тел.

На методику разведки месторождений второй группы существенно влияют особенности распределения вкрапленников и степень изменчивости качества камней. По этим признакам можно различать месторождения со сравнительно крупными, но редкими вкрапленниками — обособлениями, например, такие, как зоны развития агатовых миндалин в эффузивных покровах, и с мелкими многочисленными вкрапленниками (пироп и алмаз в кимберлитах и т. п.). Количество и качество сырья сильно отличаются в разных частях минеральных тел, но в пределах отдельных столбов бывают сравнительно постоянными. Наиболее изменчивы по качеству сырья месторождения изумруда, рубина, бирюзы и других ювелирных камней и менее — ювелирно-поделочного агата и хризопраза.

Непостоянство качества сырья чрезвычайно затрудняет разведку месторождений, требуя увеличения объемов опробования. Этот фактор имеет важнейшее значение при оценке месторождений лучших драгоценных камней — рубина, изумруда, благородного опала и других, когда немногие крупные и красивые камни могут стоить гораздо дороже основной массы рядового и низкосортного сырья.

По характеру распределения полезного ископаемого ко второй группе близки россыпи ювелирных и ювелирно-поделочных камней. Цветные камни распределены в продуктивных глинистых, песчано-гравийных и галечно-песчаных отложениях, как правило, более равномерно и сконцентрированное, чем в коренных месторождениях.

В третью группу включены месторождения, на которых цветные камни частично или почти нацело слагают минеральные тела.

В первом случае тела имеют преимущественно жильную или линзообразную форму, а каждый из участков сплошного оруденения имеет достаточно большие размеры (от нескольких до 15—20 м и более) и может быть оконтуриен и селективно отработан. Сюда, в частности, относятся месторождения нефрита в гипербазитах, родонита в зеленых сланцах, амазонита и розового кварца в гранитных пегматитах и др. Скопления цветных камней составляют до 50% объема тел. Качество сырья изменяется незначительно, в наиболее мощных частях тел оно обычно лучше. Выход кондиционного материала колеблется от 10 до 40% из-за вредных минеральных примесей и трещин.

Ко второму случаю относятся месторождения обсидиана, мраморного оникса, яшмы, лиственита, офиокальцита и других сравнительно дешевых камней, на которых полезное ископаемое практически целиком слагает минеральные тела. Эти тела обычно представляют собой сравнительно крупные пластили или штокообразные залежи. Выход кондиционного камня достигает 40—50% и более, а качество его изменяется незначительно.

Разведка месторождений первой группы. Особенности разведки и оценки месторождений первой группы с полезной минерализацией в полостях пегматитов, грейзенов и гидротермальных жил довольно хорошо изучены на примере горного хрусталя (Гудков, Киевленко, Кондрашов, 1963). По размерам и морфологии минеральных тел среди них выделяются крупные многополостные жилы, дайки и жильные зоны (серии), состоящие из ряда сближенных субпараллельных жил; средние по размерам многополостные жилы и штокверки и мелкие тела с единичными полостями. Последние могут образовывать зоны концентрации, иногда рассматриваемые как единое рудное тело.

Месторождения разведываются с поверхности канавами, траншеями и карьерами, а на глубине буровыми скважинами, шурфами и подземными горными выработками — штреками и ортами, проходимыми из штолен и шахт. Следует иметь в виду, что канавы применяются лишь в самом начале разведки для вскрытия выходов минеральных тел и предварительного выяснения их размеров и формы. Они задаются вкрест простирания тел через 10—20 м. В связи с весьма рассредоточенной минерали-

зацияй большинство канав не встречает полезного ископаемого, и для опробования месторождений необходимы специальные горные выработки большого объема — траншеи и карьеры. Отбор больших проб диктуется не только резко неравномерным и прерывистым распределением полезного ископаемого, но и сильными колебаниями его содержания и качества по разным полостям. По данным практики, среднее содержание полезного компонента в продуктивных породах может быть достаточно надежно установлено только после отработки от 5 до 10% разведваемого блока для горного хрусталя и не менее 25% для драгоценных камней миароловых пегматитов (берилл, топаз и др.).

Крупные многополостные жилы и жильные зоны протяженностью 150—200 м и более опробуются несколькими траншеями или карьерами, расположенными в 30—50 м друг от друга по простиранию минерального тела. Объем каждой из этих выработок должен обеспечить отработку хотя бы одной-двух минерализованных полостей, что в большинстве случаев соответствует 50—150 м³ (без вскрыши). На мощных телах траншеи или карьеры ориентируются вкрест простирания, а на маломощных проходятся по простиранию, иногда создавая непрерывный слой опробования.

Средние по величине, обычно изометричные тела размером от 50 до 150 м по наибольшему измерению разведуются одним-двумя карьерами, которые вскрывают всю или почти всю минерализованную площадь на глубину не менее 1—2 м.

Траншеи и карьеры помимо опробования позволяют точно оконтурить минеральное тело у поверхности и изучить закономерность размещения минерализованных полостей.

Глубокие горизонты таких месторождений сначала изучаются с помощью скважин колонкового бурения, которые позволяют установить наличие минерального тела или жильной зоны на глубине, их мощность, условия залегания, особенности внутреннего строения, а при густой сети скважин — присутствие минерализованных полостей и их ориентировочные размеры. Обычная сеть буровых скважин 40×50 м, со сгущением до 20—25 м.

Крупные жильные тела и зоны затем разведуются подземными выработками погоризонтно с расстоянием между горизонтами 20—25 м. Уменьшать высоту этажа не рекомендуется, так как в процессе опробования это может привести к резкому обеднению запасов в нарезаемых блоках. Увеличенная же высота очень затруднит увязку между собой разведочных данных по горизонтам. Основной подземной выработкой является штрек, ориентированный по простиранию тела. В случае большой мощности тела из штрека проходятся орты вкрест простирания через каждые 15—20 м. Указанный комплекс горных выработок и скважин позволяет выделить в пределах жил и

жильных зон блоки для подсчета запасов, имеющие промышленное значение.

Поля мелких разобщенных тел (кварцевых жил, миароловых пегматитов) при разведке рассматриваются в своей совокупности как единые объекты. Они изучаются с помощью детального геологического картирования, в ходе которого выявляются и классифицируются по размерам и геологическому строению все минеральные тела, залегающие вблизи поверхности. Собственно разведка заключается во вскрытии горными выработками (канавами, шурфами с рассечками) и возможно полной отработке ряда типичных тел, что по-существу является опробованием жильного (пегматитового) поля в целом. В зависимости от полученных результатов возможны следующие методы промышленной оценки жильных полей.

При высокой продуктивности многих минеральных тел и их сравнительно сближенном размещении в единой тектонической или протоматматической структуре оправдала себя оценка на всю горную массу таких зон концентрации. Для этого жильное поле дополнительно изучается колонковым бурением по сети 20×25 м и плотнее, что позволяет по подсеченным телам оконтурить зону их концентрации на глубине. Крупным разведочно-эксплуатационным карьером или рядом небольших карьеров и шурфов должны быть отработаны, желательнее, все продуктивные тела, залегающие до глубины 15—20 м от поверхности; тем самым создается так называемый «слой опробования» (рис. 26). Полученное содержание полезного компонента, рассчитанное на полный объем опробования, распространяется на оконтуренную скважинами нижнюю часть зоны концентрации. При большой протяженности зон по падению (50—100 м и более) продуктивность глубокозалегающих тел и качество минерального сырья на глубине должны быть подтверждены единичными подземными горными выработками.

На жильных полях с большим числом продуктивных тел, но рассредоточенных и не образующих зон концентрации, бывает возможен подсчет запасов по отдельным телам геолого-статистическим способом. Обычно с этой целью средняя продуктивность отработанных тел распространяется на выявленные объекты аналогичного геологического строения. Буровые работы в этом случае применяются для поисков новых тел на глубине и получения главным образом косвенных данных об их продуктивности.

И, наконец, при резко различной продуктивности минеральных тел, когда только редкие из них содержат кондиционные камни, разведочные работы заканчиваются полной отработкой наиболее перспективных тел без подсчета запасов в недрах.

Таким образом, при разведке месторождений первой группы главную роль играют горные выработки большого объема — траншеи и карьеры, а также подземные выработки — штреки и

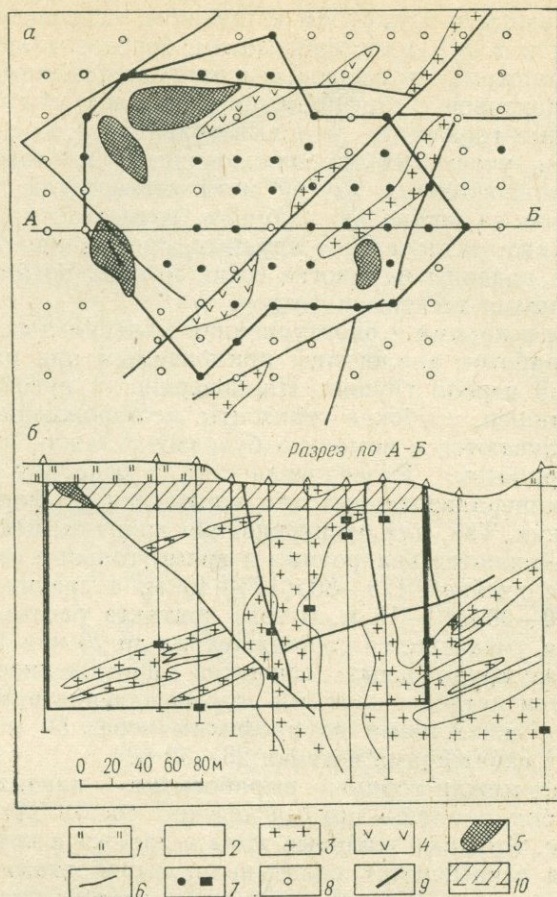


Рис. 26. Схема разведки зоны концентрации хрусталеносных кварцевых жил. По Н. С. Кухарю (1977 г.).

План (а); разрез (б): 1 — четвертичные отложения; 2 — метаморфизованные вулканогенные породы; 3 — плагнограниты; 4 — габбро, амфиболиты; 5 — кварцевые жилы, опробованные горными выработками в слое опробования; 6 — тектонические нарушения; 7 — скважины, встретившие кварцевые жилы; 8 — скважины, не встретившие жил; 9 — контур зоны концентрации жил; 10 — условный слой опробования

орты с очистными камерами для частичной или полной отработки встреченных минерализованных полостей. Легкие горные выработки (канавы) и буровые скважины используются только для оконтуривания минеральных тел и выявления в основном косвенных признаков полезной минерализации.

Разведка месторождений второй группы. Месторождения этой группы с вкрапленной минерализацией представлены телами самой разнообразной формы: трубками изометричными или несколько вытянутыми в плане (кимберлиты с алмазом, пиропом и хризолитом), жилами и жильными зонами (слюдиты

и плагиоклазиты с изумрудом и рубином, хризолитоносные метасоматиты и т. д.), пластообразными горизонтальными и наклонными залежами (порфиновые и миндалекаменные части эффузивных покровов с сапфиром, цирконом или агатом, опало- и бирюзоносные горизонты кор выветривания и т. д.), минерализованными участками груболинзовидной и сложной формы (зоны скарнирования и другой метасоматической переработки горных пород со шпинелью, рубином, гранатами и т. д.). Размеры их также различны: от крупных, протяженностью по простиранию и падению на многие сотни метров, до мелких, измеряемых первыми десятками метров.

Системы вскрытия и оконтуривания минеральных тел и виды горных выработок аналогичны применяемым при разведке месторождений первой группы. На поверхности преобладают канавы и траншеи, глубокие горизонты месторождений, особенно крупных, изучаются с помощью буровых скважин и подземных горных выработок. Разведочная сеть в основном зависит от величины минерализованных тел, сложности их формы и условий залегания. Так, для оконтуривания крупных кимберлитовых трубок применяются квадратные и прямоугольные сети буровых скважин с ячейкой $120-80 \times 120-40$ м, а средних и мелких трубок — $60-30 \times 60-15$ м. В зоне контакта расстояние между скважинами уменьшается соответственно до 20 или 10 м. Жильные зоны изумрудоносных слюдитов протяженностью в несколько сотен метров с крутыми углами падения разбуриваются наклонными скважинами по профилям через 50 м и расстоянием между скважинами в линии 25—30 м.

Интервал между горными выработками — канавами и траншеями, а под землей — ортами обычно составляет от 10—15 до 25—30 м. Крупные жильные зоны и залежи с крутыми углами падения вскрываются подземными выработками (штольнями, квершлагами из глубоких шурфов и шахт) с высотой этажа не более 30 м, чтобы увязать между собой данные по смежным разведочным сечениям (рис. 27). На телах с особенно сложной формой и в пределах минерализованных («рудных») столбов для их подтверждения проходятся восстающие, соединяющие горизонтальные разведочные сечения.

На месторождениях второй группы даже небольшие горные выработки и буровые скважины нередко встречают цветные камни, хотя и в малом количестве. Поэтому они могут использоваться не только для оконтуривания, но и для количественного опробования минеральных тел. Однако для определения качества сырья — процента выхода кондиционного материала, его средней сортности и других показателей необходима проходка нескольких крупных горных выработок, извлекающих достаточно большое количество продуктивной породы. Представительный объем частных проб в общем случае зависит от величины вкрапленников цветных камней и их содержания во

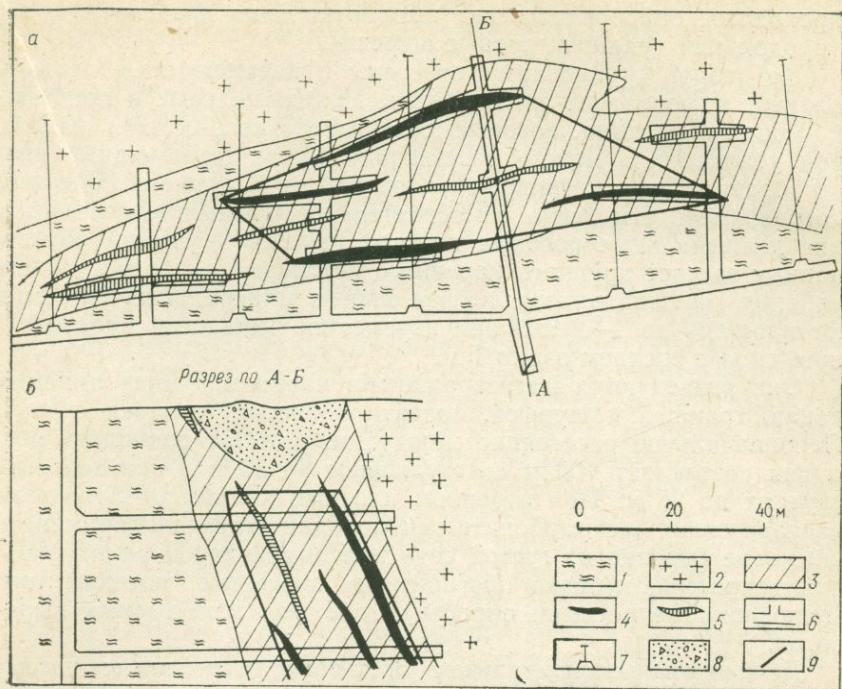


Рис. 27. Схема разведки месторождения изумруда.

План (а); разрез (б): 1 — углистые сланцы; 2 — диорит; 3 — метаморфизованные гипербазиты; 4 — слюдитовые жилы с интенсивной минерализацией; 5 — неизумрудносные и слабоминерализованные слюдитовые жилы; 6 — подземные горные выработки; 7 — подземные буровые скважины; 8 — оработанная часть месторождения; 9 — контур промышленно-изумрудносной зоны

вещающих породах: с увеличением крупности зерен (минеральных обособлений) и снижением интенсивности минерализации необходимый объем пробы возрастает.

По данным В. Е. Минорина (1974 г.), надежная масса частных проб кимберлитов изменяется от 0,3—0,5 т на месторождениях с мелкими алмазами и высокими содержаниями до 100 т при крупных алмазах и низких содержаниях. На месторождениях изумруда в слюдитах представительная частная проба должна иметь объем не менее 10—15 м³, а на месторождениях агата в эффузивах 50—100 м³. Следует иметь в виду, что указанные объемы обеспечивают только определение содержания кристаллосырья, а достоверные данные о сортности кондиционного материала и проценте его выхода из сырца могут быть получены по объединенной валовой пробе или, лучше, в результате пробно-эксплуатационных работ с выемкой около 5—10% разведанного блока. В этой связи на маломощных минеральных телах, кроме поперечных канав, траншей и ортов,

проходятся опробовательские выработки и по простиранию тел (продольные траншеи, рудные штреки).

Ко второй группе нами отнесены и перемещенные делювиальные, делювиально-аллювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские россыпи, которые для разведочных целей с некоторой условностью можно рассматривать как маломощные пластообразные и линзовидные залежи с вкрапленным полезным компонентом. Имеющие самостоятельное промышленное значение делювиальные россыпи пологих склонов — увалов, образованные за счет крупного коренного источника или в результате слияния делювиальных шлейфов многих минеральных тел, имеют площадь до 1—2 км² при переменной мощности продуктивного слоя в среднем около 1 м.

Они разведуются магистральными канавами или линиями канав, траншей и шурфов, ориентированными поперек склона. Первоначальное расстояние между линиями на обширных россыпях составляет 100 м со сгущением до 50 и в необходимых случаях до 25 м. При неровном плотике, например сложном раскарстованными карбонатными породами, полезно применять шнековое бурение по густой сети для выявления и оконтуривания депрессий, нередко обогащенных полезным компонентом. Делювиальные россыпи опробываются из всех горных выработок.

Делювиально-аллювиальные ложковые погребенные россыпи, с которыми обычно связывают драгоценные камни пегматитов и горный хрусталь, вытянуты вдоль древних долин на расстояние от нескольких сотен метров до 2—3 км при мощности продуктивного слоя от 0,5 до 1,5—2 м. Лога сначала изучаются с помощью шнекового бурения по поперечным линиям через 200 м с расстоянием между скважинами 20 м. Это позволяет определить контуры погребенного лога и положение его тальвега, а также наличие в нем продуктивных галечно-песчаных отложений. Последние разведуются траншеями (при неглубоком залегании) или шурфами, из которых для увеличения объемов опробования по продуктивному слою россыпи проходятся рассечки, нередко сливающиеся в единую подземную выработку, полностью пересекающую россыпь. Расстояние между такими разведочными линиями составляет 200 м со сгущением на коротких россыпях до 100 м.

Таким же образом разведуются и погребенные собственно аллювиальные россыпи сапфира, рубина, гранатов и алмаза, нередко протягивающиеся на несколько километров вдоль речных долин. Разведочные шурфы или траншеи задаются по линиям, отстоящим друг от друга на 100—200 м при расстоянии между шурфами в линии 10—20 м. В связи со сравнительно равномерным распределением полезных минералов, представленных мелкими зернами, рассечки из шурфов обычно не проходятся.

Рыхлый глинистый гравийно-песчаный продуктивный мате-

риал, вошедший в пробу, подлежит обогащению. Он подвергается мокрому грохочению под струей воды с набором сит 8, 4, 2 и 1 мм; сильно глинистые пески предварительно размачиваются и промываются на вашгерде. Гравийно-галечный материал крупнее 8 мм тщательно просматривается для отбора больших зерен полезных минералов, мелкие классы обогащаются на отсадочных машинах. Из полученных концентратов алмазы извлекаются на рентгенолюминесцентных и других специальных установках, а сапфир, рубин, гранаты — визуально вручную.

Очень своеобразна оценка современных валунных россыпей нефрита и жадеита в руслах рек, на косах и островах. Крупные валуны размером от 0,1 до нескольких кубических метров оцениваются индивидуально: измеряются для определения объема и массы, их местонахождение показывается на детальном плане. Качество сырья определяется по сколам, особенно большие валуны разбуриваются легкими буровыми станками.

Погребенные россыпи янтаря прибрежно-морского происхождения занимают обширные площади в десятки и даже первые сотни квадратных километров. Они разведываются шурфами, а при высокой концентрации янтаря-сырца и глубоком залегании продуктивного слоя — буровыми скважинами по сети 200××200 м. Однако для промышленной оценки месторождения и в этом случае необходимы заверка данных бурения и определение качества сырья с помощью горных работ.

Итак, при разведке месторождений второй группы важную роль наряду с горными работами начинает играть колонковое бурение, которое используется не только для оконтуривания минеральных тел, но и для опробования (определения содержания сырца).

Разведка месторождений третьей группы. Минеральные тела на месторождениях третьей группы частично или полностью состоят из цветного камня и обычно имеют сравнительно простую форму. Это жилы и линзы родонита, нефрита, жадеита, а также пластообразные залежи и штоки обсидиана, яшмы, гагата, мраморного оникса и других поделочных камней длиной по простиранию от 5—10 до нескольких сотен метров.

Оконтуривание таких тел обычно не вызывает затруднений и осуществляется на поверхности главным образом канавами, которые проходятся вкрест простирания через каждые 40—50 м. Эти же выработки позволяют выделить в минеральных телах продуктивные участки, сложенные цветным камнем, для оконтуривания которых сеть канав сгущается до 20 м и при необходимости на малых телах даже до 10 м. По падению минеральные тела прослеживаются скважинами на глубину 20—30 м и более, иногда редкими шурфами с рассечками (рис. 28).

Важная задача разведочных работ заключается в опреде-

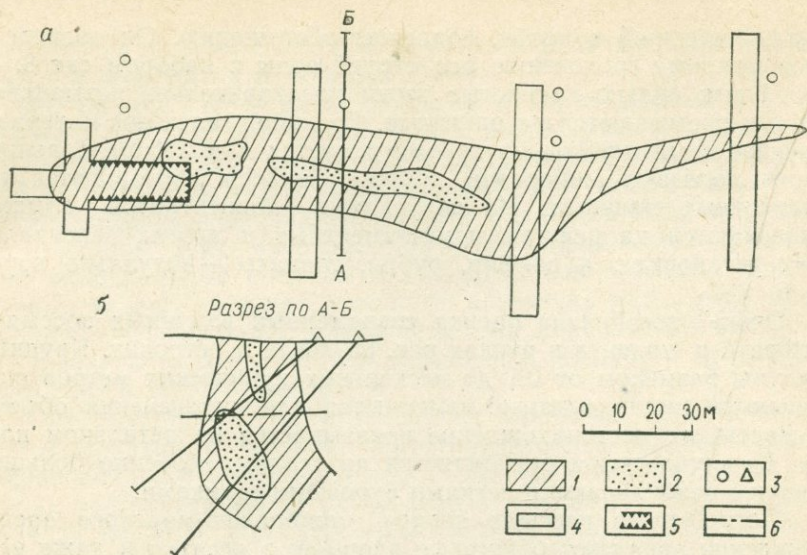


Рис. 28. Схема разведки месторождения ювелирно-поделочного амазонита (Кольский полуостров). По Б. Д. Эфросу (1978 г.).

План (а), разрез (б): 1 — амазонитоносная часть пегматита (пегматоидная и блоковая — полевошпатовая зоны); 2 — кварц; 3 — буровые скважины; 4 — разведочные траншеи; 5 — пробноэксплуатационный карьер; 6 — граница блока подсчета запасов амазонита на глубине

лении качества сырья и процента выхода кондиционного камня, для чего из канав отбираются валовые пробы. Качество сырья на глубине и его монолитность (блочность) выясняются по керну буровых скважин. Эти данные обычно заверяются валовой пробой большого объема (50—100 м³ и больше), которую получают в результате проходки разведочно-эксплуатационного карьера (траншеи). В конечном итоге в пределах минеральных тел выделяются геологические блоки, сложенные преимущественно цветным камнем и характеризующиеся удовлетворительным выходом кондиционного сырья.

Таким образом, месторождения третьей группы разведуются главным образом открытыми горными выработками и буровыми скважинами. Последние используются как для оконтуривания минеральных тел, так и для определения качества сырья на глубине.

Подсчет запасов месторождений драгоценных и поделочных камней. Геологоразведочные работы при положительных результатах завершаются подсчетом запасов цветного камня в недрах. Для этого необходимо оконтурить блоки подсчета и вычислить среднее содержание полезного компонента в продуктивной породе.

Оконтуривание заключается в определении границ продук-

тивной части минерального тела (залежи) с промышленной концентрацией полезного ископаемого. На месторождениях первой группы с цветными камнями в разобренных полостях в подсчетные блоки включаются целиком минеральные тела или их части с прямыми и косвенными признаками полезного ископаемого, зафиксированными в горных выработках и буровых скважинах. На крупных телах с резко неравномерной минерализацией обычно отстраивается внутренний контур запасов, опирающийся на выработки, встретившие цветные камни независимо от их количества. Подсчетные блоки могут охватить и жильные зоны вместе с разделяющими жилы породами. Зоны концентрации жил, разведанные как единое целое, оконтуриваются по крайним жилам, вскрытым горными выработками и скважинами. В связи с весьма неравномерным распределением минерализованных полостей и небольшим числом представительных валовых проб бортовое содержание для оконтуривания месторождений первой группы не используется.

На месторождениях второй группы с вкрапленной минерализацией оконтуриваются, как правило, участки минеральных тел с повышенной концентрацией полезного ископаемого. В этих целях используются результаты опробования из горных выработок и скважин. При оконтуривании месторождений с весьма непостоянным качеством сырья (изумруд, бирюза и многие другие ювелирные камни) в блоки включаются и крайние частные пробы, обнаружившие цветные камни любого качества, даже некондиционные. На месторождениях со сравнительно постоянным качеством сырья (например, на агатоносных зонах в эффузивных покровах и т. п.) контуры блоков проводятся по положительным пробам, иногда с учетом бортового содержания полезного компонента.

На месторождениях третьей группы выделяются геологические блоки, сложенные в основном цветным камнем и характеризующиеся удовлетворительным выходом кондиционного сырья. В блоки подсчета запасов нередко включается все минеральное тело, за исключением его выклинивающихся и маломощных частей, содержащих, как правило, низкокачественный камень.

При отсутствии горных выработок или скважин, прослеживающих минеральные тела на глубине, контур блоков подсчета запасов отстраивается по методу экстраполяции. Следует указать, что экстраполяция контуров без опоры хотя бы на единичные выработки или скважины сильно снижает достоверность подсчета и таким путем определяются запасы только мелких минеральных тел, разведка которых на глубине нецелесообразна. Экстраполяция должна производиться с обязательным учетом геологических данных, в первую очередь структурно-морфологического типа минерального тела и его элементов залегания. Кроме того, следует учитывать и принятую систему

отработки месторождения, ограничивая экстраполяцию высотой эксплуатационного блока (этажа).

Определение среднего содержания полезного ископаемого является наиболее ответственной операцией, так как именно с этим показателем чаще всего связаны систематические ошибки подсчета запасов цветных камней. Необходимо подчеркнуть, что надежность определения среднего содержания зависит главным образом от методически правильно проведенного опробования, т. е. от равномерного размещения разведочных горных выработок (скважин) и их достаточно большого объема для получения представительных валовых проб.

При опробовании решаются три основные задачи, заключающиеся в определении трех средних величин: 1) содержания цветного камня-сырца в продуктивной горной массе, при этом под сырцом понимается минеральное сырье любого качества (кроме заведомо негодного), отбираемое в забое и заслуживающее обогащения; 2) процента выхода кондиционного цветного камня из забойного сырца и 3) сортности кондиционного камня.

Содержание сырца сначала рассчитывается по каждой частной валовой пробе путем деления его количества на объем выработки и затем уже по всему разведочному горизонту и подсчетному блоку методом среднеарифметического. При большой разнице в объемах частных проб производится взвешивание на их объемы. Средний выход кондиционного камня из сырца вычисляют сразу для блока в целом по соотношению между количеством добытого забойного сырца и полученного из него кондиционного материала. Средняя сортность кондиционного камня, особенно ювелирного и ювелирно-поделочного, определяется для всего месторождения по данным всех разведочных и эксплуатационных работ.

Для месторождений первой группы с весьма неравномерным распределением полезного ископаемого по отдельным полостям хорошо оправдал себя способ вычисления среднего содержания по так называемому «слою опробования». Он заключается в более полной выемке всех минерализованных полостей, находящихся в пределах горизонта разведочных (разведочно-эксплуатационных) работ. При последующем расчете все добытое сырье относится не к реально вынутой горной массе, а к условному объему слоя опробования, определяемому по площади и глубине развития горных работ. При разведке крупных жил и жильных зон штреками и ортами с очистными камерами глубина слоя опробования обычно составляет 3—4 м и соизмерима с величиной полостей. В зонах концентрации жил, объединяемых в крупные блоки, мощность приповерхностного слоя опробования достигает 15—20 м, т. е. соизмерима с величиной жил.

Для месторождений этой группы Ю. А. Ткачевым (1976) предложен оригинальный объемно-гнездовой способ определения среднего содержания, которое представляется как произве-

дение средней продуктивности полости (т. е. среднего количества полезного ископаемого, приходящегося на одну полость) на среднее число гнезд в единице объема блока. Последняя величина рассчитывается с учетом вероятности подсечения гнезд разной величины разведочными выработками. Однако этот способ не получил практического распространения в связи с отсутствием на многих месторождениях цветных камней необходимой для него прямой корреляционной зависимости между размерами и продуктивностью полостей, а также из-за очень сложной формы реальных полостей, затрудняющей замеры их объемов.

Запасы месторождений большинства цветных камней целесообразно подсчитывать широко известными методами геологических (иногда эксплуатационных) блоков или (особенно для крупных тел с крутыми углами падения или вытянутых делювиально-аллювиальных и аллювиальных россыпей) методом разрезов. В основе их, как известно, лежит перемножение среднего содержания полезного ископаемого в блоке на его объем. Необходимым условием во всех случаях является геологическая однородность блока. При подсчете запасов месторождений первой и второй групп с очень неравномерным распределением и непостоянным качеством целесообразно выделять укрупненные геологические блоки, иногда охватывающие несколько разведочных горизонтов (эксплуатационных этажей). Это позволяет усреднить разведочные данные и уменьшить несистематическую (случайную) ошибку в определении среднего содержания полезного ископаемого.

Для оценки некоторых месторождений цветных камней применимы геолого-статистические методы подсчета запасов, основанные на сравнении отработанных тел с выявленными, но не опробованными телами. Они используются на ранних стадиях разведочных работ для определения прогнозных запасов, а также для промышленной оценки хорошо изученных месторождений, представленных полями мелких минеральных тел (гидротермальных жил, миароловых пегматитов, будин в метаморфических породах и т. п.). Выше уже отмечалось, что такие тела, как правило, полностью отрабатываются при опробовании, и подсчитать их запасы обычными методами невозможно. Геолого-статистические методы можно подразделить на три группы: полной геологической аналогии; статистико-корреляционный и комбинированный, сочетающийся с методом геологических блоков.

Метод полной геологической аналогии используется при отсутствии корреляции между запасами полезного ископаемого и объемом минерального тела. Его простейший вариант, пригодный только для прогнозной оценки месторождений, состоит в определении средней продуктивности минерального тела по результатам отработки ряда тел. Полученная величина распро-

страняется на все минеральные тела аналогичного геологического строения, выявленные при поисково-оценочных работах. Точность этого способа может быть повышена путем вовлечения в подсчет только перспективных минеральных тел, выделенных по наличию прямых и косвенных признаков полезного ископаемого.

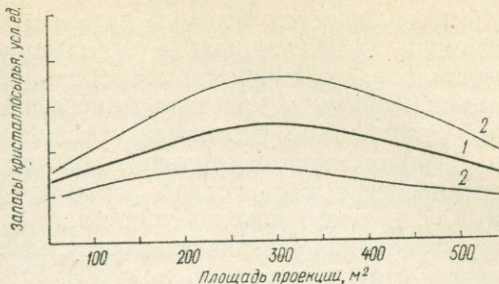
Дальнейшее совершенствование метода полной геологической аналогии возможно при подразделении перспективных минеральных тел на группы с различной продуктивностью. Каждая группа характеризуется своими геологическими признаками и вероятным запасом полезного ископаемого, который определяется по статистическим данным разведочных и эксплуатационных работ. Задача разведки в этом случае сводится к выявлению на изучаемом объекте комплекса оценочных признаков, позволяющих отнести его к той или иной группе. Такими признаками могут быть размеры и форма минеральных тел, условия их залегания, особенности текстуры и минерального состава, из которых два-три являются решающими, а остальные играют подчиненную роль. Обычно бывает достаточно выделить три группы тел: 1) наиболее перспективных с максимальными запасами; 2) со средней или неясной продуктивностью и 3) мало продуктивных. Большое число групп затрудняет оценку разведываемых объектов ввиду неизбежного сходства признаков у смежных групп и почти не влияет на общую невысокую точность подсчета запасов. Очевидно, что этот вариант метода полной геологической аналогии применим только на крупных жильных полях с многочисленными продуктивными телами, когда можно получить достоверные статистические данные о средних запасах по каждой группе тел.

Статистико-корреляционные методы используют корреляционные зависимости между продуктивностью минерального тела и его каким-либо геологическим признаком, наиболее существенно влияющим на продуктивность. Таким признаком чаще всего является средняя мощность или объем тела. Запасы разведываемого объекта определяются по эмпирическому графику корреляционной зависимости, построенному по данным отработки многих минеральных тел. Этот метод также может быть уточнен с помощью предварительной разбраковки объектов на группы разного геологического строения с построением графиков корреляционной зависимости отдельно для каждой группы. Так, в частности, подсчитываются запасы для крупному полю топазо-морионовых пегматитов на Украине.

На этом месторождении пегматиты разделены на четыре группы по форме, размерам и особенностям внутреннего строения (количество и величина минерализованных полостей, зональность), средние запасы мориона-сырца которых относятся между собой как 1 : 2 : 3 : 8. В качестве ведущего корреляционного признака выбрана площадь горизонтальной проекции пег-

Рис. 29. Эмпирический график корреляционной зависимости запасов мориона от размеров пегматитового тела. По В. И. Панченко и И. С. Василишину (1976 г.):

1 — линия наиболее вероятных запасов отдельных пегматитов;
2 — границы полосы колебаний запасов в группе пегматитов



матитового тела, легко фиксируемая по буровым скважинам (Клочков, и др., 1970). На рис. 29 в качестве примера приведен корреляционный график «запасы — размеры тел» для наиболее продуктивной группы пегматитов, характеризующихся изометричной формой, одной большой полостью-камерой и интенсивным развитием процессов выщелачивания и перекристаллизации.

Комбинированные методы заключаются в вычислении по статистическим данным только одного параметра — среднего содержания полезного ископаемого, которое распространяется на геологический блок (минеральное тело или зону), оконтуренный буровыми скважинами. Он удобен для подсчета запасов жильных или линзовидных тел разного размера, находящихся в одном жильном поле и характеризующихся близкими содержаниями полезного ископаемого (нефрит, родонит и др.). Среднее содержание в этом случае определяется по результатам отработки нескольких тел и распространяется на неопробованные объекты установленного объема.

К одному из вариантов комбинированного метода относится и подсчет запасов по зонам концентрации минеральных тел, разведанных единым блоком. Напомним, что такие зоны оконтуриваются буровыми скважинами и в своей приповерхностной части опробываются в пределах сплошного слоя. Полученное среднее содержание относится к нижней неотработанной части блока. Необходимым условием для такого подсчета является аналогия геологического строения слоя опробования с подсчетным блоком и прежде всего равная степень насыщенности жилами. В ином случае приходится вводить поправочный коэффициент.

Запасы цветных камней, подсчитанные любым из геологостатистических методов, подтверждаются только для совокупности ряда минеральных тел или для крупных блоков, так как при этом взаимно компенсируются несистематические ошибки разного знака по отдельным телам или частям блока. Очевидно, что сам принцип таких подсчетов практически исключает возможность полного совпадения реальных запасов отдельного тела с его расчетной среднестатистической продуктивностью.

Запасы принято подсчитывать в цветном камне-сырце с указанием процента выхода кондиционного материала. Это обусловлено непостоянством требований ювелирно-камнерезной промышленности к качеству минерального сырья и периодическими изменениями технических условий и отраслевых стандартов. В таких случаях основной подсчет не изменяется и приходится пересчитывать только процент выхода кондиционного камня. Для этого обычно прибегают к переводному коэффициенту, который определяется в результате опытной разбраковки крупной партии сырца по новым и старым кондициям и сопоставления этих данных.

Подсчитанные в недрах запасы ювелирных ювелирно-поделочных и большинства поделочных камней в связи со сложной формой минеральных тел, неравномерным распределением полезного ископаемого и, главное, большой изменчивостью его качества обычно классифицируются по категориям C_1 и C_2 . Официальных инструкций, регламентирующих требования к запасам цветных камней этих категорий, пока не существует. Исходя из имеющегося опыта, к категории C_1 рекомендуется относить запасы в крупных минеральных телах (зонах), разведанных многочисленными горными выработками и буровыми скважинами и опробованных не менее чем на двух горизонтах (разведочных сечениях). Должны быть изучены горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения, а среднее содержание цветного камня и его качество подтверждены пробной добычей.

К категории C_2 относятся запасы, подсчитанные геолого-статистическими методами, а также заключенные в небольших телах, опробованных только на одном разведочном горизонте.

По результатам разведочных работ и подсчета запасов цветных камней осуществляется геолого-промышленная оценка месторождений с экономическим обоснованием целесообразности их эксплуатации. С этой целью предусмотрена разработка кондиций для определения балансовых запасов, имеющих промышленное значение. К числу главных показателей кондиций относятся минимальное промышленное содержание полезного компонента в подсчетном блоке, возможная глубина отработки месторождения, предельный коэффициент вскрыши и минимальная мощность тел.

Технико-экономическими расчетами определяется рентабельность эксплуатационных работ в соответствии с рациональной системой отработки месторождения, а также с текущей и перспективной потребностью ювелирно-камнерезной промышленности в данном цветном камне. При этом следует считаться с рядом специфических обстоятельств.

Прежде всего необходимо иметь в виду, что ювелирно-камнерезные изделия являются по существу предметами роскоши, и минеральное сырье для их производства пользуется (за ис-

включением драгоценных камней) ограниченным спросом. Так, годовая потребность в отдельных видах ювелирно-поделочных и поделочных камней обычно не превышает нескольких десятков — первых сотен тонн. Поставки сырья на внешний рынок сверх существующего спроса приводят к его обесцениванию и неэффективны. Поэтому проектная мощность горно-добывающего предприятия должна быть хорошо увязана с текущими потребностями внешнего и внутреннего рынка. Большую сложность представляет и определение перспективной потребности в цветном камне в связи с неустойчивой конъюнктурой рынка, обусловленной модой и четкой тенденцией ювелирно-камнерезной промышленности к постоянному обновлению ассортимента изделий.

По этим причинам в ряде случаев становится нецелесообразным капитальное строительство рудников, и промышленное освоение месторождения следует производить одновременно с геологоразведочными работами, широко используя при этом разведочные горные выработки. На уже разведанных месторождениях возможна организация эпизодических добычных работ с подготовкой участков для отработки по локальным проектам.

Геолого-экономическую оценку очень затрудняет слабая обоснованность внутренних оптовых цен на цветные камни в сырье, вынужденно рассчитанных, как правило, всего лишь по одному-двум промышленным месторождениям. Цены на минеральное сырье калькулируются по себестоимости его добычи и не отражают действительного экономического эффекта от реализации полуфабрикатов и готовых изделий или от продажи сырья на внешнем рынке с более высоким, как правило, уровнем цен. В первую очередь это относится к ювелирным камням, оправленным в благородные металлы или вообще входящим в валютные фонды (алмаз, изумруд и др.).

Важнейшую роль при оценке промышленного значения месторождения играют качество цветного камня и возможности его экспорта. Низкосортное минеральное сырье с дефектами и пониженной декоративностью почти не имеет сбыта, в связи с чем даже большие запасы такого сырья не оказывают существенного влияния на реальную ценность месторождения. Рентабельность добычных работ должна рассчитываться исходя из запасов минерального сырья ходовых сортов.

Таким образом, разработка кондиций к подсчету запасов имеет смысл только для промышленной оценки уникальных и крупных месторождений цветных камней с высококачественным минеральным сырьем, предваряя составление генерального проекта их освоения и строительства горно-добывающего предприятия. Для месторождений с небольшими запасами или с малододефицитным сырьем следует ограничиваться составлением технико-экономического обоснования целесообразности их отра-

ботки по локальным проектам без существенных капитальных затрат. Рекомендуется использовать в расчетах так называемые перспективные цены на минеральное сырье, учитывающие конъюнктуру внешнего рынка и более высокую стоимость полуфабрикатов ювелирно-камнерезных изделий. Показатели кондиций, в том числе минимальное промышленное содержание полезного компонента, нужно рассчитывать в целом по месторождению, а не для отдельных блоков подсчета запасов, что позволит полнее использовать редкие природные ресурсы цветных камней.

Цветные камни как попутный компонент. Комплексные месторождения. Цветные камни иногда встречаются на месторождениях других полезных ископаемых и благодаря своей высокой стоимости могут рентабельно извлекаться в качестве попутного компонента. Попутная добыча является важным источником многих цветных камней, особенно тех, которые рассредоточены в минеральных телах и лишь изредка образуют самостоятельные сконцентрированные скопления. Так, большое количество малахита добывается на скарновых медно-железородных и стратиформных кобальт-медных месторождениях, бирюзы — на порфировых медно-молибденовых месторождениях, топаза и ювелирного берилла — на пегматитовых месторождениях пьезо-кварца, цветного турмалина и кунцита из редкометалльных пегматитов, пиропы и хризолита — на месторождениях алмаза. Некоторые россыпи золота и платины содержат сапфир, рубин, горный хрусталь, демантоид и другие ювелирные гранаты.

Для организации систематической попутной добычи цветных камней необходимо выяснить условия их размещения в рудных телах или в горных породах вскрыши, качество (сортность), а также средние содержания в рудах, вмещающих породах или в хвостах обогащения руд. Эти данные позволяют подсчитать возможные запасы попутного цветного камня в разведанной части месторождения.

Ювелирные и ювелирно-поделочные камни обычно распределены гораздо неравномернее основного полезного компонента и с неизмеримо меньшим содержанием в продуктивных породах. В этой связи при разведочных работах на основной компонент нередко не удается получить сколько-нибудь надежные данные о среднем содержании и качестве попутного цветного камня, для чего нужны большие объемы валового опробования. Практически такие сведения собираются уже в процессе эксплуатации в результате учета выхода цветного камня при вскрышных и очистных работах или специального опробования отходов обогащения руд.

Запасы попутного цветного камня удобнее всего подсчитывать одним из геолого-статистических методов, освещенных в предыдущем разделе. Чаще всего применяются модификации статистико-корреляционного метода, использующие выявленные зависимости между содержаниями основного и попутного ком-

понента или запасами цветного камня и мощностью, размерами, формой и другими параметрами рудных тел.

Некоторые цветные камни можно выбирать вручную из отбитых горных пород и руд, другие требуют усложнения технологического процесса разработки месторождения: отказа от применения взрывчатых веществ на участках, богатых цветными камнями, введения в линию обогащения руд дополнительных устройств для извлечения зерен драгоценного камня (например, сепараторов типа «Сортекс» для отбора пиропа из алмазоносных концентратов) и т. д. В последнем случае необходимы специальные технико-экономические расчеты по обоснованию целесообразности попутной добычи, учитывающие количество и стоимость попутного цветного камня, а также существующую потребность в нем ювелирно-камнерезной промышленности.

Следует упомянуть и о тех цветных камнях, которые в зависимости от качества используются как техническое либо как ювелирно-камнерезное сырье (алмаз, агат, гранаты, горный хрусталь и др.). Месторождения таких камней обычно представляют собой комплексные объекты, а ювелирная или поделочная разновидность камня при разведке рассматривается как особый сорт полезного ископаемого. Запасы цветного камня вычисляются по проценту его выхода из минерала-сырца или, когда резко преобладает техническая разновидность, по соотношению с этим основным компонентом. Указанные величины определяются при разведочном опробовании минеральных тел или по статистическим данным добычных работ.

Важное значение при разведке собственных месторождений цветного камня имеет изучение других полезных компонентов, которые могут существенно улучшить экономические показатели добычных работ. Например, занорышевые пегматиты с топазом и бериллом в связи с рассеянной и непостоянной минерализацией, как правило, нерентабельны для систематической эксплуатации без попутного использования керамического сырья и ценного коллекционного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борзунов В. М.* Месторождения нерудных полезных ископаемых, их разведка и промышленная оценка. М., Недра, 1969. 336 с.
- Борискин В. П.* Некоторые минералого-геохимические особенности месторождений бирюзы района Букантау.—Тр. Ташкентского ун-та, 1976, вып. 496, с. 112—114.
- Вертушков Г. Н.* Гумешевское месторождение малахита на Урале.—В сб.: Минералогия и петрография Урала. Тр. Свердловского горн. ин-та, 1975, вып. 106, с. 3—26.
- Власов К. А., Кутукова Е. И.* Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960. 252 с.
- Генетическая классификация метаморфогенных месторождений. Геология рудных месторождений*, 1976, № 2, с. 3—11. Авт.: Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Б. И. Горошников, В. С. Домарев.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А.* Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951. 716 с.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов.—Геология рудных месторождений, 1960, № 1, с. 45—54.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного минералообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965. 300 с.
- Гудков А. С., Киевленко Е. Я., Кондрашев С. Н.* Основы поисков и разведки месторождений пьезооптических минералов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 218 с.
- Давидченко А. Г., Смирнова С. А.* Физико-химические условия образования месторождений лазурита.—В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975, с. 31—33.
- Докембрийские алмазоносные формации мира.* М., Недра, 1976. 134 с. Авт.: М. П. Метелкина, Б. И. Прокопчук, О. В. Суходольская, Е. В. Францесон.
- Добрецов Н. Л.* Минералогия, петрология и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хребта Борус (Западный Саян).—Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 15. Новосибирск, Наука, 1963.
- Ермаков Н. П.* Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Вольни.—Тр. ВНИИП, т. I, 1957, вып. 1, с. 25—42.
- Жариков В. А.* Скарновые месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., Недра, 1968, с. 220—302.
- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н.* Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефрита в гипербазитах.—В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975, с. 14—15.

- Капитонов М. Д.* Генетическая систематика магматогенных месторождений драгоценных и поделочных камней.—В кн.: Жизнь Земли, вып. 8, изд-во МГУ, 1972, с. 55—70.
- Капитонов М. Д.* Генетическая классификация экзогенных месторождений драгоценных и поделочных камней.—В кн.: Жизнь Земли, вып. 9, изд-во МГУ, 1973, с. 102—115.
- Катинас В.* Янтарь и янтареносные отложения южной Прибалтики. Вильнюс, Минтис, 1971, 156 с.
- Киевленко Е. Я.* Проблемы изучения минерально-сырьевых ресурсов цветного камня СССР.—В кн.—Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М., Наука, 1973, с. 7—15.
- Киевленко Е. Я.* Генетическая классификация драгоценных и поделочных камней.—В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975, с. 5—6.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П.* Геология месторождений драгоценных камней. М., Недра, 1974. 328 с.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н.* Геология месторождений поделочных камней. М., Недра, 1976. 280 с.
- Клочков В. Т.* Метод подсчета запасов горного хрусталя в пегматитах.—Сб. научн. работ Киевского ун-та. Киев, 1970, № 5, с. 96—100.
- Колесник Ю. Н.* Нефриты Сибири. Новосибирск, Наука, 1966. 150 с.
- Колесник Ю. Н.* Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных породах.—Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 261. Новосибирск, Наука, 1976. 239 с.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—450.
- Лазько Е. Е., Серенко В. П.* Минералогия, парагенезис и некоторые особенности происхождения гранатов из кимберлитовых трубок Сибири.—В сб. Новые данные о минералах СССР, вып. 25, 1976.
- Лицарев М. А.* Лазурит, его генезис и сырьевая база.—В кн.:—Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М., Наука, 1973, с. 62—80.
- Менчинская Т. И.* Новые данные о генезисе бирюзы Средней Азии.—Сов. геология, 1971, № 8, с. 157—163.
- Меренков Б. Я.* Драгоценные, технические и поделочные камни. М.—Л., ОНТИ НКТП СССР, 1936. 91 с.
- Милашев В. А.* Физико-химические условия образования кимберлитов Л., 1972. 176 с.
- Милашев В. А., Табунов С. М.* Кимберлитовые провинции мира.—Сов. геология, 1973, № 1, с. 48—63.
- Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитонность. Л., Недра, 1974. 279 с.
- Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н.* Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива.—В кн.: Анортозиты СССР. М., Наука, 1974, с. 48—56.
- Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза. М., Наука, 1973. 224 с.

Розинов М. И. Классификация базальтоидных вулканических серий.— Сов. геология, 1974, № 7, с. 31—46.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971. 328 с.

Свириденко А. Ф., Смирнов А. А. К вопросу об условиях образования породообразующих и ювелирных жадеитов.—В сб. Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975, с. 22—23.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е. М., Недра, 1976, 688 с.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 235 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.

Ткачев Ю. А. Подсчет запасов минерального сырья на месторождениях с гнездовым распределением полезного ископаемого. Коми филиал АН СССР, Сыктывкар, 1976. 65 с.

Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М., Недра, 1967. 299 с.

Трофимов В. С. Янтарь. М., Недра, 1974. 184 с.

Фашии метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., Недра, 1972, 432 с.

Федорчук В. П. Телетермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., Недра, 1968, с. 544—585.

Ферман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Избр. тр., т. VII. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 9—531.

Францессон Е. В. Петрология кимберлитов. М., Недра, 1968. 200 с.

Францессон Е. В. Критерии и факторы алмазности кимберлитовых пород.—Сов. геология, № 5, 1972, с. 61—70.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 160 с.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М. Наука, 1966. 240 с.

Шаронов Б. Н. Ограничые, поделочные и технические камни.—В кн.: Курс месторождений твердых полезных ископаемых. Л., Недра, 1975, с. 393—399.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.—Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. Госгеолтехиздат, 1961. 161 с.

Шмакин Б. М., Татаринов А. В. Миароловые пегматиты, их место в систематике гранитных пегматитов и поисковые признаки.—Геология и геофизика, 1975, № 9, с. 73—80.

Brooks J. H. Marlborough Creek chrysoprase deposits. Rockhampton District, Central Queensland.—Queensland Gor. Mining Journal, 1964, 749.

Jahns R. H. Gemstones and allied materials. Industr. Miner and Rocks, 1960, p. 383—444.

Krenston P., Fels P., Berggen G. Kimberlitic zircons—a possible aid in prospecting for kimberlites. «Mineral Deposits», 1975, vol. 10, N 1, p. 47—56.

Saurin E. Some occurrences in Cambodia. Rocks and Minerals. Vol. 32, N 7—8, 1957, p. 397—398.

Schubnel Henri—Jean. Contribution à l'étude des pierres précieuses et autres gemmes. Thés doct. Univ. Paris, 1972, 184 p.

Sinkankas J. Standard Catalog of Gems. New-York, 1968, p. 11—204.

Webster R. Gems. Their sources, descriptions and identification. Vol. 1. London, 1962, p. 464.

Wells A. J. Corundum from Ceylon. Geological magazine, vol. 43, N 1, 1956, p. 25—31.

Williams A. F. The genesis of the diamond. London, 1932.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Цветные камни как полезное ископаемое	
Общие сведения о драгоценных и поделочных камнях	5
Требования промышленности к качеству минерального сырья	27
Глава 2. Генетическая классификация месторождений драгоценных и поделочных камней	
Магматические месторождения	44
Пегматитовые месторождения	50
Пневматолитово-гидротермальные (гидротермально-метасоматические) месторождения	54
Гидротермальные месторождения	70
Метаморфогенные месторождения	76
Месторождения, связанные с диагенезом	80
Месторождения в корях выветривания	82
Россыпные месторождения	87
Глава 3. Закономерности размещения и поисковые критерии месторождений драгоценных и поделочных камней	
Цветные камни в ультраосновных породах	95
Габбро-анортозиты с призмующим лабрадором	107
Цветные камни в эффузивных породах	108
Цветные камни в гранитных пегматитах	114
Апогранитные грейзены с аквамаринном	121
Магнезиальные скърны со шпинелью, благородным корундом и лазуритом	121
Цветные камни в корях выветривания	123
Цветные камни в россыпях	127
Глава 4. Основы поисков и оценки месторождений драгоценных и поделочных камней	
Особенности геологоразведочного процесса и рациональная последовательность работ	134
Поиски и предварительная оценка проявлений цветных камней	137
Разведка и промышленная оценка месторождений	141
Список литературы	162

ЕВГЕНИЙ ЯКОВЛЕВИЧ КИЕВЛЕНКО

ПОИСКИ И ОЦЕНКА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДРАГОЦЕННЫХ
И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

Редактор издательства *Л. Г. Китаенко*
Обложка художника *А. Е. Григорьева*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *Т. М. Столярова*

ИБ № 1262

Сдано в набор 24.01.80. Подписано в печать 14.05.80.
Т-08058. Формат 60×90¹/₁₆ Бумага типографская № 3
Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 10,5
Уч.-изд. л. 11,2 Тираж 15 000 экз. Заказ 1140/6552-2
Цена 55 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

Кудряшов П. И., Кузьмин В. И. ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ И УЧЕТ ЗАПАСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ. — 20 л. 1 р. 40 к.

Изложены теория и практические методы геометризации, подсчета и учета запасов месторождений твердых полезных ископаемых, рационального использования и охраны недр.

Рассмотрены методы геолого-маркшейдерских измерений. Описаны теория и методика геометризации структурных и качественных особенностей месторождений, приведены практические примеры. Изложены основные теоретические положения и методика подсчета и учета запасов полезных ископаемых. Освещены вопросы рационального использования и охраны недр, контроля за полной извлечением, потерями и разубоживанием полезных ископаемых при добыче.

Для геологов и маркшейдеров. Может быть использована студентами геологоразведочной и маркшейдерской специальностей геологоразведочных и горных вузов и факультетов.

Кушнарев И. П. ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. — 2-е изд., перераб. и доп. — 13 л. 2 р.

Рассмотрены прямые и косвенные методы, позволяющие приближенно оценивать глубину формирования руд, приведены примеры таких оценок. Разработана методика определения глубин образования руд с помощью карты эрозионных срезов, показаны ее преимущества для установления глубин распространения различных типов руд. Новый, более представительный фактический материал, полученный автором после опубликования 1-го издания книги (1969 г.), подтверждает прежние выводы и позволяет сделать новые. Освещены причины, обуславливающие диапазон развития различных типов руд эндогенных месторождений на глубину.

Для геологов-съемщиков, поисковиков и разведчиков, изучающих эндогенные месторождения полезных ископаемых.

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»

40

55 коп.

3302

12

НЕДРА

6