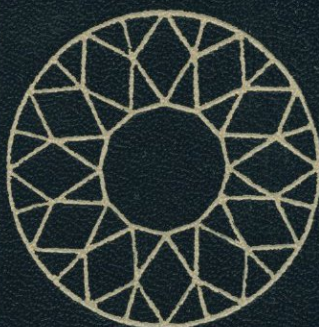


Е. Я. КИЕВЛЕНКО
Н. Н. СЕНКЕВИЧ
А. П. ГАВРИЛОВ

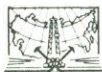
ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ



Е. Я. КИЕВЛЕНКО
Н. Н. СЕНКЕВИЧ
А. П. ГАВРИЛОВ

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И
ДОПОЛНЕННОЕ



МОСКВА
"НЕДРА"
1982



3852

Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. 2-е изд., перераб. и доп. М., Недра, 1982, 279 с.

Рассмотрены геологическое строение и генезис главных отечественных и зарубежных месторождений драгоценных камней. Приведены данные о минералогии, распространении и стоимости самоцветов. Предложены новая систематика драгоценных и поделочных камней и геолого-генетические классификации месторождений рубина, сапфира, изумруда, благородного опала, берилла, топаза, турмалина, хризолита, гранатов, бирюзы, аметиста, хризопраза. Охарактеризованы также шпинель, хризоберилл, циркон, сподумен. Второе издание (1-е изд.—1974) дополнено новыми материалами о месторождениях драгоценных камней, природе окраски самоцветов и др.

Для геологов, занимающихся поисками и изучением месторождений полезных ископаемых.

Табл. 18, ил. 32, список лит.— 100 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук Н. И. Гинзбург (ВИМС)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Драгоценные камни наряду с золотом известны человечеству с древнейших времен и многие века были показателем богатства и силы рабовладельческих и феодальных государств и их властителей. Велика роль драгоценных камней и в научно-техническом развитии человечества: добыча их стала одним из первых горных промыслов. За 2—3 тыс. лет до н. э. копи изумрудов и бирюзы уже были известны в Древнем Египте, а алмазов, рубинов и сапфира — в Индии и на Шри-Ланка. Описание драгоценных камней, их физических и «магических» свойств, а также способов отличия от простых камней и подделок положили начало минералогии как науке. Достаточно вспомнить «Естественную историю» Плиния Старшего (23—79 гг. н. э.) или «Собрание сведений для познания драгоценностей» знаменитого ученого-энциклопедиста средних веков Аль-Бируни (973—1048 гг.).

Драгоценным и поделочным камням принадлежит выдающаяся роль в истории мировой культуры. «Среди изменчивых и умирающих форм живой природы,— писал академик А. Е. Ферсман [41],— вечными и незбылемыми остаются художественные произведения, выполненные в камне. Для изобразительного искусства он основной, незаменимый и вечный материал, в котором воплощались вековые достижения человеческого вдохновения» (с. 546).

В настоящее время развитие науки позволило получить искусственные рубины, сапфиры и многие другие кристаллы, широко применяемые в современной технике и ювелирном деле. Однако синтетические самоцветы по красоте и великолепию, видимо, никогда не смогут сравниться с уникальными произведениями природы — естественными драгоценными камнями.

В СССР большое внимание уделяется развитию ювелирной промышленности и подготовке необходимой для этого минерально-сырьевой базы. За последние годы существенно увеличились объемы геологоразведочных работ на цветные камни и к поискам новых месторождений сейчас привлечены все организации Министерства геологии СССР. Между тем отечественная литература бедна работами по драгоценным камням, за исключением алмазов, которым после открытия якутских месторождений уже посвящено несколько обстоятельных монографий. В классических книгах А. Е. Ферсмана «Драгоценные и цветные камни СССР» и «Очерки по истории камня» рассматриваются главным образом поделочные камни СССР, а небольшая сводка Б. Я. Меренкова «Драгоценные, технические и поделочные камни», опубликованная в 1936 г., устарела и давно стала библиографической редкостью. Обобщающих работ, от-

ражающих закономерности образования и размещения месторождений драгоценных камней, нет и в современной зарубежной геологической литературе. Недавно на русском языке были изданы книги Г. Банка «В мире самоцветов» (М., Мир, 1979) и Г. Смита «Драгоценные камни» (М., Мир, 1980), однако и в них освещены в основном свойства ювелирных и ювелирно-поделочных камней и почти не охарактеризованы геологические особенности месторождений.

Первое издание настоящей книги (М., Недра, 1974), призванной восполнить этот пробел, было благожелательно встречено читателями. При подготовке второго издания сохранены номенклатура драгоценных камней, охватывающая главные виды ювелирного сырья (кроме алмаза и жемчуга), и порядок геологического описания месторождений. Он определялся относительной ценностью камней, при этом во избежание повторений учитывалось минералогическое родство некоторых камней (гранаты) или их частое совместное нахождение (берилл, топаз).

Были учтены новые данные по геологии месторождений, экономике, природе окраски самоцветов и другие сведения, появившиеся за прошедшее время. Представилось возможным уточнить некоторые представления о генезисе месторождений и их промышленно-генетические классификации. Особенно существенно переработаны и дополнены главы «Рубин и сапфир», «Изумруд», «Турмалин», «Топаз и берилл», «Бирюза», «Аметист». Строго лимитированный объем книги заставил исключить главу о минерагенических закономерностях размещения месторождений, которые подробно рассмотрены в работе Е. Я. Киевленко (М., Недра, 1980).

Авторы искренне благодарны В. П. Петрову и А. И. Гинзбургу за ценные советы и замечания.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

1. ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЮВЕЛИРНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

К ювелирным и поделочным камням относятся редкие декоративные минералы и горные породы, которые характеризуются красивым цветом или рисунком, прозрачностью, ярким блеском, опалесценцией, световой игрой и тому подобными свойствами, нередко сочетающимися друг с другом. Они отличаются высокой прочностью, химической устойчивостью и способностью хорошо шлифоваться и полироваться, что выявляет эстетические качества камня. В ювелирном и камнерезном деле используется около ста видов декоративных камней. Среди них монокристаллы, кристаллы с включениями других минералов, мономинеральные и полиминеральные агрегаты. Особое место занимают недиагенизированные органогенные вещества — жемчуг и кораллы.

Для того чтобы свободно ориентироваться в многообразном мире ювелирных и поделочных камней, необходима их общая классификация. Еще в начале прошлого столетия было предложено несколько классификаций, основанных на различных принципах. В Саксонии, например, различались камни-украшения, камни, используемые в лечебных целях, и камни, служащие материалом для облицовки зданий, статуй, колонн, и др. Ювелиры Европы разделяли драгоценные камни на две группы: восточные, или благородные, у которых красота расцветки, яркий блеск и прозрачность сочетаются со значительной твердостью, и западные, характеризующиеся хорошими оптическими свойствами, но меньшей твердостью.

Первая серьезная классификация была составлена К. Клуге (1860 г.), который расположил цветные камни по «масштабу их реальной ценности как украшений наряду с их твердостью, оптическими свойствами и редкостью». Он выделял «шлифованные», или собственно драгоценные, камни, которые подразделял на три класса — от алмаза до бирюзы, и полудрагоценные камни — в основном минералы кремнезема и цветные горные породы (табл. 1). Эти признаки легли в основу всех последующих классификаций цветных камней, включая и наиболее популярную в СССР классификацию А. Е. Ферсмана.

К. Клуге (1860 г.)	А. Е. Ферсман, М. Бауэр [25]
1. «Шлифованные», или собственно драгоценные, камни I класс: алмаз, корунд, хризоберилл, шпинель II класс: циркон, берилл, топаз, турмалин, гранат, благородный опал III класс: кордиерит, везувиан, хризолит, аксинит, кианит, ставролит, андалузит, хиастолит, эпидот, бирюза 2. Полудрагоценные камни IV класс: кварц (горный хрусталь, аметист, розовый кварц, авантюрин), халцедоны (агат, карнеол, плазма, гелиотроп, яшма, хризопраз, роговики), опалы (огненный опал, полуопал, гидрофан, кахолонг, яшмовый опал, обычный опал), полевой шпат (адуляр, амазонит, лабрадор), обсидиан, лазурит, гаюин, гиперстен, диопсид, флюорит, янтарь V класс: гагат, нефрит, серпентин, агальматолит, диаллаг, бронзит, бастит, мрамор, селенит, алебастр, малахит, пирит, родохрозит, гематит, пренит, элеолит, натролит, лава, кремнистая брекчия, лепидолит	1. Драгоценные камни (самоцветы) I порядок: алмаз, рубин, сапфир, изумруд, александрит, благородная шпинель, эвклаз II порядок: топаз, аквамарин, берилл, красный турмалин, демантоид, кровавый аметист, альмандин, уваровит, жадеит, благородный опал, циркон III порядок: 1) гранат, кордиерит, кианит, эпидот, диоптаз, бирюза, врисцит, зеленый турмалин, полихромный турмалин; 2) горный хрусталь, дымчатый кварц, светлый аметист, халцедон, агат, сердолик, гелиотроп, хризопраз, празем, полуопал; 3) солнечный камень, лунный камень, лабрадор, элеолит, содалит, обсидиан, титанит, бенитоит, пренит, андалузит, диопсид, скаполит, томсонит; 4) гематит, пирит, касситерит, рутил, кварц с золотом 2. Подделочные (цветные) камни I порядок: нефрит, лазурит, глауконит, содалит, амазонит, лабрадор, орлец, азурит, малахит, авантюрин, кварцит, горный хрусталь, дымчатый кварц, агат и его разновидности, а также яшма, везувиан, розовый кварц, письменный гранит II порядок: лепидолит, фукситовый сланец, серпентин, агальматолит, стеатит, селенит, обсидиан, мраморный оникс, латолит, флюорит, каменная соль, графит, лазурит, смитсонит, цоизит III порядок: гипс, порфиры и частично декоративный материал — брекчин, сливные кварциты и др. 3. Драгоценные камни органического происхождения Жемчуг, коралл, янтарь, гагат

1. Драгоценные камни (самоцветы)

I класс: алмаз, изумруд, александрит, хризоберилл, эвклаз, благородная шпинель и особо редкие разновидности корунда: рубин, сапфир, папараджа (оранжевый сапфир)

II класс: топаз, разновидности берилла — аквамарин, воробьевит и гелиодор, турмалин розовый и темно-красный (сибирит), фенакит, аметист, циркон (оранжевый — гиацит, зеленый и др.), благородный опал

III класс: бирюза, горный хрусталь бесцветный и дымчатый (раух-топаз), хризопраз, сердолик, агаты с красивым рисунком, кровавик, янтарь, гагат и др.

2. Цветные камни

I класс: малахит, орлец, нефрит, ляпис-лазурь, амазонит, лабрадор, авантюрин, халцедон, письменный гранит и др.

II класс: офит (благородный змеевик), агальматолит, мраморный оникс, флюорит, морская пенка (сепиолит), селенит, яшма и др.

1. Ювелирные (драгоценные) камни

I порядок: алмаз, изумруд, рубин, синий сапфир

II порядок: александрит, оранжевый, фиолетовый и зеленый сапфир, благородный черный опал, благородный жадеит

III порядок: демантоид, шпинель, благородный белый и огненный опал, аквамарин, топаз, родолит, турмалин

IV порядок: хризолит, циркон, желтый, зеленый и розовый берилл, кунцит, бирюза, аметист, пироп, альмандин, лунный и солнечный камень, хризопраз, цитрин

2. Ювелирно-поделочные камни

I порядок: лазурит, жадеит, нефрит, малахит, янтарь, горный хрусталь бесцветный и дымчатый, чароит

II порядок: агат, амазонит, родонит, гематит-кровавик, иризирующий обсидиан, обыкновенный опал, непрозрачные иризирующие полевые шпаты

3. Поделочные камни

I Яшма, письменный гранит, окаменелое дерево, мраморный оникс, листовит, обсидиан, гагат, селенит, флюорит, авантюриновый кварцит, агальматолит, рисунчатый кремень, цветной мрамор

А. Е. Ферсман выделял группы драгоценных камней (самцветов) и поделочных цветных камней, рассматривая, как самостоятельную группу драгоценные органогенные камни, которые он не считал минералами. В первую группу вошли главным образом прозрачные красиво окрашенные камни, используемые преимущественно в ограненном виде, а во вторую наряду с собственно минералами — непросвечивающие горные породы, пригодные для различных поделок. Каждая группа в зависимости от ценности камня подразделена на порядки.

Классификация А. Е. Ферсмана широко используется в отечественной геологической и научно-популярной литературе, иногда в упрощенном и более современном виде [37]. Между тем недостатки этой классификации очевидны. Прежде всего она перегружена мало употребляемыми в ювелирном и камнерезном деле и не имеющими сколько-нибудь серьезного практического значения названиями камней (томсонит, лепидолит, бенитоит и др.). Некоторые из камней без объяснения одновременно отнесены к разным порядкам (горный хрусталь, дымчатый кварц, агат, лазурит и др.). Не выдержана минералогическая номенклатура: на равных основаниях приведены как видовые минералогические, так и собственные названия благородных камней (гранат и альмандин, циркон и гиацит и т. п.). Кроме того, относительная ценность многих камней в настоящее время существенно изменилась.

Авторы данной работы предлагают модернизированную общую классификацию цветных камней, основанную на принципах их применения и современной рыночной стоимости (табл. 1, по Е. Я. Киевленко). Известно, что цветные камни представляют собой минеральное сырье для ювелирного дела и художественно-камнерезного промысла. В первом для изготовления дорогих украшений и предметов роскоши используются наиболее эффектные и редкие, главным образом прозрачные камни, во втором — ярко окрашенные и рисунчатые более распространенные горные породы и минералы, из которых режут пепельницы, шкатулки, вазы, скульптурные фигурки и другие художественные поделки и сувениры. В соответствии с этим справедливо выделить две основные группы камней: ювелирные и поделочные. Кроме того, существует довольно много камней, широко применяющихся как в той, так и в другой области, в связи с чем в классификации предусмотрена промежуточная группа — ювелирно-поделочные камни.

Можно говорить и о группе декоративно-облицовочных камней, как о переходной между поделочными и облицовочно-строительными камнями. Однако по специфике применения (отделка дворцов и уникальных зданий и т. п.) и требованиям к качеству сырья эту группу следует отнести к строительным камням.

Ювелирные (драгоценные) камни мы разделяем на четыре порядка, а ювелирно-поделочные на два, в зависимости от

уровня цен. Следует отметить сложность градации ювелирных и отчасти ювелирно-поделочных камней по их стоимости.

В пределах одного и того же минерального вида цена определяется качеством камня, т. е. интенсивностью и оттенком окраски, наличием дефектов, а также размером (массой). Диапазон цен нередко очень широк, и камни высокого качества в сотни раз дороже плохих камней. Наиболее показательна для сравнения цена камней высокого качества, так как дефектные камни, несмотря на их минеральный вид, одинаково дешевы, а цена уникальных камней нерегламентирована. К тому же именно рядовые высококачественные камни составляют главную часть товарооборота и стоимости запасов месторождений.

Правомерность разделения цветных камней на такие группы подтверждается рядом их характерных особенностей. Ювелирные камни в обработанном (ограненном) виде применяются для дорогих изделий нередко вместе с драгоценным металлом. Как правило, стоимость изделия зависит в основном от цены драгоценного камня, а не оправы или художественных достоинств изделия и затрат на его производство. Качество и цену камня устанавливают после огранки, так как оценка сырья малодостоверна. Единица измерения ограненных камней — карат (0,2 г), иногда — грамм.

Ювелирно-поделочные камни в виде плоских вставок и кабошонов применяются в массовых ювелирно-галантерейных изделиях, а также представляют собой великолепный материал для камнерезных поделок. Оправлены они обычно серебром или простыми металлами, имитирующими драгоценные. Лучшие образцы камней этой группы, например, малахита, лазурита и янтаря, вполне сопоставимы с драгоценными камнями четвертого порядка. Качество камней может быть определено в сырье и полуфабрикатах, реализуемых крупными партиями. Большое значение имеют художественные достоинства изделий и мода на них. Единица измерения ювелирно-поделочных камней в сырье — килограмм.

Поделочные камни являются сырьем для изготовления разнообразных художественных предметов и сувениров. Некоторые из них, обладающие хорошей блочностью, иногда используются как декоративно-облицовочное сырье, а твердые с мелким рисунком — в ювелирно-галантерейном производстве. Стоимость изделий во многом зависит от затрат на обработку камня. Поделочные камни реализуются в сырье крупными партиями, единица их измерения в сырье — центнер, тонна.

2. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЯХ

Драгоценные (ювелирные) камни по своему практическому и историческому значению занимают важнейшее место среди цветных камней. Главные их качества — прозрачность и кра-

сота окраски в сочетании с ярким блеском, цветовой игрой и сильным рассеянием света, обусловленными высокими показателями преломления и световой дисперсии минерала. Ювелирный камень долговечен, т. е. устойчив к колебаниям температуры воздуха и химическому воздействию атмосферных агентов. Твердость драгоценных камней, за немногими исключениями, выше твердости кварца, самого распространенного в природе естественного абразива (7 по шкале Мооса).

У различных драгоценных камней, как правило, наиболее интенсивно проявлен какой-либо один из перечисленных признаков. Например, обычно бесцветный алмаз отличается очень высокой дисперсией, а рубин и сапфир, наоборот, характеризуются низким коэффициентом дисперсии, но великолепно окрашены. Некоторые яркоокрашенные ювелирные камни полупрозрачны (благородный жадеит, хризопраз) или даже непрозрачны (бирюза).

Для максимального выявления всех достоинств драгоценных камней им придают правильную многогранную или сфероидальную форму с полированной поверхностью. В настоящее время применяются три основных типа огранки: бриллиантовая, ступенчатая и кабошоном, а также всевозможные смешанные формы (рис. 1). У ограненного в фасетной (многогранной) форме камня различаются горизонтальные грани: таблица — верхняя большая и колетта — нижняя малая. Если колетты нет, камень заканчивается шипом. Наклонные грани, окружающие таблицу, именуют короной, а нижние наклонные грани — павильоном. Грани короны обычно размещают поясами (у крупных камней до трех). Пояс узких вертикальных граней, разделяющих корону и павильон, называется рундистой, или ободком.

Бриллиантовая огранка придает прозрачному камню совершенный блеск и световую игру. Полагают, что она была изобретена в середине XV в. во Фландрии и с тех пор значительно усовершенствована. Мелкие алмазы массой до 0,03 карата сейчас гранят в так называемой простой форме с 16 фасетками (не считая таблицы и колетты), для более крупных применяется «швейцарская» огранка на 32 фасетки или «полная» на 56, а для камней массой более карата — «Хайлайт-кат» на 72, «королевская» на 84 и «величественная» на 100 фасеток. Углы наклона граней рассчитывают так, чтобы обеспечить многократное полное внутреннее отражение и максимальное проявление дисперсии света. Расчетные формулы очень сложны и учитывают коэффициент преломления, величину дисперсии, двупреломление, поглощение света и даже особенности человеческого зрения. Ультрасовременная огранка алмазов — «импариант» основывается на симметрии непарных многогранников (чаще всего одиннадцатигранника) или придает камню принципиально новую форму, например пластинчатую с многочисленными бороздками («принцесса»).

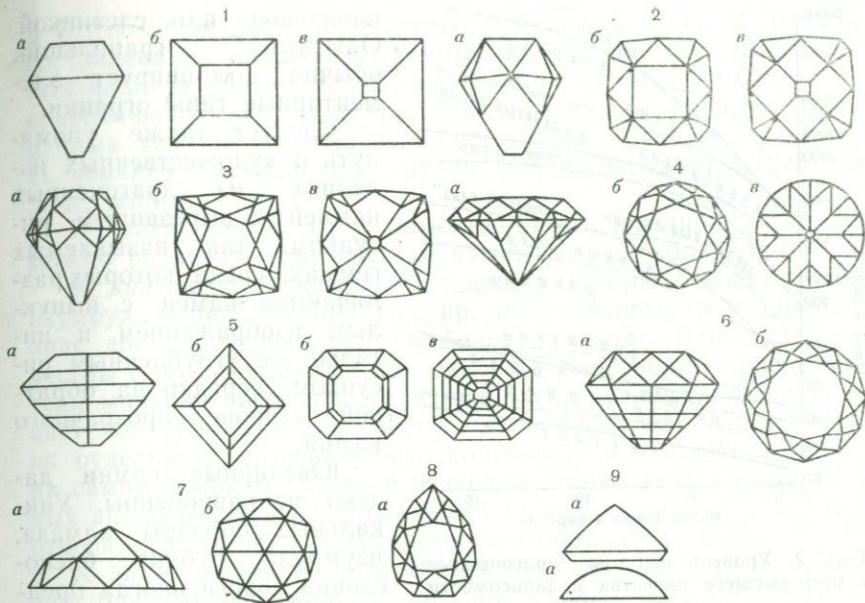


Рис. 1. Главные типы огранки драгоценных камней (а — вид сбоку, б — вид сверху, в — вид снизу):

1, 2 — простая для мелких камней, 3 — старая бриллиантовая, 4 — современная бриллиантовая, 5 — ступенчатая, 6 — комбинированная, 7 — розой, 8 — «слезинкой», 9 — кабошоном

Ступенчатая огранка, квадратная или прямоугольная, реже ромбическая, с различным числом ступеней и широкой верхней таблицей лучше всего подчеркивает цвет камня. Для его усиления применяют «глубокую» (высокую) огранку, а густоокрашенным камням, наоборот, придают уплощенную (низкую) форму. Очень густоокрашенные, полупрозрачные, непрозрачные, а также дефектные камни и кристаллы с включениями типа «кошачьего глаза» или астерисков шлифуют в виде полусферических и оваловидных кабошонов.

Огранка камней — большое искусство. Правильной огранкой могут быть исправлены многие недостатки камня (неравномерность или чрезмерная густота окраски), скрыты или, наоборот, использованы такие дефекты, как мелкие внутренние трещинки — блески и инородные включения. В нужных случаях кристалл закономерно ориентируется: в частности, у таких минералов, как александрит, берилл, турмалин, кунцит, аметист, учитывается дихроизм. Крупные драгоценные камни, особенно высоких порядков, гранят индивидуально с учетом их природной формы, чтобы по возможности уменьшить потерю массы. Так, плоские камни нередко ограняются «розами», удлиненные — лодочкой («маркиза»). Для каменных подвесок в серьгах и кулонах применяется огранка типа «бриолетта» —

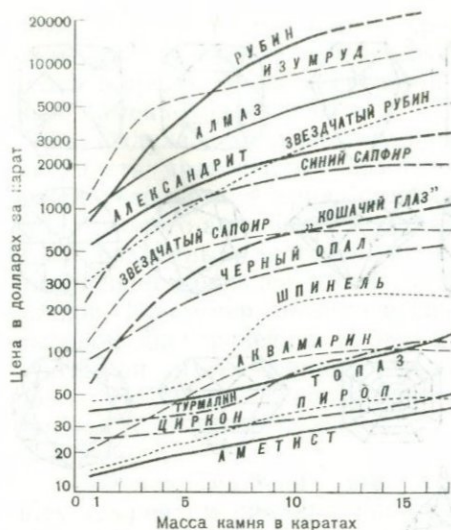


Рис. 2. Уровень цен на драгоценные камни высшего качества в зависимости от их массы [73]

всегда имеют собственное имя и биографию, лучшие из них считаются историческими, например бриллианты «Орлов» (199,6 карата) и «Шах» (88 каратов) из Алмазного фонда СССР, «Кохинор» (106 каратов) и «Куллинан» (516,5 и 309,3 карата — главные ограненные части крупнейшего в мире кристалла) в сокровищнице британской короны, сапфир «Стюарт» (104 карата), необработанный «Изумруд герцога Девонширского» (1385,9 карата), хранящиеся в Великобритании и др. Цена рядовых ювелирных камней колеблется в широком диапазоне, достигая нескольких тысяч долларов за карат. Она зависит от минерального вида камня, определяющего его общие свойства, относительной редкости, традиционно сложившейся репутации и отчасти моды. Разумеется, речь идет о камнях достаточно высокого качества; дефектные камни — замутненные, с трещинами и включениями — стоят сравнительно дешево или вообще не имеют спроса. В пределах одного и того же минерального вида цена драгоценного камня за карат существенно зависит от его размера, у рубина, изумруда, алмаза и сапфира она возрастает с увеличением массы почти в геометрической прогрессии (рис. 2). В меньшей степени это относится к драгоценным камням пегматитов — топазу, бериллу и др., а также к сравнительно дешевым самоцветам группы кварца — аметисту, хризопразу и цитрину, которые нередко встречаются в природе в виде крупных кристаллов.

В табл. 2 приведен ориентировочный уровень розничных цен на ограненные драгоценные камни высокого качества

капелькой или слезинкой. Опытный гранильщик обычно комбинирует элементарные типы огранки.

Следует также упомянуть о художественных изделиях из драгоценных камней с вырезанным рисунком, так называемых геммах, среди которых различаются камни с выпуклым изображением и интальо — с углубленным рисунком, нередко на обратной стороне прозрачного камня.

Ювелирные камни далеко не равноценны. Уникальные образцы алмаза, изумруда, рубина, баснословно дороги, иногда представляют собой общенациональное достояние. Они

в США — главным в мире рынке ювелирных изделий. Таблица составлена по данным рекламных проспектов ювелирно-торговых фирм и коммерческой информации за 1975—1978 гг. По сравнению с 1960 г. (см. рис. 2) цены на большинство драгоценных камней повысились, особенно на крупные камни I—II порядка — александрит, рубин, изумруд, благородный жадеит, черный опал.

В зависимости от стоимости среди ювелирных камней можно различать драгоценные камни разных порядков.

К драгоценным камням I порядка авторы относят алмаз, изумруд, рубин и синий сапфир, цена которых в ограненном виде достигает 2000 долл. и более за карат. Эти камни известны с древних времен как наиболее благородные представители минерального мира; для них характерен самый глубокий цвет или великолепная световая игра. Цена на них, несмотря на отдельные конъюнктурные колебания, неизменно держится на самом высоком уровне и не упала с появлением искусственных аналогов. Драгоценные камни I порядка наряду с золотом относятся к активам Государственного банка СССР.

К драгоценным камням II порядка принадлежат александрит, благородный жадеит, цветной сапфир — ярко-оранжевый (падпараджа), желтый, зеленый и фиолетовый, благородный черный опал. Стоимость их до 600—1500 долл. за карат, а иногда и более. Они или дополняют цветовую гамму драгоценных камней, или имеют четко выраженные своеобразные оптические эффекты, например, такие, как изменение цвета у александрита при солнечном и искусственном освещении или цветовые переливы благородного опала. В настоящее время александрит дороже синего сапфира и, казалось бы, должен относиться к камням I порядка. Однако этого не сделали в связи с неустойчивой ценой на александрит.

Драгоценные камни III и IV порядка распространены значительно шире и спрос на них во многом зависит от моды. К камням III порядка относятся демантоид, благородный белый и огненный опал, красная, розовая и зеленая шпинель, аквамарин, розовый, голубой и золотисто-оранжевый топаз, родолит, турмалин, а к камням IV порядка — благородный сподумен (кунцит, гидденит), циркон, желтый, зеленый, золотистый и розовый берилл, бирюза, хризолит (перидот), аметист, хризопраз, пироп, альмандин, цитрин. Стоимость камней III порядка до 300 долл. и более за карат, а IV порядка до 80—100 долл. за карат.

Окраска некоторых камней, например аквамарина, топаза, турмалина, обыкновенного берилла, циркона, аметиста, цитрина, может быть изменена или усилена отжигом или радиоактивным облучением.

Перечисленные драгоценные камни по традиции используются в ювелирном деле. Кроме них на рынок периодически поступают и прозрачные разновидности некоторых других мине-

Сравнительные розничные цены в США на ограненные драгоценные камни
(по данным 1975 г.)

Минерал	Название драгоценного камня	Масса камня, карат	
Корунд	Рубин	1—10	}
	Сапфир синий		
	Сапфир оранжевый, зеленый, фиолетовый и др.		
Берилл	Изумруд	1—8	
	Аквамарин	5—10	
	Воробьевит (морганит)	5—10	
	Обыкновенный берилл	5—15	
Хризоберилл	Александрит	3—10	
Жадит	Благородный жадит (империал)	5—15	
Опал	Черный благородный опал	1—10	}
	Белый благородный опал		
	Огненный опал		
Гранат	Демантоид	1—10	}
	Пироп		
	Родолит		
	Альмандин		
Шпинель	Рубицелл (оранжевый)	5—10	}
	Рубиновая шпинель		
	Хлоршпинель (зеленая), сапфирин (голубая), альмандиновая шпинель (малиновая)		
Топаз	Розовый топаз	5—15	}
	Голубой и оранжевый топаз		
Турмалин	Рубеллит	5—15	}
	Верделит, индиголит и др.		
Оливин	Хризолит (перидот)	1—10	
Сподумен	Кунцит	5—15	
Циркон	Гиацинт и др.	1—15	
Бирюза	Бирюза	10—20	
Кварц	Аметист	5—15	}
	Цитрин		
Халцедон	Хризопраз	10—20	

ненные драгоценные камни высокого качества

1975—1978 гг.)

Обычная цена, долл. за 1 карат	Показатели высокого качества
200—10 000 100—2 000 20—600	Умеренно густая ярко-красная окраска с незначительным малиновым оттенком Умеренно густая ярко-синяя окраска с незначительным фиолетовым оттенком Равномерная умеренно густая яркая окраска
250—7 000 20—300 10—100 2—35	Чистая насыщенно-зеленая окраска Голубовато-синяя и синяя окраска с минимальным зеленым оттенком Розовая окраска глубоких и теплых тонов Равномерная желто-зеленая окраска глубоких тонов
100—5 000	Резкое отличие окраски от зеленой при дневном до красной при искусственном освещении
300—10 000 за камень	Прозрачный, ярко-зеленый без белесых отливов
100—1500 25—300 10—200	Интенсивная цветовая игра
100—1000 5—80 10—200 5—80	Ярко-зеленая окраска с незначительным желтым оттенком Умеренно густая ярко-красная окраска Розово-красная окраска теплых тонов Умеренно густая малиново-красная окраска
20—300 10—200 5—100	Интенсивная равномерная окраска
20—250 10—100	Равномерная окраска глубоких и теплых тонов
10—300 5—100	Умеренно густая окраска глубокого тона
5—100	Умеренно густая зеленая окраска с золотистым отливом
5—50	Равномерная окраска глубокого тона
2—50	Равномерная умеренно густая окраска
5—50	Равномерная ярко-голубая окраска
3—30 1—10	Равномерная красно-фиолетовая окраска Золотистая и оранжевая окраска глубокого тона
10—100 за камень	Полупрозрачный, ярко-зеленый без белесых отливов

ралов, например хромсодержащий диопсид, везувиян, эпидот и т. п. Однако эти камни известны мало, их необходимо специально рекламировать и поэтому они обычно приравняются к драгоценным камням IV порядка.

О масштабах мировой торговли и добычи драгоценных камней точные данные отсутствуют. Помимо официальной торговли за рубежом существует большой «черный рынок», товарооборот которого, естественно, учесть невозможно.

Одни страны продают сырье, другие обрабатывают, реэкспортируя со значительной разницей в ценах. Нидерланды, Бельгия, Израиль, США, ФРГ (Идар-Оберштайн) — исторически сложившиеся центры по обработке драгоценных камней. В последние годы обработкой камня стали заниматься и добывающие страны — Индия, Шри-Ланка, Таиланд, Бразилия и др.

Добыча драгоценных камней (без алмазов) играет большую роль в экономике ряда стран — Шри-Ланки (сапфир, александрит, гранаты, шпинель и др.), Таиланда (сапфир, рубин, циркон), Бирмы (рубин, жадеит), Бразилии (топаз, берилл, турмалин, опал, аметист), Колумбии (изумруд). Крупными поставщиками драгоценных камней на внешний рынок являются также Австралия (сапфир, опал, хризопраз), Индия (рубин, изумруд, гранат), Пакистан (сапфир, рубин), Демократическая Республика Мадагаскар (берилл, турмалин), Танзания (гранат, рубин), Иран (бирюза) и др. Ежегодная мировая добыча драгоценных камней (без алмаза и жемчуга), по официальным разрозненным данным за 1974—1977 гг., может быть ориентировочно оценена в 200—250 млн. долл., в том числе (в млн. долл.) изумруда в Колумбии 25—75, благородного опала 25—37 и сапфира 15—22 в Австралии, сапфира в Таиланде 12—15 и т. д. Следует иметь в виду, что после огранки стоимость драгоценных камней многократно возрастает, особенно при розничной торговле.

3. ИСКУССТВЕННЫЕ ЮВЕЛИРНЫЕ КАМНИ

Первые серьезные попытки искусственного получения ювелирных камней, особенно самых дорогих из них — алмаза и рубина, были предприняты в начале XIX в. во Франции, а затем в Германии, Италии и других европейских странах. Они увенчались успехом примерно через сто лет, когда в 1891 г. М. Вернейль запатентовал оригинальный способ выращивания крупных монокристаллов корунда из расплава, применяемый сейчас для синтеза рубина, сапфира и ряда других тугоплавких камней.

В наши дни широкое применение монокристаллов в электронике, оптике и других важнейших областях науки и техники способствовало созданию различных методов их синтеза. В результате были получены не только многие аналоги при-

родных минералов, но и некоторые неизвестные в природе кристаллические материалы, обладающие свойствами драгоценных камней.

В СССР и за рубежом специально для ювелирных целей в промышленных масштабах выращиваются разнообразные цветные корунды и шпинели, изумруд, аметист, окрашенный кварц. Из новых видов камней наибольший интерес представляют иттрий-алюминиевые гранаты, титанат стронция и кубическая окись циркония (фианит), с очень высокими коэффициентами дисперсии света и воспринимающие любую окраску.

Из драгоценных камней I порядка пока в промышленных масштабах не выпускается ювелирный алмаз. Широко известная технология спонтанной перекристаллизации графита в алмаз при сверхвысоких давлениях в присутствии металлов-катализаторов (Fe, Cr, Mn, Co, Ni, Pt и др.) обеспечивает получение только мелких абразивных кристаллов. Правда, еще в 1970—1971 гг. появились рекламные сообщения американской компании «Дженерал электрик» с фотографиями первых искусственных бриллиантов массой до 0,75 карата, однако стоимость их производства пока слишком высока.

Ювелирный и технический корунд в большом количестве производится по расплавному бестигельному методу М. Вернейля. Тонкий порошок окиси алюминия, получаемый термическим разложением алюмоаммиачных квасцов, расплавляется в водородно-кислородном пламени и, стекая, постепенно формирует монокристалл корунда в форме конусовидной «бульки». По мере наплавления штифт с булькой опускается вниз, как бы вытягивая растущий кристалл.

Для получения окрашенного корунда в шихту добавляют окиси различных металлов-хромофоров. Светло-розовый и малиново-красный искусственный рубин окрашен окисью хрома, однако увеличение этой примеси сильно затрудняет рост кристалла. Еще труднее выращивается синий сапфир, окрашиваемый окисями титана и железа. Оранжевый цвет сапфира обычно обусловлен добавками окислов никеля и железа, оранжево-красный — никеля и хрома, зеленый — кобальта и цинка, фиолетовый — титана, железа и хрома, корунда под александрит — ванадия. Различные цветовые оттенки создают, добавляя малые количества примеси окислов стронция, кадмия, марганца и других элементов. Точный вид и количество красящих добавок, как правило, содержатся в тайне. Существует также довольно сложная технология получения звездчатых рубинов и сапфиров, правда, невысокого качества за счет осаждения на поверхность «булек» опалесцирующей окиси титана — рутила.

Методом М. Вернейля можно выращивать монокристаллы любых веществ, которые конгруэнтно плавятся до 2800 °C и при охлаждении не испытывают полиморфных превращений. Аналогично корунду синтезируется алюмомагнетическая шпинель состава $Al_2(MgO_4)$, окрашенная окислами различных металлов

в синие, зеленые, желтые, фиолетовые и другие цвета. Гораздо легче, чем искусственный корунд, шпинель приобретает голубовато-синий аквамаринный тон (добавка окислов кобальта, хрома и железа) и контрастную александритовую окраску (добавка окислов хрома и ванадия). Сейчас верней-левский метод вытесняется другими расплавленными методами (диффузионной плавки, Чатама и т. д.).

Выращиваются также весьма перспективные в ювелирном деле кристаллы иттрий-алюминиевых, иттрий-галлиевых, гадолиний-галлиевых и подобных гранатов состава $Y_3Al_2O_6$ — $Y_3Gd_5O_{12}$ (гранатит, диамлит, джаг, галлиенит), титаната стронция— $SrTiO_3$ (старилан, фабулит) и окиси циркония— ZrO_2 (фианит, адалит). Гранаты, фианит и старилан хорошо окрашиваются и благодаря высокому светопреломлению в ограненном виде выглядят очень эффектно.

Шпинель, иттриевые гранаты, титанат стронция, а также изумруд можно получить тигельной кристаллизацией из раствора в расплаве. Немецким концерном «ИГ-Фарбениндустри» еще до второй мировой войны была разработана промышленная технология выращивания изумруда, названного в рекламных целях «игмеральдом». Процесс осуществляется в платиновом тигле, в котором при температуре около $800^\circ C$ окись бериллия и алюминия вместе с добавкой красителя—хромата лития растворена в расплаве молибдата лития. Изумруд кристаллизуется на затравке, помещенной под плавающими на поверхности расплава пластинками кварца. Этот метод сейчас существенно усовершенствован Наккеном, Чатамом, Гилсоном и др., которые в качестве флюсов используют окислы молибдена, ванадия, бора или щелочные соли молибденовой, ванадиевой и вольфрамовой кислот. Искусственные изумруды безупречного качества имеют массу до 6 каратов и более.

Синие кристаллы кварца (коммерческое название в СССР «перунит») выращивают гидротермальным методом температурного перепада из содовых растворов при температурах 300 — $350^\circ C$ и давлениях $35,5$ — $60,8$ МПа. В раствор в качестве красителя добавляют соединения кобальта, которые в виде неструктурной примеси вместе с так называемой «тяжелой фазой» из гидросиликатов натрия захватываются растущим на затравке кристаллом. Аналогичным методом из щелочных содовых, а также нейтральных или слабокислых фтористых растворов синтезируется аметист, окраска которого подобна природному. Для этого в кристаллы кварца вводятся примеси железа и калия.

Из водных растворов соды или гидроокиси натрия, но при температурах выше $400^\circ C$ и давлениях $202,6$ МПа и более можно выращивать лейкосапфир, а при добавлении в раствор бихромата натрия—крово-красный рубин. Гидротермальный корунд лишен внутренних напряжений, свойственных пирогенным кристаллам, но его производство гораздо сложнее и до-

роже, чем расплавленными методами. Гидротермальным путем в настоящее время выращивается и изумруд.

Заслуживают внимания выпущенные известной фирмой «Пьер Гилсон» (Франция) синтетические белые и черные благородные опалы и бирюза.

Искусственные кристаллы, особенно корунд, очень широко используются в ювелирном деле и выпускаются десятками тонн в год. Форма их стандартная правильная, поэтому их можно обрабатывать механизированным способом на высокопроизводительных станках-автоматах. В нашей стране искусственными кристаллами практически полностью заменены природные драгоценные камни. Однако за рубежом массовый выпуск искусственных камней привел к их обесцениванию и применению преимущественно в сравнительно дешевых ювелирных изделиях широкого потребления. Природные драгоценные камни, в частности рубин и сапфир, по-прежнему ценятся очень высоко, в сотни раз дороже, чем их синтетические аналоги.

Большая разница в ценах на естественные и искусственные ювелирные камни резко повысила значение их правильной диагностики, что за рубежом составляет предмет многочисленных специальных исследований [99 и др.].

Процессы образования естественных и искусственных камней различны, и это отражается на плотности, показателе преломления, цвете люминесценции, составе, включениях и других признаках, что служит критериями их диагностики.

4. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛАВНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

Ювелирные камни имеют разнообразный химический состав и различное происхождение — от магматического до экзогенного, связанного с формированием кор выветривания. Их первая генетическая классификация была предложена Б. Я. Меренковым [25] и основана, как указывал сам автор, на генетической систематике месторождений полезных ископаемых В. А. Обручева и представлениях А. Е. Ферсмана о процессах образования цветных камней.

Классификация Б. Я. Меренкова выглядит следующим образом*.

Магматические месторождения. 1. Магматические сегрегационные: алмаз, пироп, оливин. 2. Связанные с магматическими десилицированными жильными породами: сапфир, жадеит. 3. Пегматитовые и пегматоидные: берилл,

* Классификация приведена в сокращенном виде, без ювелирно-поделочных камней.

Генетическая группа	Генетический класс	Формационный тип
Эндогенная	Магматический	Кимберлитов Основных эффузивов Кислых эффузивов
	Пегматитовый	Редкометальных пегматитов (бесполостных) Миароловых пегматитов
	Пневматолито-гидротермальный	Метасоматитов ультраосновных пород Апогранитных грейзенов Скарнов
	Гидротермальный	Плутоногенный Поствулканический Телетермальный
	Метаморфогенный	Эпидот-амфиболитовый, амфиболитовой и гранулитовой фаций
Экзогенная	Кор выветривания	Линейно-площадных кор выветривания песчано-глинистых пород и гипербазитов Линейных кор выветривания фосфорсодержащих пород с медно-сульфидной минерализацией
	Россыпей	Элювиальный и элювиально-делювиальный Делювиальный и аллювиальный

изумруд, топаз, аквамарин, фенакит, циркон, турмалин, дымчатый кварц, александрит, гиацинт, кунцит, сподумен, рубеллит.

Эманиационные месторождения. 1. Контактные:grossуляр, везувиян. 2. Контактно-пневматолитовые: рубин, шпинель. 3. Пневматолитовые: аквамарин, топаз, турмалин.

Гидротермальные месторождения. 1. Гипотермальные: дымчатый кварц, лунный камень (адуляр). 2. Мезо-и эпитеpmальные: аметист, опал.

рождений драгоценных камней.

Киевченко

Вид камня	Практическое значение
Алмаз, пироп, хризолит Сапфир, циркон, хризолит Альмандин, топаз	Главный тип коренных месторождений алмаза и пироба Источник крупных россыпей сапфира Небольшое
Цветные турмалины, воробьевит, благородный сподумен, обыкновенный берилл, альмандин — спессартин Аквамарин, обыкновенный берилл, топаз, цветные турмалины, аметист	Драгоценные камни добываются попутно Главный тип месторождений аквамарина, топаза, цветных турмалинов
Изумруд, рубин, александрит, хризолит, благородный жадеит, демантоид Аквамарин Рубин, сапфир, шпинель	Главный тип месторождений изумруда, жадеита и хризолита Небольшое Источник крупных россыпей
Аметист, цитрин Аметист, благородный опал, топаз Изумруд	Важный тип месторождений аметиста Главный тип месторождений аметиста Важный тип месторождений изумруда
Альмандин, рубин, сапфир	Источник россыпей
Благородный опал, хризопраз Бирюза	Главный тип месторождений благородного опала и хризопраза Единственный тип месторождений бирюзы
Все камни Все камни, кроме опала и бирюзы	Важный источник добычи драгоценных камней, особенно аметиста, топаза, берилла, турмалина, цитрина Главный источник добычи рубина, сапфира, шпинели, циркона, гранатов

Месторождения выветривания. 1. Связанные с химическим выветриванием: бирюза. 2. Связанные с механическим выветриванием (элювиальные и аллювиальные россыпи): алмаз, рубин, сапфир, циркон, гранат, топаз.

— Эта классификация, составленная более 35 лет назад, устарела как по принципам построения, так и по генетической принадлежности многих видов драгоценных камней. Представляется, что современную классификацию драгоценных камней логичнее строить на общих генетических признаках, отражающих

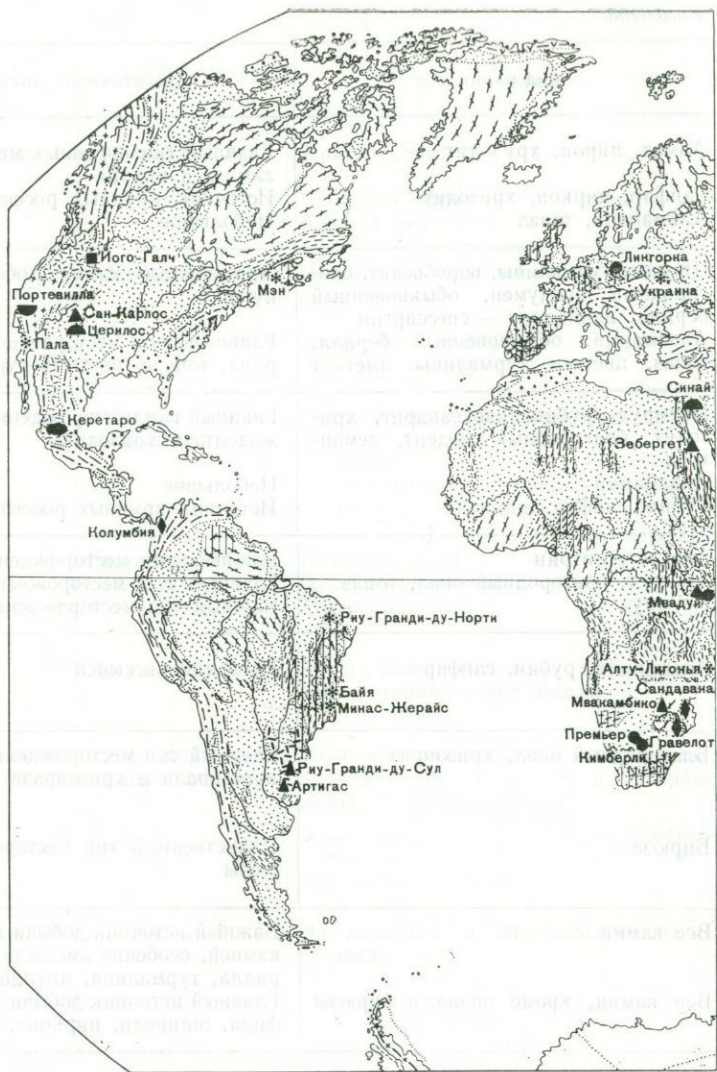
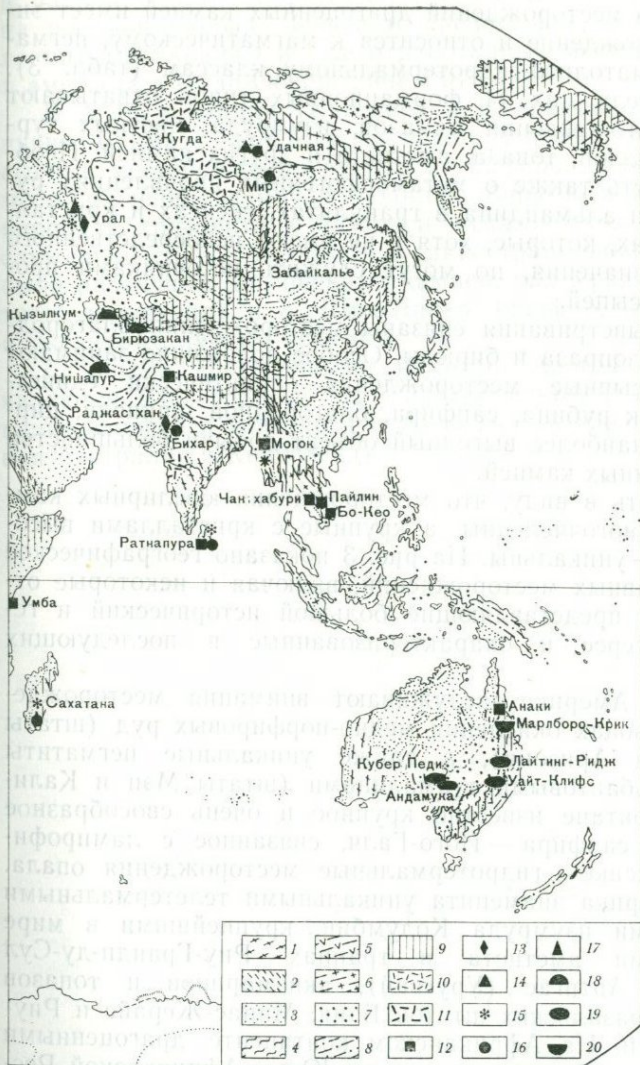


Рис. 3. Главные месторождения драгоценных (без алмазов) и В. Е. Хаину,

1 — выступы фундамента древних (добайкальских) платформ; 2 — 3 — байкальской, 4 — каледонской, 5 — герцинской, 6 — мезозой-палеогеновой складчатости; 9 — зоны альпийской активизации; 10—11 — герцинской, 11 — мезозой-кайнозойского траппового. Месторождения 14 — хризолита, 15 — драгоценных камней пегматитов (топаз, бесцветного опала,



каменной мира (тектоническая основа по Е. Е. Милановскому упрощенная):

древние (добайкальские) платформы; 3—6 — области складчатости; 7 — молодые (эпигерцинские) платформы; 8 — области альпийского вулканизма; 10 — активного мезозойского и молодого орографических камней; 12 — благородного корунда, 13 — изумруда, 14 — турмалина, 16 — гранатов, 17 — аметиста, 18 — бирюзы, 19 — хризопраза

природу минералообразующих процессов, а затем выделить формационные типы месторождений.

Большинство месторождений драгоценных камней имеет эндогенное происхождение и относится к магматическому, пегматитовому, пневматолито-гидротермальному классам (табл. 3). Выделяемые среди них 11 формационных типов охватывают важнейшие месторождения алмазов, изумруда, цветных турмалинов и бериллов, топаза, аметиста и других камней. Необходимо упомянуть также о метаморфогенных проявлениях рубина, сапфира и альмандина в гранулитах, гнейсах и кристаллических сланцах, которые, хотя и не имеют непосредственного практического значения, но могут служить источниками промышленных россыпей.

С корами выветривания связаны месторождения благородного опала, хризопраза и бирюзы. Особое положение занимают вторичные россыпные месторождения — практически единственный источник рубина, сапфира, благородной шпинели, циркона, а также наиболее выгодный объект добычи большинства других драгоценных камней.

Следует иметь в виду, что месторождения ювелирных камней весьма немногочисленны, а крупные с кристаллами высокого качества — уникальны. На рис. 3 показано географическое размещение главных месторождений, включая и некоторые отработанные, но представляющие большой исторический и генетический интерес и охарактеризованные в последующих главах.

В Северной Америке заслуживают внимания месторождения бирюзы в зонах окисления медно-порфировых руд (штаты Нью-Мексико и Аризона), а также уникальные пегматиты с цветными эльбаитовыми турмалинами (штаты Мэн и Калифорния). В Монтане известно крупное и очень своеобразное месторождение сапфира — Його-Галч, связанное с лампрофирами, а в Мексике — гидротермальные месторождения опала.

Южная Америка знаменита уникальными телетермальными месторождениями изумруда Колумбин, крупнейшими в мире месторождениями аметиста в траппах Риу-Гранди-ду-Сул (Бразилия) и Артигас (Уругвай), аквамарин и топазов в пегматитах бразильских штатов Бая, Минас-Жерайс и Риу-Гранди-ду-Норти. На Африканском континенте драгоценными камнями особенно богаты территории Южно-Африканской Республики и Зимбабве, где находятся крупные месторождения изумруда (Сандавана и др.), а также аметиста (Мвакамбико). Со многими алмазоносными кимберлитовыми трубками Южной и Центральной Африки («Кимберли», «Премьер», «Мвадуи» и др.) связаны скопления пироба. Большое историческое значение имеют пегматиты с драгоценными камнями о. Мадагаскар, а также разрабатывавшиеся еще задолго до нашей эры месторождения хризолита о. Зебергет в Красном море, бирюзы Синайского полуострова и изумруда в Нубийской пустыне.

В Европе, если не считать прибалтийского янтаря, который в данной работе не рассматривается, следует указать только на россыпи пироба Чешского среднегорья, морион-топазовые пегматиты Украины и уже отработанные месторождения агата и аметиста в Идар-Оберштайне (ФРГ).

В Азии, в Индии (Кашмир) и Индокитае (Таиланд, Кампучия, Бирма), находятся крупнейшие в мире в основном россыпные месторождения рубина и сапфиров. Кроме них важны месторождения изумруда в Индии, бирюзы в Иране и Китае, пироба и хризолита в Якутской алмазонасной провинции. Заслуженной славой пользуются такие традиционные районы добычи различных драгоценных камней, как Урал (изумруд, аметист, демантоид) и о. Шри-Ланка (сапфир, шпинель, рубин, александрит, лунный камень).

Главными драгоценными камнями Австралии, безусловно, являются благородный опал, приуроченный к корам выветривания, сапфир и хризопраз (штаты Новый Южный Уэльс, Южная Австралия и Квинсленд).

В Африке, в частности в Южной Африке, встречаются месторождения рубина, сапфира, аметиста, хризолита, перидота, граната, изумруда, бирюзы, яшма, нефрита, кварца, опала, а также драгоценных металлов.

В Южной Америке, в частности в Бразилии, встречаются месторождения рубина, сапфира, аметиста, хризолита, перидота, граната, изумруда, бирюзы, яшма, нефрита, кварца, опала, а также драгоценных металлов. В Колумбии встречаются месторождения изумруда, а в Перу — месторождения рубина, сапфира, аметиста, хризолита, перидота, граната, изумруда, бирюзы, яшма, нефрита, кварца, опала, а также драгоценных металлов.

В Северной Америке, в частности в Канаде, встречаются месторождения рубина, сапфира, аметиста, хризолита, перидота, граната, изумруда, бирюзы, яшма, нефрита, кварца, опала, а также драгоценных металлов. В США встречаются месторождения рубина, сапфира, аметиста, хризолита, перидота, граната, изумруда, бирюзы, яшма, нефрита, кварца, опала, а также драгоценных металлов. В Мексике встречаются месторождения рубина, сапфира, аметиста, хризолита, перидота, граната, изумруда, бирюзы, яшма, нефрита, кварца, опала, а также драгоценных металлов.

РУБИН И САПФИР

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Широко известные драгоценные камни красный рубин (рис. I) и синий сапфир (рис. II) представляют собой прозрачные красиво окрашенные разновидности корунда. Название минерала происходит от санскритского «корвинда», а его благородных разновидностей — от латинских «guber» и «sapphires», означающих «красный» и «синий» соответственно. На Руси их издавна именовали яхонтом.

Благородный корунд использовался человеком задолго до нашей эры в качестве талисманов, амулетов и украшений. Красная разновидность камня — рубин высоко ценилась в древних цивилизациях Востока, о чем свидетельствуют его некоторые санскритские названия: «ратнараджд» — царь самоцветов и «ратнанайяка» — вождь самоцветов.

Кристаллы рубина и сапфира, поражавшие воображение человека красотой окраски и прозрачностью, воплощали различные суеверия и наделялись сверхъестественными свойствами. Рубину, например, приписывалась способность предохранять от тяжелых болезней, сохранять его владельцу титулы и имущество. Ношение сапфира, по представлению древних, дарует ясность мысли и умиряет страсти. Истолченный рубин, принятый внутрь, рассматривался в качестве чудодейственного лекарства, исцеляющего от любых недугов.

С развитием торговых связей рубин и сапфир, добытые из аллювиальных россыпей в странах Востока, проникали в храмы и дворцы Древнего Египта и Древней Греции. Позднее в Древнем Риме эти камни наряду с другими служили личными украшениями богатых граждан и высоко эстетически и материально ценились римской знатью. Начиная со средних веков, благородный корунд в форме округлых камней — природных кабошонов — использовался в ювелирных изделиях и бытовых украшениях светских владык и высшего духовенства, а также в предметах религиозного назначения. Наряду с жемчугом и алмазами рубин и синий сапфир являются непременным украшением династических регалий — корон, скипетров — символов государственной власти и могущества императоров, королей и царей. С появлением фасетной огранки, существенно усилившей яркий блеск и цвет драгоценных камней, рубин и сапфир широко применяются в качестве вставок в ювелирных изделиях. В настоящее время, как и прежде, природный синий сапфир и особенно рубин ценятся чрезвычайно высоко. Они идут

во вставки в дорогие ювелирные изделия и являются эквивалентом валюты.

Рубином принято называть прозрачные корунды от светло-красного до густо-малинового цвета. К сапфирам относятся не только традиционные голубые или синие разновидности благородного корунда, но и зеленые, желтые, фиолетовые, розовые, бесцветные, т. е. любые по цвету, за исключением красных. По цвету среди сапфиров выделяются следующие разновидности: собственно сапфир — голубой, васильково-синий, индиго-сапфир — темно-синий; восточный аметист — фиолетовый; восточный аквамарин — зеленовато-голубой; восточный изумруд — зеленый; восточный хризолит — желто-зеленый; хлор-сапфир — темно-зеленый; восточный топаз — желтый; восточный гиацинт — желто-оранжевый; лейкосапфир — бесцветный; розовый сапфир; александритоподобный сапфир — зеленый или естественном освещении и красно-фиолетовый при искусственном. Рубины и сапфиры, обладающие астеризмом — оптическим эффектом яркой симметричной шестилучевой звезды, называются астериксами или звездчатыми рубинами и сапфирами (см. рис. II на вклейке). Причина астеризма — отражение световых лучей от микроскопических игольчатых включений или трубчатых пустот, закономерно ориентированных в плоскости, перпендикулярной к вертикальной оси кристалла. Такие включения располагаются под углом 120° друг к другу по трем направлениям, параллельным каждой паре призматических граней кристалла. В тех случаях, когда включения ориентированы только по одному из трех названных направлений, возникает оптический эффект переливчатости типа «кошачий глаз». Включениями, обуславливающими астеризм и оптический эффект «кошачьего глаза» в благородных корундах, являются иглы рутила или трубчатые пустоты.

Рубин и сапфир точно так же, как и широко распространенный в природе обычный корунд, представляют собой кристаллическую форму полиморфной модификации α -глинозема. Химический состав корунда отвечает формуле Al_2O_3 , в нем обычно в небольшом количестве присутствуют примеси железа, титана, хрома, ванадия и др.

Содержание окиси хрома в рубинах обычно варьирует от 0,1 до 3 % и иногда в густо-красных, почти непрозрачных образцах достигает 4 %. В лучших рубинах Бирмы цвета голубиной крови содержится около 2 % окиси хрома. Количество примесей в сапфирах, представленных обычно окислами железа, также колеблется от десятых долей до нескольких процентов, однако зависимость между их содержанием и густотой окраски не так заметна, как в рубинах.

Чудесный красный цвет рубина обусловлен примесью ионов Cr^{3+} изоморфно замещающих Al^{3+} в структурных октаэдрических позициях. С повышением концентрации ионов Cr^{3+} усиливается красная окраска рубина. Пурпурные и бурые оттенки

у красных рубинов связаны с изоморфной примесью ионов Fe^{3+} , а фиолетовые — ионов U^{3+} [31]. По данным Б. Г. Градчиковой и др. [12], синяя окраска сапфира вызвана присутствием в структуре минерала изоморфных примесей изолированных ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} и их пар $\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{2+}$ и $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{3+}$. При этом на окраску влияет более высокая концентрация хромофорных центров Fe^{3+} и $\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{2+}$ по сравнению с хромофорными центрами Fe^{2+} и $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{3+}$. Зеленая окраска природных сапфиров обусловлена изолированными ионами Fe^{2+} и повышенной концентрацией пар ионов $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{3+}$ относительно пар ионов $\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{2+}$. Окраска желтых сапфиров связана с хромофорными центрами Fe^{3+} и $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{3+}$. Существует также мнение, что синяя окраска сапфира может быть связана с железо-титановыми хромофорными центрами $\text{Fe}^{2+}-\text{Ti}^{4+}$ [27].

Все разновидности корунда, включая и ювелирные, кристаллизуются в дитригонально-скаленоэдрическом виде симметрии тригональной сингонии. Для рубина характерен короткостолбчатый габитус с хорошо образованными гранями гексагональной призмы (1120), ограниченными пинакоидом (0001). Ребра призмы через одно бывают срезаны гранями ромбоэдра (1011). Боковые грани кристаллов гладкие или ступенчатые, плоские грани пинакоида покрыты тремя системами параллельных штрихов, пересекающихся под углом 120° и образующих тонкую сетку из равнобедренных треугольников. Общая форма кристаллов сапфира (иногда она отмечается и у рубина) — гексагональная бипирамида, нередко с поясом граней гексагональной призмы. Типичен также бочонковидный габитус, когда бипирамиды (2241) или (2243) на двух противоположных концах срезаны базальным пинакоидом. Поверхность граней призмы и бипирамиды нередко ступенчатая и вследствие тонкого полисинтетического двойникования покрыта штрихами, параллельными плоскости пинакоида. Встречаются также таблитчатые и ромбоэдрические формы кристаллов сапфира, особенно характерные для месторождений шт. Монтана в США.

В кристаллах благородного корунда в той или иной степени проявляется отдельность по ромбоэдру или пинакоиду, что требует осторожного обращения с камнем при фасетной огранке. Излом минерала неровный или раковистый, блеск стеклянный, близкий к алмазному. Твердость корунда 9 по Моосу, и уступает лишь алмазу, плотность большинства ювелирных разновидностей 3,96—3,99 г/см³, достигает 4—4,1 у зеленых и сине-зеленых сапфиров Австралии. Минерал оптически одноосный, отрицательный. Величина показателей преломления n_g 1,768, n_p 1,760. У темноокрашенных рубинов и сапфиров они несколько увеличиваются, например в камнях из шт. Монтаны n_g 1,779, n_p 1,767 [94]. По данным Р. Вебстера, в зеленых сапфирах, богатых железом, n_p достигает 1,77—1,78 [99].

Двупреломление в корундах в среднем 0,008, дисперсия по-

казателей преломления, измеренная для красного цвета с длиной волны 687 нм и для фиолетового с длиной волны 379 нм, около 0,018, тогда как у алмаза 0,044. Этим объясняется слабая световая игра ограненного благородного корунда по сравнению с бриллиантами, что компенсируется изумительной чистотой и красотой окраски, свойственной рубинам и сапфирам.

Способность к плеохроизму не сильно выражена в благородном корунде, но в образцах из некоторых месторождений, особенно у густоокрашенных камней, плеохроизм бывает отчетливым и учитывается при обработке камня. Схема абсорбции: $N_g > N_p$. Лучшая окраска обычно проявляется по n_g , поэтому кристаллы при огранке следует ориентировать перпендикулярно к оптической оси, совпадающей с их вертикальной кристаллографической осью.

Рубины и хромсодержащие сапфиры интенсивно люминесцируют в ультрафиолетовых и инфракрасных лучах, возбуждающих ионы хрома в кристаллической структуре минерала. Поэтому рубины и фиолетовые сапфиры при дневном или ярком электрическом освещении приобретают ярко-красное свечение, что в определенной мере компенсирует недостаток игры света, обусловленный малой величиной дисперсии преломления.

Рубин и сапфир гранят с учетом их яркого блеска и цвета в ступенчатой или комбинированной форме, когда нижней половине камня придается бриллиантовая огранка, а верхней — ступенчатая. Камни с астеризмом и типа «кошачий глаз» кабошонируются, а трещиноватый и замутненный материал обрабатывается в виде шариков и бусин. Для усиления цвета бледных камней под их нижнюю часть, скрытую оправой, иногда подкладывают фольгу соответствующего цвета. В Индии бледно-голубые сапфиры иногда подстилаются синим павлиньим пером.

Корунд принадлежит к числу полигенных минералов, распространен довольно широко и встречается среди разнообразных по составу и происхождению горных породах. Как породообразующий минерал он наблюдается в некоторых кристаллических сланцах и роговиках высоких ступеней метаморфизма, скарнированных мраморах, вторичных кварцитах, корундовых сиенит-пегматитах и плагиоклазитах (плюмазитах, кыштымитах, марундитах). В виде примеси он отмечен в перидотитах, щелочных и нефелиновых сиенитах, гранитах, гранитных пегматитах, базальтах, андезитах, трахитах и других магматических породах. Ввиду высокой твердости и устойчивости к выветриванию корунд является обычным минералом россыпей.

Благородные разновидности корунда образуются в специфических условиях, благоприятных для спокойного роста прозрачных кристаллов. Поэтому месторождения рубина и сапфира весьма редки. Подавляющее большинство известных промышленных месторождений рубина и сапфира представлено аллювиальными, делювиально-аллювиальными россыпями либо

остаточными древними корами химического выветривания рубино- или сапфиноносных горных пород, образующих группы элювиальных и элювиально-делювиальных россыпей. К наиболее важным коренным источникам, при разрушении которых создаются крупные россыпные месторождения драгоценного корунда, относятся рубиноносные мраморы и скарны, а также сапфиноносные базальты. Рубиноносные мраморы и связанные с ними россыпи рубина распространены на обширной площади Могокского горнорудного района в Сев. Бирме и в нескольких районах Таиланда. Крупнейшие россыпи сапфира развиты на востоке Австралии, в Таиланде и Кампучии, где их коренные источники — сапфиноносные базальты занимают значительную территорию. Важное значение имеют также сапфиноносные эндоскарны, сапфиноносные плагиоклазиты и тремолититы в магнезиальных мраморах. Связь некоторых аллювиальных россыпей сапфира со скарнами, развитыми на контакте тел сиенитов с кальцит-доломитовыми мраморами, например, установлена в Шри-Ланка. В Бирме источниками россыпей сапфира являются «полевошпатовые» жилы, под которыми, вероятно, подразумеваются сапфиноносные плагиоклазиты, а в некоторых случаях — сапфиноносные сиенитовые пегматиты.

Роль кристаллических сланцев и гнейсов как источников россыпей ювелирного корунда не совсем ясна. По-видимому, к ним приурочены сравнительно небольшие аллювиальные россыпи, подобные известным в США (шт. Сев. Каролина), Зимбабве и Индии. За счет метаморфогенных источников, вероятно, образовалась флювиогляциальная россыпь рубина и сапфира, обнаруженная недавно в Финляндии.

Немалое промышленное значение имеют остаточные элювиальные месторождения сапфира. К ним принадлежат каолинизированные в результате древнего химического выветривания сапфиноносные тремолититы в магнезиальных мраморах и кальцифирах в штатах Джамму и Кашмир (Индия), а также гигантская сапфиноносная дайка основных лампрофиров в шт. Монтана (США). К остаточным элювиальным месторождениям сапфира и рубина относятся также каолинизированные плагиоклазиты и слюдиты (флогопитовые грейзены) в серпентинитовых массивах Восточной Танзании. Коренные, не затронутые процессом химического выветривания месторождения благородного корунда обычно не разрабатываются, так как из скальных вмещающих пород невозможно без повреждения извлечь качественные кристаллы. Некоторое исключение представляют рубиноносные слюдиты, которые, подобно изумрудоносным, могут быть подвергнуты обогащению с целью извлечения драгоценного камня. Недавно предпринята опытная разработка коренных месторождений на севере Пакистана, связанных с рубиноносными мраморами. На этих месторождениях, в отличие от месторождений сходных мраморов с рассеянной рубиновой минерализацией в Могокском горнорудном районе Бирмы, ру-

бин образует крупные локальные скопления, пригодные для эксплуатации. Аналогичные месторождения разрабатываются старателями в Афганистане.

В СССР крупных месторождений ювелирного корунда пока не выявлено. На Среднем Урале у д. Бызовой разрабатывалась рубиноносная жила плагиоклазита, из которой получено небольшое количество призматических кристаллов кроваво-красного рубина. Месторождения и проявления рубина в слюдитовых жилах и в слюдитовых зонах плагиоклазитов известны также на Полярном Урале (в гипербазитах) и на Юго-Западном Памире (в магнетитовых мраморах и кальцифирах). В Ильменских и Вишневых горах на Урале в начале прошлого столетия отрабатывались корундовые сиенит и миаскит-пегматиты, из которых было добыто много кристаллов сапфироподобного корунда и получено небольшое количество ювелирного материала, пригодного для огранки очень мелких камней типа «искра». Темно-синие прозрачные кристаллы сапфира недавно встречены в сиенитовых и миаскитовых пегматитах на Кольском полуострове. Мелкие рубины обнаружены в мраморах на Юго-Западном Памире.

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

В общем балансе добычи ювелирного корунда основное значение имеют аллювиальные, делювиально-аллювиальные россыпи и элювиальные, элювиально-делювиальные остаточные месторождения древнего выветривания. По этой причине коренные рубино- и сапфиноносные тела, за счет которых образуются вторичные месторождения, плохо изучены и слабо освещены в геологической литературе. Хотя это и затрудняет типизацию месторождений, они подразделены на пять генетических классов: магматический, пегматитовый пневматолито-гидротермальный, метаморфогенный и россыпей, а в их пределах по составу сапфино- и рубиноносных пород — на типы (табл. 4). Промышленная значимость выделенных типов определена по длительности эксплуатации месторождений, а также по имеющимся сведениям о качестве и количестве добытого сырья.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Акцессорный благородный корунд встречается в магматических породах, контаминированных высокоглиноземистым материалом. Кристаллы корунда нередко рассматриваются в качестве чужеродных включений — ксенокристаллов, захваченных магмой из боковых пород при ее внедрении или продвижении в верхние горизонты земной коры. По мнению А. Е. Ферсмана [40], корунд, подобно шпинели, реализует избыточный глинозем в стадию протокристаллизации базальтовой магмы. Чаше

Промысленно-генетическая классифика

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика сапфиро- или рубиноносных тел	Тип скоплений сапфира или рубина
Эндогенная	Магматический	В щелочных основных лампрофирах	Диопсид-флогопитовые мончикиты	Крутые дайки длиной до 8 км и средней мощностью 2,5 м	Акцессорный минерал (сапфир); вкрапленники относительно равномерно распределены в породе
		В базальтах	Щелочные и субщелочные высокоглиноземистые базальты	Потоки, лавовые покровы, неки и дайки	Акцессорный минерал (сапфир); вкрапленники неравномерно распределены в породе
	Петматитовый	В сиенитовых и миаскитовых пегматитах	Сиениты, миаскиты, контактные роговики	Дайки, простые и сложные жилы длиной от первых десятков до нескольких сотен метров при мощности до 5 м и более	Акцессорный минерал (сапфир)
		В плагиоклазитах, в мраморах	Доломитовые мраморы и кальцифиры	Жилы и линзы плагиоклазитов длиной до 5—10 м с мощными актинолит-тремолитовыми оторочками	Вкрапленники сапфира в плагиоклазитах, реже в актинолит-тремолитовых зонах
	Пневматолито-гидротермальный	В плагиоклазитах и слюдитах в ультраосновных породах	Серпентинизированные ультраосновные породы, интродуцированные жилами основного состава, гранит-аплитами и пегматитами	Жило- и линзообразные тела флогопитовых и биотит-флогопитовых слюдитов, плюмазитов и т. п. пород	Зернистые скопления и вкрапленники рубина, иногда сапфира
		В скарнированных мраморах	Кальцитовые, доломитовые мраморы и кальцифиры	Минерализованные зоны послонных трещин в протяженных и мощных пластах мраморов вблизи прослоев амфиболитов, гнейсов, пластовых даек кислых и основных магматических пород	Гнездообразные скопления зерен, участки и зоны, обогащенные вкрапленниками кристаллов рубина

ция месторождений сапфира и рубина

Сопутствующие минералы	Характеристика благородного корунда	Промышленное значение	Месторождения
Черная шпинель, магнетит	Кристаллы сапфира пластинчатого облика, окраска бледная, синяя и аметистовых расцветок; обычная масса кристаллов 0,4 г, реже 0,6—0,8 г	Имеет промышленное значение при развитии древней коры выветривания даек	Його-Галч (шт. Монтана, США)
Циркон, плеонаст, гранат	Оплавленные кристаллы сапфира, окраска синяя, зеленая, желтая, иногда зональная	Источник крупных россыпей сапфира	Шт. Квинсленд и Новый Южный Уэльс (Австралия), Таиланд, Кампучия
Калиевый полевой шпат, нефелин, содалит, лепидомелан, циркон	Пластинчатые, призматические и бочонковидные кристаллы сапфира синей, зеленой и других окрасок	Имеет промышленное значение при развитии древней коры выветривания пегматитов	Могокский горнорудный район (Бирма); Хибинский щелочной массив (СССР)
Плагиоклаз, тремолит, гранат, паргасит, дравит, кианит, эвклаз	Крупные кристаллы сапфира до 3—5 см в поперечнике; окраска яркая синяя, фиолетовая, зеленая, желтая	Большое, особенно при развитии древней коры выветривания	Сумджам и др. в шт. Джамму и Кашмир (Индия)
Флогопит, биотит, плагиоклаз, паргасит, хромит	Крупные кристаллы рубина и сапфира длиной 2—4 см и более, толстотаблитчатого и бочонковидного облика, окраска иногда зональная с сочетанием красного и синего цвета	Большое, в случае интенсивного выветривания рубинсодержащих пород, источник россыпей	Умба и др. (Танзания), Макар-Рузь (СССР)
Флогопит, шпинель, диопсид, форстерит, хондродит, серпентин и др.	Кристаллы рубина призматического и бочонковидного габитуса до 10—15 карат и более	Большое, источник элювиальных, элювиально-делювиальных и аллювиальных россыпей	Бассейн р. Хунза (Пакистан), Могокский горнорудный район (Бирма), Джигдаллек и др. (Афганистан)

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика сапфиро- или рубиноносных тел	Тип скоплений сапфира или рубина
Эндогенная	Пневматолито-гидротермальный	В силикатных эндо-скарнах	Сиениты и граниты в мраморах и кальцифирах	Зоны скарнированных сиенитов и гранитов	Гнездообразные скопления и вкрапленники сапфира в флогопит-скополит-плагиоклазовой породе
	Метаморфогенный	В высокоглиноземистых гнейсах и амфиболитах	Мигматизированные гранат-кянит-ставролитовые гнейсы	Пластообразные и линзообразные тела, согласные с залеганием вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов	Вкрапленники сапфира или рубина
Экзогенная	Россыпей	Элювиальные россыпи	Глинистый материал коры выветривания	Соответствует форме выветрелой части коренного тела	Как в коренной породе
		Элювиально-делювиальные россыпи	Глинисто-щебенистый материал склонов	Карстовые полости и отрицательные формы рельефа поверхности коры выветривания	Неравномерные скопления кристаллов и их обломков в рыхлых отложениях
		Делювиально-элювиальные россыпи	Рыхлые речные отложения русел, логов и речных долин и террас	Линзы, пласты и прослои грубозернистого песка и гравия	Неравномерные скопления кристаллов и их обломков в рыхлых отложениях

всего аксессуарный благородный корунд магматического происхождения наблюдается в щелочных базальтах и жильных базальтоидах (основных лампрофирах).

1. Щелочные основные лампрофиры

Единственный представитель этого типа месторождений — Його-Галч в шт. Монтана (США), в верховьях р. Джудит (приток Миссури). Сапфироносная дайка основных лампрофиров

Сопутствующие минералы	Характеристика благородного корунда	Промышленное значение	Месторождения
Шпинель, флогопит, скаполит, олигоклаз-андезин, силлиманит	Кристаллы сапфира бочонковидного, призматического и остропирамидального габитуса; окраска синяя и голубовато-зеленая; длина кристаллов 1 см и более	Важный источник россыпей	Ратнапурский горнорудный район (Шри-Ланка)
Пироп-альмандиновый гранат (родолит), кианит, ставролит, флогопит, роговая обманка	Кристаллы рубина длиной до 5 см и до 3 см в поперечнике	Источник аллювиальных россыпей рубина небольшой промышленной ценности	Шри-Ланка, Кови-Крик (США)
—	Такой же, как в материнских породах	Имеет большое промышленное значение	Його-Галч (США); Могокский горнорудный район (Бирма); Кашмир (Индия)
—	Обломки кристаллов	Имеет большое промышленное значение	Могокский горнорудный район (Бирма)
—	Зерна и галька разной степени окатанности	Имеет очень большое промышленное значение	Шт. Квинсленд и Новый Южный Уэльс (Австралия), Шри-Ланка

открыта в конце XIX в. и эксплуатировалась в 1886—1926 гг., затем добыча была прекращена, несмотря на оставшиеся большие запасы сапфироносных пород. За 35-летний период эксплуатации, по оценке С. Клэбо [58], было извлечено около 2,5 млн. карат ювелирного сапфира в сырье на сумму 1,9 млн. долл. и приблизительно 14 млн. карат технического сапфира стоимостью 0,6 млн. долл. Ограниченные камни, полученные из сырья этого месторождения, оцениваются в 25—30 млн. долл.

Район месторождения расположен на северо-восточной окраине горного массива Литл-Белт в пределах так называемого «Поперечного изверженного пояса» Монтаны, где вдоль субширотных глубинных разломов распространены дайки, sill и штоки интрузивных пород щелочного основного состава (шонкиниты, базальты, нефелиновые сиениты, сиениты, лампрофиры и т. п.). По структуре район представляет собой субширотное антиклинальное поднятие. Он сложен архейскими глиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами, протерозойскими слабометаморфизованными осадочными породами карбонатно-терригенной формации Белт, нижнепалеозойскими и девонскими глинистыми сланцами и известняками, нижекарбонowymi известняками формации Эдисон и средне-верхнекарбонowymi глинистыми сланцами.

Сапфиросная дайка залегает в нижекарбонowych известняках, а на восточной окраине — в более молодых слоях карбона. Ее простирание субширотное; падение под крутыми, почти вертикальными углами; длина по простиранию около 8 км; мощность изменяется от 2,5 до 6 м, в среднем составляет 2,4 м. В приповерхностном слое до глубины 15 м горные породы сильно изменены и представлены рыхлым зеленовато-серым песчано-глинистым и бурым глинистым материалом с чешуйками слюды, включениями вмещающих известняков и реликтами более плотных дайковых пород. С глубиной степень изменения пород снижается, а на глубине 80—90 м от поверхности дайка сложена плотной тонкозернистой, почти афанитовой породой с нечеткой порфировидной структурой и обильными мелкими включениями известняка. Вкрапленники представлены чешуйками биотита, бледно-зеленым диопсидом и аксессуарным сапфиром. В основной массе различается анальцит.

По данным С. Клэбо [58], средний количественно-минеральный состав породы следующий (в %): диопсида 50, биотита 20, анальцита и неопределенных тонкозернистых агрегатов в основной массе 25, аксессуарных минералов (сапфира, шпинели, апатита, магнетита, циркона и др.) 5. Кроме того иногда отмечаются цеолиты, канкринит, анортотлаз и андезин.

Кристаллы сапфира более или менее равномерно распределены в породе. Однако, как отмечает С. Клэбо, в участках дайки, сильно загрязненных известняками, и там, где она имеет небольшую мощность, сапфир практически отсутствует. Среднее содержание сапфира-сырца в 1 т породы 35 каратов, в том числе ювелирного 4 карата; кристаллы очень мелкие, пластинчатого облика с хорошо образованными слегка оплавленными гранями. Обычная масса кристаллов в сырье около 2 каратов, редко 3—4 карата и крайне редко 5—10 каратов. В ограниченном виде масса камня обычно не превышает 1 карата.

На кристаллах сапфира часто встречается очень тонкая оболочка тонкозернистого плеонаста. Окраска сапфира одно-

родная, равномерная, но не очень яркая. По цвету она варьирует от бледно-синей до васильковой или аметистовой с красноватым оттенком. Встречались также камни типа «кошачий глаз». Плеохроизм их обычно неотчетливый, но в некоторых кристаллах ярко выраженный с изменением синей окраски на зелено-синюю в поперечном направлении.

Существуют две гипотезы происхождения сапфира. Первая рассматривает его как чужеродные включения — ксенокристаллы, захваченные магматическим расплавом из глубинных пород. Вторая предполагает кристаллизацию непосредственно из магматического расплава. В связи с тем, что распределение сапфира не зависит от положения ксенолитов и вокруг них реакционные оболочки развиты слабо, нам представляется более приемлемой вторая гипотеза, совпадающая с точкой зрения А. Е. Ферсмана о выделении благородных корундов из пересыщенных глиноземом основных магматических расплавов в стадию протокристаллизации на больших глубинах в условиях высоких температур. Избыток глинозема, вероятно, был обусловлен ассимиляцией мусковитовых и глинистых сланцев или других высокоглиноземистых пород. В связи с быстрым подъемом магмы кристаллы сапфира не успели раствориться и лишь слабо оплавились.

2. Базальты

В базальтах сапфир — минерал аксессуарный, присутствует в виде сильно оплавленных, преимущественно мелких кристаллов. Однако при размыве речными потоками мощных площадных кор химического выветривания сапфиронесных базальтов в результате естественного механического обогащения создаются крупные аллювиальные россыпи сапфиров, в которых концентрируются наиболее высококачественные кристаллы.

Коренные проявления сапфира в базальтах широко распространены в районах его аллювиальных месторождений на территориях Кампучии, Таиланда, Восточной Австралии; встречаются они также в Лаосе и на о. Мадагаскар.

Кампучия и Таиланд. Месторождения сосредоточены в мезозойской складчатой зоне, примыкающей с юга и запада к крупному Индосинийскому докембрийскому массиву, и только месторождение Бо-Кео находится в восточной части этой жесткой глыбы. Индосинийский срединный массив сложен в основном докембрийскими гнейсами, слюдяными сланцами и амфиболитами, перекрытыми маломощной пологозалегающей осадочной толщей палеозоя и мезозоя.

В основании стратиграфического разреза Бирманско-Малайской мезозойской складчатой области располагаются кристаллические сланцы и гнейсы докембрия, на которых залегает мощная известняково-песчано-глинистая толща нижнего — среднего палеозоя. Верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения представлены известняково-терригенной формацией,

а верхнемезозойские — красноцветными кластическими осадками. Среди интрузивных пород выделяются триасовые рогово-обманково-биотитовые граниты и меловые биотитовые и двуслюдяные граниты. С последними генетически связаны скопления рубина в скарнированных известняках. Альпийская активизация мезозойских складчатых сооружений обусловила широкое развитие кайнозойских базальтов в виде потоков и покровов, а вдоль глубинных разломов северо-западного направления — штоков, некков и даек.

Базальты слагают небольшие холмы и заполняют понижения древнего рельефа, местами формируя прислоненные речные террасы. Их состав варьирует от оливиновых субщелочных до щелочных фельдшпатоидных разновидностей. Сапфиросные базальты богаты цирконом и принадлежат к щелочному типу. Вкрапления сапфира приурочены главным образом к породам жерловой фации, но встречаются также в базальтовых потоках и покровых. Замечено, что сапфиросны обычно дайки, некки или штоки щелочных базальтов, залегающие в кристаллических сланцах и гнейсах.

К наиболее значительным месторождениям сапфира в базальтах и связанным с ними россыпям относятся месторождения Пайлин и Бо-Кео в Кампучии, Канбури, Банг-Кхаг и Бо-Плой в Таиланде.

Месторождение Пайлин, известное с 1874 г., расположено на западе Кампучии около г. Пайлин в северо-западной части горного плато Кордамок, где эрозией вскрыты вулканические аппараты. Щелочные базальты сильно разрушены, на сравнительно свежих участках различаются фенокристаллы оливина и авгита, заключенные в стекловатую массу с микролитами основного плагиоклаза и акцессорных минералов.

Вблизи коренного источника располагается делювиально-аллювиальная россыпь. Сапфиросный слой залегает на выветрелых базальтах или кристаллических сланцах и состоит из крупнозернистого песка и гравия с примесью галек и валунов кристаллических сланцев, гнейсов и базальтов. В гальках базальта встречаются округлые вкрапленники кристаллов сапфира, окаймленные оболочкой вулканического стекла. Выше следует бурый глинистый мелкозернистый песок с редкими гальками и тонкий слой ила мощностью около 30 см.

Размер кристаллов сапфира сравнительно небольшой, и значительная их часть использовалась в качестве технических (приборных и часовых) камней.

Месторождение Бо-Кео находится в северо-восточной части Кампучии в провинции Ратанакири. Коренные проявления сапфира связаны с вулканическими аппаратами щелочных базальтов. Практический интерес представляют вторичные месторождения, которые, по данным П. Лакомба [78], располагаются вокруг вулканических построек массива щелочных базальтов. На этом месторождении в отличие от месторождения Пайлин

ювелирный циркон резко преобладает над сапфиром. Как в коренных источниках, так и в россыпях благородный корунд постоянно ассоциирует с красным гранатом, плеонастом, титаномagnetитом, анортотклазом и цирконом.

Аналогичное строение имеют и другие месторождения в провинции Ратанакири: Бо-Луа Бо-Ноак-Банг-Танг. Известно также, что в прежние годы важным источником сапфира являлось крупное месторождение Биг-Нил, находящееся в юго-восточной части Кампучии в 35 км к юго-западу от г. Кампонг.

Месторождение Канбури расположено в Таиланде в 200 км северо-западнее г. Бангкок в долине нижнего течения р. Квай. Здесь с 1921 г. разрабатывается аллювиальная россыпь, образовавшаяся за счет размыва сапфиросных базальтов. Мощност продуктивного мелкогалечникового слоя россыпи колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м. Характерна тесная ассоциация сапфира с плеонастом.

Месторождение Банг-Кхаг находится в 15 км западнее г. Чантхабури и представляет собой аллювиальную россыпь, расположенную вокруг конусообразного холма Кхао-Плойван, сложенного базальтами. По данным Е. Губелина [65], площадь россыпи составляет несколько десятков квадратных километров. Мощност продуктивного слоя галечника варьирует от нескольких сантиметров до 1 м; крайне неравномерно в нем распределены сапфиры. Наряду с сапфиром присутствуют рубин, шпинель, гранат и циркон.

Сходное строение имеет россыпное месторождение Бо-Плой, расположенное в 31 км севернее г. Канчанабури рядом со штоком нефелин-оливиновых базальтов.

Сапфир из индокитайских месторождений характеризуется васильково-синей, зеленой, желтой и аметистовой окраской. Характерны также звездчатые разности и камни с шелковистым блеском. Генезис сапфира этих месторождений изучен слабо. Французские геологи, в частности Е. Сорин [96], считают включения сапфира в базальтах ксенокристаллами, захваченными на глубине из кристаллических сланцев и вынесенными на поверхность базальтовой магмой. По мнению Е. Губелина, сапфир образовался на большой глубине в результате реакции между оливином и остаточным анортитовым расплавом.

В щелочных базальтах, как и в сапфиросных лампрофирах, сапфир, безусловно, не чужеродное включение, а акцессорный минерал — продукт непосредственной кристаллизации пересыщенного глиноземом и обедненного кремнеземом расплава в выводном канале магматического очага. Эти кристаллы, по видимому, фиксируют избыток глинозема в результате ассимиляции магмой высокоглиноземистых кристаллических сланцев докембрийского фундамента. В результате оплавления первоначальная форма кристаллов сапфира не сохранилась, но иногда заметна их первоначальная бочковидная или бипирамидальная форма.

Австралия. Сапфиринозные щелочные базальты, за счет которых образовались промышленные аллювиальные россыпи, находятся на востоке Австралии в северной части шт. Квинсленд, вблизи г. Анаки и на северо-востоке шт. Новый Южный Уэльс, в районе городов Инверелл и Глен-Иннес. Эти два важных в экономическом отношении района, на долю которых сейчас приходится до 75 % мирового экспорта сапфира, расположены в пределах базальтового пояса, который образовался в результате палеоген-неогеновой автономной тектоно-магматической активизации восточной части герцинской складчатой области — Тасманской геосинклинали.

Химический состав сапфириносных базальтов из районов Анаки, Инверелл и Глен-Иннес соответствует щелочному оливиновому базальту с повышенным содержанием глинозема (нормативного нефелина). По времени образования среди них различаются палеогеновые (домиоценовые) и неогеновые (плиоценовые) базальты.

По данным Д. Брауна, а также и Мак Невина [81], в этих районах Восточной Австралии отчетливо проявлены две эпохи химического выветривания горных пород, из которых первая относится к миоцену, а вторая — к позднему плиоцену. Поздняя латеризация проявилась на плиоценовых базальтах и была прекращена четвертичными блоковыми подвижками, вызвавшими омоложение речной сети и интенсивный размыв позднеплиоценовой коры выветривания. С процессом разрушения поздне-неогенового базальтового пенеплена связаны современные аллювиальные россыпи сапфира в районе Инверелл и Глен-Иннес, тогда как с аналогичным процессом размыва более древней миоценовой коры выветривания, развитой на более ранних палеогеновых сапфириносных базальтах, связаны третичные погребенные аллювиальные россыпи сапфира в районе г. Анаки.

Месторождения в районе г. Анаки (шт. Квинсленд) известны с 1870 г. Сапфириносная площадь занимает около 900 км². Здесь широко распространены останцы палеогеновых покровов щелочных базальтов, слагающие многочисленные холмы. Во многих местах в базальтах отмечены кристаллы сапфира. С разрушением сапфириносных базальтов связаны погребенные аллювиальные россыпи Рубивейл, Сапфиртаун и Ретрик-Крик. При разработке месторождений за период с 1892 по 1957 г. было добыто сапфиров на сумму 1,5 млн. долл.

Начиная с 1969 г., объем добычи сапфира резко возрос, благодаря применению современных методов геологоразведочных и эксплуатационных работ и техническому перевооружению рудников. С 1969 по 1972 г. включительно добыча сапфира составила 9 млн. долл., а в последующие три года 35 млн. долл. Количество добываемого сырья исчисляется тоннами. В 1972 г. только на месторождении Рубивейл было получено 1700 кг кристаллов сапфира, годных для реализации.

Сапфир концентрируется в пластах и крупных линзах с примесью глины, галек и валунов. На крупных месторождениях, таких как Рубивейл, Сапфиртаун и Ретрик-Крик, сапфиносный горизонт аллювия занимает значительную площадь, вытянутую по речным долинам на несколько километров. Мощность продуктивного слоя достигает нескольких метров, а глубина залегания 18 м и более от дневной поверхности.

Плотиком россыпей служат граниты или глинистые сланцы палеозоя. Наибольшая концентрация сапфира в россыпях наблюдается в широких и глубоких промоинах плотика. В россыпях сапфир ассоциируется с галькой базальта, кремнистыми образованиями коры выветривания («билли») и полукатаными кристаллами плеонаста, циркона, граната и аметиста.

Окраска кристаллов сапфира разнообразная: синяя бледная или густая, зеленая, оранжево-желтая, очень часто зональная с сочетанием желтого цвета с зеленым или синим. Встречаются камни с шелковистым блеском, а также александритоподобный сапфир. Непрозрачные и полупрозрачные бронзовоокрашенные корунды обладают астеризмом. Окраска большинства сапфиров из района г. Анаки чрезмерно густая, и поэтому они малопривлекательны, кроме зеленых сапфиров, которые по чистоте цвета считаются лучшими в мире.

Месторождения в районе городов Инверелл и Глен-Иннес известны с 1851 г. и находятся в северо-восточной части шт. Новый Южный Уэльс, на территории округа Новая Англия. Они расположены в пределах крупного поля базальтов, площадь которого составляет более 4000 км². Толща базальтов мощностью до 300 м состоит из серии лавовых потоков, мощность которых 6—15 м. Базальты залегают на палеозойских осадочных породах, гранитах батолита Новой Англии, кислых эффузивах и гипербазитах.

Структура сапфиносных базальтов порфировидная, содержит фенокристаллы оливина, диопсида, гиперстена, плеонаста, магнетита, сапфира, а также ксенолиты кварц-полевошпатового туфа. Некоторые вкрапленники представляют собой ксенокристаллы, окруженные пятнистой реакционной каймой. Основная масса состоит из призматических зерен плагиоклаза, пироксена и девитрифицированного вулканического стекла.

В любой реке, прорезающей базальтовое поле, встречаются сапфиры. Среди многочисленных аллювиальных месторождений, известных в данном районе, самые крупные связаны с современным аллювием зрелых долин рек Фрейзер-Крик, Реддестон-Крик и Мери-Анн-Крик, которые дают около 95 % общей добычи сапфира в целом по штату. Годовая добыча сапфира в шт. Новый Южный Уэльс в период 1961—1968 гг. колебалась от 0,05 до 0,5 млн. долл., а в период 1971—1975 гг. возросла до 4,5—5,5 млн. долл.

Средняя мощность сапфиносного аллювия в современных речных наносах 1,2—1,8 м. Иногда он расположен непосред-

ственно под почвенным слоем, но чаще находится в нижней части аллювиальных отложений, залегая на гранитах и аргиллитах или порфирах верхнего палеозоя. Наиболее обогащена сапфиром приплотиковая часть россыпи. Продуктивный аллювий представляет собой гравий с примесью глины, образующий в современных речных наносах вытянутые линзообразные тела и крупные горизонтальные пласты. В сапфиросном гравии встречаются редкие валуны и гальки порфира, гранита, аргиллита, кварцита и выветрелого базальта. Гравий представлен мелкими угловато-округлыми обломками базальта, гранита, аргиллита, порфира, кристаллов сапфира, шпинели, циркона, энстатита, ильменита, дравита и бипирамидального кварца. Глинистая основная масса продуктивного гравия состоит из монтмориллонита с включениями очень мелких зерен кварца и полевого шпата. Сапфир представлен полуокатанными кристаллами, сохранившими кристаллографические грани и имеющими форму усеченной гексагональной пирамиды. Размер кристаллов от 3 до 25—30 мм в поперечнике. Из добываемых кристаллов сапфира качественный материал составляет 20 %, а низкосортный и малоценный 60 %, остальное — буро-зеленый и непрозрачный материал. Масса хороших камней составляет несколько каратов, иногда до 40 каратов и более. Окраска сапфира от бледно-голубой до густо-синей, реже голубовато-зеленая или желтая. В кристаллах отчетливо выражен дихроизм. В поперечном направлении к оптической оси окраска кристалла становится более интенсивной. Наряду с однородно окрашенными кристаллами встречаются пятнистые и полихромные. Для полихромных сапфиров характерно чередование светло- и темно-голубых или зеленых зон либо зеленых и желтых. Звездчатые сапфиры сравнительно редки и представлены непрозрачными синими или коричневыми разновидностями.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кристаллы сапфира иногда встречаются в сиенитовых и миаскитовых пегматитах. Драгоценный сапфир в таких пегматитах встречается очень редко. Гораздо чаще с ними бывают связаны скопления непрозрачных и полупрозрачных ярко-синих корундов, пригодных для изготовления кабошонов и мелких ювелирных камней. Пегматитовые месторождения сапфира известны в Канаде, СССР, Шри-Ланке и Бирме.

Канада. Мелкие месторождения сапфира находятся в пределах пояса нефелиновых сиенитов, который протягивается от округа Петербаре до округа Ренфру в провинции Онтарио. К этому поясу приурочены жилы корундовых сиенитов и корундовых сиенит-пегматитов, с которыми связаны многочисленные месторождения абразивного корунда. Сапфиросные сиенитовые пегматиты встречены в окрестностях г. Банкрофт. Некоторые голубые кристаллы сапфира с ярко-синими ядрами при-

годны для изготовления кабошонов и фасетной огранки мелких ювелирных камней.

СССР. Пегматитовые жилы с сапфиром известны на Урале в Ильменских горах, а также в восточной части Балтийского щита — на Кольском полуострове.

В Ильменских горах из сиенитовых пегматитов, по данным А. Е. Ферсмана [41], было добыто в 1936 г. около 130 кг кристаллов сапфира, из которых оказались годными для огранки мелких камней около 12 кг. Длина кристаллов до 7—8 см.

Ильменские копи сапфира в основном сосредоточены в эндо- и экзоконтакте Ильменогорского массива, сложенного миаскитами с краевыми оторочками сиенитов. Сапфир встречен в миаскитовых и сиенитовых пегматитах, залегающих в сиенитах и гнейсах. Форма пегматитовых тел четковидная с раздувами и пережимами или линзовидная с апофизами. Обычная длина жил 10—15 м, мощность 0,5—1,5 м. Структура пегматитов пегматоидная, грубозернистая. Минеральный состав: калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, мусковит, биотит, иногда пироксен. Кристаллы сапфира заключены в полевом шпате и образуют гнездообразные скопления.

На *Кольском полуострове* сапфирсодержащие пегматиты пространственно и генетически связаны с Хибинским массивом нефелиновых сиенитов. Пегматиты с сапфиром находятся в центральной части массива, в пределах субширотной полосы ороговированных ксенолитов палеозойских пород кровли, развитых на контакте нефелиновых сиенитов и фойяитов. Пегматитовые жилы сложные, с раздувами, пережимами и многочисленными апофизами. Размеры их небольшие — простираие 10 м и мощность до 2 м. Среди жил по минеральному составу различаются полевошпатовые или сиенитовые и полевошпато-нефелиновые или миаскитовые. В обоих типах жил сапфир концентрируется в наиболее грубозернистых центральных частях жил, образуя гнездообразные скопления. Кристаллы сапфира пластинчатые или короткопризматические от 2 до 10—15 мм. Окраска их голубая до темно-синей. Обычно они полупрозрачны, трещиноваты и содержат включения полевого шпата, содалита, лепидомелана и других минералов. В кристаллах встречаются бездефектные участки размером 2—3 мм в поперечнике, годные для огранки мелких камней типа «искры». Более крупные кристаллы, как правило, не представляют интереса из-за слишком густой окраски.

Шри-Ланка. Пегматитовое месторождение сапфира находится на юго-западе острова в районе г. Ратнапура, в 16 км к западу от Эмбилиптия. Характерные минералы сапфирсодержащих жил — каолинизированный полевой шпат и диопсид. Кристаллы синего сапфира крупные, хорошего качества. По габитусу и кристаллографическим особенностям они отличаются от сапфиров из известных россыпных месторождений Ратнапура.

Аналогичные сильнокаолинизированные пегматиты с голубым сапфиром известны в Северной Бирме около городов Кьят-пиина и Бернардио [70].

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Этот генетический класс объединяет четыре типа месторождений благородного корунда: 1) плагиоклазиты в мраморах; 2) плагиоклазиты и слюдитовые метасоматиты в ультраосновных породах; 3) скарнированные мраморы; 4) силикатные эндоскарны.

1. Плагиоклазиты в мраморах

Представители этого типа — сапфировые месторождения Индии, расположенные в штатах Джамму и Кашмир. Они сосредоточены на южном склоне хр. Занскар в Кашмирских Гималаях, в районе высокогорных деревень Сумджам, Атели, Ладок, Куди и Дантем. Месторождения связаны с глубокометаморфизованными докембрийскими породами серии Салкала, сложенной гнейсами, мигматитами, гранулитами, амфиболовыми и другими кристаллическими сланцами, а также магнезиальными мраморами и кальцифирами.

Месторождение Сумджам, находящееся в 4 км к западу от одноименной деревни (провинция Кевитвер), изучено наиболее хорошо. По Дж. Брауну [56], сапфиросные жилы залегают среди доломитовых мраморов, образующих прослой в гранат-роговообманковых гнейсах и биотитовых сланцах метаморфической толщи.

Месторождение известно с 1882 г. Вначале была обнаружена одна сильно эродированная каолинизированная полевошпатовая жила, ниже которой располагалась россыпь, богатая сапфиром. Затем в этом районе среди мраморов были выявлены другие сапфиросные жилы, окаймленные актинолит-тремолитовой породой. Дж. Браун отмечает, что жилы превращены в мягкую белую глину, которая на глубине переходит в плотный полевоый шпат с вросшими в него крупными кристаллами сапфира.

Длина полевошпатовых тел 5 м, мощность 1 м; залегают они почти вертикально. Местами вдоль тектонических разломов они группируются в жилные серии. Мелкие тела тоже окаймлены мощными зонами актинолит-тремолитовой породы с примесью форстерита и талька. Кристаллы сапфира включены в полевоый шпат, но иногда отмечаются и в актинолит-тремолитовой зоне. В полевоом шпате они достигают длины 5 см и, по образному выражению Дж. Брауна, вкраплены как изюмины в пудинге.

Кристаллы сапфира отличаются чистотой цвета, для них характерны включения зеленого и красного турмалина, по-види-

тому, дравитового состава. Наряду с лазурными и синими распространены фиолетовые, зеленые и оранжево-желтые сапфиры. Встречаются зонально окрашенные кристаллы, иногда длиной 12,5 см и в поперечнике 7,5 см. Наряду с сапфиром отмечаются кианит, андалузит и шерл.

Сапфиры в пегматитах Сумджам кристаллизовались позже магниевых турмалинов — дравитов, но одновременно с актинолит-тремолитовой породой. Их образование связано с десиликацией гранитных пегматитов под действием пневматолито-гидротермальных растворов, которые могли быть связаны с распространенными в районе послемеловыми гранитами. В процессе воздействия пневматолито-гидротермальных растворов на уже сформированные мегматиты из последних выносились кремнезем и щелочи, а из вмещающих мраморов привносились магний и кальций. Образование сапфира связано с резким повышением концентрации глинозема в системе в результате метасоматической десиликации пегматитовых тел.

Развитие мощных реакционных биметасоматических зон на контакте сапфиринозных плагиоклазовых жил с магнезиальными мраморами во многом сходно с формированием магнезиальных скарнов.

2. Плагиоклазиты и слюдитовые метасоматиты в ультраосновных породах

К этому типу относятся корундовые плагиоклазиты (плюмазиты, кыштымиты и т. п.), а также их слюдитые (биотитовые и флогопитовые) разновидности, залегающие в ультраосновных породах. Эти жилы — важный источник абразивного корунда в США, Южно-Африканской Республике, Танзании и Индии. На месторождениях изредка встречаются ювелирные разновидности корунда, например на рудниках Корундом-Хилл и Кулсаги в округе Мэкон шт. Северная Каролина (США). Крупные корундосодержащие жилы залегают в дунитах и имеют зональное строение. У них различается плагиоклазовое ядро, окруженное слюдитовой (биотитовой, флогопитовой или вермикулитовой) зоной и корундом и шпинелью, которая сменяется актинолит-хлоритовой и тальковой зонами.

Благородный корунд в слюдитовой зоне наблюдается в виде редких мелких кристаллов или образует прозрачные участки в крупных кристаллах обыкновенного корунда. Мелкие кристаллы характеризуются зональной окраской: двухцветной розово-красной или трехцветной — синей, желтой и зеленой. Из-за незначительного размера кристаллов граненые камни весят не более 1 карата [95].

Аналогичные жилы с рубином и сапфиром известны в Индии в штатах Тамилнад и Майсур. Крупные скопления ювелирного корунда, имеющие важное промышленное значение, обнаружены сравнительно недавно в слюдитах Танзании. В настоящее время

годовая добыча рубина и сапфира в сырье достигает в этой стране 295 тыс. каратов.

В СССР скопления полупрозрачного густо-красного рубина в жилах флогопитовых слюдитов встречены в гипербазитовом массиве Рай-Из на Полярном Урале.

Танзания. Месторождения рубина и сапфира известны в бассейне р. Умбы на границе с Кенией и в горах Улугуру, примерно в 50 км от г. Морогоро. Они находятся в пределах Мозамбикской протерозойской складчатой области, в которой развиты горные породы системы Узагода: гранито-гнейсы, гранулиты, мраморы, гнейсы и кристаллические сланцы с кианитом, гранатом, роговой обманкой, слюдой и графитом. Интрузивные породы представлены крупными массивами анортозитов и мелкими телами норитов и пироксенитов. К более поздним, со складчатым образованиям относятся граниты и связанные с ними мигматиты.

На северо-востоке страны находятся удаленные друг от друга на значительные расстояния месторождения: рубино-корундовое в районе г. Лонгидо, рубино-изумрудное вблизи оз. Маньяра (Лейк-Маньяра) и рубино-сапфировое на берегу р. Умба, пограничной с Кенией. Все три месторождения залегают в гипербазитах, которые образуют сравнительно небольшие тела среди гнейсо-амфиболитовых полей протерозойской системы Узагоды. В районах месторождений распространены пегматиты.

Месторождения Лонгидо и Умбы принадлежат к группе типичных корундовых плагноклазитов — ряда плюмазита — кыштымита и отличаются от них от грубо- до гигантозернистой структурой и наличием крупных кристаллов благородного корунда. Лейк-Маньяра — месторождение изумруда с акцессорным рубином (см. «Изумруд»).

К числу наиболее изученных принадлежит месторождение рубина и сапфира в районе р. Умбы, расположенное в 67 км к северо-востоку от морского порта Танга.

По данным Ф. Соулсбери [97], жилы плюмазитов с благородным корундом приурочены к осевой и эндоконтактовой частям массива серпентинитов, залегающего в ядре брахантиклинальной складки меридионального простиранья. В плане массив имеет овальную форму, его длина 2 км, ширина 0,5—1 км. В экзоконтакте массива обнажаются доломитовые мраморы, а в удалении от них кианитовые, силлиманитовые гнейсы и кварциты. В серпентинитах часто встречаются ксенолиты, которые состоят из мигматизированных гранатовых, роговообманково-гранатовых, шпинель-диопсидовых гнейсов, амфиболитов и кварцитов.

Центральную часть массива составляют серпентиниты, а краевую, эндоконтактовую зону — пироксениты, энстатититы, габбро, анортозиты с титаноавгитом и гранатом. Судя по широкому развитию в породах массива выделений магнетита, халцедона и структурных глин, на месторождении развита древняя площадная кора выветривания.

Ф. Соулсбари выделяет три группы сильнокаолинизированных жил: 1) плюмазитовые с вермикулитом и благородным корундом; 2) вермикулитовые с благородным корундом; 3) вермикулитовые без корунда. Первая состоит из андезита или олигоклаза с включениями благородного корунда и реакционных краевых зон: вермикулитовой, хлоритовой и актинолитовой. В некоторых жилах рыхлого плюмазита встречаются участки массивного лабрадорита с амфиболом и мелкими кристаллами рубина. Жилы характеризуются высоким содержанием рубина (до двух тысяч каратов в одном кубическом метре).

Вторая группа жил сложена в основном вермикулитом, в котором заключены крупные (до 15 см в поперечнике) кристаллы рубина, а также розового и зеленого сапфира, развитые по трещинам отдельности.

Вермикулитовые жилы и прожилки без корунда тяготеют к участкам развития плюмазитов. Многие из них расположены на продолжении плюмазитовых жил и, возможно, являются их разновидностью, обогащенной слюдой.

Кристаллы рубина и сапфира, крупные, с отчетливо выраженными гранями гексагональной призмы и пинакоида, характеризуются четким плеохроизмом и концентрической цветовой зональностью. В рубинах она часто представлена очень темным, почти черным ядром и краевой ярко-красной или бледно-красной оболочкой, в сапфирах, наоборот, центральная часть кристаллов почти бесцветная, а краевая зона — голубая или синяя.

СССР. Проявление рубина Макар-Рузь расположено на Полярном Урале, в юго-западном эндоконтакте расслоенного дунит-гарцбургитового массива Рай-Из. В эндоконтакте массива отмечаются интрузивные породы более поздних габбро-плагиигранитной и диорит-гранодиоритовой магматических формаций, а в экзоконтакте распространены осадочно-вулканогенные образования, испытавшие региональный метаморфизм амфиболитовой фации. По данным С. В. Щербаковой [45], выделяются два типа пространственно разобщенных рубинсодержащих тел: плагиоклаз-рубиновых и слюдит-рубиновых. Плагиоклаз-рубиновые тела развиты в южном эндоконтакте массива в основании дунитового горизонта, где распространены линзы гигантозернистых дунитов и шпильки хромита. Плагиоклазитовые тела с рубином локализируются в узлах пересечения тектонических трещин меридионального и северо-восточного простираения. Длина тел 30 м, мощность 20—22 м, падение под углом 50—85°. Характерная особенность этих тел — их симметрично-зональное строение. В центре выделяется плагиоклазитовое ядро (мощность 1,5—2,5 м), которое окружено слюистой зоной с рубин-флогопитовой подзоной и реликтивными участками плагиоклазита; затем следует амфиболовая зона с реликтами габброидной породы. Плагиоклазит-рубиновые тела от вмещающих дунитов отделяются хлорит-талевой, карбонатно-талек-серпентиновой и серпентиновой подзонами.

Для плагиоклазитового ядра плагиоклазит-рубинсодержащих тел характерно присутствие плагиоклазов разной основности. Центральную часть ядра составляет андезин с подчиненным количеством олигоклаза, затем следует область преимущественного развития олигоклаза с реликтовым андезитом, периферическая зона ядра состоит из альбита и реликтовых зерен олигоклаза.

Кроме того, рассматриваемые тела характеризуются щелочным составом амфибола (приближается к хромсодержащему паргаситу), образующего амфиболовую зону.

Слюдит-рубиновые жилы сконцентрированы в юго-западном контакте массива Рай-Из, в зоне интенсивной энстатитизации гипербазитов и развития хлоритовых и актинолит-талковых жил. Они локализуются в местах пересечения субширотных и северо-восточных тектонических трещин.

В плагиоклазит-рубиновых телах рубин встречается в плагиоклазитовом ядре, но основное его количество находится в слюдитовой зоне, вблизи ее контакта с амфиболовой зоной. Кристаллы темно-красного цвета, пластинчатые или бочонковидные; размер кристаллов 1—15 см в поперечнике. Рубин полупрозрачен, переполнен тонкими включениями хромшпиннедидов, плагиоклаза и слюды и пригоден только для использования в качестве коллекционного материала. Бездефектные, но мелкие кристаллы рубина наблюдаются в слюдит-рубиновых жилах. В рубине встречены газово-жидкие включения, гомогенизирующие в жидкую фазу при температуре 420 °С.

Проблема генезиса корундовых плагиоклазитов и слюдитов в гипербазитах — предмет длительной дискуссии. А. Дю-Тойт [15] и А. Е. Ферсман [40] рассматривали их как десилицированные гранитные пегматиты, потерявшие большое количество кремнезема в результате взаимодействия пегматитового расплава с ультраосновными боковыми породами. В расплаве создается избыток глинозема, кристаллизующегося в виде корунда, а в зоне контакта формируются реакционные оторочки с биотитом (флогопитом), актинолитом, хлоритом и тальком. Гипотеза десиликации подвергалась критике со стороны Е. Ларсена и В. Н. Лодочникова, указавших, в частности, на аналогичные реакционные зоны в гипербазитах на контакте с более древними осадочными или изверженными породами и при отсутствии пегматитов. Эти авторы считали корундовые плагиоклазиты гидротермальными образованиями, связывая активные газово-жидкие растворы с самими гипербазитами. В настоящее время популярна точка зрения Д. С. Коржинского [19] о биметасоматическом происхождении плагиоклазитовых жил со слюдитовой оторочкой под воздействием постмагматических растворов гранитоидных интрузий, более поздних, чем гипербазиты.

В некоторых случаях плагиоклазиты и слюдиты с благородным корундом в гипербазитах, по данным Ф. Соулсбери [97] и С. В. Щербаковой [45], являются продуктом метасоматической

деанортизации жил лейкократовых габброидов и анортозитов. Избыток глинозема в этом случае объясняется замещением основного плагиоклаза более кислым олигоклазом.

3. Скарнированные мраморы

Месторождения благородного корунда в магнезиально-кальцитовых мраморах с примесью минералов магнезиальных скарнов известны в Могокском горнорудном районе в Сев. Бирме, а также в Таиланде, Пакистане и Восточном Афганистане (район Джигдаллека).

Бирма. Могокский рубиноносный район занимает площадь около 400 км². Он известен в литературе под названием «Могокского каменного пояса». В его пределах распространены рубиноносные скарнированные мраморы, при разрушении которых образовались знаменитые промышленные элювиально-делювиальные и аллювиальные месторождения рубина и благородной шпинели.

Могокский район — источник драгоценных камней с древнейших времен, о чем, в частности, свидетельствуют находки в отвалах старинных разработок примитивных горнопроходческих инструментов каменного и бронзового веков. Месторождения длительное время эксплуатировались бирманскими феодалами, а с 1886 по 1831 г. находились в концессии Британской компании «Бирма Рубин-Майнз Лимитед», которая по неполным данным добывала ежегодно от 40 до 150 тыс. каратов рубина в сырье на сумму от 1,3 до 4,8 млн. бирманских рупий. В последние годы месторождения успешно разрабатываются старательскими артелями.

В рассматриваемом районе наблюдается наиболее крупный антиклинальный выход докембрийских пород среди мезозойских складчатых сооружений Индокитая. Здесь широко распространены гранулиты, гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями силлиманитовых кварцитов (кондолитов). Эта глубокометаморфизованная толща пород предположительно архейского возраста местами содержит мощные пачки мраморов, с которыми тесно ассоциируют известковистые гнейсы.

Метаморфические образования прорваны лейкократовыми гранитами интрузивного комплекса Кобаинг (рис. 4).

Между Кьятпиин и Минтада находятся главные месторождения рубина: Пэйксви, Могок, Ибу, Тапанбин, Колан, Пиянгбин, Луда, Катхе, Кьятпиин и Кияккян.

Рубиноносные зоны располагаются на контакте мраморов с массивами и дайками гранитов или гранит-пегматитов. Продуктивные мраморы обычно заключают гнейсовые прослои или граничат с пачками гнейсов. Структура их грубозернистая, окраска белая до серой или буроватая, характерно присутствие чешуек графита. Минеральный состав мраморов преимущественно кальцитовый с непостоянным содержанием доломита.

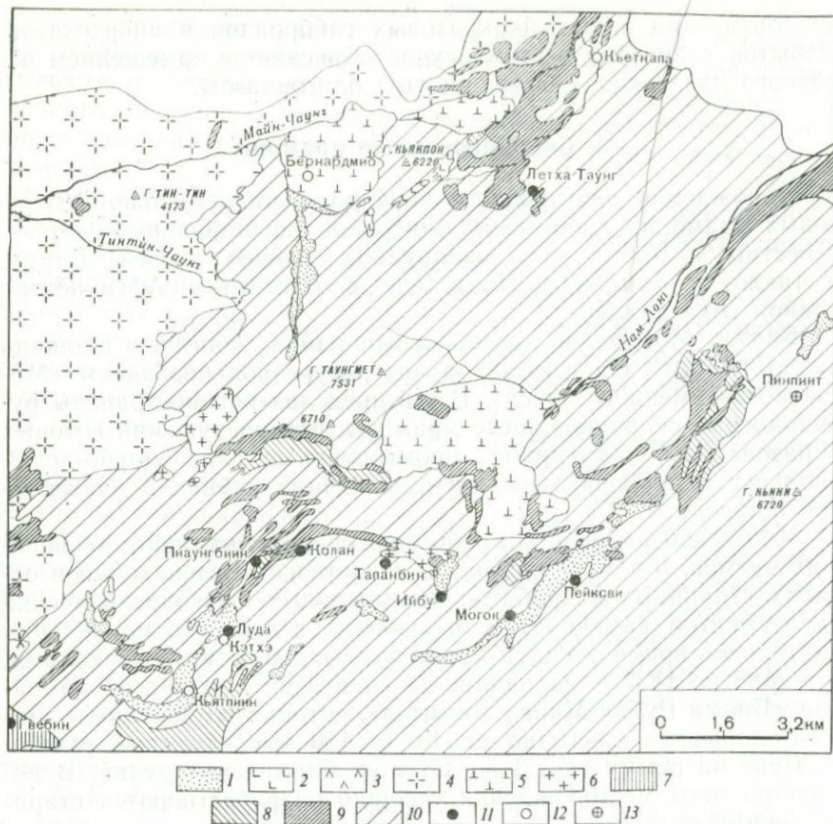


Рис. 4. Схема геологического строения района могокских месторождений рубина и сапфира, Сев. Бирма [70]:

1 — аллювиальные отложения; 2 — основные и ультраосновные породы; 3 — щелочные породы; 4 — граниты формации Кобанг; 5 — слениты; 6 — авгитовые и роговообманковые граниты; 7 — кварциты; 8 — известковистые гнейсы; 9 — известняки и кальцифиры; 10 — нерасчлененные кристаллические породы. Месторождения: 11 — рубина, 12 — сапфира, 13 — благородной шпинели

Содержание СаО в них обычно изменяется от 29,6 до 48,7 %, а MgO — от 12,68 до 22,38 % [70].

В результате воздействия на доломитизированные мраморы высокотемпературных пневмолито-гидротермальных растворов, связанных с внедрением кислой магмы, в них образуются форстерит, диопсид, шпинель, рубин, а также фторсодержащие минералы: флогопит, хондрит, скаполит и апатит. В зонах развития магнезиальных скарнов, вытянутых вдоль даек гранитов и участков повышенной трещиноватости, рубин и шпинель встречаются в виде вкрапленников и гнездообразных скоплений.

Характерно, что все вторичные элювиально-делювиальные месторождения рубина, так называемые «бионы», тесно связаны

с зонами развития гранитных даек в доломитизированных мраморах. Рубиноносные скарнированные мраморы — источники аллювиальных месторождений в Таиланде — зафиксированы в районе г. Чантхабури. Наиболее крупное месторождение Пайт-нован расположено в 80 км к юго-востоку от г. Чантхабури [65].

Пакистан. Месторождения рубина в скарнированных мраморах недавно открыты на севере Пакистана, в северо-западной части гор Каракорум, в долине р. Хунза. Мраморы залегают среди толщи гнейсов, возраст которой считается верхнепалеозойским. По аналогии с соседним Афганистаном мраморно-гнейсовая толща Северного Пакистана скорее всего докембрийская. Мощность пачки мраморов 750 м, протяженность по простиранию более 30 км.

Месторождения рубина сосредоточены в двух горизонтах мраморов — нижнем и верхнем. Мощность каждого около 200 м. Нижний горизонт инъецирован многочисленными дайками гранитов и аплитов мезозойского возраста. В его пределах находятся месторождения Бийоринт, Алибад, Дорхан и др.

Верхний горизонт содержит согласные дайки основных пород. С ним связано месторождение Ахмедабад и др. Как в нижнем, так и в верхнем горизонте обильная рубиновая минерализация концентрируется в кальцитовых мраморах по плоскостям напластования в зонах контакта с дайками интрузивных пород. Россыпная минерализация в мраморах наблюдается в полосе шириной до 30 м в удалении от даек.

Средняя масса кристаллов рубина не более 1 карата, изредка до 2 каратов. Окраска кристаллов от бледно-красной до фиолетово-красной и кроваво-красной. Крупные образцы массой до 10—15 каратов обычно состоят из сростков нескольких бледноокрашенных кристаллов. Наиболее продуктивны месторождения Дорхан и Ахмедабад, где содержание рубина в среднем составляет 20 г на тонну горной массы.

Афганистан. На востоке страны находится значительное месторождение рубина Джигдаллек. Оно расположено на южных склонах Восточного Гиндукуша, в 105 км к юго-востоку от г. Кабула. Здесь наблюдаются две пачки мраморов и гнейсов, принадлежащие к верхней архейской метаморфической серии Нуристан. Простирание пачек субширотное, углы падения крутые. Рубиноносные мраморы прослеживаются на 7—8 км, мощность их колеблется от первых метров до 120—150 м.

С нижней (южной) пачкой связаны участки Пари-Дарья, Джигдаллек, Петаван, Кане-Калан, Лал-Пур и Хелват, а с верхней — участки Чанги, Джума, Корунд.

На участке Джигдаллек пачка гнейсов с пластами минерализованных мраморов протягивается на 1,5 км, мощность ее 100—350 м. Мраморы составляют 60—70 % разреза пачки при мощности пластов от 1—4 до 10—30 м. Они полосчатые, крупнозернистые, существенно кальцитового состава (Mg не более 4—5 %). Рубин совместно с розовой шпинелью, флогопитом,

клиногумитом, паргаситом, пиритом, диопсидом, хлоритом и дравитом развивается по многочисленным пластовым трещинам длиной до нескольких метров, мощностью 1—4 см. Кристаллы рубина размером до 0,5—1 см полупрозрачны, трещиноваты, более мелкие прозрачны, почти без трещин; окраска розовая до густо-красной.

Участок Кане-Калан имеет аналогичное строение, рубиновая минерализация развита в пласте мраморов мощностью 50—60 м, залегающем среди биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Как и на других участках, кристаллы рубина тяготеют к пластовым трещинам в мраморе, ассоциируясь с флогопитом, клиногумитом, дравитом и розовой шпинелью. Кристаллы рубина ярко-красные до 2 см.

4. Силикатные эндоскарны

К этому типу относится проявление сапфира на о. Шри-Ланка. В геологическом строении острова участвует мощная толща кристаллических пород архейского возраста, в основании которой залегает серия Виджаян, объединяющая глубокометаморфизованные осадочные образования и чарнокитовые граниты. Стратиграфически выше размещается метаморфический комплекс пород кондалитовой серии, которая обнажается в центральной приподнятой области острова в ядре широкого синклинория, вытянутого в северо-восточном направлении. Комплекс пород кондалитовой серии характеризуется переслаиванием кристаллических известняков и доломитов с кварцитами и силлиманит - гранат - графитовыми сланцами — кондалитами (рис. 5).

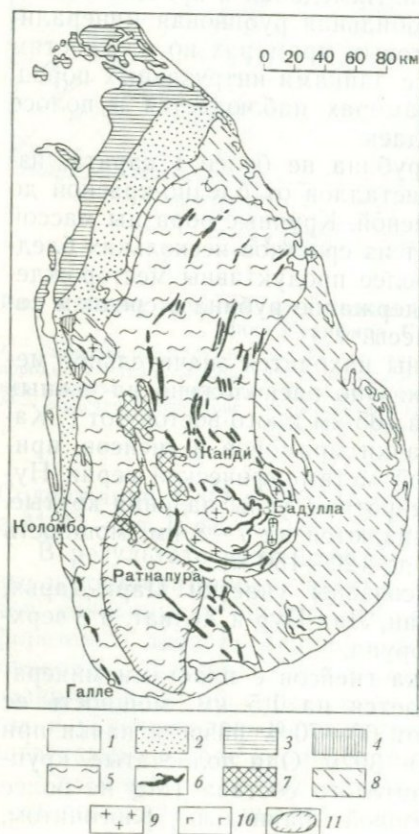


Рис. 5. Схема геологического строения о. Шри-Ланка [64]:

Отложения: 1 — современные, 2 — плейстоценовые, 3 — миоценовые, 4 — юрские; серия кондалитовая, архей: 5 — кварц-гранат-силлиманитовые породы, 6 — кальцифиры; серия Виджаян, архей: 7 — чарнокиты и гранатовые гнейсы, 8 — биотитовые гнейсы; 9 — граниты, гнейсы; 10 — долериты; 11 — область, наиболее богатая драгоценными камнями

Проявление сапфира находится в 60 км к востоку-юго-востоку от г. Канди и приурочено к сиенитовому массиву, прорывающему крупнозернистые доломитовые мраморы кондалитовой серии. Мраморы скарнированы и содержат форстерит, диопсид, флогопит, хондрит, шпинель, апатит и пирит. В эндоконтактовой зоне массива в крупнозернистом пироксеновом сиените отмечаются обособления сапфиросной породы размером 0,1—0,3 м в поперечнике. Порода представляет собой агрегат зерен олигоклаз-андезина, богатого натрием скаполита, тонковолокнистого силлиманита и содержит обильные вкрапленники хорошо образованных кристаллов сапфира длиной, как правило, около 1 см. В ней отмечаются также рассеянные чешуйки флогопита и зерна розовато-лиловой шпинели. Кристаллы сапфира прозрачны, синей и голубовато-зеленой окраски, призматического и остропирамидального габитуса.

А. Уэллс [100] рассматривает сапфиросную породу в качестве продукта десиликации сиенитовой магмы. По условиям залегания и парагенезису минералов сапфиросная порода может быть отнесена к группе силикатных скарнов. Подобные коренные проявления — один из источников знаменитых аллювиальных россыпей сапфира о. Шри-Ланка.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого генетического класса представлены скоплениями небольших полупрозрачных кристаллов рубина, реже сапфира в кристаллических сланцах и гнейсах гранулитовой и высоких ступеней амфиболитовой фаций метаморфизма. Практического интереса они обычно не представляют, но с ними в Сев. Америке, на островах Шри-Ланка, Мадагаскаре, в Танзании и Финляндии связаны аллювиальные россыпи ювелирного корунда невысокого качества.

Наиболее изучено месторождение Кови-Крик в северо-восточной части округа Мэкон шт. Сев. Каролина (США). Здесь в золотоносном аллювии в значительном количестве встречался рубин вместе с родолитом — гранатом альмандин-пиропового состава, характерным для метаморфических пород вблизи месторождения.

В геологическом отношении район относится к центральной зоне провинции Пьемонт Южных Аппалачей, где широко распространены докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы силлиманитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, гипербазиты, а также более поздние палеозойские гранитоиды и многочисленные слюдоносные мезозойского возраста. В районе развита мощная кора выветривания мезозойского возраста.

Золотоносная россыпь с рубином и родолитом протягивается на 5 км по длине р. Кови-Крик. Обогащенные золотом участки речного аллювия разрабатывались гидравлическим способом с 1895 по 1914 г.

Продуктивный слой россыпи состоит из галек кварца, роговообманковых и других гнейсов и песчано-гравийного материала, в котором наряду с золотом, рубином и родолитом встречаются обломки кристаллов непрозрачного корунда бледно-синего и аметистового цвета, хромит, рутил, ильменит, бронзит, роговая обманка, кордиерит, кианит, ставролит, силлиманит и циркон [67]. Кристаллы рубина невелики по размеру и имеют таблитчатый облик. Только небольшая их часть пригодна для огранки. Большинство кристаллов поражено трещинами или содержит включения рутила и ильменита. Из бездефектных кристаллов рубина гранились камни массой не более 1—2 карата и лишь немногие достигали 3—4 каратов.

Присутствие рубина в аллювиальных отложениях объясняется разрушением «эклогитовых амфиболитов» и роговообманковых гнейсов, развитых в верховьях р. Кови-Крик и содержащих вкрапленность полупрозрачных кристаллов бледноокрашенного рубина. На склонах горы Мезон-Маунтин, находящейся вблизи месторождения Кови-Крик, имеется несколько коренных проявлений родолита, связанных с гиперстеновыми и амфиболит-биотитовыми гнейсами.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Остаточные (элювиальные, элювиально-делювиальные и особенно аллювиальные) россыпи являются главными источниками добычи рубина и сапфира. Это объясняется естественным обогащением корундосодержащих пород в процессе их выветривания и размыва.

Многие россыпи тесно связаны с коренными источниками и были охарактеризованы вместе с ними. Ниже описываются своеобразные элювиально-делювиальные месторождения, возникшие при выветривании рубиноносных известняков, а также аллювиальные россыпи благородного корунда, генетическая природа которого недостаточно ясна.

1. Элювиально-делювиальные россыпи в карстовых полостях

Элювиально-делювиальные и в меньшей мере делювиально-аллювиальные россыпи этого типа формируются на закарстованном плотике, сложенном мраморами. Карстовые воронкообразные полости и углубления плотика неправильной формы вмещают обломочно-глинистые рубиноносные отложения.

Крупные месторождения такого типа известны в Бирме в Могокском горнорудном районе на площадях распространения рубиноносных скарнированных мраморов. На пологих склонах долин между останцами мраморов залегают щебенисто-глинистые, местами гравийно-глинистые отложения так называемого пласта «бион» мощностью от 1,5—2 до 15—25 м. В них вместе с рубином встречаются сапфир, благородная шпинель и гранат.

На *месторождении Холмы Садшижин* широкие трещины и карстовые пустоты в кристаллических известняках заполнены глинистым остаточным материалом, содержащим кристаллы рубина; размер полостей 1,2—1,5 м в поперечнике. Кроме рубина в глине находятся шпинель, аметист, хондродит, апатит, авгит, графит и другие минералы.

2. Аллювиальные россыпи

Аллювиальные россыпи — важнейший источник рубина и сапфира. Крупнейшие месторождения этого типа известны в районах широкого площадного развития продуктивных коренных пород, затронутых корой выветривания: сапфироносных базальтов Индокитая в Австралии, рубинсодержащих магнезиальных скарнов Бирмы и т. д. В таких случаях генетический тип и геологические особенности коренных источников россыпей устанавливаются сравнительно легко и однозначно. Наиболее крупные из них аллювиальные. Аллювиальные россыпи сапфира в Австралии были охарактеризованы вместе с коренными (магматическими) месторождениями.

Во многих случаях природа коренных источников аллювиальных россыпей не установлена или проблематична. Типичные представители таких россыпей рубина и сапфира с неизвестным источником находятся на о. Шри-Ланка и в шт. Монтана в США.

Шри-Ланка. Многочисленные аллювиальные месторождения драгоценных камней сосредоточены в районе г. Ратнапура на площади около 2000 км². Главные из них — месторождения Пелмадулла, Раквана, Эхнелийгода, Балангода и Курувита. Россыпи здесь комплексные и содержат сапфир (включая его звездчатую разновидность), хризоберилл (александрит и «кошачий глаз»), аквамарин, топаз, цветной турмалин, зеленую шпинель (цейлонит), гранат, аметист. По оценке А. Уэллса, за время эксплуатации ратнапурских месторождений было добыто несколько сот тонн драгоценных камней. Россыпи сапфира известны также около Дедиагаламукалана, Келани-Ганга и Нувари Элия. Предполагается, что рубин, сапфир и другие драгоценные камни были снесены с приподнятого горного массива в центральной части острова, где распространены интенсивно метаморфизованные кристаллические сланцы и гнейсы, нередко пересеченные пегматитами, а также магнезиальные скарны.

Плотиком россыпей служат горные породы кондолитовой серии. Типичная сапфироносная россыпь, по Парсонсу [25], имеет следующий разрез (снизу вверх, мощность в м):

- 1) плотик
- 2) галечный слой с крупной галькой . . . 0,5,
- 3) невыдержанный сапфироносный гравийно-галечный слой 0,6,
- 4) пласт косослоистого песка 0,8,
- 5) черный песчанистый слой с корнями деревьев 1,7.

В россыпях сапфир обычно ассоциирует с цветными разновидностями обычного корунда, зеленой шпинелью, цирконом, турмалином, топазом, гранатом, бериллом, кордиеритом и другими драгоценными и полудрагоценными камнями. Наряду с ними встречаются торит, монацит, фергюсонит, самарскит и танталит.

По данным Л. Фернандо [64], среди россыпей преобладают долинные и террасовые. Продуктивные галечно-гравийные отложения, известные под местным названием «иллам», крайне неравномерно распределены среди аллювия речных долин и встречаются в виде коротких линз и не выдержанных по простиранию прослоев. Глубина залегания иллама 1,5—15 м, изредка до 30 м. Характерная особенность продуктивного горизонта — постоянное присутствие галек и валунов кварца. Добыча иллама осуществляется из шурфов с рассечками. Извлеченный материал загружают в невысокие плетеные корзины и промывают до серого шлиха, который разбирают вручную.

Генетический тип коренных источников сапфира не ясен. Возможно, ими были сапфиросные силикатные скарны. Кумира-сави предполагал, что россыпи сапфира о. Шри-Ланка образовались при разрушении сапфиросных гранулитов, подобных встреченным им вблизи г. Канди. Значительно позже о пегматитовой природе первичных месторождений сапфира высказался Котеас. Однако кристаллы сапфира, обнаруженные в пегматитовых жилах вблизи Мотара и на равнине Хартон-Плейна, так же как и встреченные в гранулитах, имеют призматическую или таблитчатую форму с четко выраженной отдельностью по пинакоиду или ромбоэдру, тогда как добытые из россыпей характеризуются остроидипирамидальной или бочонковидной формой.

США. Аллювиальные россыпи сапфира известны в шт. Монтана на реках Рок-Крик, Миссури и Драй-Коттонвуд-Крик. Единственная россыпь рубина находится на р. Кови-Крик в шт. Сев. Каролина.

Месторождение сапфира Рок-Крик расположено в округе Грэнэйт в 26—32 км юго-западнее г. Филиппсберг. В геологическом строении этого района участвуют аргиллиты серии Белт, кайнозойские эффузивы смешанного состава, граниты и кварцевые монциты, туфы и кварцитовые конгломераты. Толща туфов и конгломератов прорезается долиной р. Анаконда-Галч. Сапфиросные галечниковые отложения наблюдаются в логах, впадающих в р. Анаконда-Галч, и образуют протяженную россыпь в главной долине этой реки. Средняя мощность продуктивного слоя 1,5 м, ширина россыпи Сапфир-Галч в верховьях 9—12 м, в нижней части 30—60 м при мощности 2,4—3,0 м.

Сапфиры округлой формы, густо- и светло-синие, сине-зеленые, зеленые, розовые и желтые. Встречаются кристаллы с неоднородной зональной окраской и более ярко окрашенной центральной частью. Многие сапфиры, особенно бледноокрашен-

ные или бесцветные, переливчаты и характеризуются астеризмом. Некоторые бледно-лиловые кристаллы содержат многочисленные включения иголок рутила длиной до 0,5 мм.

Сходное строение имеет и *россыпь Драй-Коттонвуд-Крик* в округе Дир-Лодж в 19 км к северо-западу от г. Батта. Долинная гравийно-галечниковая россыпь с мелким бледноокрашенным сапфиром и гранатом протягивается на 900 м при ширине 60 м.

Россыпные месторождения в шт. Монтана эксплуатировались в начале текущего столетия. Сведения о масштабах добычи сапфиров противоречивы. Есть данные о том, что на месторождениях Рок-Крик и Драй-Коттонвуд-Крик было добыто 384 тыс. каратов ювелирных сапфиров.

Месторождение сапфира по р. Миссури находится в 19 км к северо-востоку от г. Хилена вблизи каньона Ферри. Оно известно с 1865 г. и представлено крупной золотоносной террасовой россыпью, в которой сапфир — попутный компонент. Продуктивный гравийно-галечный слой залегает на 30 м выше уровня р. Миссури и прослеживается вдоль долины реки на 25 км. В его составе наряду с песчано-гравийной фракцией присутствуют крупные валуны и глыбы различных горных пород размером в поперечнике до 1 м и более. Мощность продуктивного слоя 9—12 м. Плотик россыпи — аргиллиты серии Белт. Наиболее обогащены сапфиром галечники отмели Эльдорадо.

Кристаллы сапфира имеют пластинчатый габитус. Величина камней небольшая — от 4 до 6 каратов в сырье. Окраска кристаллов бледная, почти бесцветная, светло-синяя, светло-зеленая, фиолетово-синяя. Изредка попадаются камни с поперечно-зональной окраской, когда один конец кристаллов окрашен в синий цвет, другой в красный, а центральная часть в фиолетовый. Качество камней на месторождении невысокое, и они в основном использовались в качестве технического сырья.

Коренной источник россыпи не ясен. С. Клэбо [58] указывает на долеритовую (?) дайку, сложенную микролитами лабрадора, магнетитом, вулканическим стеклом с фенокристаллами авгита и редкими вкрапленниками родолитового граната и бледно-зеленого сапфира. Однако подобные дайки очень редки, и С. Клэбо склонен считать материнскими породами меловые базальты и их туфы. Нельзя также исключить возможность поступления в россыпи граната и сапфира в результате размыва метаморфических пород гранулитовой фации.

ИЗУМРУД

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Изумруд — хромсодержащая ярко-зеленая разновидность благородного берилла (рис. III на вклейке) — от доисторических эпох до наших дней сохраняет наряду с рубином и алмазом главенствующее положение среди драгоценных камней. Древние греки называли изумруд «камнем сияния». А. Е. Ферсман [41] писал, что его добывали в Аравийской пустыне еще в период расцвета египетской культуры; его добыча не прекращалась ни во времена господства Греции и Рима, ни в период мусульманского владычества. Особенно ценился изумруд в Персии и Индии; большинство индийских сказаний связывало его с Африкой.

В XVI в. испанские конкистадоры впервые доставили в Европу великолепные изумруды Южной Америки, которые, как выяснилось, издавна добывали инки в Восточных Кордильерах. Тогда же испанцам в труднодоступных горах Колумбии удалось обнаружить изумрудные копи Самандоко, ныне известные как месторождение Чивор. Уникальные колумбийские месторождения изумруда сохранили большое промышленное значение до настоящего времени.

Изумруд считался чрезвычайно редким камнем до середины XIX в., когда в 1831 г. его месторождения были открыты в России на Среднем Урале, а несколько позже в шт. Сев. Каролина (США) и в Австралии в шт. Новый Южный Уэльс. Настоящая революция на изумрудном рынке произошла в текущем столетии после открытия в 1927 г. крупных месторождений в Южной Африке в Трансваале, в 1943 г. в Индии в Раджастхане и в 1956 г. в Зимбабве. В 1964 г. выявлено перспективное месторождение Карнаиба в Бразилии (шт. Баия).

Прозрачные ювелирные разности изумруда относятся к драгоценным камням I порядка. Обычно камням при огранке придают ступенчатые или многогранные (бриллиантовые) формы, а дефектные и полупрозрачные кристаллы кабошонируются. В последние годы за рубежом и в СССР налажено производство синтетического изумруда.

По сравнению с теоретическим составом берилла $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{X} \times [\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ в изумруде часть алюминия всегда замещена магнием, обязательно присутствуют хром, вода, щелочи и железо. Спектральным анализом в изумрудах обнаруживаются примеси ванадия и никеля, а также следы висмута, марганца и скандия.

Характерная сочно-зеленая окраска изумруда обусловлена хромом, содержание окиси которого в умеренно окрашенных

кристаллах обычно составляет 0,15—0,20 %, достигая 0,5—0,6 % в темно-зеленых изумрудах. Некоторые кристаллы имеют желтоватый или голубовато-синий оттенок. Установлено, что Cr^{3+} замещает Al^{3+} , находящийся в шестерной координации. Желтые тона принято связывать с изоморфной примесью Fe^{2+} , образующей «железистые» хромофорные центры. От зеленого берилла, окрашенного железом, изумруды легко отличаются при просмотре в ультрафиолетовом свете, обнаруживая красное свечение. Довольно часто окраска изумрудов неравномернозональная. Так, у некоторых кристаллов периферическая часть почти бесцветна, а центральная интенсивно окрашена в голубовато-зеленый цвет либо наоборот. Различаются осевая неравномерность окраски, наблюдающаяся вдоль длинной оси кристалла, и кольцевая, перпендикулярная к ней.

Блеск изумруда стеклянный, излом неровный, иногда раковистый. Кристаллы изумруда принадлежат к дигексагонально-дипирамидальному виду симметрии гексагональной сингонии. У них, как правило, хорошо развиты грани призмы (10 $\bar{1}0$) и пинакоида (0001), гораздо реже встречаются грани дипирамид (11 $\bar{2}1$), (10 $\bar{1}1$) и призмы (11 $\bar{2}0$). Кристаллы удлиненные, столбчатые или призматические, реже таблитчатые: иногда они двойникованы по пирамиде II порядка.

Размеры кристаллов прозрачного изумруда обычно невелики и в среднем составляют 2—5 см в длину, 1—1,5 см в поперечнике. Слабоокрашенные, полупрозрачные и непрозрачные индивиды достигают 15×20 см. Редко встречаются крупные кристаллы и высококачественных изумрудов. Например, на Урале был найден уникальный густо-зеленый прозрачный образец размером 6,5×8×12 см. Еще более крупный (14×35 см) кристалл хорошего качества обнаружен в 1956 г. на месторождении Сомерсет (ЮАР). Твердость изумруда 7,5—8 по Моосу; плотность и показатель преломления у изумруда выше, чем у обыкновенного берилла, особенно у интенсивно окрашенных кристаллов (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Плотность и показатели преломления изумрудов

Месторождение	Окраска	Плотность, г/см ³	Показатель преломления
Чивор (Колумбия)	Светло-зеленая	2,69	1,571—1,577
Музо (Колумбия)	Синевато-зеленая	2,71	1,578—1,584
Хабахталь (Австрия)	Темно-зеленая	2,74	1,584—1,591
Раджгарх (Индия)	То же	2,74	1,585—1,593
Сомерсет (ЮАР)	»	2,75	1,586—1,593
Урал (СССР)	»	2,74	1,581—1,588
	Светло-зеленая	2,71	1,572—1,580
	Слабо-зеленая	2,68	1,574—1,580

Совершенно прозрачные и лишенные каких-либо дефектов кристаллы изумруда в природе встречаются редко. Различные включения, трещиноватость и неравномерность окраски снижают качество изумруда. Твердые включения в изумрудах представлены чаще всего флогопитом, реже тальком, актинолитом, турмалином, апатитом, эпидотом и рутилом. Особенно много включений содержится в изумрудах, залегающих в массе флогопита, чешуйки которого прорастают и иногда даже слагают всю середину кристалла. Нередки также газово-жидкие включения, иногда с углекислотой. Высокая ценность и редкость изумруда стимулировали производство всевозможных имитаций, из которых наиболее распространены дублеты из зеленого берилла или граната с кварцем или стеклом, склеенные зеленым желатином. Нередко за изумруд выдают другие, менее ценные минералы, например зеленый сапфир («восточный изумруд»).

Для образования изумруда очень важное значение имеет заимствование бериллообразующими растворами окиси хрома из боковых пород — дунитов, перидотитов, серпентинитов, черных (углистых) сланцев и др. Изумруд изредка встречается в гранитных пегматитах, когда они залегают в хромсодержащих породах (США, Норвегия). А. А. Беусом [5] в миграции и концентрации бериллия отмечалась большая роль фтороносных пневматолито-гидротермальных растворов, связанных с гранитными магмами. При взаимодействии этих растворов с серпентинизированными гипербазитами возникают изумрудоносные слюдитовые (флогопитовые, биотит-флогопитовые) тела, представляющие собой основной промышленный тип месторождений изумруда.

Такие месторождения всегда играли важную роль в добыче изумруда и известны во многих странах: Джебель Зебрах в Египте, Хабахталь в Австрии, Изумрудные копи Урала в СССР, Сомерсет, Кобра и Гравелот в ЮАР, Сандавана, Новелло-Клаймс, Чикванда, Мустард-Пеппер, Мейфилд-Фарм в Зимбабве, Лейк-Маньяра в Танзании, Раджгарх, Калигуман, Бубани-Мухами в Индии, Минагаора в Пакистане, Пуна в Австралии, Карнайба, Фазенда-до-Помбо в Бразилии и др.

До настоящего времени главные поставщики высококачественного изумруда — гидротермальные месторождения в углистых карбонатных и сланцевых породах в Колумбии: Музо, Чивор, Коскуэс, Пенья-Бланкас.

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

Эндогенные месторождения изумруда относятся к трем генетическим классам: пегматитовому (миароловые микроклиновые пегматиты), пневматолито-гидротермальному (флогопитовые

слюдиты), гидротермальному (телетермальные кальцитовые и пирит-альбитовые жилы). Наиболее широко распространены слюдитовые месторождения, примером которых в СССР являются Изумрудные копи Урала. Большое практическое значение в течение многих столетий сохраняют телетермальные месторождения Восточных Кордильер в Колумбии. Собственно пегматитовые месторождения изумруда редки и малопродуктивны.

В благоприятных условиях промышленную ценность приобретают россыпные элювиально-делювиальные месторождения, тесно связанные с коренными источниками, а также изредка аллювиальные россыпи (табл. 6).

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кристаллы изумруда иногда встречаются в миароловых микроклиновых пегматитах, залегающих среди ультраосновных или других хромсодержащих пород. Высококачественный изумруд в пегматитах очень редок, преобладают лишь слабоокрашенные или замутненные кристаллы, пригодные в основном для изготовления кабошонов, а также красивые коллекционные образцы — друзы. Типичные представители таких месторождений находятся в Северной Америке и Норвегии.

США. Проявления изумрудов известны в гранитных пегматитах шт. Сев. Каролина, в округах Александер, Митчелл и Кливленд. Они не имеют большого промышленного значения в связи с отсутствием крупных скоплений и бледным цветом изумрудов. Некоторое количество густо-зеленых камней было добыто в 1909—1910 гг. Дж. Инглишем на ферме Терпера Старая Плантация около Ирла в округе Кливленд.

По данным Д. Стеррета [98], в этом районе толща гнейсов и кристаллических сланцев, содержащая тела диоритов, габбро и пироксенитов, интродуцирована гранитами и пегматитами.

Шурфами и траншеей в гиперстеновых габбро здесь вскрыты пять параллельных крутозалегающих пегматитовых жил, одна из которых оказалась изумрудоносной. Эта жила длиной около 15 м и мощностью от 30 см до 1 м сложена средне- и крупнозернистым агрегатом первичного альбита, микроклина и кварца с кристаллами черного турмалина, биотита и берилла.

В жиле обнаружено несколько миароловых пустот, содержащих эффектные друзы микроклина, дымчатого кварца, турмалина, бледно-зеленого берилла и изумруда. Кристаллы изумруда, пригодные для огранки, были получены из двух занорышей-«карманов» и имели длиннопризматический габитус. Во многих кристаллах наблюдаются тонкие трубчатые полости растворения, ориентированные вдоль длинной оси.

Норвегия. В 45 км севернее г. Осло в Эйдсволле среди биотитовых сланцев находятся пегматитовые жилы с миароловыми полостями размером до $6 \times 1,2 \times 0,3$ м. Полости выполнены каолиновой массой, в которой заключены хорошо образованные

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика изумрудоносных тел
Эндогенная	Пегматитовый	В мигматитовых микроклиновидных пегматитах	Основные и ультраосновные породы, биотитовые сланцы	Жильные и линзообразные тела длиной 10—15 м и мощностью 0,3—1 м
	Пневматолито-гидротермальный	В слюдитовых и плагиоклаз-слюдитовых метасоматитах ультраосновных пород	Метаморфизованные гипербазиты (серпентиниты, актинолитовые сланцы), интродуцированные гранит-аплитами и пегматитами	Жилообразные и сложноветвящиеся тела мощностью от 0,2 до 8—10 м, местами сгруппированные в жильные зоны длиной до 300—500 м и прослеженные на глубину 100—200 м и более
	Гидротермальный	В доломит-кальцитовых и альбитовых жилах среди карбонатных и сланцевых пород	Углистые известняки, доломиты и сланцы	Жилы и прожилки длиной до 60 м и мощностью от 0,1 до 20 см, образующие жильные и штоковые зоны
Экзогенная	Россыпей	Элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи	Рыхлые элювиально-делювиальные отложения и галечники	Элювиально-делювиальные развалы и погребенные делювиально-аллювиальные россыпи

кристаллы кварца, турмалина, берилла и изумруда. Отмечены также топаз и касситерит. Кристаллы изумруда обычно полупрозрачны, что объясняется большим количеством мельчайших газово-жидких включений.

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого генетического класса, представленные изумрудоносными слюдитами в ультраосновных породах, известны во многих странах мира (СССР, Индия, Зимбабве, ЮАР,

Тип скоплений изумруда	Сопутствующие минералы	Характеристика изумруда	Промышленное значение	Месторождения
Друзы и сростки с другими минералами в микроролловых пустотах	Микроклин, кварц, турмалин (шерл)	Длиннопризматические слабоокрашенные кристаллы, пригодные главным образом для кабошонирования и коллекций	Незначительное	Старая Платанция (Сев. Каролина, США), Эйдсволл (Норвегия)
Неравномерная вкрапленность в слюдах	Флогопит (биотит), апатит, турмалин, флюорит, кварц	Призматические, иногда уплощенные таблитчатые кристаллы длиной в среднем 3—5 см, цвет от светло- до густо-зеленого	Большое. Наиболее распространенный промышленный тип	Изумрудные копи Урала (СССР), Сандавана, Мустард, Новелло-Клаймс и др. (Зимбабве), Сомерсет (ЮАР), Раджгарх, Калигуман и др. (Индия), Хабахталь (Австрия) и др.
Скопления кристаллов в полостях	Кальцит, доломит, пирит, кварц, альбит, барит, гетит	Призматические кристаллы длиной в среднем 2—3 см. Цвет от светло- до густо-зеленого	Большое	Музо, Чивор, Коскуэс (Колумбия), Панджшер (Афганистан) и др.
Неравномерные скопления кристаллов и их обломков в рыхлых отложениях	—	Мелкие обломки кристаллов и галька	Небольшое	Сандавана, Самамбула Форест (Зимбабве), Фазиндо-Сео-Тиано (Бразилия), Якопи (Колумбия) и др.

Австралия, Бразилия и др.) и являются важнейшим источником ювелирных изумрудов. Все они очень сходны по геологическому строению и связаны с массивами метаморфизованных ультраосновных пород, прорванными пегматитоносными гранитами. Эта связь отражает оптимальные условия образования изумрудов в результате воздействия бериллийсодержащих летучих компонентов гранитных расплавов на богатые хромом гипербазиты.

Изумрудоносные слюдиты сопровождаются пегматитами, плагиноклазитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми

жилами. Однако данные пегматиты в отличие от собственно пегматитовых месторождений изумрудов лишены миарол и содержат только бледноокрашенные бериллы. Такая ассоциация определяет возможность появления комплексных изумрудно-редкометалльных месторождений.

СССР. В 1831 г. на Среднем Урале были найдены первые кристаллы изумрудов. Открытые месторождения, получившие название Изумрудных копей, быстро приобрели мировую известность. Они находятся в северной части Восточно-Уральского поднятия в зоне сопряжения Мурзинско-Адуйского антиклинория с Асбестовским синклинорием, в пределах которой в девонских амфиболитах, амфиболовых сланцах, плагиогнейсах и роговообманковых порфирах развиты небольшие согласные тела ультраосновных пород. С запада к этой полосе примыкают граниты пермского Адуйского интрузива, с востока — раннекарбонные габбро-перидотитовые породы Асбестовского массива.

Перидотиты и дуниты изумрудоносной полосы преобразованы в серпентиниты, тальковые и тальк-хлоритовые сланцы. Девонские породы и метаморфизованные гипербазиты пронизаны многочисленными жилами кварцевых диоритов, гранит-аплитов, блоковых и полно дифференцированных пегматитов, изумрудоносных слюдитов, а также гидротермальными кварц-альбитовыми, мусковит-кварцевыми и мусковит-флюоритовыми жилами, связанными с Адуйско-Мурзинской интрузией.

В зависимости от преобладания того или иного типа жил на Изумрудных копиях различаются собственно изумрудные и редкометально-изумрудные месторождения. Первые представляют собой зоны сопряженных, сложноветвящихся слюдитовых жил среди массивных серпентинитов. Протяженность зон по простиранию от 50 до 300 м, они прослеживаются на глубину 100—200 м и более. Изредка встречаются и одиночные обособленные жилы, мощность их от 0,2 до 5—6 м, длина от 10—20 до 100—120 м.

В редкометально-изумрудных месторождениях слюдиты сочетаются с пегматитами и кварц-плагиоклазовыми жилами. Продуктивные тела залегают, как правило, вдоль контактов ультраосновных пород с диоритовыми порфиритами и амфиболитами. Распространены главным образом серпентиниты с участками почти неизмененных перидотитов и менее — тальковые сланцы.

На *Черемшанском месторождении* вмещающие породы представлены в той или иной степени серпентинизированными дунитами (рис. 6). Слюдитовые жилы развиты по сколовым трещинам в серпентинитах или вдоль контактов даек диоритовых порфиритов. Мощность их от 0,4 до 1,5—2 м; длина по простиранию 30—50 м. Слюдитовые тела сгруппированы в протяженные жилные зоны, в их пределах сопряженные и ветвящиеся жилы разделены «прослойками» вмещающих пород примерно такой же мощности. Длина зон 250—300 м.

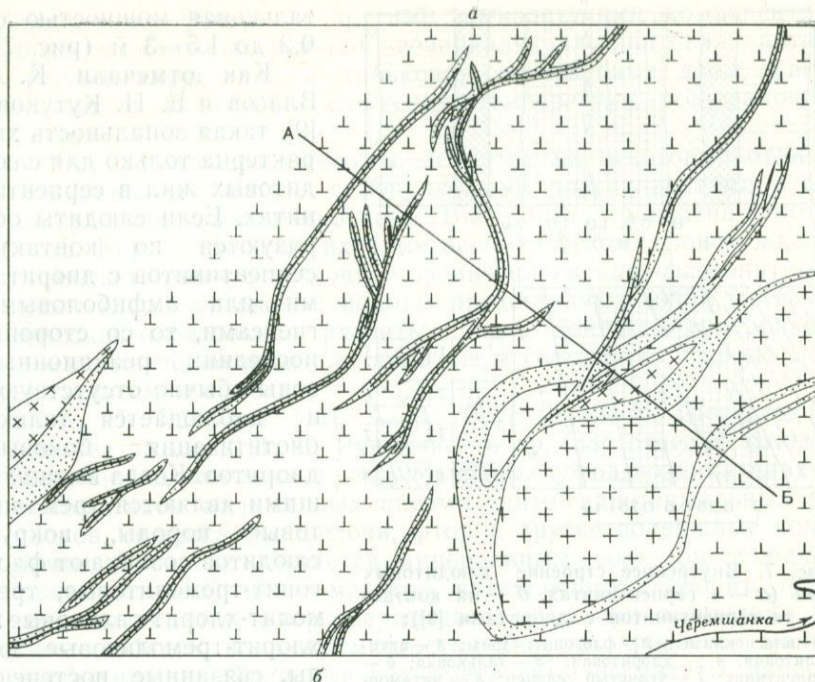


Рис. 6. Схема геологического строения (а) участка Черемшанского месторождения изумруда на Среднем Урале и разрез через него (б):

1 — оливиниты и дуниты; 2 — диоритовые порфиры; 3 — гранито-гнейсы; 4 — актинолитовые, тальковые и смешанные зоны жильного комплекса и контактовые образования; 5 — флогопитовые слюдиты и плагиоклазиты. АБ — линия разреза

Строение слюдитовых жил, залегающих в серпентинитах, сравнительно простое. Они в основном сложены мелкочешуйчатым флогопитом бурого и серовато-зеленого цвета, содержащим включения сфена, апатита, циркона, ильменита и пирротина. Флогопит обогащен фтором, в аксессуарных количествах в нем присутствуют редкие щелочи (литий, рубидий, цезий). В центральной части слюдитовых жил нередко наблюдаются линзы плагиоклазита мощностью 5—20 см, состоящие из олигоклаз-андезина с небольшим количеством кварца, флюорита, апатита, турмалина, маргарита, молибденита и других минералов. По бокам слюдитовых жил развиты реакционные оторочки: прерывистая актинолитовая или актинолит-хлоритовая, хлоритовая и

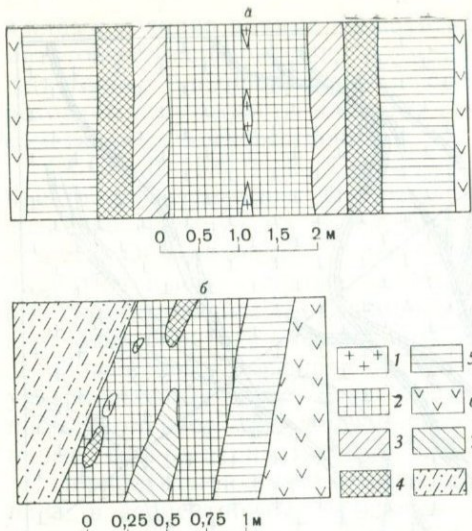


Рис. 7. Внутреннее строение слюдитовых жил (*а* — в серпентинитах, *б* — на контакте серпентинитов с диоритами [9]):

1 — плагиоклазит; 2 — флогопит; зоны: 3 — актинолитовая, 4 — хлоритовая, 5 — тальковая; 6 — серпентинит; 7 — углистый сланец; 8 — метаморфизованный диорит

тальковая мощностью от 0,2 до 1,5—3 м (рис. 7).

Как отмечали К. А. Власов и Е. И. Кутукова [9], такая зональность характерна только для слюдитовых жил в серпентинитах. Если слюдиты образуются по контакту серпентинитов с диоритами или амфиболовыми гнейсами, то со стороны последних реакционные зоны обычно отсутствуют и наблюдается только биотитизация боковых диоритов. Когда вмещающими являются тремолитовые породы, вокруг слюдитов возникают флогопит-тремолитовые, тремолит-хлорит-тальковые и хлорит-тремолитовые зоны, связанные постепенными переходами. Все это существенно усложня-

ется в жильных слюдитовых зонах, где вмещающие породы, заключенные между близко расположенными жилами, обычно полностью переработаны.

Главная масса изумруда тяготеет к флогопитовой зоне, иногда он встречается и в тальковых породах. Кристаллы имеют призматической габитус, средний размер $1 \times 1 \times 3$ или $1,5 \times 1,5 \times 5$ см, изредка 10—15 см в длину. Они окрашены в густо-зеленый цвет, сильно трещиноваты и содержат обильные включения чешуек флогопита и талька. Изумруд встречается также среди плагиоклазитов, в этом случае окраска его менее густая. В слюдите наряду с изумрудом наблюдаются турмалин (шерл), фуксит, маргарит, апатит, александрит и бромеллит.

О происхождении изумрудоносных слюдитов высказывались различные мнения. А. Е. Ферсман [41] относил их к пегматитам «линии скрещивания», образовавшимся в результате взаимодействия кислого пегматитового расплава с ультраосновными породами. При этом плагиоклазиты, нередко находящиеся внутри слюдитовых жил, рассматривались как конечный продукт десициации расплава. Взгляды А. Е. Ферсмана на генезис уральских месторождений изумрудов в дальнейшем были развиты К. А. Власовым [9], который подчеркивал, что с ультраосновными породами активно взаимодействовали высокотемпературные пегматитовые расплавы — растворы, обогащенные па-

рами воды, фтором и другими легколетучими компонентами. В итоге обменных реакций возникали флогопитовая, актинолитовая, хлоритовая и тальковая контактовые зоны, расположенные в порядке снижения температуры минералообразования.

Изумрудоносные слюдиты, несмотря на некоторые отличия, принципиально сходны с корундовыми плагиоклазами с биотит-флогопитовыми оторочками. Выше была приведена гипотеза Д. С. Коржинского об их биметасоматическом происхождении. В соответствии с этой точкой зрения плагиоклаз-флогопит-актинолит-хлорит-тальковые породы представляют собой метасоматические образования, развитые вдоль контакта гипербазитов с жилами пегматитов или аплитов, и составляют единую метасоматическую колонку.

А. И. Гинзбург [11], А. А. Беус [5], А. И. Шерстюк [44], а вслед за ними Д. В. Рундквист и др. [33] отнесли слюдиты к грейzenам основных и ультраосновных пород, возникающих под воздействием наложенных пневматолито-гидротермальных растворов, содержащих щелочи, фтор и другие подвижные компоненты. Это обосновывается минеральным составом слюдяных (флогопитовых) метасоматитов, включающих флюорит, турмалин, молибденит, фторсодержащие слюды при отсутствии тантало-ниобатов, а также многостадийностью процессов минералообразования. Типичные редкометалльные пегматиты, залегающие в тех же породах, обычно не сопровождаются слюдитовыми оторочками. Если же они есть, то их можно проследить и за пределами пегматитовых тел.

Детальное изучение месторождений Изумрудных копей позволило выделить несколько стадий минерализации [43]. С первой, наиболее высокотемпературной щелочной (метасоматической) стадией связано формирование флогопитовых слюдитов и их актинолит-хлорит-тальковых оторочек по трещинам ультраосновных пород и вдоль контактов с пегматитами и диоритами. Во вторую, среднетемпературную стадию после подновления трещин возникали плагиоклазиты (андезин), сопровождаемые молибденитом. Затем следовала сравнительно низкотемпературная стадия замещения ранних минералов альбитолигоклазом, мусковитом, флюоритом и кварцем. Иногда бывает проявлен и наиболее поздний сульфидно-карбонатный комплекс минералов.

Изумруд ранее считался самой высокотемпературной генерацией берилла, синхронной флогопиту. Сейчас получены данные об его связи со сравнительно низкотемпературной гидротермальной стадией, что подтверждается гомогенизацией газовой-жидких включений в изумруде при 240—350 °C.

Зимбабве. Начиная с 1956 г., в этой стране был обнаружен ряд месторождений изумруда: Сандавана (р-н Белингве), Му-стард-Пеппер, Родезия-Гем, Сидком (Филабузи), Новелло-Клаймс и Мейфилд-Фарм (Форт Виктория), Чикванда (Би-

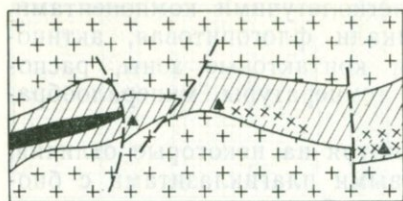


Рис. 8. Схема геологического строения месторождения Новелло-Клаймс, Зимбабве [48:]

1 — пегматиты; 2 — кварцевые тела; 3 — серпентиниты; 4 — гранито-гнейсы; 5 — тектонические нарушения; 6 — места скопления изумрудов

кито). Они расположены в южной — юго-восточной частях страны среди архейских кристаллических пород Родезийского массива и тяготеют к крупным полям редкометальных пегматитов.

Геологическое строение месторождений в литературе освещено слабо. Г. Банк [47] сообщает, что месторождения Сандавана и Мустард-Пеппер находятся в тремолитовых и хлоритовых сланцах буловайской системы, а Новелло-Клаймс и Чикванда — в серпентинитах шамвайской системы.

В долине р. Сандавана разрабатываются элювиально-делювиальные и аллювиальные изумрудоносные отложения. На месторождении Мустард-Пеппер в районе Филабузи изумруды чаще всего встречались в сильно измененных слюдисто-хлоритовых породах, пересеченных кварц-турмалиновыми прожилками и примыкавших к телам мелкозернистых пегматитов, несущих редкометальное оруденение (берилл, лепидолит, сподумен, тантало-ниобаты).

На месторождении Новелло-Клаймс вблизи Форты Виктория узкий блок серпентинитов окружен более молодыми гранитами (рис. 8). По наблюдениям Г. Мартина [47], серпентиниты пересечены мощными кварцевыми и пегматитовыми телами. Изумруд и александрит Г. Банк относит к контактово-метасоматическим минералам, встречающимся в краевых частях и на небольшом удалении от пегматитов. Этот автор указывает на наличие изумрудов во флогопитовых породах, местами хлоритизированных и переходящих в тальк-хлоритовые породы и чистые серпентиниты. Флогопитовые слюдиты приурочены к вытянутым зонам тектонических нарушений среди серпентинитов и могут содержать изумруд на значительном удалении от пегматитовых тел.

На месторождении Чикванда изумруд содержится тоже во флогопит-хлоритовых породах вблизи пегматитов.

Г. Банк отмечает, что в отличие от обыкновенного берилла изумруд связан только с пегматитами относительно небольшого размера и неправильной формы, окруженными интенсивно измененными боковыми породами. Кристаллы изумруда небольших размеров, некоторые из них очень высокого качества. Интересен состав минеральных включений в изумрудах: Сандавана — игольчатый тремолит, гранат, гематит, магнетит; Мустард-Пеппер — мусковит, биотит, изредка турмалин; Новелло-

Клаймс — флогопит, мусковит, хлопья лимонита. Для месторождений, находящихся в районе Филабузи (Мустард-Пеппер и др.), характерны изумруды с бледной голубовато-зеленой окраской, которые по этой причине иногда именуются просто «драгоценным бериллом».

Замбия. На севере этой страны в 50 км к юго-западу от г. Китве с 1931 г. известно месторождение изумруда *Мику*. По данным Г. Банка [48], в этом районе распространены древние гнейсы и метаморфические сланцы, пересеченные гранитными пегматитами и кварц-турмалиновыми жилами. Месторождение находится на южном крыле антиклинальной складки среди тальк-хлорит-амфиболовых сланцев, обогащенных хром-магнетитом. Изумруд в основном находится в биотитовых (флогопитовых) породах вместе с турмалином и амфиболом. Лучшие кристаллы встречаются в мелкочешуйчатом массивном слюдите.

Кристаллы изумруда имеют призматический габитус, длина их достигает 10 см, цвет ярко-зеленый, иногда с желтым или голубым оттенком. Главные дефекты: многочисленные мелкие включения биотита (флогопита) и трещины — обусловлены пострудными тектоническими подвижками. Г. Банк связывает генезис месторождения с наличием хромсодержащих сланцев, развитых по ультраосновным породам, и проявлением гранитоидного магматизма, породившего пневматолитовые растворы с бериллием.

Танзания. В последние годы появились краткие сообщения о находках изумруда в Танзании. В основном упоминается месторождение *Лейк-Маньяра*, расположенное в 37 км к северо-востоку от Магугу на западном берегу оз. Маньяра. По Е. Гюбелину [66], на этом месторождении изумруд добывается из биотитового сланца около пегматитовых тел. Он ассоциирует с апатитом, гранатом, оливином, клинопироксеном, турмалином, фенакитом, александритом, светлым бериллом, шпинелью и корундом. Г. Банк обнаружил в одном штуфе александрит, изумруд и рубин, заключенные в слюде и полевом шпате. Изумруд и рубин характеризуются яркой окраской. В изумруде часто наблюдаются жидкие и газово-жидкие включения в форме отрицательных призматических кристаллов.

ЮАР. В 1927 г. северо-восточной части Трансвааля в пределах одноименного архейского массива были открыты месторождения изумруда. Главное из них — месторождение *Сомерсет* расположено на южных склонах хр. Мурчисона в зоне контакта архейских микроклиновых гранитов с метаморфической сланцевой толщей свазилендской системы. Актинолитовые, биотитовые, биотит-хлоритовые и тальковые сланцы интродуцированы по слоистости гранитными пегматитами, а также более поздними дайками долеритов.

Мощность пегматитовых жил до 4—5 м, они слабо дифференцированы и сложены аплитовидными и грубозернистыми агрегатами кварца, альбит-олигоклаза, микроклина и мусковита.

В подчиненном количестве присутствуют берилл, биотит, гранат, турмалин, апатит. Изумруды, как правило, находятся в биотитовых и биотит-хлоритовых сланцах вблизи контакта с пегматитами, ассоциируя с бериллом, молибденитом, турмалином, апатитом, хризобериллом, топазом, пиритом и халькопиритом. Среднее содержание изумрудов в биотитовых породах около 3 каратов на 1 м^3 .

Кристаллы изумруда имеют уплощенный таблитчатый габитус, нередко сдвойникованы по пирамиде, содержат включения биотита и сульфидов, окраска их зональная: от светло- и яблочно-зеленой до интенсивной изумрудно-зеленой. Длина обычно не превышает 3—5 см, но в 1956 г. на руднике Сомерсет был обнаружен изумруд массой 24 000 каратов.

Египет. Еще задолго до нашей эры изумруды добывали в горах Забара, Сикайт и Нугрус в 50—60 км от побережья Красного моря.

В этом районе на контакте биотитовых гранито-гнейсов и серпентинитов залегает толща слюдистых, роговообманковых, турмалиновых и тальковых сланцев, смятых в сложные складки с крутыми северо-восточными углами падения. Горные породы толщи пересечены жилами гранит-аплитов и пегматитов.

В горах Сикайт изумруд и бледно-зеленый берилл встречаются среди биотитовых, тальк-биотитовых и тальковых сланцев, выходящих на поверхность в виде серии четырех параллельных пластов. По мнению У. Хьюма [68], все они принадлежат к единому сложнодислоцированному изумрудоносному горизонту мощностью 15—20 м. Кристаллы изумруда в основном мелкие в форме правильных гексагональных призм; цвет их зеленый в светлых тонах, голубовато-зеленый. Сопутствующие минералы — биотит (флогопит), кварц, реже плагиоклаз, турмалин (шерл), гранат, актинолит.

Австрия. В Восточных Альпах в Зальцбурге известно месторождение Хабахталь, приуроченное к контакту массива двуслюдяных среднезернистых порфировидных гранитов (называемых в литературе «центральными гнейсами») с толщей рассланцованных амфиболитов, слюдистых и известково-слюдистых, содержащих останцы серпентинизированных перидотитов. Толща пересечена многочисленными пегматитовыми, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами. Скопления изумрудов связаны с пластами или жилами биотитового сланца, реже встречаясь в тремолитовых, тальковых и очень редко в актинолитовых сланцах, но всегда в непосредственной близости от биотитовой породы. В биотитовых сланцах (слюдитах) наблюдаются обособления талька, маргарита, кварца, турмалина, хлорита, рутила. Месторождение эксплуатировалось с перерывами в 1860—1914 гг.

Кристаллы изумруда имеют простую призматическую форму, иногда сильно уплощенную до таблитчатой. Окраска их разнообразна: от бледно-зеленой с оттенками цвета морской воды до густо-зеленой.

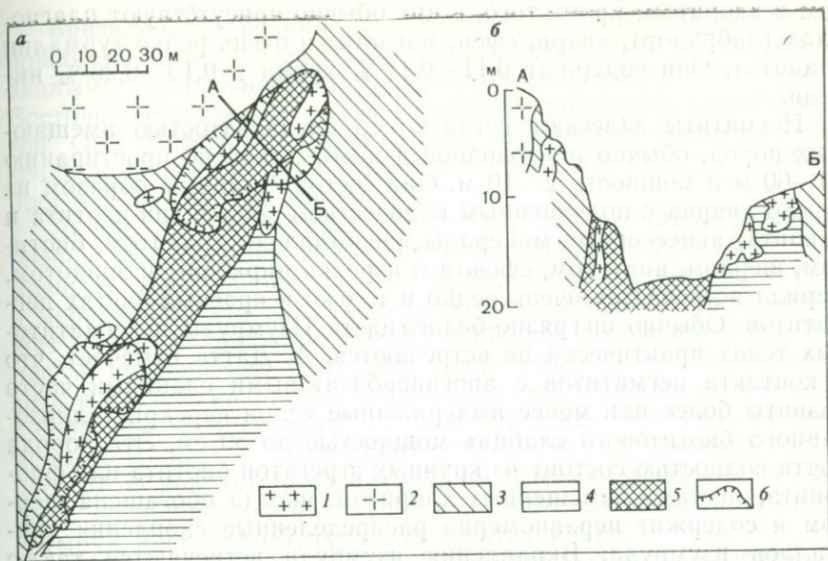


Рис. 9. Схема геологического строения (а) центральной части месторождения Раджгарх и разрез через него (б), округ Адджер, Индия [61]:

1 — пегматиты; 2 — граниты; 3 — гранито-сланцевые сланцы; 4 — рассланцованные гипербазиты; 5 — перекристаллизованные биотитовые сланцы (сланцы); 6 — контуры карьеров. АБ — линия разреза

Индия. В 1946—1951 гг. крупные месторождения изумруда были открыты в шт. Раджастхан в Меваре (Калигуман, Текхи, Гум-Гурх) и в Адджер-Мерваре (Раджгарх, Бубани и др.). Все они расположены в пределах сравнительно узкой (30 км) изумрудноносной полосы, вытянутой в меридиональном направлении на 200 км. В этом районе распространены докембрийские гранат-сланцевые сланцы, кварциты и амфиболиты системы Дели и более древние доараваллийские кристаллические сланцы и гнейсы, смятые в сложные складки и прорванные ультраосновными породами и гранитами эринпурской формации. Ультраосновные породы представлены сильно измененными перидотитами, обычно превращенными в актинолитовые, актинолит- и тальк-тремолитовые, тальковые, биотитовые и вермикулитовые сланцы. Эринпурские граниты сопровождаются пегматитовыми жилами, многие из них хорошо дифференцированы и содержат мусковит и берилл.

Одно из наиболее богатых месторождений изумруда — Раджгарх в Адджер-Мерваре детально изучалось А. Датта [61]. Здесь на слабо всхолмленной равнине на высоте 405—450 м горными выработками вскрыты гранатсодержащие сланцевые сланцы системы Дели, апогипербазитовые актинолит- и тальк-тремолитовые сланцы и пегматиты (рис. 9). Сланцы, развитые по ультраосновным породам, сложены тремолитом, тальком, актиноли-

том и хлоритом; кроме того, в них обычно присутствуют плагиоклаз (лабрадор), кварц, сфен, магнетит и очень редко турмалин и апатит. Они содержат 0,11—0,12 % хрома и 0,13—0,26 % никеля.

Пегматиты залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород, обычно линзовидной формы, длина по простиранию 20—60 м и мощность 2—10 м. Они состоят главным образом из серого кварца с подчиненным количеством микроклин-пертита и альбита; акцессорные минералы представлены гранатом, биотитом, шерлом, апатитом, сфеном и изредка цирконом и эпидотом. Берилл встречается очень редко и только в краевых частях пегматитов. Обычно он грязно-белого цвета. Изумруды в пегматитовых телах практически не встречаются. А. Датта отмечает, что у контакта пегматитов с апогипербазитовыми сланцами часто развиты более или менее выдержанные «слои перекристаллизованного биотитового сланца» мощностью до 50 см. Эта порода почти полностью состоит из крупных агрегатов биотита или флогопита, местами замещенных хлоритом, иногда обогащена шерлом и содержит неравномерно распределенные скопления кристаллов изумруда. Вкрапления изумруда встречаются также в рассланцованных гипербазитах вблизи пегматитов и слюдитых пород.

Для других месторождений изумрудов Индии характерна аналогичная геологическая обстановка. Изумруды приурочены к рассланцованным апогипербазитовым породам, инъецированным пегматитами, кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами, и концентрируются главным образом среди существенно слюдитых биотит-флогопитовых образований, называемых местными геологами биотитовыми сланцами. На *месторождении Калигуман* в Меваре слюдитовые тела с крутыми углами падения имеют мощность 1,5—2 м и более и сгруппированы в изумрудоносные протяженные зоны, отрабатываемые одним карьером. Слюдиты Калигумана заключают обособления актинолита и переходят в биотит-актинолитовые сланцы, содержащие также тремолит и антофиллит.

Кристаллы индийских изумрудов имеют гексагональный призматический габитус, полупрозрачны или прозрачны. Цвет лучших камней бархатистый густо-зеленый. Размеры кристаллов, как правило, невелики: 0,5—1,5 см по длинной оси. Кристаллы длиной 3—5 см и более считаются очень крупными.

Б. Рой и А. Датта связывают изумрудообразование с внедрением гранитных пегматитов в метаморфизованные ультраосновные породы. При этом в последние проникали высокотемпературные пневматолито-гидротермальные растворы, содержавшие бор, фтор, бериллий и другие элементы. Биотит-флогопитовые сланцы (слудиты) образовались под воздействием этих растворов в результате привноса калия в богатые магнием гипербазиты, а бериллий вместе с хромом ультраосновных пород фиксировался в виде изумруда.

Бразилия. За редким исключением, все бразильские месторождения изумруда связаны с докембрийскими метаморфизованными ультраосновными породами и гранитными пегматитами Восточно-Бразильского и Центрально-Бразильского древних щитов. Они известны в штатах Баия (Карнаиба, Саликина, Фазенда-до-Помбо и др.), Минас-Жерайс (Эсмеральдас-дос-Феррос) и Гояс (Сьерра-дос-Пагес).

Лучше других изучено месторождение Карнаиба, расположенное юго-западнее г. Сенвор-ду-Бонфин вблизи Кампо Формозо. В этом районе блок ультраосновных пород, вытянутый в меридиональном направлении по региональному разлому, зажат между кварцитами ниже-среднепротерозойской серии Минас и позднепротерозойскими гранитами Гевеа (?). Гипербазиты и отчасти кварциты рассечены олигоклазовыми пегматитами с бериллом и мусковитом, а также высокотемпературными кварцевыми жилами с молибденитом и шеелитом. Ультраосновные породы на контакте с пегматитами и особенно с кварцевыми жилами превращены в биотит-флогопитовые слюдиты, содержащие изумруд, александрит, турмалин, апатит, кварц.

Изумруд встречается в агрегатах кристаллов, ориентированных параллельно простираению жил или беспорядочно вкрапленных в слюдиты. Кристаллы гексагонального габитуса, длина в среднем 2—3 см, самые крупные кристаллы достигают $4,5 \times 12$ см. Качество изумрудов в общем невысокое: основная масса сырья пригодна только для изготовления кабошонов.

Аналогичные месторождения известны на юге штата Баия в районе г. Витория-да-Конкиста.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому классу нами относятся крупнейшие в мире месторождения изумруда в Колумбии, а также несколько небольших месторождений в Бразилии и Афганистане. Все они тяготеют к углистым или магнезиальным карбонатным породам и черным сланцам, обычно содержащим хром. Источником хрома могут быть также подстилающие породы (прослой апоультраосновных пород в сланцево-гнейсовых толщах и т. п.). Изумрудообразующие гидротермы связаны с гранитоидным магматизмом, либо природа их остается неясной (телетермальные месторождения Колумбии).

Колумбия. Знаменитые месторождения изумруда Восточных Кордильер в Колумбии расположены на территории департаментов Бояка и Кундинамарка в 50—150 км от г. Боготы. Они разрабатывались инками задолго до завоевательских походов конкистадоров и, несомненно, дали больше высококачественного ювелирного изумруда, чем какие-либо другие месторождения мира.

Главными колумбийскими месторождениями являются Музо, Коскуэс и Чивор; последнее известно также под названием Со-

мондоко, что в переводе означает «Бог зеленых камней». Зате-
рянные в труднодоступных горах и джунглях, они были пере-
открыты испанцами соответственно в 1564, 1646 и 1538 гг.
В наши дни были открыты новые месторождения — Вего-де-Сан-
Жоан-Мйан, Бурбала и др. Всего в районе зафиксировано около
180 изумрудоносных объектов.

В геологическом строении изумрудоносного района Восточ-
ных Кордильер участвуют главным образом углистые глини-
стые сланцы и известняки нижнего мела, перекрытые алевро-
литами, песчаниками и конгломератами верхнего мела. Кроме
того, отмечены выходы кристаллических сланцев, филитов и гра-
нитов палеозойского возраста, которые слагают ядра антикли-
нальных структур. Молодых мезозой-кайнозойских интрузивных
образований в районе не обнаружено.

Все известные месторождения имеют сходное геологическое
строение; изумруды повсюду связаны с существенно кальцито-
выми и альбитовыми жилами, залегающими среди углистых из-
вестняков и сланцев нижнего мела. Лучшее в литературе
освещено месторождение Музо, изучавшееся Ю. Погом (1916 г.),
Р. Шейбе [92], Т. Клементсом [59] и др.

В окрестностях *рудника Музо* обнаружена толща сильноуг-
листых известняков и сланцев, относящихся к нижнемеловой
формации Вилетта (альб). Толща подразделена Р. Шейбе
(1926 г.) на две пачки: верхнюю изумрудоносную и нижнюю —
непродуктивную, названную им Камбиадо. Нижняя пачка сло-
жена в основном углистыми известняком, интенсивно дислоциро-
вана и местами альбитизирована. Она несогласно перекрыта
пологозалегающими изумрудоносными слоями, разделяясь мине-
рализрованными зонами брекчий (рис. 10).

Изумрудоносная пачка имеет мощность от 10 до 30 м, реже
до 50 м и состоит из углисто-глинистых сланцев с прослойками
черных известняков толщиной по 5—10 см. Сланцы содержат
много карбоната и так же, как и известняки, переполнены уг-
листым веществом. Горные породы продуктивного горизонта
пронизаны многочисленными различно ориентированными раз-
ветвляющимися и пересекающимися кальцитовыми жилами и
прожилками. Длина наиболее крупных жил до 60 м, мощность
до 20 см. Они встречаются главным образом в верхах пачки и
залегают почти горизонтально. Вблизи жил известняки перекри-
сталлизованы. Тонкие трещины минерализованы шестоватым
кальцитом и арагонитом, более мощные прожилки и жилы
кроме кальцита содержат доломит, пирит, кварц, паризит и
иногда изумруд [59]. Пирит отдельными кристаллами и желва-
ками вкраплен во вмещающие породы.

Точный порядок кристаллизации этих минералов не уста-
новлен, однако Т. Клементс отмечает два основных минераль-
ных парагенезиса: кальцит — пирит и доломит — изумруд. Ни-
жележащие слои Камбиадо и проконтактные брекчии тоже ми-
нерализованы. Среди слоев Камбиадо Р. Шейбе отмечает

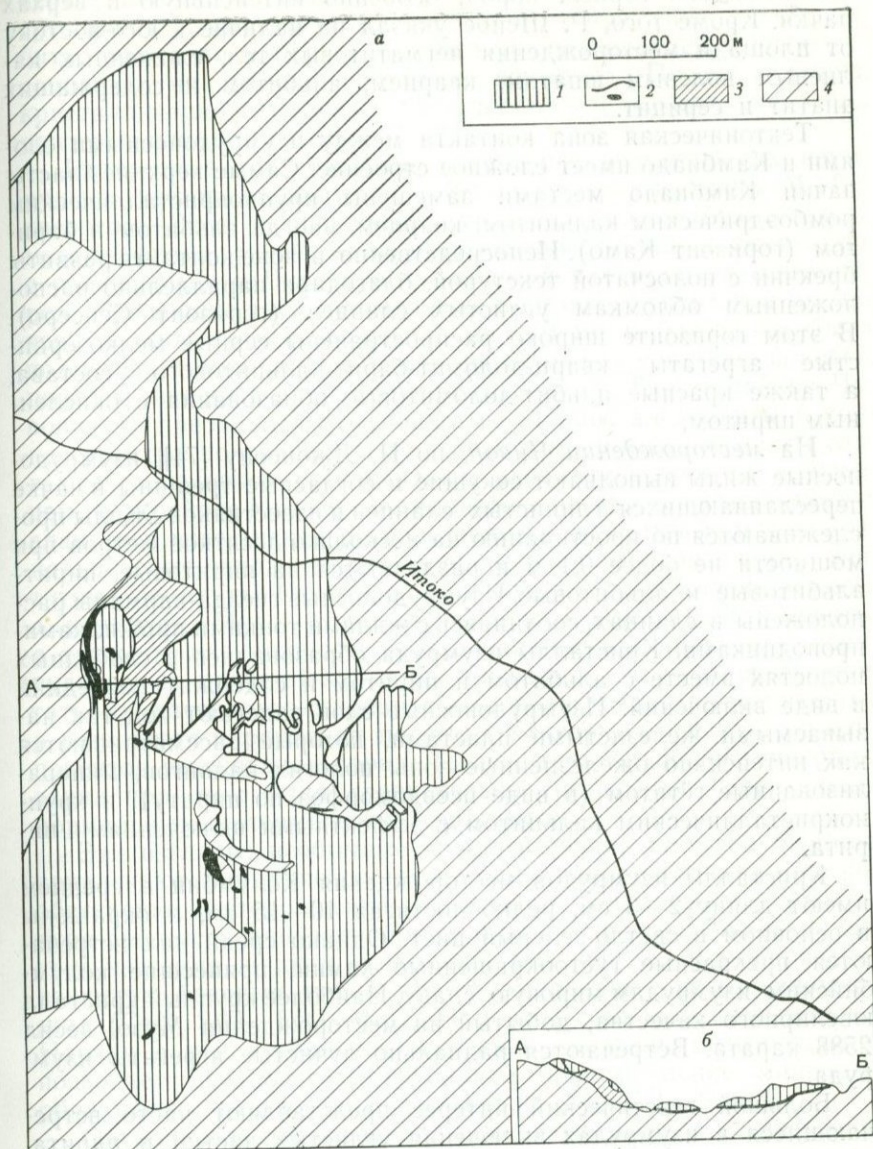


Рис. 10. Схема геологического строения (а) и разрез (б) месторождения Музо [92]:

1 — изумрудоносные слои углистых сланцев с прослоями известняков; 2 — брекчированные и измененные породы (слои «камо» и «сенсеро»); 3 — брекчированные известняки слоев «камбиадо»; 4 — слои углистых известняков с прослоями сланцев «камбиадо». АБ — линия разреза

флюорит-кальцитовые жилы с баритом и альбитом, а также альбитизацию горных пород, особенно интенсивную в верхах пачки. Кроме того, Р. Шейбе указал на наличие к юго-востоку от площади месторождения пегматитовых тел, сложенных калиевым полевым шпатом, кварцем, альбитом и содержащих апатит и серицит.

Тектоническая зона контакта между изумрудоносными слоями и Камбиадо имеет сложное строение. Самые верхние пласты пачки Камбиадо местами замещены крупнокристаллическим ромбоэдрическим кальцитом, кварцем, иногда альбитом и баритом (горизонт Камо). Непосредственно в зоне контакта развиты брекчии с полосчатой текстурой, благодаря параллельно расположенным обломкам углистых сланцев (горизонт Сенсеро). В этом горизонте широко распространены серные мелкозернистые агрегаты кварц-доломит-барит-кальцитового состава, а также красные альбит-доломитовые образования с окисленным пиритом.

На месторождении Чивор, по П. Джонсону [74], изумрудоносные жилы выполняют секущие и согласные трещины в пачке переслаивающихся глинистых сланцев и известняков. Жилы прослеживаются по простиранию на несколько десятков метров при мощности не более 0,1 м и разделяются на пиритовые, пирит-альбитовые и альбитовые. Изумрудоносные гнезда-карманы расположены в сланцах, соединяясь с жилами тонкими прожилками-проводниками. Кристаллы изумруда образовались в свободных полостях вместе с альбитом и пиритом и содержат последний в виде включений. Изумрудоносные слои залегают под так называемыми железистыми пластами, которые рассматриваются как интенсивно ожелезненные зоны пологих надвигов, минерализованные гётитом (в виде псевдоморфоз по пириту), и крупнокристаллическим кальцитом с эффектными включениями пирита.

Кристаллы изумрудов месторождения Колумбии в среднем имеют длину 2—3 см, редко достигая 10—15 см, и окрашены в основном в светло-зеленый цвет. Однако среди них встречаются прекрасные густоокрашенные камни, принесшие колумбийским изумрудам мировую славу. Наиболее крупный кристалл ювелирного качества, добытый на месторождении Музо, весил 2588 карата. Встречаются радиально лучистые агрегаты изумруда.

Большой генетический интерес представляют часто встречающиеся в изумрудах включения углистых частиц и пирита, а также существенно жидкие и вторичные, полностью жидкие включения, свидетельствующие об относительно невысоких температурах минералообразования.

Р. Шейбе считал колумбийские месторождения изумрудов высокотемпературными гидротермальными образованиями, предполагая наличие в районе месторождений гранитных интрузивов, еще не вскрытых эрозией или не обнаруженных в джунг-

лях. Позднее Т. Клементс обратил внимание на различие в минерализации изумрудоносных слоев и Камбиадо, указав на отсутствие в изумрудоносных жилах месторождения Музо альбита, флюорита и барита и типичную низкотемпературную ассоциацию минералов — спутников изумруда. По его мнению, кристаллизация изумруда осуществлялась в условиях мезо- или эпитермального процесса.

Интересные представления о генезисе колумбийских изумрудных месторождений еще в 1913 г. были высказаны М. Гуттиеросом. Этот исследователь указывал на слабую степень метаморфизма меловой изумрудоносной толщи и отсутствие в районе Музо и Чивора мезо-кайнозойских магматических пород. Небольшие тела постмеловых андезитов, дацитов и риолитов удалены от месторождений на 100 км и более. Им была подмечена также определенная связь между составом боковых пород и минералами изумрудоносных жил. Так, в районе Чивора, где преобладают песчанистые сланцы, алевролиты и тонкозернистые полевошпатовые песчаники, жилы и прожилки слагаются в основном стекловидным альбитом с пиритом и кварцем, а в районе Музо среди глинисто-углистых известняковистых сланцев и известняков распространены кальцитовые и доломит-кальцитовые жилы, иногда с аксессуарными паризитом и апатитом. Изумруды Чивора обычно содержат включения пирита, а изумруды Музо — тонкого углистого вещества. Эти факты, а также малая мощность жил и наличие изолированных изумрудоносных полостей-карманов позволили М. Гуттиеросу считать их латерально-секреционными образованиями, возникшими в результате циркуляции нагретых метеорных вод за счет компонентов вмещающих пород. Температура процессов минерализации при этом была сравнительно невысокой, определяясь нормальным геотермическим градиентом.

Эти взгляды, необычные для объяснения генезиса берилла, привлекают внимание соответствием конкретной геологической обстановке месторождений. Во всяком случае, низкая температура процессов минералообразования, не превышающая, по данным изучения жидких включений, 180—200 °С, и мобилизация вещества боковых пород при формировании изумрудоносных жил (CaO , SiO_2 , FeO , MgO , TR и др.) сомнений не вызывают. Наряду с тем четкий тектонический контроль месторождений позволяет предполагать глубинное происхождение минералообразующих растворов, содержавших Na , CO_2 , S и F .

Опубликованные материалы не позволяют с достаточной полнотой судить о генезисе этих своеобразных месторождений. Несомненно, что собственно изумрудоносные жилы несут многие черты телетермальных образований (отсутствие видимой связи с изверженными породами, зависимость жильного выполения от состава боковых пород и т. п.) и сформированы сравнительно низкотемпературными растворами. Источник бериллия и хрома, находящихся в этих растворах, не ясен. Хром, как и

редкие земли, вероятно, извлекался из углистых и углисто-известковистых сланцев, которые, как известно, хорошо аккумулируют многие рассеянные элементы, в том числе ванадий, цезий, селен, уран, торий, медь, молибден, олово и др. Бериллий, возможно, был привнесен извне. Говоря о телетермальном происхождении изумрудов, интересно отметить, что в районе Музо известны и хрусталеносные кварцевые жилы, залегающие среди тех же нижнемеловых сланцев формаций Вилетта. Сходное мнение высказано также А. А. Беусом и Д. А. Минеевым [6].

Бразилия. Имеются скудные данные о наличии своеобразного месторождения изумруда в южной части шт. Баия в районе г. Брумаду. По Д. Синканкасу [95], изумрудная минерализация наблюдается в протерозойских (?) доломитовых мраморах, подстилающихся гнесово-сланцевой толщей. В районе известны более молодые граниты.

Доломиты сильно изменены, и в них развиты мощные крупные зоны оталькования с флогопитом, кианитом, турмалином. В этих зонах встречаются жилы и линзообразные обособления в основном кварц-кальцитового состава. Они имеют тонкую кварцевую оторочку, сменяющуюся агрегатом шестоватых кристаллов кальцита. В центральной полости жеод кристаллизовались изумруд, турмалин, иногда топаз. Для изумруда характерен четкий призматический облик, качество сырья невысокое.

Интересно, что в соседнем районе у г. Витория-да-Конкиста известны месторождения изумруда в ультраосновных породах, относящиеся к слюдитовому типу (Фазенда-до-Помбо и др.). Это позволяет высказать предположение о единой природе изумрудообразующих растворов, по-видимому, связанных с общим циклом гранитоидного магматизма. Разница в минеральном составе и структурно-морфологических особенностях месторождений может быть объяснена влиянием боковых пород — метаморфизованных гипербазитов в одном случае и доломитов в другом.

Афганистан. На южных склонах Гиндукуша по р. Панджшер между ее левыми притоками Дархенч и Риват находится *месторождение изумруда Панджшер*. В этом районе на докембрийских плагиогнейсах и кристаллических амфибол-биотитовых и кварц-полевошпатовых сланцах залегают палеозойские мраморизованные известняки и доломиты ($S-C_1$), в свою очередь перекрытые сланцами и яшмовидными породами (C_2-P_1). Вдоль границы карбонатной и сланцевой палеозойских толщ наблюдается мощная региональная зона разломов, контролирующая лагманские палеогеновые (меловые?) гранитонды и связанную с ними гидротермальную минерализацию.

Изумруды встречаются в толще карбонатных пород (участки Хенч, Риват) и реже в палеозойских сланцах (участки Хенч-Восточный, Микени, Дорун). Главным является участок Хенч, на котором смятые в складки мраморы и филлиты включают согласные дайки пермо-карбонатовых габбро-диоритов длиной

60—100 м при мощности 2—3 м. Серия субпараллельных будинированных даек прослежена на 420 м.

Продуктивная минерализация локализована главным образом в этих дайках, пересеченных многочисленными прожилками железо-магнезиального карбоната, группирующимися в вытянутые прожилково-штокверковые зоны. Кристаллы изумруда образуются в небольших полостях в местах пересечения прожилков, ассоциируясь с анкеритом, доломитом, альбитом, горным хрусталем и пиритом. Размеры их невелики: длина 5—15 мм, поперечник 2—7 мм. Цвет густо-зеленый.

Изумрудом бывают минерализованы и зоны сколовых трещин в черных филлитовидных сланцах и тонкозернистых песчаниках. В этих случаях изумрудоносные прожилки обогащены альбитом и кварцем, кристаллы изумруда несколько крупнее (до 40×25 мм), но, как правило, непрозрачны.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Россыпные месторождения изумруда в отличие от россыпей большинства других драгоценных камней не имеют существенного практического значения, и сведения о них весьма скудны и неопределенны.

Малую распространенность и бедность изумрудных россыпей можно объяснить небольшим числом коренных месторождений и неблагоприятным для формирования россыпей структурно-морфологическим типом коренных изумрудоносных тел, представленных, как правило, маломощными слюдитовыми жилами с крутыми углами падения.

Некоторую роль, по-видимому, играют элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи-развалы, отрабатываемые в начальный период эксплуатации месторождений. Имеются данные о наличии в Зимбабве аллювиальных россыпей в районе месторождений Сандавана и Самамбула-Форест, в местности Фазиендо-Сео-Тиано (шт. Баия, Бразилия) и около Мелвилла (шт. Новый Южный Уэльс, Австралия). Большой интерес представляют недавно открытые аллювиальные россыпи изумруда в районе Якопи (Колумбия) с мелкими кристаллами иногда уникального качества.

БЛАГОРОДНЫЙ ОПАЛ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К благородным, или драгоценным, относятся массивные прозрачные или просвечивающие разновидности опалов, обладающие характерной внутренней бриллиантовой игрой отраженного света (рис. IV на вклейке). Как ювелирный материал употребляются и некоторые разновидности обыкновенных опалов, ценность которых определяется степенью и красотой окраски. Название камня происходит от латинского «opalus», что означает драгоценный камень вообще, или от санскритского «prala».

С. Раман [90] отмечает, что опал с древних времен считается одним из самых красивых камней и в подтверждение приводит слова Плиния: «В опале вы можете увидеть огненное пламя карбункула, великолепный пурпур аметиста, зеленое море изумруда, все разноцветия, собранные воедино в невероятно красочную смесь. Некоторые опалы по своей красочности не уступают палитре художника, другие — пламени серы или огненным языкам горящего масла».

Благородные опалы были известны в Европе уже во времена Римской империи и ценились очень высоко. Карпатские опалы добывались еще в I в. до н. э. и через Византию проникали на рынки Европы под названием восточных. А. Е. Ферсман [41] сообщал о шариках из украинских опалов в бусах времен Киевской Руси.

В прошлом благородный опал считался целебным камнем, предохраняющим от болезней глаз. В XIX в. популярность опала несколько снизилась из-за поверья, что он якобы приносит несчастье. А. Е. Ферсман связывал эту легенду со свойствами многих опалов растрескиваться.

По особенностям окраски и оптическому эффекту выделяются следующие главные разновидности благородных опалов: белый опал — светлоокрашенный, прозрачный с игрой света в светло-голубых тонах; черный опал — черный или очень темный фиолетовый, синий, зеленый или бордовый с яркой цветовой игрой преимущественно в красных, зеленых и синих тонах; арлекин — опал с однообразной пятнистой окраской при преобладании красного цвета; «кошачий глаз» — редчайшая разновидность благородного опала с концентрическими зональными ярко-зелеными переливами; огненный (пламенный, солнечный) опал — от гиацинтово-красного до медово-желтого с огненной игрой; джиразоль — голубой и белый просвечивающий опал с цветовой игрой в красных тонах; королевский опал — уни-

кальная разновидность австрийских опалов с внешней, почти не окрашенной зоной и темно-красным или бронзовым ядром с зеленой каймой; лейкозос-опал — молочно-зеленый с игрой глубокого зеленого и глубокого карминного цвета.

Благородный опал хорошо подходит для кулонов, брошей, колец и ожерелий, довольно часто используется вместе с мелкими бриллиантами. В кольцах опал в связи с его сравнительно невысокой твердостью должен быть хорошо защищен оправой. Для лучшего выявления расцветки опал обрабатывают только в форме кабошона. Мелкие обособления благородных опалов кабошонируют вместе с вмещающей породой (маточный опал). Наиболее ценятся королевский опал, «кошачий глаз» и черные опалы.

Кроме драгоценных опалов среди опаловых минералов известны: опал-оникс, представляющий собой чередующиеся слои обыкновенного и драгоценного опалов; обыкновенный опал — непрозрачный до просвечивающего, окрашенный, без игры цвета, в том числе молочно-белый; гидрофан, для которого характерна опалесценция после насыщения водой; празопал — просвечивающий, яблочно-зеленого цвета; древесный опал, образующийся в результате опализации обломков древесины и др.

По химическому составу опал представляет собой водосодержащий кремнезем $\text{Si}_2\text{O} \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Рентгеноструктурными исследованиями обыкновенных опалов [90, 76] установлено, что они сложены различными минералами кремнезема, среди которых преобладают плохо упорядоченный низкотемпературный α -кристобалит и аморфный кремнезем. Некоторые опалы содержат и низкотемпературный α -тридимит. В благородном опале кремнезема содержится 85—96 %, воды 4—10 % и более. Большая ее часть — адсорбционная или интерстициальная, удаляющаяся высушиванием при обычной температуре или при нагревании до 100 °С. Некоторая часть воды присутствует в виде гидроксила, замещая атомы кислорода в кремнекислородных тетраэдрах, и выделяется при температурах выше 250 °С. Из-за различных примесей (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O и др.) состав природных опалов отличается от теоретического. Количество примесей Al_2O_3 и Fe_2O_3 , присутствующих в опале в виде мельчайших включений других минералов, колеблется от десятых долей до 6—7 %. Содержания CaO и MgO варьируют в пределах 1 %. Количество щелочей не превышает 1 %. В некоторых опалах установлена примесь органического вещества и SO_3 .

Благородный опал в чистом виде бесцветен, но обычно бывает окрашен тонкорассеянными минеральными примесями, содержащими железо, в различные оттенки желтого, бурого, красного, зеленого, серого, голубого и черного цвета. Черная окраска объясняется присутствием углерода (графита), а зеленая — соединений никеля в глинистых минералах-примесях. Бесцветный опал в лабораторных условиях легко окрашива-

ется различными красящими веществами. Окраска опала при воздействии рентгеновских лучей не изменяется. Сам по себе опал может быть прозрачным, полупрозрачным или матовым. Блеск его стеклянный, тусклый или маслянистый; спайность отсутствует, хрупок; излом раковистый. Плотность в зависимости от содержания воды и пористости колеблется от 1,99 до 2,25 г/см³.

Твердость опала от 5 до 6,5. Оптически он изотропен, иногда наблюдается слабое аномальное двупреломление света. Показатель преломления варьируется от 1,435 до 1,455 в зависимости от содержания воды и количества примесей.

На воздухе в некоторых благородных опалах в результате дегидратации появляются трещины, что обесценивает камень. Для предотвращения этого опалы иногда держат в земле в течение двух-трех лет, что позволяет им терять влагу постепенно.

Благородный опал с древних времен высоко ценился из-за богатейшей внутренней игры цветов. Еще в XIX в. было предложено несколько гипотез, объясняющих природу цветовой игры опалов интерференцией и дифракцией световых лучей.

В 1845 г. Д. Брюстер писал, что цветковые участки в опале связаны с равномерным распределением мельчайших пор, образующих пространственную решетку, а различные размеры этой решетки обуславливают появление цветового многообразия. Аюи считал, что цветовая игра происходит в результате отражения света от правильно расположенных внутренних трещин и пузырьков. Берендс в 1871 г. связывал ее с отражением света от тонких изогнутых слоев опала, отличающихся по показателю преломления. Е. Бэйер объяснил цветовую игру наличием реликтовой слоистой структуры, унаследованной опалом в результате замещения им зерен тонко сдвойникового кальцита. Позднее С. Раман [90] предположил, что цветовая игра возникает вследствие правильного чередования в опале слоев кристобалита и тридимита.

Исследованиями последних лет установлено, что цветовая игра в опалах вызвана дифракцией лучей от трехмерной структуры, построенной из близких по величине мельчайших частичек кремнезема. Под электронным микроскопом на поверхности скола благородного опала видны равномерно расположенные глобулы или мицеллы кремнезема диаметром 150—400 нм, между которыми находятся одинаковые и равноудаленные друг от друга пустотки (рис. 11). Природа глобул не выяснена. Р. К. Илер, а также Дж. Джонс, Дж. Сэндерс и И. Сегнит [76] полагают, что это агрегаты мельчайших частиц кремнезема, спонтанно образовавшиеся из коллоидного раствора.

В опале с цветовой игрой глобулы одинакового размера и лежат в узлах правильной трехмерной решетки. Упаковка этих элементов структуры — граноцентрированная, кубическая. Поры в плотно упакованных участках имеют форму отрицательных тетраэдров или октаэдров и лежат на осях той же решетки, ко-

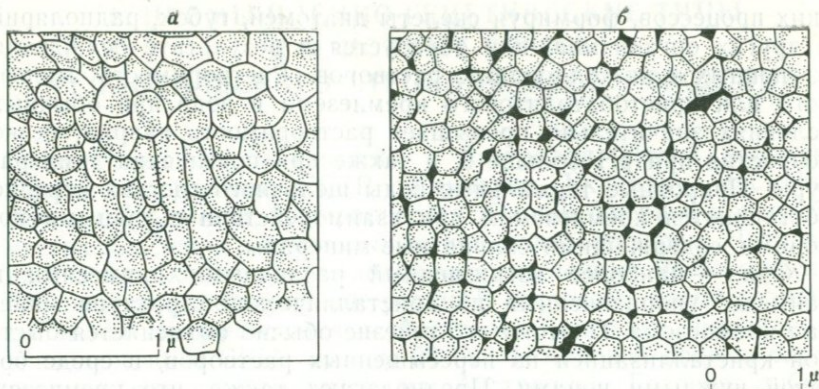


Рис. 11. Внутреннее строение австралийских опалов под электронным микроскопом [76]:

а — обыкновенный опал; *б* — благородный опал

торая определяет положение глобулей. Такое упорядоченное распределение пор воздействует на световые лучи как оптическая дифракционная решетка. Монохроматические дифрагированные лучи света, рассеянные такой решеткой, обуславливают цветовую игру, характерную для благородных опалов.

От величины глобулей зависят параметры дифрагирующей структуры и, следовательно, длина волны дифрагированного пучка света. По мере увеличения размеров глобулей длина волны дифрагированного света увеличивается, поэтому опалы, сложенные мелкими глобулями, переливаются фиолетовым цветом, а крупными глобулями — красным. Богатая цветовая игра возникает при разных углах падения света на дифракционную решетку и выявляется при покачивании опала. Дж. Сэндерс (1970 г.) сообщает об уникальных звездчатых опалах из шт. Айдахо (США); он связывает эффект астеризма с оптической дифракцией, обусловленной специфическими нарушениями в порядке расположения глобулей и их слоев. Участки камня одной и той же окраски имеют одинаковую ориентировку решетки. Цветовая окраска станет разнообразнее, если опал погрузить в жидкость с таким же, как у него, показателем преломления или покрыть специальным пластиком ровную поверхность минерала. При не совсем однородной упаковке глобулей имеющиеся поры еще частично дифрагируют свет. Однако если упаковка очень неоднородна, то в результате интерференции дифрагированные цветовые лучи не появляются. Окраска таких опалов монотонная молочно-белая, поэтому они и названы обыкновенными.

Благородный опал, как и другие виды опалового кремнезема, образуются в поверхностных или приповерхностных условиях. Опаловый кремнезем отлагается в результате биохимиче-

ских процессов, формируя скелеты диатомей, губок, радиолярий и других организмов, или образуется в результате осаждения из ионных или коллоидных растворов. Растворимость аморфного или кристобалитового кремнезема в воде при обычных условиях значительно превышает растворимость кварца, резко возрастающая при pH больше 9, а также при повышении температуры. Природные термальные воды щелочного состава нередко обогащаются кремнеземом при взаимодействии с горными породами, содержащими силикатные минералы.

Опал — наиболее загрязненный различными примесями и наименее упорядоченный по кристаллической структуре минерал кремнезема. Поэтому его генезис обычно объясняется быстрой кристаллизацией из пересыщенных растворов, в среде богатой чуждыми ионами. Предполагают также, что кремнезем выпадает из раствора в виде геля, который, старея, образует опал и другие низкотемпературные минералы кремнезема.

В природе благородные опалы встречаются крайне редко, что свидетельствует о весьма специфических условиях их образования. Однородность структуры благородных опалов, возможно, объясняется сохранением в течение определенного промежутка времени постоянных физико-химических и термодинамических параметров минералообразующей среды. В ряде случаев упорядоченная внутренняя структура благородных опалов унаследована в результате замещения кремнеземом остатков флоры и фауны.

Опалы известны в гидротермальных образованиях и в древних корках выветривания. Благородные опалы гидротермального происхождения возникают в приповерхностных условиях из поствулканических растворов, пересыщенных кремнеземом. Выпадение кремнезема в полостях вулканических пород связано с понижением температуры растворов до 100—150 °C и уменьшением его растворимости. При этом опал образуется позже халцедона и кварца. Зависимость совершенства структуры опалов от температуры, концентрации и состава растворов не выяснена.

Обыкновенные опалы широко развиты в древних корках выветривания горных пород самого разнообразного состава (пеликаниты в коре выветривания гранитов, хлоропалы в коре выветривания основных пород и т. п.), однако крупные скопления благородных опалов встречены только в коре выветривания песчано-глинистых осадочных пород в Австралии и Бразилии.

Ряд австралийских и других исследователей считают, что опалы Австралии образовались в результате испарения грунтовых вод в условиях сухого климата, увеличения концентрации кремнезема и выпадения его в приповерхностных условиях [84, 87, 91]. Однако большинство исследователей отмечают прямую генетическую связь опалов с древней корой выветривания [60, 62].

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

Благородные опалы известны в Австралии, Новой Зеландии, Индонезии, Японии, СССР (Камчатка, Украина), Восточной Европы, Ирландии, Центральной и Южной Америке и в других местах. Сведения о некоторых из них мало достоверны. Несмотря на большое количество находок, промышленные месторождения благородных опалов крайне редки. В настоящее время разрабатываются месторождения в Австралии, Мексике, Бразилии и эпизодически в США, причем 90—95 % мировой добычи благородного опала приходится на Австралию. Годовая добыча опала в Австралии в 1976 г. оценивалась в 37,3 млн. долл.

Опубликованные сведения о геологии месторождений и проявлений благородного опала многочисленны, но разрозненны и отрывочны. Все месторождения можно четко подразделить на две генетические группы: эндогенную (гидротермальную) и экзогенную (древние коры выветривания; табл. 7).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения благородного опала, связанные с мезо-кайнозойскими эффузивными и туфогенными породами, имели определенное практическое значение до открытия австралийских опалов. Главные из них расположены в Чехословакии на южных склонах Карпат. В Европе проявления опалов известны также около г. Франкфурта (ФРГ), в Сев. Ирландии и на Фарерских островах, хотя в этих местах, несмотря на великолепную цветовую окраску камня, благородный опал встречается весьма редко. Позже европейских были открыты многочисленные месторождения опалов в Центральной, Северной и Южной Америке.

Гидротермальные месторождения благородных опалов, как правило, небольших размеров, и на их долю приходится около 5 % мировой добычи. Они расположены в молодых складчатых областях и связаны с туфогенными породами и эффузивами основного, среднего и кислого состава, измененными в результате поствулканических гидротермальных процессов. Опал отлагался в трещинах, полостях и первичных пустотах вулканических пород. Благородный опал развит в виде прожилков в обыкновенном опале и желваков в полостях. Мощность прожилков не превышает 10 см, а размеры полостей в диаметре редко достигают 20 см (рис. 12).

Окраска опалов и их цветовая игра разнообразны, встречаются очень ценные разновидности, однако способность к растрескиванию выражена гораздо сильнее, чем у австралийских опалов из кор выветривания. С благородным опалом ассоци-

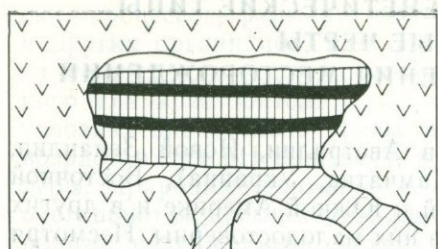


Рис. 12. Выполнение опалом пустоты в андезите. Месторождение Либанка, Чехословакия [25]:

1 — благородный опал, мощность прожилка до 1 см; 2 — обыкновенный опал; 3 — молочный опал; 4 — незаполненная пустота; 5 — андезит

ируют обыкновенный опал, цеолиты, хлорит, халцедон, марказит, антимонит и киноварь.

Чехословакия. Опалы Чехословакии хорошо известны на мировом рынке. В Государственном музее в Вене имеется несколько прекрасных опалов из Карпат, в том числе один из красивейших и самых крупных в мире величиной с кулак с очень красивой игрой цветов. После открытия благородных опалов в Австралии и понижения мировых цен добыча велась

только на горе Либанка. В 1934 г. разработка и этого месторождения была прекращена.

Наиболее известные месторождения Симонка и Либанка расположены вблизи Червеницы у подножия одноименных гор, где старые выработки и отвалы отработанных пород протягиваются полосой на 8—10 км.

Месторождение Либанка — наиболее крупное и изучено лучше других. На склонах одноименной горы обнажены три покрова темных пироксеновых андезитов общей мощностью 25—30 м, наклоненных под углом 14—20°. Покровы переслаиваются красноватыми и серыми лапиллиевыми туфами пористой текстуры с крупными пустотами и содержат обломки грубозернистого гиперстенового андезита. Опалоносные участки вулканических пород интенсивно хлоритизированы и цеолитизированы.

Опал встречается среди туфов и реже в плотных андезитах. В туфах форма и размер выделений опала довольно разнообразны: различаются «корнеобразный» опал в тонких, разветвляющихся трещинах, жилки мощностью до 20—25 мм и желваки в пустотах. Большая часть опала представлена молочно-белыми мутными и непрозрачными разностями, в которых благородный опал образует тонкие, горизонтальные пропластки. В андезитах благородный опал встречается в гнездообразных скоплениях вместе с обыкновенным опалом (гидрофаном) и гялитом. Спутники опала — пирит, марказит, антимонит, а также продукты их окисления — мелантерит и гипс.

Для опала из месторождения Либанка характерна бриллиантовая игра красного, зеленого и фиолетово-голубого цвета, неравномерно проявляющаяся небольшими пятнами и блестками на светлом фоне. Обычная масса камней 1—2 карата, более крупные встречаются редко. Известны образцы опалов, ко-

торые во влажном виде не имеют цветовой игры и приобретают ее постепенно при высушивании.

Гондурас. Месторождения в Гондурасе не разрабатываются, так как они расположены в труднодоступных горных районах, а также из-за сравнительно невысокого качества опалов. Лучшие опалы встречены в западной части Гондураса около Грациос-а-Диас, Интибуката и Лас-Пиедрас.

Месторождение Грациос-а-Диас приурочено к пачке выветрелых риолитов, трахитов и андезитов, перекрывающих базальты. Опалоносные породы рассеяны протяженными прожилками халцедона и обыкновенного опала, среди которых изредка встречаются и благородные разновидности. Опалом кроме того частично сложены миндалины эффузивных пород.

Для месторождения характерны жемчужно-серые опалы с красными искорками, известны также образцы опала с огненной цветовой игрой. В Никарагуа и Гватемале также находили опалы, однако геологические сведения об этих месторождениях отсутствуют. Вероятно, по условиям образования они сходны с месторождениями Гондураса.

Мексика. Мексика известна огненными опалами (шт. Герреро), впервые попавшими в Европу после четвертого путешествия Колумба в 1503 г. Позднее опалы хорошего качества были обнаружены в шт. Керетаро и в западной части шт. Чиуауа. Всего в Мексике известно около 150 месторождений благородного опала.

Месторождение Керетаро — одно из самых крупных, расположено в окрестностях Керетаро в 260-км северо-западнее Мехико. Опал здесь впервые найден в 1855 г., добыча его началась в 1870 г.

Благородный опал связан с красновато-бурыми и серыми риолитами и находится в первичных полостях этих пород в виде тонких прожилков среди скоплений обыкновенного опала; иногда полости выполнены рыхлым материалом, в котором могут быть встречены прекрасные камни.

Высокосортный благородный опал составляет небольшую часть добываемых камней. Главная масса представлена желтовато-красными опалами без цветовой игры, что создавало ложное представление о мексиканских опалах как о тусклых и безжизненных. На самом деле мексиканские опалы весьма разнообразны. На участке Санта-Мария встречаются темные голубовато-серые, почти черные опалы с игрой красных оттенков и более светлые с густой красной и зеленой игрой. На участке Симпатика добываются огненные, молочные и искристые опалы. Наиболее ярка и особенно ценится гиацинтово-красная игра цвета. Считается, что красноватые и бурые оттенки окраски основной массы опалов обусловлены примесями окислов железа.

США. В штатах Аризона, Калифорния, Невада, Айдахо, Техас и Орегон благородный опал найден более чем в 20 округах. Большинство из них, несмотря на хорошую окраску и

Генетическая группа	Генетический класс	Тип место-рождений	Вмещающие породы	Характеристика опалоносных тел	Тип скоплений опала
Эндо-генная	Гидро-термальный (пост-вулканический)	В эффузивных породах и их туфах	Базальты, андезиты, риолиты и их туфы	Минерализованные участки развития трещин и первичных газовых пустот в вулканических породах	Опал выполняет трещины и поры вулканических пород. Благо-родный опал слагает прожилки мощ-ностью 1—10 см в обычно-венном опале и миндалины
			Бентонито-вые глины, образовав-шиеся за счет пеп-ловых туфов	Прослои ар-гиллизирован-ных пепловых туфов с много-численными остатками флоры и фауны среди песчано-глини-стых пород и туффитов	Опал образует псевдоморфозы по древесным остаткам и костям млеко-питающих. Благо-родный опал слагает прожилки в обыкновен-ном опале, изредка пол-ностью заме-щает древес-ные остатки
Экзо-генная	Кор вывет-ривания	В мезозой-кайнозой-ских пло-щадных корах вы-ветривания осадочных пород	Глинистые образова-ния коры выветрива-ния глини-стых и из-весткови-стых песча-ников с прослоя-ми гипса, глин, галечников и конгло-мератов	Опалоносные горизонты частично каолинизи-рованных оса-дочных пород в нижних зо-нах площад-ной коры вы-ветривания	Благо-родный опал образует прожилки мощ-ностью 2—4 см, псевдоморфозы по остаткам флоры и фауны, каль-циту и гипсу, а также слагает ядра кремнистых конкреций диаметром 0,6—20 см

рождений благородного опала

Существующие минералы	Характеристика благородных опалов	Промышленное значение	Месторождения
Обыкновенный опал, халцедон, пирит, марказит, хлорит, цеолиты	Прозрачные и полупрозрачные красные, зеленые, голубые, молочно-белые, серые, почти черные с игрой в красных, зеленых, голубых и фиолетовых тонах. Большинство камней склонно к растрескиванию	Мелкие месторождения, объекты старательской добычи	Либанка и Симонка (ЧССР); Грациос-а-Диас (Гондурас); Керетаро и др. (Мексика); Харт-Маунтин и др. (США); Спрингшуэ, Тинтенбар и др. (Австралия); Рио-Коренте (Бразилия)
Обыкновенный опал	Прозрачные и полупрозрачные от белых до черных с игрой в зеленых и красных тонах. Большинство камней склонно к растрескиванию	Мелкие месторождения, объекты старательской добычи	Рейнбоу-Ридж (США)
Обыкновенный опал, серицит, каолинит, гётит, гиббсит, халцедон, кварц, лимонит, псиломелан, алунит	Прозрачные и полупрозрачные черные, темно-серые, зеленые, красные, белые, синие и голубые с игрой в красных, зеленых, синих и голубоватых тонах. Способность к растрескиванию выражена сравнительно слабо	Главные месторождения	Лайтинг-Ридж, Уайт-Клифс, Йовах, Хейрикс, Кубер-Педи, Андамука и др. (Австралия)

цветовую игру, не имеет промышленного значения, так как многие камни после обработки растрескиваются. Все проявления опалов связаны с молодыми вулканическими породами. Ф. Личмен отмечает, что они невелики и в основном представляют интерес только для коллекционеров.

Месторождение Харт-Маунтин расположено в шт. Орегон в 10 км восточнее г. Плаш, где на склоне одноименной горы обнаружены темно-красные витрофировые базальты, переслоенные белыми и желтыми андезитовыми и риолитовыми туфами и перекрытые мощным базальтовым покровом. Общая мощность вулканической толщи 1200 м, возраст ее третичный.

Благородный опал встречается в миндалинах и пустотах базальтов. Базальты местами рассечены трещинами, выполненными халцедоном и полупрозрачными или зелеными опалами, среди которых изредка встречаются благородные разности. Окраска благородных опалов молочная, зеленовато-желтая до бурой, встречаются бесцветные образцы. Игра цвета в красных и зеленых тонах.

Месторождение Рейнбоу-Ридж находится в округе Гумбольдт около северо-западной границы шт. Невада и считается наиболее крупным в США. Опал здесь впервые найден в 1908 г. Оно имеет своеобразное геологическое строение, отчасти напоминающее месторождения опала в корях выветривания.

В долине Виргин-Валлей на дневную поверхность выходит опалоносная вулканогенно-осадочная толща горных пород миоценового и, возможно, домиоценового возраста мощностью до 330 м, выше которой залегают покровы позднемиоценовых лав. В толще выделяются три пачки: нижняя, представленная плотными туфо-аргиллитами, которые можно отнести к эоцену; средняя (опалоносная), состоящая из более рыхлых и серых песчано-глинистых пород, туффитов и туфов с остатками окремнелых и опализированных деревьев, и верхняя, в которой преобладают рыхлые светлоокрашенные осадочные породы и туфы с остатками фауны млекопитающих.

Опал образовался в прослоях мягких бентонитовых глин монтмориллонитового состава, замещая содержащиеся в них остатки древесины. Как правило, первоначальная структура древесины в процессе опализации полностью утрачивается, но если она сохранена, то псевдоморфозы представлены прекрасными огненным опалом.

Благородный опал обычно образует прожилки в обыкновенном белом или темном опале, но иногда почти полностью слагает окаменелости. Так, черный опал иногда встречается в виде крупных эффектных обособлений диаметром до 10 см, имеющих на срезе рисунок древесных колец. Внутренние части таких опалов обладают цветовой игрой в зеленых и красных тонах. К сожалению, большинство опалов при обработке растрескивается.

Существуют две точки зрения на генезис опалов месторождения Рейнбоу-Ридж. Одни геологи утверждают, что опал воз-

никал в процессе диагенеза прослоев вулканического пепла среди осадочных пород и их преобразования в бентонитовые глины; другие, что бентонитовые глины и опал образовались за счет переработки туфов гидротермальными растворами. Возможно также, что образование бентонитовых глин связано с процессами диагенеза туфов и пепла, а отложение опала — с деятельностью поствулканических гидротерм. В долине Виргин-Валлей функционируют источники горячих минерализованных вод.

Месторождение Спенер расположено в шт. Айдахо. Здесь впервые в США из миндалин в риолитах добыто около ста уникальных драгоценных звездчатых опалов с эффектом шести-лучевой звезды. По Дж. Сэндерсу, подобные опалы не встречались даже в Австралии.

Австралия. Гидротермальные месторождения благородного опала известны в Спрингшуэ (Квинсленд), в Тинтенбаре, Роки-Бридж и Баллине (Новый Южный Уэльс). Опалы в большинстве случаев прозрачные или просвечивающиеся, черные и темно-серые с игрой красного и зеленого цвета. Как правило, они растрескиваются после обработки и потому их практическая ценность невелика.

В районе Спрингшуэ опал встречается среди миндалекаменных базальтов и трахитов, выполняя многочисленные поры и тонкие трещинки. Благородный опал изредка находили в относительно крупных кавернах в центре желваков обыкновенного опала. Более значительное месторождение опала находится вблизи Тинтенбара в 50 км южнее Сиднея. Опал встречается в пустотах сильно измененных базальтов, в протяженных прожилках и в виде стяжений величиной с грецкий орех. В большинстве случаев опалы прозрачные, красной и черной окраски.

Бразилия. Своеобразные месторождения благородного опала расположены на севере шт. Пиауи. К главным из них относятся Рио-Коренте, Фазенда-де-Барра, Бой-Марту и Фазенда-Росса. Благородный опал связан с дайками диабазов юрского возраста, залегающих в каолинизированных песчаниках девона. Ирризация опала синяя, зеленая, красная и оранжевая. Годовая добыча драгоценного опала составляет несколько сот килограммов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Месторождения благородного опала, связанные с древними корами выветривания осадочных пород, впервые были найдены в Австралии, в Новом Южном Уэльсе в конце первой половины XIX в. немецким геологом Менге. Они расположены в восточной части материка среди так называемого Большого артезианского бассейна — области распространения отложений мела и палеогена (рис. 13).

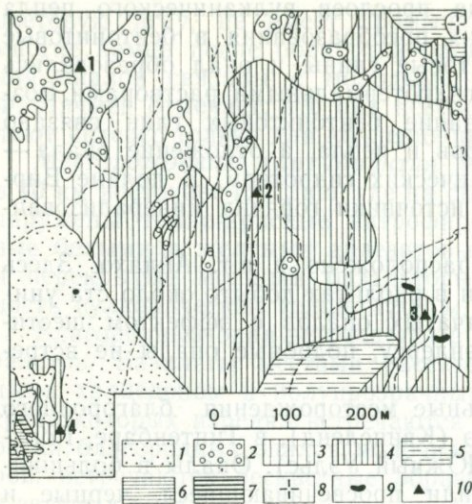


Рис. 13. Схема геологического строения района месторождений благородного опала в Восточной Австралии [62]:

1 — аллювиальные отложения; 2 — глинистые песчаники серии Эйриан (палеоген); 3 — глины и песчаные глины серии Уинтон (верхний мел); 4 — глины серии Рома (нижний мел); 5 — глины (юра); 6 — осадочные отложения силура; 7 — зеленые сланцы кембрия; 8 — граниты и гранодиориты; 9 — долериты, базальты и андезиты; 10 — месторождения благородного опала: 1 — Ироманга, 2 — Куннамула, 3 — Лайтинг-Ридж, 4 — Уайт-Клифс

Меловые породы подразделяются на группы Блиссдейл (C_{g1}) и Роллинг-Даунс ($C_{g1ar2}-C_{g2}$), суммарная мощность которых составляет 1500 м. Породы группы Роллинг-Даунс, в коре выветривания которых и залегают промышленные опалоносные слои, разделяются на три формации: Рома — C_{g1ar} , Тамбо — C_{g1} и Уинтон — C_{g2} .

К первой формации отнесены алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы с прослоями песчаников и известковых пород. Формация Тамбо объединяет известковистые глины и песчаники, формация Уинтон представлена осадками лагунно-озерного происхождения: глинами и песчаниками с редкими прослоями песчаных известняков,

галькой и валунами кварцитов и большим количеством скоплений известковистых раковин. Местами меловые породы перекрыты маломощным покровом песчаников и гравелитов формации Эйриан (Pg_2), которые нередко частично или полностью силицифицированы. Породы мела и палеогена смяты в пологие складки с углами падения не более 20° [62].

В Австралии очень широко развита кора выветривания различных изверженных, метаморфических и осадочных пород. Она, несомненно, образовалась в миоцене, так как самые молодые породы, затронутые процессами выветривания, имеют олигоценный возраст и перекрыты несогласно залегающими неизменными лигнитами нижнего плиоцена. По классификации И. И. Гинзбурга, австралийская кора выветривания относится к типу остаточных (элювиальных), возникающих на пенеплене платформ.

В коре выветривания осадочных пород мела и палеогена, развитой в районах опаловых месторождений, многими австралийскими геологами выделяются три зоны [60, 62]. Нижняя (бледноокрашенная) зона представлена серыми и белыми каолинитовыми глинами, постепенно замещающими материнские

породы. Ее видимая мощность до 30 м. Она сменяется пестроокрашенной зоной — каолинитовым материалом, окрашенным окислами железа в красные и желтые цвета, мощность ее от 5 до 25—30 м. Верхняя зона коры выветривания — окремненные породы до 15—20 м, образующие крепкие шляпы на вершинах холмов. В низах зоны — это фарфоровидные породы, выше они становятся более грубозернистыми, приобретают сфероидальную текстуру со следами переотложения кремнезема в результате климатической силицификации. Суммарная мощность коры выветривания колеблется от 6—15 до 50—60 м.

Большинство скоплений опала находится в самых низах коры в сравнительно слабо выветрелых материнских породах — серых и буроватых глинах монтмориллонитового состава, а также в глинистых и известковистых песчаниках, иногда с прослоями гипса и кварцевых конгломератов, и лишь на некоторых месторождениях (Уайт-Клифс, Ироманга) они располагаются в бледноокрашенной каолиновой зоне.

Наиболее крупные месторождения опала известны на территориях штатов Новый Южный Уэльс, Квинсленд и Южная Австралия. Месторождения лишь в деталях отличаются друг от друга, что свидетельствует об их едином генезисе. Из общего количества добываемого опала однородными разновидностями представлено не более 4—5 %. Это главным образом желваки и тонкие прожилки, а также псевдоморфозы по раковинам, костям рептилий, кальциту и гипсу.

Новый Южный Уэльс. В этом опалоносном районе главными являются месторождения Лайтинг-Ридж и Уайт-Клифс.

Месторождение Лайтинг-Ридж (Воллангулла) эксплуатируется с 1903—1905 гг. до настоящего времени. Район месторождения представляет собой равнину, закрытую аллювиальными образованиями, с невысокой грядкой холмов, сложенных осадочными породами мелового возраста. В них во многих местах встречен благородный опал.

Меловые породы относятся к формации Уинтон, в их разрезе выделяются следующие три слоя (сверху):

1) аргиллиты Кукорэн — тонкозернистые белые или кремовые породы каолинитового состава с зернами кварца. Там, где аргиллиты выходят на дневную поверхность, они сцементированы халцедоновым или опаловым кремнеземом и поэтому очень прочны. Их видимая мощность до 5 м;

2) песчаники Воллангулла, представляющие собой тонкозернистые белые глинистые породы с округлыми катышами белых аргиллитов. Состав зерен (50 % от объема пород) — кварц, халцедон, измененные полевой шпат и вулканическое стекло. Цемент — непрозрачная глинистая масса. Близ поверхности песчаники иногда силицифицированы. Истинная мощность не установлена, видимая колеблется от 4 до 20 м;

3) аргиллиты Финч — серые и буроватые глины монтмориллонитового состава, мягкие, без примеси песка, иногда окрашенные окислами железа в красный цвет. Глины легко впитывают воду, становятся очень пластичными, но при высушивании рассыпаются. Слагают несколько невыдержанных по простирацию, не всегда горизонтальных пластов мощностью 1,3—7 м. В глинах отмечено от двух до пяти горизонтов (на глубине от 12 до 30 м), содержащих благородный опал.

Скопления благородного опала тяготеют к контакту с вышележащими глинистыми песчаниками. Опал встречается главным образом в виде желваков эллипсоидальной формы, а также представлен тонкими прослойками и прожилками. Иногда опал замещает остатки флоры и фауны.

На месторождении Лайтинг-Ридж добывается черный опал, который больше нигде не образует промышленных скоплений. Благодаря редкой встречаемости и необычайной красоте этот камень ценится значительно выше белого опала. Игра черных опалов — красного, зеленого и темно-синего цвета.

Месторождение Уайт-Клифс открыто в 1884 г., его интенсивная эксплуатация, начатая в 1889 г., продолжается и сейчас. Опалоносная территория представляет собой пологую равнину площадью в сотни квадратных километров с редкими невысокими холмами, сложенными лагунно-озерными крупно- и грубозернистыми песчаниками мелового возраста и перекрывающей их мощной толщей белых каолиновых глин. Глины состоят главным образом из каолинита (55 %) и свободного кремнезема (20 %) и образовались скорее всего за счет аркозов, которые перед тем были частично замещены и сцементированы обыкновенным опалом. Иногда среди глин встречаются слои рыхлых песков и включения гипса. Вверх по разрезу они сменяются силицифицированным поверхностным слоем кремнистого кварцита, иногда имеющим текстуру конгломерата.

Опал встречается в каолиновых породах в виде тонких прожилков, согласных с напластованием, а также представлен желваками и псевдоморфозами по животным и растительным остаткам (двустворчатым раковинам, брахиоподам, криноидеям, белемнитам, костям позвоночных и др.). Известна находка аммонита диаметром около 15 см, полностью замещенного благородным опалом. Конкреции, заключающие опализированные организмы, часто рассечены очень тонкими опаловыми прожилками. Здесь же обнаружены так называемые «окаменелые ананасы» — радиальнолучистые агрегаты из заостренных четырехгранных призм опала, представляющие собой псевдоморфозу по глаубериту.

Основная масса опала приурочена к опалоносному горизонту, перекрытому тонким слоем силицифицированного песчаника. Опал распределен неравномерно, его прослойки не прослеживаются на большие расстояния. Благородный опал образует прожилки в обыкновенном опале и в отличие от опала месторождения Лайтинг-Ридж окрашен только в белый цвет [62].

Квинсленд. Благородный опал встречается на обширной территории Юго-Западного Квинсленда от южной границы этого штата до Уинтона на севере. Опалоносные породы располагаются в виде полосы шириной около 400 км, протягивающейся западнее Чарлвилла и Лонгрича на 850 км. С ее южным продолжением, по-видимому, связаны и месторождения Нового Южного Уэльса. На юго-западе Квинсленда насчитывается бо-

лее 40 в разное время эксплуатировавшихся месторождений, однако сейчас добыча опала производится только на четырех-пяти объектах.

Месторождения благородного опала контролируются границами распространения горных пород группы Дезерт-Сендстоун, залегающих горизонтально и с несогласием на нижнемеловых породах группы Роллинг-Даунс. Мощность верхнемеловых пород 30—60 м, они слагают низкие гряды, а также столовые и плосковершинные холмы высотой до 60 м. Среди них выделяются две пачки: нижняя, состоящая из рыхлых песчаников и глин, и верхняя, представленная очень твердыми кремнистыми породами мощностью 5—17 м; они сохранились в виде останцов на поверхности холмов.

Горные породы группы Дезерт-Сендстоун повсеместно опализированы. Широко распространен обыкновенный опал, а его благородные разновидности встречаются эпизодически, главным образом в глинах, подстилающих кремнистый покров. По условиям залегания различают галечниковый и песчаниковый опалы. Так называемые гальки или «валуны» представляют собой желваки (конкреции) кремнисто-железистой породы размером до 3 м, включающей благородный опал; они встречаются по всему разрезу опалоносных глин и песчаников. Опалоносный горизонт обычно расположен на глубине 4—8 м.

На месторождениях Квинсленда добываются разнообразные благородные опалы, в том числе черный. Некоторые из них различаются как по рисунку (точечно- и пламенно-огненный), так и по общему фону цветовой игры, например, арлекин-опалы, в которых выделяются различно окрашенные участки [62, 71].

Месторождение Йовах — уникально по количеству опалоносных стяжений, сконцентрированных в виде четких прослоев. В настоящее время оно считается одним из самых богатых месторождений благородного опала Квинсленда. Схематический разрез пород в районе месторождения следующий (сверху):

- 1) кремнистые, очень твердые породы мощностью до 15 м и реже более;
- 2) мягкие глинистые песчаники и глины мощностью до 15 м, верхняя граница которых маркируется тонким слоем ожелезненного кремнистого песчаника.

Опал на месторождении встречается в ядрах небольших желваков (конкреций) кремнистой железистой породы («корешках Йовах»). Опалоносный прослой залегает на глубине 8—9 м и сложен конкрециями, сцементированными мягким глинистым песчаником. Мощность прослоя 0,15—0,6 м. Диаметр конкреций 0,6—20 см; форма сферическая или эллипсоидальная; окраска бурая и шоколадная; строение зональное, концентрическое и выражается в чередовании зон темно-серого и светло-бурого цвета. В химическом составе оболочки конкреций преобладают кремнезем (27,5 %) и глинозем с окислами железа (67 %). Центральные части (ядра) часто сложены благородным опалом. Иногда встречаются выделения опала между поверхностями близлежа-

щих конкреций и ветвящиеся прожилки в их основной массе. Ядра конкреций кроме драгоценного опала могут быть сложены обыкновенным опалом разного цвета, тем же материалом, что и периферические части конкреций (в этом случае они могут быть рассечены прожилками благородного опала), тонкозернистой белой массой, состоящей главным образом из кремнезема, а также содержать небольшое количество водных растворов. Некоторые конкреции пустотелые и вообще не имеют ядер.

Благородный опал месторождений Йовах — светло-молочный и голубовато-белый с игрой голубого, зеленого и красного цвета [71].

Месторождение Хейрикс. Эксплуатация этого месторождения позволила в последние годы стабилизировать добычу благородного опала в Квинсленде. Скопления опала относятся к смешанному песчанико-галечниковому типу и встречаются на приподнятых до 50—60 м над окружающей равниной столовых возвышенностях, представляющих собой останцы той же опалоносной толщи, что и на месторождении Йовах.

На участке Грин-Шоу можно видеть следующий разрез (сверху):

- 1) песчаники с обильными опализованными остатками древесины и молочным опалом;
- 2) железистый пропласток мощностью до 6 см с опаловыми прожилками;
- 3) белый тонкозернистый глинистый песчаник — «опаловый гравий» мощностью 15—20 см;
- 4) светло-бурая мягкая глина;
- 5) хрупкая светлоокрашенная глина.

Благородные опалы встречаются в виде прожилков или трубок в тонкозернистых песчаниках вблизи контакта с подстилающими глинами (песчаниковый опал) или в виде жилков в трещинах железистых конкреций, залегающих среди песчаников выше железистого пропластка (галечниковый опал). Форма конкреций несколько уплощенная, часто с остро закругленными краями; длина их 0,6—3 м; толщина 0,3—1,2 м. Опал, в том числе и благородный, отлагался в многочисленных коротких и тонких радиальных и концентрических трещинах в нижних, периферических и центральных частях конкреций. Степень выполнения трещин различна, иногда они пустые: чем меньше в них опала, тем лучше его качество. Благородный опал обычно находится в периферических трещинах.

В опаловом гравии опал встречается в вертикальных и горизонтальных трубках, а также в пропластках. Трубки располагаются по оси светло-бурых сталактитоподобных образований окислов железа, возникших в железистом пропластке и проникших вниз в слой опалового гравия. Диаметр трубок достигает 5 см, длина 0,3 м. Сердцевина их пустотелая или выполнена опалом примерно на четверть диаметра.

Большинство благородных опалов на месторождении Хейрикс зеленого цвета.

Южная Австралия. В шт. Южная Австралия в 1915 г. было открыто месторождение Кубер-Педи. В 1930 г. благородный опал обнаружен северо-восточнее оз. Торренс (месторождение Андамука), а в 1946 г. на месторождении Купер-Педи выявлена богатейшая залежь опала Эйт-Майлс.

Добыча опалов на обоих месторождениях велась спорадически до 1958—1960 гг., когда ее размеры резко увеличились. Кроме этих двух крупных месторождений в Южной Австралии известно несколько небольших опалоносных полей.

Месторождение Кубер-Педи расположено в районе плато Стюартс-Рендж и занимает площадь 180 км². Практический интерес на месторождении представляет железистый каолинитовый песчаник розового или бурого цвета с опаловыми прожилками и псевдоморфозами по раковинам пелеципод, выше которого залегает светлая кремнеземистая глинистая порода с пропластками волокнистого гипса и розовая или кремово-пятнистая глина с рассеянными чешуйками селенита. Разрез венчается серой или бурой кварцитовидной породой.

Мощность прожилков опала от 2—3 мм до 5—6 см, форма неправильная. Они ориентированы главным образом согласно со слоистостью песчаника и простираются на значительные расстояния, но иногда пересекают ее и проникают в ниже- и выше-лежащие глинистые породы. Такие прожилки обычно сложены обыкновенным опалом, который местами резко сменяется благородным. Благородные опалы на месторождении Кубер-Педи представлены бледноокрашенными разновидностями.

Месторождение Андамука сравнительно небольшое, опал добывается на восьми-девяти участках. Район месторождения представляет собой расчлененную столовую страну с невысокими холмами. Благородный опал встречается в нижнемеловых породах, сходных с породами района месторождения Лайтинг-Ридж.

Для района месторождения типичен следующий разрез (сверху):

- 1) кварцитовидные породы и песчаники;
- 2) кремнеземистый глинистый сланец с прожилками лимонита;
- 3) глины кремового и бледно-розового цвета и пористые песчаники с чешуйками и горизонтальными пропластками гипса, в глине спорадически встречаются гальки кварцитов;
- 4) твердый галечный песчаник бурого цвета, являющийся маркирующим горизонтом, иногда подстилающийся пропластками массивного гипса;
- 5) опалоносный горизонт («уровень»), состоящий из белой слюдистой глины монтмориллонитового состава, на которой лежит пласт конгломерата с кварцитовой галькой до 20—25 см в диаметре. Мощность горизонта 0,3—0,4 м, он расположен на глубине 20 м ниже поверхности плато и обнажается на склонах холмов.

Благородный опал месторождения Андамука разнообразен по цвету и обычно темнее опалов, добываемых на Кубер-Педи. Некоторые образцы настолько темные, что их можно сравнить с черными опалами месторождения Лайтинг-Ридж [77].

Как указывалось, часть австралийских геологов считают, что экзогенные месторождения опала возникают в ходе современной силицификации, поскольку они находятся только в пустынных и полупустынных районах, для которых характерен этот процесс [87, 91]. Дж. Милло, Ж. Лукас и Р. Вей [84] изучили современные процессы окремнения и опализации обнаженных горных пород в Сахаре. Они установили, что горные породы, особенно песчаники, в результате выветривания на поверхности хорошо дренируемых плато превращаются в кварциты. У основания склона, в депрессиях и вблизи зеркала грунтовых вод силицификация пород выражается в образовании халцедона, если просачивающиеся воды чистые, и опала, когда они более минерализованы. Следует напомнить, что в Африке благородные опалы неизвестны.

Т. Дэвид и У. Браун [62] полагают, что все залежи опалов в Австралии образовались в процессе формирования коры выветривания в миоценовое время из кремнезема, высвободившегося из полевых шпатов при их преобразовании в каолины и бокситы. Т. Х. Коннэ и Дж. Д. Хаббл [60] относят благородный опал месторождений Западного Квинсленда к продуктам латеритизации. Латеритизация ими рассматривается как длительный процесс субаэрального интенсивного выветривания горных пород в условиях спокойного рельефа, умеренно высоких температур и достаточного количества атмосферных осадков, обеспечивающих высокий постоянный уровень грунтовых вод. Химизм процесса заключается в разложении алюмосиликатов с выносом щелочей, щелочных земель и кремнезема и с последующим осаждением железа и кремнезема.

По этой концепции благородный и обыкновенный опал возникали главным образом в нижних горизонтах коры выветривания (опаловая зона в результате замещения кремнеземом различных минеральных агрегатов материнской породы: конкреций, септарий и галек известняков, галек и валунов, скоплений целестина и глауберита, известковистых раковин и др.). По мере заглубления коры опал, как устойчивый в этих условиях минерал, сохранялся и в существенно глинистых зонах. О древнем образовании опалоносных горизонтов свидетельствует отсутствие какой-либо их связи с современным рельефом. Скопления опалов встречаются по всему разрезу коры, а не только под кремнистым панцирем, как это должно было следовать из гипотезы пустынного окремнения. Кремнистый панцирь, вероятно, формировался значительно позднее, уже в условиях аридного климата. На наш взгляд, гипотеза о генетической связи опалов Австралии с корой выветривания песчано-глинистых пород более обоснована.

БЕРИЛЛ И ТОПАЗ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Ювелирные разновидности берилла характеризуются разнообразной окраской, прозрачностью и ярким блеском, благодаря чему они являются великолепным ограночным материалом (рис. V на вклейке). Химическая формула минерала — $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, в качестве примесей могут присутствовать железо, хром, скандий, марганец, магний, изоморфно замещающие алюминий, литий, замещающий бериллий, а также натрий, цезий, рубидий, кальций, барий и вода, заполняющие каналы в кристаллической структуре берилла.

По содержанию щелочей среди бериллов различаются бесщелочные, слабощелочные калиевые и натро-калиевые (содержание щелочей 0,5—1 %), щелочные натровые (количество щелочей увеличивается до 1—2 %) и сильнощелочные с литием, цезием и рубидием (суммарное содержание щелочей от 2 до 7 %).

Кристаллы берилла относятся к дигексагонально-дипирамидальному виду симметрии гексагональной сингонии, габитус длиннопризматический, обелисковидный или игольчатый, а также короткостолбчатый и пластинчатый. Богаты гранями бериллы, образованные в миароловых полостях пегматитов и грейзенов. У таких кристаллов помимо гексагональной призмы хорошо выражены пинакоид, дипирамиды и другие простые формы.

По внешним признакам среди ювелирных бериллов (кроме изумруда) выделяются:

1) аквамарин — голубовато-зеленые, голубые и синие кристаллы призматического габитуса. Обычно бесщелочной, иногда слабощелочной, но всегда богатый железом, преимущественно окисным. Цвет минерала подобен цвету морской воды, отсюда и название (akva — вода, mare — море);

2) гелидор — золотисто-желтого цвета, для него характерен астеризм и высокое содержание закисного железа, его название произошло от греческого слова «солнечный»;

3) обыкновенный берилл — желтые, желтовато-зеленые, салатово- и бутылочно-зеленые призматические кристаллы. Окрашенные прозрачные индивиды его иногда называют золотистыми бериллами или зелеными аквамаринами, что вносит известную путаницу в номенклатуру благородного берилла. Он относится к бесщелочному или слабощелочному типу, обычно железистый с одновременным присутствием закисного и окисного железа, находящихся в различных количественных соотношениях;

4) воровобевит (или морганит) — густо- и светло-розовые, иногда розовато-фиолетовые, вишнево-розовые, красно-бурые короткостолбчатые или таблитчатые кристаллы. Принадлежит к щелочному типу и богат редкими щелочами (литием, цезием), присутствует марганец;

5) ростерит (гошенит) — бесцветные, иногда бледно-розовые кристаллы, чаще всего таблитчатого габитуса. Богат натрием и другими щелочами.

Кроме того среди ювелирных бериллов известны еще две редкие разновидности: биксбит и максис-берилл, богатый щелочами. Первый ярко-красного цвета, как рубин; второй индиго-синего.

Плотность берилла $2,6\text{--}2,9\text{ г/см}^3$, с увеличением содержания щелочей оно повышается и достигает максимальной величины у воровобевита. При увеличении щелочности возрастают и показатели преломления: n_m от 1,568 до 1,602 и n_p от 1,564 до 1,595. Твердость непостоянна: от 7,5 до 8 по шкале Мооса, блеск стеклянный, жирный, спайность неясная, отчетливо выражена отдельность по пинакноиду.

Ювелирные бериллы, как правило, имеют равномерную однотонную окраску. Иногда тонкая периферическая зона синеватого аквамарина окаймляет желтое ядро. В золотистых бериллах Забайкалья, подобно полихромным турмалинам, отмечается изменение окраски вдоль главной оси кристалла, выражающееся в постепенном появлении зеленоватого оттенка. Поперечно-полосатая цветовая зональность изредка фиксируется в воровобевите (аквамариновая в основании, переходящая почти в бесцветную, а у конца кристалла — в розовую или розовато-оранжевую).

Окраска ювелирных бериллов связана с изоморфными примесями.

В железистых бериллах — гелиодорах, аквамаринах и зеленых бериллах — красящими примесями являются ионы железа. В зависимости от их валентного состояния и размещения в кристаллической структуре минерала выделяются два типа гелиодора и три аквамарина [27]. В гелиодорах первого типа желтая или золотистая окраска связана с ионами трехвалентного железа в четверной координации и обусловлена электронным взаимодействием этих ионов с ионами кислорода. В гелиодорах второго типа интенсивно оранжевая окраска вызвана электронным взаимодействием ионов кислорода с ионами трехвалентного железа в шестерной координации. В аквамарине первого типа голубая окраска обусловлена двухвалентным железом, замещающим алюминий в октаэдрических позициях. Аналогичная окраска в аквамаринах второго типа возникает в результате электронного взаимодействия ионов двухвалентного железа, замещающих алюминий в октаэдрических позициях, с ионами трехвалентного железа, расположенными в промежутках между алюминиевыми октаэдрами. В аквамаринах третьего типа при-

чина окраски — электронное взаимодействие (перенос заряда) между ионами двух- и трехвалентного железа в алюминиевых октаэдрах.

Зеленая окраска разных оттенков в обыкновенных бериллах обусловлена комбинациями гелиодоровых и аквамаринových центров окраски. Термической обработкой зеленовато-желтых бериллов и гелиодоров второго типа в восстановительной обстановке достигается голубая окраска, полученная в результате перехода трехвалентного железа в октаэдрических позициях в двухвалентное состояние.

При нагревании до 400 °С образцы гелиодора первого типа обесцвечиваются. Причина исчезновения гелиодоровой окраски — восстановление трехвалентного железа в бериллиевых тетраэдрах до двухвалентного состояния. Розовая и красная окраска воробьевита иmorganита, а также рубиновый цвет биксита обусловлены примесными ионами трехвалентного марганца в октаэдрических позициях. Неустойчивая ярко- или индиго-синяя окраска щелочного максис-берилла обусловлена дырочными центрами $[\text{CO}_3^-]^2$.

При огранке берилла следует учитывать эффект плеохроизма, особенно отчетливо выраженный в аквамарине, желтом берилле и воробьевите. Наиболее интенсивная окраска проявлена на n_p . Основные формы огранки берилла — бриллиантовая, «розой», ступенчатая и комбинированная.

* * *

Вероятно, название топаза произошло от названия одного из островов Красного моря. Его химический состав отвечает формуле $\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{F}, \text{OH}]_2$. Содержание компонентов следующее (%): Al_2O_3 48,2—62, SiO_2 28,2—39, F 13—20,4, H_2O до 2,24. Могут присутствовать примеси калия, натрия, кальция, магния, железа, хрома и титана.

Твердость минерала 8 по шкале Мооса, плотность 3,52—3,57 г/см³. Двухосный, положительный: $n_g=1,618—1,638$, $n_m=1,610—1,631$, $n_p=1,607—1,629$, $2V=65—48^\circ$. Топаз кристаллизуется в ромбодипирамидальном виде симметрии ромбической сингонии. Обычно он образует короткостолбчатые кристаллы, богатые простыми формами, которых насчитывается около 150. В СССР принято различать следующие габитусные типы: 1) мурзинский — почти изометричные кристаллы; хорошо развита призма (120) и пинаконт (001); отмечаются грани дипирамиды (223) и диэдра (011); 2) ильменский — кристаллы бочкообразного облика; пинаконт сильно сужен рядами дипирамид (223) и (112); из призм преобладает (110); 3) коростенский — характерно отсутствие пинаконда; хорошо развиты грани призмы и кристаллографическая форма (0,43); 4) шерловогорский (доматический); отчетливо выражен диэдр (011) и относительно равномерно развиты призмы (110), (120) и (130).

Окраска топаза разнообразна: бесцветная, нежно-голубая (рис. VI на вклейке), синяя, синевато-зеленая, винно-желтая, винно-бурая, желтая, розовая, красновато-фиолетовая. Наряду с однородно окрашенными встречаются зональные кристаллы, в которых одновременно присутствуют две зоны: бесцветная и голубая, голубая и розовая или винно-желтая и т. п.

Далеко не у всех кристаллов топаза устойчивая окраска, некоторые обесцвечиваются под длительным воздействием солнечного света. В результате ионизирующего радиоактивного облучения цвет топазов может изменяться, в частности бесцветные топазы нередко приобретают коричнево-оранжевый или густой янтарный цвет. Полученный таким путем новый цвет исчезает после нагревания или ультрафиолетового облучения. Природа этой непостоянной окраски обусловлена дефектами кристаллической решетки минерала — дырочными центрами, которые у топаза относятся к типу O^- , когда ионы кислорода теряют свои электроны под действием радиации [34]. По А. Н. Платонову [31], голубая окраска волюнских топазов связана с ионами трехвалентного титана, входящими в искаженные $O_4(F, OH)_2$ -октаэдры. Изменение голубой окраски на розовую обусловлено заменой части ионов фтора ионами OH^- в титаносодержащих октаэдрах. Часто украинские кристаллы топаза двухцветные с присутствием голубой и розовой зон. При нагревании таких топазов до $250^\circ C$ они обесцвечиваются, что связано с разрушением упомянутых хромоформных центров в кристаллической структуре минерала. Иная природа розовых и краснофиолетовых топазов района р. Каменки на Урале. Окраска их не изменяется в результате термической обработки, облучения ультрафиолетовыми или рентгеновскими лучами, что обусловлено присутствием трехвалентного хрома, который изоморфно замещает алюминий в кристаллической решетке минерала.

Благодаря прозрачности, высокой твердости, красивой окраске и сильному блеску топаз — прекрасный ограночный материал и, несмотря на спайность, широко используется в ювелирной промышленности. Особенно ценятся на мировом рынке розовые топазы. При обработке камню придают бриллиантовую, ступенчатую или комбинированную форму.

Берилл — наиболее распространенный минерал типичного литофильного элемента бериллия. В связи с ограниченной возможностью изоморфного вхождения бериллия в породообразующие силикаты он накапливается в продуктах конечной стадии кристаллизации кислых магм, особенно в пегматитовых расплавах.

Берилл встречается во всех типах гранитных пегматитов, кристаллизуясь, по А. Е. Ферсману [41], в геофазы D—E (желтый, зеленый берилл и аквамарин) и F—G (белый берилл и розовый воробьевит с примесью щелочей) или, по А. И. Гинзбургу, в калневую (мусковит-берилловую, натриевую (альбитовую) и позднюю литиевую (лепидолитовую) стадию. Почти одновременно в геофазы E и F образуется топаз, наблюдающийся в основном

в миароловых микроклиновых пегматитах. По А. А. Беусу [5], миграция и концентрация бериллия кроме того обусловлены деятельностью фторсодержащих постмагматических газожидких и жидких растворов, отщепляющихся в процессе формирования бериллоносных, гранитных интрузивов. Таким путем возникают грейзеновые месторождения аквамарина и топаза в апикальных частях гранитных массивов.

Месторождения ювелирного берилла и топаза, на долю которых приходится большая часть мировой добычи, находятся в Бразилии, на о. Мадагаскар, в США и Бирме. В Бразилии в штатах Минас-Жерайс и Параиба в 1941—1956 гг. ежегодно извлекалось от 3 до 5 т берилла и топаза. Здесь известны прекрасные по качеству и совершенству окраски золотисто-желтые гелиодоры, фиолетово-красные морганиты, голубовато-зеленые аквамарины, винные (цвета хереса), розовые, голубые и бесцветные топазы. Некоторые золотисто-коричневые разновидности бериллов характеризуются астеризмом.

В США добыча аквамарина в 1940—1960 гг. составляла 300—600 кг в год. Бесцветные, бледно-голубые, красноватые и винно-желтые кристаллы топаза встречаются в штатах Колорадо, Калифорния и Коннектикут. На месторождениях Мадагаскара добывалось ежегодно 500—600 кг ювелирного берилла. В СССР ювелирные бериллы и топаз известны на Украине, Урале и в Забайкалье.

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

Наибольшее число месторождений топаза и ювелирного берилла связано с гранитными пегматитами (табл. 8). Некоторый интерес представляют грейзеновые пневматолито-гидротермальные образования, которые содержат аквамарин и золотистый берилл. Важное промышленное значение имеют экзогенные — россыпные месторождения.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди пегматитовых месторождений ювелирных бериллов и топаза отчетливо различаются миароловые микроклиновые (иногда микроклин-альбитовые) и бесполостные мусковит-микроклиновые пегматиты. Миароловые пегматиты, в свою очередь, подразделяются нами на камерные — внутригранитные, образованные из неперемещенных или малоперемещенных расплавов и содержащие единичные крупные полости-камеры, и занорышневые, залегающие в горных породах кровли гранитных плутонов, жильной формы и содержащие многочисленные, как правило, сравнительно небольшие полости.

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел	Тип скоплений берилла и топаза
Эндогенная	Пегматитовый	В миароловых-камерных микроклиновых пегматитах	Биотитовые и рапакивидные граниты, аляскиты	Округло-изометричные и трубообразные зональные пегматиты с хорошо развитым кварцевым ядром	Крупные минерализованные полости-камеры под кварцевым ядром с топазом и бериллом
		В миароловых — занорышевых микроклиновых пегматитах	Биотитовые гнейсы, амфиболиты, лейкократовые граниты	Линзо- и пластобразные непозональные пегматиты с развитием графической и мелкоблоковой зон. Протяженность от нескольких десятков до нескольких сот метров, мощность в раздувах до 2 м и более	Минерализованные полости-занорыши в центральных частях и раздувах жил с топазом и бериллом
		В миароловых микроклинальбитовых пегматитах, замещенных клеветанитом и лепидолитом	Кристаллические сланцы, габбро	Пласто- и линзообразные тела, в раздувах зональные. Длина до нескольких сот метров, мощность в раздувах 30 м и более	Полости с бериллом в раздувах жил на границе кварцевого ядра с блоковой полевошпатовой или графической зоной
		В мусковит-микроклиновых (берилл-мусковитовых) бесполостных пегматитах	Кристаллические сланцы и гнейсы, реже микроклиновые, граниты	Пегматитовые жилы и линзовидные тела зонального строения с кварцевым ядром. Длина до 100—200 м, мощность от 2—3 до 20 м	Скопления кристаллов берилла, включенных в кварцевое ядро и блоки микроклина

месторождений ювелирного берилла и топаза

Сопутствующие минералы	Характеристика берилла и топаза	Промышленное значение	Месторождения
Морион, дымчатый кварц, альбит	Бесцветные, светло-окрашенные голубые, желтые и оранжевые топазы с зональной окраской массой до 100 кг и более. Берилл бледно- и желто-зеленый, длина кристаллов до 25 см	Большое. Топаз и берилл извлекаются попутно с пьезокварцем	Украинское, Адун-Чолонское (СССР); Антеро, Вайт (шт. Колорадо, США) и др.
Морион, дымчатый кварц, микроклин, иногда альбит	Берилл желтый, зеленый, аквамарин различных оттенков, длина кристаллов от 2—3 до 15—25 см. Топаз самой разнообразной окраски, масса кристаллов до 20 кг	Большое — важный источник элювиальных и других промышленных россыпей топаза и аквамарина	Оуру-Прету и др. (Бразилия), о. Мадагаскар, Алабашско-Мурзинские копи, Борщовочный кряж (СССР) и др.
Дымчатый кварц, клеветландит, лепидолит, эльбаитовые турмалины	Главным образом воробьевит, реже аквамарин, желтовато-зеленый берилл	Существенный источник ювелирного берилла, извлекаемого попутно с ювелирным турмалином	Пала-Чиф (шт. Калифорния, США). Говернадор, Валадарес и др. (шт. Минас-Жерайс, Бразилия) и др.
Кварц, микроклин, мусковит	Прозрачные участки в крупных кристаллах берилла. Желтые, голубые, зеленые и бесцветные разности	Небольшое. Ювелирный материал отбирается при добыче слюды и керамического сырья	Стоунхем (шт. Мэн, США) Алтай (СССР) и др.

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел	Тип скоплений берилла и топаза
Эндогенная	Пневматолито-гидротермальный	В бериллоносных мусковит-топаз-кварцевых грейзенах	Лейкократовые гранит-порфиры, аплитовидные граниты	Четковидные жилы протяженностью до 200—250 м кварцевого, кварц-топазового и кварц-бериллового состава со слюдистыми оторочками	Многочисленные внутрижильные мелкие полости с бериллом
	Гидротермальный (поствулканический)	В кислых эффузивах	Риолиты, кварцевые порфиры	Участки развития трещин и первичных пустот в лавовых покровах	Минерализованные трещины и полости с топазом
Экзогенная	Россыпей	Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи	Глинистые и щебенисто-глинистые отложения	Коры выветривания коренных пегматитовых тел, погребенные делювиальные, пролювиальные и перлювиальные россыпи площадью от 600—800 до 40 тыс. м ² и более	В элювии, аналогично-коренному источнику; в перлювиальных отложениях возможна концентрация кристаллов
		Аллювиальные россыпи	Аллювиальные гравийно-галечно-песчаные отложения	Террасовые и долинные россыпи	Рассредоточенные гальки берилла, редко топаза

Сопутствующие минералы	Характеристика берилла и топаза	Промышленное значение	Месторождения
Кварц, топаз, касситерит, молибденит, арсенопирит, висмутин, флюорит, сидерофиллит	Густоокрашенный аквамарин, гелиодор, реже зеленый берилл. Длина кристаллов от 2—3 до 15—20 см	Небольшое	Забайкалье (СССР) и др.
Кальцит, флюорит, гематит, гранат	Бесцветные, слабоголубые и винножелтые кристаллы топаза от 1—2 до 15—20 см в поперечнике	Небольшое	Томас (шт. Юта, США)
	Соответствует коренному источнику	Главный источник ювелирного топаза	Оуру-Прету, Виларика и др. (Бразилия), Ифемпина, Анказобе и др. (о. Мадагаскар), Украинское (СССР) и др.
	Гальки, прошедшие естественное обогащение	Существенный источник ювелирного берилла, извлекаемого вместе с другими драгоценными камнями	Педра-Асул, Марамбайя и др. (Бразилия), о. Мадагаскар, Шри-Ланка

1. Миаролиты — камерные микроклиновые пегматиты

Месторождения этого типа в СССР — основной источник ювелирного топаза. Наиболее крупные из них находятся в Житомирской обл. на Украине. В Восточном Забайкалье известно небольшое Адун-Чолонское месторождение, которое разрабатывалось на драгоценные камни в прошлые годы. За рубежом месторождения подобного типа известны в США.

СССР. Украинское месторождение расположено в северо-западной части Украинского кристаллического щита среди протерозойских интрузивных пород Коростенского плутона. Его центральная часть сложена габбро-лабрадоритами, которые по периферии сменяются более поздними гранитами и сиенитами. Топазоносные пегматиты размещаются в рапакививидных гранитах вблизи их контакта с габбро-норитами и лабрадоритами. Это тела изометричной, штоко- и линзообразной формы размером от нескольких до 30—50 м по наибольшему измерению.

Строение пегматитов полнодифференцированное. Красная зона состоит из гранит-пегматита, который к центру тела сменяется зоной графического пегматита (мощность 1—2 м). Далее следуют пегматоидная (мощность 2—4 м) и полевошпатовая (4—6 м) зоны и кварцевое ядро. Кристаллы топаза вместе с морионом и дымчатым кварцем встречаются в полостях-камерах, расположенных под кварцевым ядром (рис. 14). Длина камер до 10 м, ширина 5 м. Большинство продуктивных тел содержит одну, редко 2—3 полости, вблизи которых калиевый полевой шпат интенсивно альбитизирован, а в пегматоидном и блоковом кварце наблюдаются следы выщелачивания и перекристаллизации.

Главные породообразующие минералы пегматитов — микроклин и кварц, в небольшом количестве встречаются кислый плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз) и акцессорные минералы: циркон, ильменит, рутил, флюорит, магнетит, пирит, гранат, турмалин, молибденит, касситерит, эпидот, апатит, фенакит

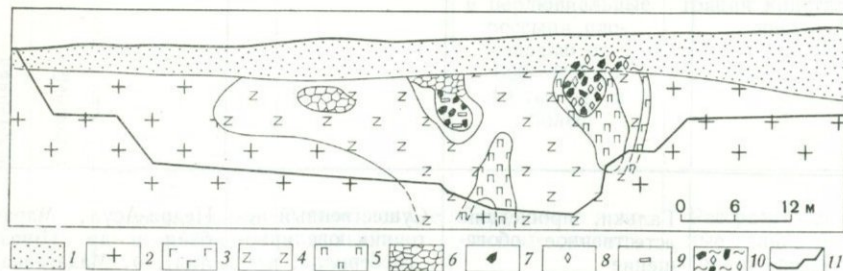


Рис. 14. Геологическое строение топазоносного камерного пегматита, Украина:
1 — наносы; 2 — среднезернистый рапакививидный гранит; 3 — графический пегматит;
4 — пегматоидная зона; 5 — блоковая полевошпатовая зона; 6 — кварцевое ядро; 7 — морион;
8 — топаз; 9 — ювелирный берилл; 10 — льювально-перлювальная россыпь; 11 — контур карьера

и др. Топазы светло-голубые, светло-желтые, густо-винно-желтые, голубые, иногда зональные с голубой или розовой окраской в ядре кристалла. Известны редкие по красоте топазы густого винного и голубого цвета с включениями белоснежного флюорита.

Многие кристаллы топаза хорошо образованы и прозрачны, массой от 100 г до 10 кг и более. Масса самого большого, но, к сожалению, с дефектом кристалла 117 кг.

Синевато-голубой или голубовато-зеленый аквамарин и гелиодор встречаются значительно реже, чем топаз, и несут следы интенсивного травления. Длина кристаллов 10—25 см, в поперечнике 2—10 см. На месторождении был добыт уникальный кристалл зеленоватого аквамарина размером $38 \times 14 \times 14$ см и массой 15 кг.

Адун-Чолонское месторождение расположено в Борзинском районе Читинской обл. Оно известно с 1829 г. и длительное время служило объектом старательских работ, проводившихся в основном с целью добычи дымчатого кварца. Попутно с кварцем извлекались аквамарины и топазы.

Продуктивные пегматитовые тела связаны с гранитным плутоном, залегающим в ядре брахиантуклинальной складки среди слабометаморфизованных осадочных пород нижнего карбона (песчаники и сланцы с прослоями кварцитов). Восточная часть плутона сложена существенно микроклиновыми крупнозернистыми лейкократовыми гранитами, а западная — плагиогранитами, обогащенными цветными минералами. В сохранившихся апикальных участках в центре и на юго-западе массива распространены мелкозернистые граниты с мусковитом, турмалином и флюоритом. Камерные пегматиты сосредоточены преимущественно на востоке плутона. Форма пегматитовых тел разнообразна: штоки, линзы, жилы с раздувами и апофизами. Нередки столбообразные тела с вертикальными углами падения. По простиранию жилы и линзы прослеживаются от нескольких метров до 20—40 м (редко до 80 м); мощность их 0,2—5 м. Столбообразные тела в поперечном сечении обычно небольших размеров (диаметром 0,5—5 м), но по вертикали их протяженность от 10—15 до 35 м и более.

Внутреннее строение пегматитов симметрично-зональное. От края к центру тел наблюдаются следующие зоны: аплитовидная, графическая, кварц-полевошпатовая блоковая, кварцевое ядро. Характерны минерализованные полости — камеры в центральных частях тел. Наиболее крупные из них размером до 3 м в поперечнике обычно расположены под кварцевым ядром на его контакте с кварц-полевошпатовым пегматитом блоковой структуры.

Кроме главных минералов — микроклина (местами амазонита) и кварца — широко распространены биотит, зернистые и таблитчатые агрегаты альбита, светлые слюды, длиннопризматические кристаллы и лучисто-шестоватые агрегаты черного

турмалина, нередко флюорит, магнетит, гематит. В незначительных количествах отмечаются циркон, касситерит, арсенопирит, пирит, ильменорутит, колумбит и другие минералы. В полостях в слюистой глине встречаются обломки кристаллов и друз мориона, раухтопаза, горного хрусталя, микроклина, клевеландита, флюорита и реже хорошо образованные кристаллы топаза и аквамарина, ассоциирующие с гребенчатым альбитом.

Прозрачные кристаллы аквамарина, добытые на Адун-Чолонском месторождении, достигали в длину 10—15 см и в поперечнике 3—4 см, размер кристаллов топаза от нескольких до 5—10 см в поперечнике; известен образец длиной 41 см при поперечном сечении 15 см. Цвет топазов голубой, золотистый, винно-желтый; нередко он бесцветен.

США. Пегматиты камерного типа известны в шт. Колорадо. По данным С. Адамса [46], они находятся на территории округа Чаффи, в районе гор Антеро и Вайт. Многочисленные тела миароловых пегматитов линзообразно-уплощенной и штокообразной формы размещаются в апикальных частях массивов лейкократовых гранитов и распространяются до глубины 150—200 м. Миароловые полости в пегматитах достигают 1,2 м в поперечнике и содержат скопления кристаллов топаза или берилла.

Пегматиты состоят в основном из микроклина и кварца. Присутствуют также альбит, мусковит и флюорит. В небольших количествах отмечаются фенакит, гранат, берtrandит, кальцит, биотит, магнетит, пирит и радиоактивные минералы. Скопления топаз-берилловых пегматитов сопровождаются пегматитовыми шширами, нередко обогащенными кристаллами берилла. Наряду с ними отмечаются единичные бериллоносные кварц-полевошпатовые жилы с мусковитом, фенакитом, флюоритом и молибденитом.

К камерным пегматитам относится и месторождение топаза в районе г. Конвей в шт. Нью-Гэмпшир. Здесь распространены мелкие пегматитовые тела изметричной формы, каждое из которых представляет собой минерализованную полость, окруженную тонкой оболочкой кварц-микроклинового пегматита графической и пегматонидной структур. Подобные образования А. Е. Ферсман [41] относил к пегматитам заполнения миароловых пустот. Вмещающие породы — грубозернистые биотитовые граниты. Размер миароловых полостей 0,3—0,9 м в поперечнике. На их стенки нарастают друзы кристаллов микроклина, дымчатого кварца и топаза в ассоциации с клевеландитом. Кристаллы ювелирного топаза достигают 7 см в поперечнике. Внутриполостное пространство занято глинистым материалом и обломками кристаллов.

Сходные пегматиты распространены на севере шт. Нью-Гэмпшир (район Гринз Лэджес), где их насчитывается несколько тысяч. В разрезе их строение следующее (от периферии к центру): 1) грубозернистый существенно микроклиновый гранит с биотитом; 2) графический кварц-микроклиновый пегматит;

3) кварц-полевошпатовый пегматит пегматоидной структуры; 4) миароловая полость с кристаллами дымчатого кварца, микроклина, альбита, аметиста, топаза и других минералов. При разрушении таких пегматитов образуются элювиально-делювиальные россыпи дымчатого кварца и желтых ювелирных топазов. Последние сильно корродированы, размеры их 2,5—6 см и более в поперечнике.

2. Миароловые — занорышевые микроклиновые пегматиты

Большинство месторождений этого типа располагается в экзо-контакте гранитных интрузивов с древними гнейсо-сланцевыми толщами и значительно реже в апикальных частях этих массивов. Состав пегматитов сравнительно простой, кварц-микроклиновый. Среди них различаются дифференцированные тела с крупными кварцевыми ядрами и неполнозональные жилы, центральная часть которых сложена блоковым или пегматоидным пегматитом. Вокруг миарол-занорышей калиевый полевой шпат альбитизирован, слабее — в аквамаринсодержащих пегматитах и сильнее — в топазоносных.

Минерализованные полости располагаются обычно в кварцевом ядре по его границе с блоковой зоной, а при отсутствии ядра — в блоковом или даже в графическом пегматите.

Пример занорышевых пегматитов без кварцевых ядер — месторождения камней на Урале (Алабашско-Мурзинская группа) и частично в Забайкалье (Центрально-Борщовочная группа). Эти месторождения эксплуатировались в течение 100—150 лет до начала текущего столетия и на них добыто значительное количество ювелирного топаза и аквамарина. Интересно отметить, что пегматиты, содержавшие большое количество аквамарина, были бедны топазом и наоборот.

За рубежом к месторождениям такого типа относятся полностью дифференцированные пегматиты в шт. Минас-Жерайс в Бразилии, на о. Мадагаскар и в шт. Мэн в США.

СССР. На восточном склоне Среднего Урала расположены месторождения аквамарина и топаза — Алабашско-Мурзинские копи самоцветов. Эти месторождения генетически связаны с Мурзинским гранитным плутоном нижнепермского возраста, входящим в Джабык-Санарский интрузивный комплекс. На поверхности плутон обнажается в виде трех разнообразных массивов: собственно Мурзинского, Соколовского и Адуйского, которые контролируются брахиантиклинальными складками, осложняющими свод крупной Мурзинско-Адуйской антиклинальной структуры.

Вмещающими породами служат метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования позднедокембрийско-кембрийского и ордовикско-силурийского возраста. В северной части района это преимущественно инъекционные гнейсы, парагнейсы, филлиты, кремнисто-углистые, кварц-слюдавые и кварц-

графитовые сланцы, а в южной — порфириды, туфы, песчаники, порфироиды и амфиболиты при подчиненном развитии кварцитов и сланцев. Помимо перечисленных горных пород среди вмещающей толщи отмечаются межпластовые сильнометаморфизованные тела основного и ультраосновного состава.

Миароловые пегматиты находятся главным образом в горных породах мурзинской свиты, представленных графитсодержащими биотитовыми гнейсами, чередующимися с амфиболитами. Большинство исследователей мурзинскую свиту датирует верхним ордовиком — нижним силуром. Мурзинский интрузив формировался в две фазы. К ранней (главной) фазе относятся нормальные биотитовые граниты, среди которых различаются средне-равномернозернистые, мелко-крупнозернистые и порфировидные фации. Граниты второй фазы мелко-крупнозернистые, среди них встречаются пегматоидные и порфировидные разновидности. Залегают они в виде даек мощностью от 10 до 100 м и более и сопровождаются пегматитами.

Тектонические разрывные нарушения и участки повышенной трещиноватости горных пород прослеживаются в субмеридиональном направлении вдоль западной и восточной окраин интрузива. Там же размещаются скопления пегматитов, образующих западную и восточную группы.

Алабашско-Мурзинская группа месторождений объединяет старые аквамариновые копи — «Тысячница», «Мыльница», «Старцевская», «Голодный лог», «Двухсотенные ямы», «Кривореченская» и топазовые копи — «Крутореченская», «Тяжеловесница», «Междудорожица», «Казенница», «Мокруша». Все они размещаются в зоне западного экзоконтакта Мурзинского интрузива в 2—8 км от его края, вблизи деревень Нижняя Алабашка и Мурзинка. В зоне юго-западного экзоконтакта материнской гранитной интрузии располагаются Южаковские копи.

Пегматитоносная полоса сложена гранито-гнейсами и биотитовыми гнейсами, содержащими прослой мраморов и амфиболитов, а также небольшие тела ультраосновных пород и многочисленные дайки гранитов — сателлитов материнского плутона.

Пегматитовые жилы обычно имеют крутые углы падения и прослеживаются по простирацию на 50—500 м; мощность их 0,2—15 м, в раздувах до 25—60 м.

В пегматитовых жилах, содержащих аквамарин, широко развиты зоны графического пегматита, в которых находятся минерализованные полости, окруженные кварц-микроклиновым агрегатом. Краевые части жил сложены пегматитом гранитной и аплитовой структуры и обогащены чешуйками мусковита. Пластишки мусковита встречаются и в центре жил среди крупнокристаллического пегматоидного агрегата микроклина и кварца. Наряду с мусковитом здесь присутствуют кристаллы черного турмалина и другие минералы.

Размер миарол колеблется от очень мелких до крупных, достигающих 10 м³ (Старцевская копь). На стенки минерализо-

ванных полостей нарастают друзы кристаллов микроклина, мориона, аквамарина и гелиодора, вместе с которыми встречаются мусковит, турмалин (черный, зеленый, синевато-зеленый), иногда гребенчатый альбит. Остальное пространство заполнено обломками кристаллов, выстилавших их свод, и вязкой глиной. В последней нередко встречаются двухконечные кристаллы аквамарина со следами интенсивного разветвления.

Кристаллы берилла, добытые из миарол, идеально прозрачны, с ярким блеском. Цвет их желтый, винно-, светло- и зеленовато-желтый, иногда зеленый, очень редко синевато-зеленый и бледно-синий. Габитус кристаллов от короткостолбчатого до сильно вытянутого, длиннопризматического иobeliskovidного; многие из них корродированы. Длина прозрачных кристаллов от долей сантиметра до 10—15 см. Известны также бездефектные индивиды, длина которых составляла 24—25 см, например знаменитый зеленый кристалл из копи Старцевской, добытый в 1828 г.

Топазоносные жилы имеют аналогичное строение. Для них характерны растворение кварца, графического пегматита и довольно интенсивная альбитизация микроклина вблизи топазоносных полостей.

Наиболее крупные миаролы достигали по объему нескольких кубических метров (копь «Мокруша»). Кроме дымчатого кварца и микроклина в полостях вместе с топазом встречаются гребенчатый альбит и зеленый мусковит. В небольшом количестве присутствуют мелкие кристаллы апатита, кордиерита, колумбита и касситерита. С более поздней гидротермальной стадией связано образование жильбертита, игольчатого синего турмалина, десмина, мелких кристаллов аметиста и светлоокрашенного глинистого вещества, заполняющего пространство миарол [40].

Кристаллы топаза из Мурзинских копей прозрачны, нежно-голубого цвета, иногда с зеленоватым и желтоватым оттенком; нередко здесь и бесцветные разности, а также бледные розовато-желтые.

Южаконские копи, богатые топазом, приурочены к контакту серпентинитовых массивов с гнейсами — копи «Золотуха», «Богатое болото», «Чернуха». Длина пегматитовых жил не превышает 30—40 м, углы падения крутые и мощность значительная. Форма некоторых тел приближается к столбообразной. Характерно присутствие в занорышах наряду с топазом кристаллов аквамарина, цитрина и аметиста.

Ряд месторождений аквамарина и топаза известен в Юго-Восточном Забайкалье.

Микроклиновые занорышевые пегматиты с аквамарином и топазом (копи Кибаревские и Семеновские) или с цветными турмалинами (копи Савватеевская, Моховая и др.) входят в состав Борщовочного пегматитового поля. Пегматиты генетически связаны с крупной Борщовочной гранитной интрузией, которая

представлена Буторихинским, Шивкинским, Дунаевским и Кур-Куринским массивами. Форма массивов куполообразная, окружены они биотит-роговообманковыми гнейсами и мигматитами кулундинской свиты верхнего протерозоя — нижнего палеозоя.

Центральные части массивов сложены порфировидными биотитовыми гранитами, периферические — средне-мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. Соотношения между этими разновидностями не ясны. Гранитоиды Борщовочного массива крайне неоднородны по химическому составу. Миароловые пегматиты, как правило, локализуются в апикальных частях гранитных массивов, содержащих многочисленные ксенолиты вмещающих пород (сланцев, амфиболитов, гнейсов и мраморов).

Кибиревские копи объединяют участки «Дорогой Утес», «Кибирева Гора», «Стрелка», «Сухолеская Гора», «Дормахинский Утес» и «Гора Солонечная», на которых в прошлые годы велась интенсивная добыча топаза, аквамарина и дымчатого кварца. На каждом участке известна одна или несколько пегматитовых жил преимущественно северо-восточного простирания с довольно крутыми углами падения ($40-90^\circ$). Длина жил колеблется от нескольких десятков до первых сот метров.

Пегматитовые жилы залегают в порфировидных биотитовых гранитах с пегматоидными и аплитовидными структурами. Большую часть жил составляет графическая зона. В ней наблюдаются линзовидные обособления крупноблокового пегматита, к которым тяготеют занорыши с кристаллами дымчатого кварца, микроклин-пертита, шерла, биотита, топаза и аквамарина. Окраска топазов густая винно-желтая, желтая, бледно-желтая и золотистая. Среди них изредка встречаются и голубоватые разности. Особенно интенсивно добыча топазов велась на участках «Дорогой Утес» и «Кибирева Гора», где добывались кристаллы массой до 14 кг.

Семеновские копи состоят из двух участков — «Гора Золотая» и «Гора Стрелка», где среди лейкократовых гранитов расположены пегматитовые жилы северо-восточного простирания. Длина их 30—40 м, мощность 1—4 м. По минеральному составу и внутреннему строению они мало чем отличаются от миароловых пегматитов Кибиревских копей. Наибольший интерес представляют раздувы пегматитовых жил, в которых среди графического пегматита развиты блоки микроклина и серого кварца с минерализованными занорышами. Альбитизация калиевого полевого шпата проявлена слабо. В занорышах преобладают кристаллы микроклина, дымчатого кварца и мориона, изредка встречался густо-желтый топаз.

Бразилия. В Бразилии известны многочисленные микроклин-овые миароловые пегматиты с бериллом и топазом. Большинство из них расположено на востоке страны в северной части шт. Минас-Жерайс и на юге шт. Баия. Пегматиты, группирующиеся в протяженные поля, локализуются в докембрийских филлитах и полевошпат-слюдистых сланцах и амфиболитах,

а также в мусковитсодержащих полевошпатовых кварцитах и амфиболитах. Генетически они связаны с небольшими телами среднезернистых биотит-микроклиновых и порфириовидных микроклиновых гранитов, возраст которых датируется силуром — девоном.

Пегматитовые поля шт. Минас-Жерайс на горном плато Плана-льто составляют так называемый «слюдяной пояс», вытянутый в северо-северо-восточном направлении на 600 км при ширине до 200 км. Пегматиты этого пояса служат крупным источником мусковита, берилла, колумбита, танталита, керамического сырья и драгоценных камней. Здесь с 1936 по 1945 г. было добыто 6,5 т ювелирных камней (аквамарина, воробьевита, цветных турмалинов, благородного сподумена и топаза). По добыче ювелирного берилла Бразилия занимает первое место в мире.

Пегматиты представлены крупными линзо- и дайкообразными телами протяженностью до нескольких сот метров и мощностью от 4 до 30 м. Строение тел симметрично-зональное со сменой зон от центра к периферии в следующей последовательности: 1) кварцевое ядро, состоящее из молочно-белого и розового полупрозрачного кварца; 2) микроклиновая зона с крупными кристаллами мусковита и берилла; 3) пегматоидная или блоковая кварц-микроклиновая зона; 4) графическая кварц-микроклиновая зона (часто отсутствует).

Полости с кристаллами ювелирного берилла тяготеют к контакту микроклиновой зоны с кварцевым ядром.

Иногда пегматиты содержат ювелирный топаз самого высокого качества. Особенно знамениты месторождения топаза в окрестностях Оуру-Прету, открытые в 1795 г. и разрабатываемые до настоящего времени.

Месторождения приурочены к зоне субширотных разломов, согласных с залеганием вмещающих докембрийских филлитов и глинистых сланцев серии Минас. Протяженность минерализованной зоны 20 км при ширине 100 м. По данным Д. Олсена [86], на месторождениях Бао Виста и Лавра-до-Трино, расположенных в этой тектонической зоне, скопления лучшего по качеству империал-топаза наблюдаются в линзах плотной каолиновой породы — литомаржа, зажатых в полостях сбросо-сдвигов. Гнездообразные скопления, друзовые сростки и отдельные кристаллы топаза местами ассоциируют с обособлениями пегматоидной ортоклаз-кварц-мусковитовой породы.

Размеры кристаллов топаза колеблются от долей до 24×5 см. Окраска их варьирует от персиковой до темно-оранжевой. Несмотря на явные признаки пегматитового происхождения топазоносных пегматоидных пород, Д. Олсен считает, что генезис кристаллов топаза, а также блоков ортоклаза и ортоклаз-кварц-мусковитовой породы, заключенных в каолиновой породе, пневматолито-гидротермальный. По его мнению, они образовались в результате калиево-фтор-кремневого метасоматоза прослоя гипотетического каоилинизированного песчаника, находившегося

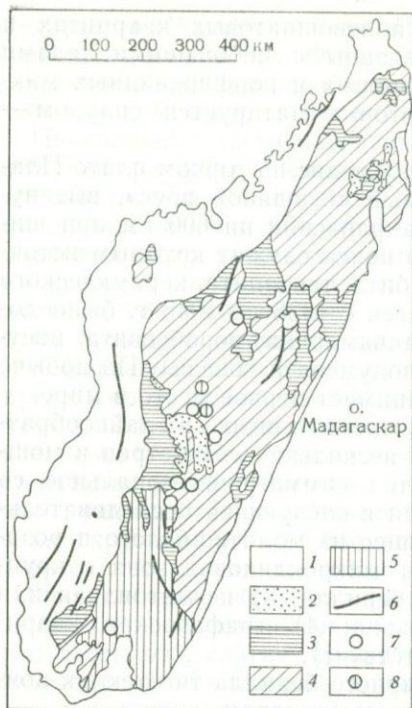


Рис. 15. Размещение месторождений ювелирных бериллов и турмалина на о. Мадагаскар (геологическая основа, по С. А. Музылеву и Л. А. Сняткову, с упрощениями):

1 — нерасчлененные отложения платформенного чехла (Q—P); 2 — верхний протерозой; архей; 3 — система Вохибори, 4 — графитовая система, 5 — андройская система; 6 — главные тектонические нарушения. Месторождения: 7 — берилла, 8 — турмалина

под плотным экраном филлитов, непроницаемых для минералообразующих растворов. Стратифицированный пласт продуктивной породы затем вторично подвергся выветриванию и был превращен в литомарж.

Топазы необыкновенно красивого желтого и красновато-оранжевого цвета. Вместе с топазом встречаются кристаллы дымчатого кварца, рутила, циркона, турмалина и реже эвклаза [85].

При размыве кор выветривания сформировались многочисленные делювиально-аллювиальные россыпи ювелирного берилла, топаза и турмалина.

Остров Мадагаскар. Пегматитовый пояс о. Мадагаскар, в котором находятся месторождения ювелирного берилла, топаза и турмалина, протягивается в меридиональном направлении через центральную часть острова на 200 км при максимальной ширине около 40 км.

Эта территория является частью архейского кристаллического щита, частично перекрытого протерозойскими породами платформенного чехла. В южной части острова обнажены высокоглиноземистые горные породы андройской системы, представленные гранулитами, кварцевыми монцонитами, чарнокитами. Стратиграфически выше залегают гранулиты, мальгашиты, кристаллические сланцы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты и карбонатные породы графитовой системы, занимающие значительную часть площади щита. На юго-западе острова развиты гранулиты, амфиболиты, мигматиты системы Вохибори. Верхний докембрий представлен циполиновой свитой, развитой в центральной части острова. Это главным образом слюдистые и талькосодержащие мраморизованные известняки, переслаивающиеся с кварцитами, слюдяными и амфиболитовыми сланцами и амфиболитами. Схема размещения месторождений берилла и турмалина приведена на рис. 15.

Топаз- и бериллоносные пегматиты о. Мадагаскар располагаются в гнейсах, сланцах и кварцитах графитовой и вохиборской систем, вблизи гранитных массивов, образовавшихся в конце рифея — позднем кембрии. Для этих массивов характерно концентрическое строение: центральная их часть сложена лейкократовыми гранитами, а периферическая — среднезернистыми порфировидными гранитами с биотитом и амфиболом. По данным А. Лякруа [79], химический состав гранитов свидетельствует о значительном содержании в них кремнезема, умеренном — глинозема и преобладании калия над натрием.

Пегматиты с драгоценными камнями представлены крупными пластообразными и линзовидными телами, сильно разрушенными на выходах. Они имеют кварц-микроклиновое строение, характеризуются зональным строением и наличием крупных кварцевых ядер, иногда занимающих более половины их объема. Пегматиты обогащены ниобием, танталом, титаном, почти всегда содержат цирконий и висмут, а также небольшое количество сульфидов свинца, цинка и меди. Берилл и топаз находятся в минерализованных полостях, расположенных на границе кварцевого ядра и блоков полевого шпата или непосредственно в кварцевом ядре. Иногда кристаллы берилла включены в кварц и микроклин.

Ювелирные бериллы и топазы извлекались из полостей вместе с горным хрусталем и дымчатым кварцем.

Среди бериллов пегматитового пояса о. Мадагаскар встречаются удивительно чистые камни высокого качества с богатой гаммой цветов. Это аквамарины от лазурно-голубых до темно-синих, переходящих почти в черные, а также золотисто-желтые, зеленые и изумрудно-зеленые разности бериллов.

3. Миароловые микроклиновые и микроклин-альбитовые пегматиты с клевеландит-лепидолитовым замещением

Пегматиты этого типа, известные в США в штатах Калифорния и Мэн, в Восточной Бразилии, на о. Мадагаскар и в Африке, являются основным источником ювелирного турмалина. Наряду с турмалином, клевеландитом и лепидолитом в состав минеральной ассоциации позднего литиевого этапа входит щелочная разность берилла — воробьевит (морганит), которая может иметь ювелирные качества и добываться вместе с цветными турмалинами. Особенно знамениты морганиты о. Мадагаскар необыкновенно нежного персикового цвета [79]. Кроме того, в миароловых полостях пегматитов иногда встречаются прозрачные бериллы ранних генераций и топаз.

Хороший пример таких месторождений — крупная пегматитовая жила копи Фишер Квори в шт. Мэн (США), изучавшаяся Ч. Пэлейчем [89]. Она сложена кварц-полевошпатовой породой графической и блоковой структуры. В ее центральной части расположены миароловые полости размером до $1,2 \times 1,8 \times 1,8$ м,

окаймленные скоплениями лепидолита с небольшим количеством клевеландита, а также гигантскими кристаллами зеленого мусковита, частично замещенными сиреневым лепидолитом. Стенки полостей покрыты слоем крупнопластинчатого клевеландита толщиной 5—40 см. В нижней части полостей наблюдаются кристаллы кварца, клевеландита, лепидолита, топаза, голубого турмалина, касситерита и колумбита. Центральная часть миароловых пустот занята глиной с обломками кристаллов клевеландита, микроклина, лепидолита, турмалина и берилла. Кристаллы топаза сильно корродированы, бесцветны или окрашены в бурый и голубой цвет. Масса их не превышает 1 кг. Кристаллы берилла бесцветные и бледно-розовые с четкими следами растворения.

В Восточной Бразилии в северной части слюдяного пояса за р. Риу-Досе распространены миароловые микроклин-альбитовые пегматиты с танталит-колумбитовой и литиевой минерализацией. В центральных частях пегматитовых жил наблюдаются кварц-сподуменовые ядра, а также многочисленные занорыши с кристаллами мориона, клевеландита, лепидолита, воробьевита, топаза, благородного сподумена, розового и зеленого турмалина. Таких пегматитов особенно много в Консельейро Пена, Говернадор, Валадорес, Санта-Мария-ду-Суази и в других районах на севере шт. Минас-Жерайс.

4. Мусковит-микроклиновые (берилл-мусковитовые) бесполостные пегматиты

С жилами этого типа, выделенными А. И. Гинзбургом в составе пегматитов редкометальной формации, связаны находки благородного берилла, который может рассматриваться как попутный компонент при добыче мусковита и керамического сырья. Мусковит-микроклиновые пегматиты характеризуются зональным строением и отсутствием минерализованных полостей. Берилл встречается в массивной породе, обычно в кварцевом ядре или в полевом шпате и кварце блоковой зоны на границе с кварцевым ядром. Кристаллы берилла непрозрачны или полупрозрачны и сильно растресканы, однако из крупных индивидов иногда удается выбрать материал, пригодный для огранки. Для пегматитов и их материнских гранитов характерны обедненность фтором и отсутствие топаза и флюорита. Наиболее крупные месторождения берилла этого типа известны в США (штаты Мэн, Коннектикут и Колорадо), в Зимбабве и на территории о. Мадагаскар. В СССР к данному типу относятся незначительные проявления аквамарина в Западной и Восточной Сибири.

США. В шт. Мэн (округ Оксфорд) при разработке пегматитов на керамическое сырье и слюду извлекалось довольно много ювелирного берилла.

Месторождение Стоунхем Таунишп расположено в 6 км северо-западнее г. Северного Ловелла на восточном склоне горы Дургин.

Оно представлено пегматитовыми жилами, залегающими в кристаллических сланцах с прослоями амфиболитов, мраморов и кварцитов. Главные минералы: микроклин, кварц, альбит и мусковит. Центральная часть тел сложена кварцевым ядром, к периферии прослеживается блоковая полевошпатовая зона и кварц-микроклиновый крупнографический пегматит. Кристаллы берилла включены в кварцевое ядро и характеризуются красивой золотистой, желтой и зеленой окраской.

Лучшие кристаллы берилла наблюдаются в рыхлом элювии пегматитов. Здесь был найден крупный, но разрушенный кристалл берилла, из которого после обработки получен драгоценный камень массой 133,8 карата.

Другой пример подобных месторождений — *Мерриал конь* в шт. Коннектикут. В центральной части пегматитовой жилы простого строения у блоков серого и дымчатого кварца встречаются золотистые кристаллы берилла и скопления крупнопластинчатого мусковита. Кристаллы берилла небольшие, содержат бездефектные прозрачные участки. Жила разрабатывалась на слюду и керамическое сырье, попутно был добыт благородный берилл на сумму 20 тыс. долл. [94].

Зимбабве. Ювелирные бериллы встречаются как в мусковит-микроклиновых, так и в микроклин-альбитовых (с рубеллитом и лепидолитом) пегматитах, связанных с позднедокембрийскими гранитоидами. Пегматиты располагаются в метаморфизованных породах архея и протерозоя, слагая протяженные жилы и дайкообразные тела, прослеживающиеся на сотни метров при максимальной мощности в несколько десятков метров. Строение их симметрично-зональное, от центра к периферии следуют кварцевое ядро, блоковая, графическая или субграфическая и аплитовая зоны. В микроклин-мусковитовых пегматитах развит кварц-альбит-мусковитовый замещающий комплекс. Крупные пластины мусковита и кристаллы берилла встречаются в кварцевом ядре и в блоках полевого шпата.

На месторождениях Бикита, Миами и Солсбери добывались прекрасные аквамарины, гелиодоры и бесцветные бериллы. В 1963 и 1964 гг. добыча аквамарина в Зимбабве составила 100 кг ежегодно.

Остров Мадагаскар. Кроме микроклиновых и микроклин-альбитовых миароловых пегматитов на о. Мадагаскар известны бесполостные мусковит-микроклиновые тела, которые также являются источником благородного берилла.

Микроклин-мусковитовые пегматиты, содержащие голубые, желтые и зеленые бериллы, встречены в окрестностях селений Бевони, Антсанатры, Мадюмби, в долинах рек Бетсибона и Андротра и в других местах. Они располагаются в метаморфических кристаллических сланцах и представлены зональными

телями с крупными кварцевыми ядрами, к которым приурочены мусковит, берилл, цитрин, аметист, скопления колумбита, монацита, эвксенита, альмандин-спессартина. Кварцевое ядро иногда сложено дымчатым и местами розовым кварцем. Кристаллы голубого берилла достигают нескольких дециметров в диаметре, но их прозрачные области невелики [79].

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому классу относятся аквамаариновые слюдисто-топаз-кварцевые грейзены в лейкократовых гранитах, иногда с олововольфрамовой и висмутовой минерализацией. Как известно, топаз и аквамарин — типичные минералы грейзенов. Топаз особенно широко распространен в виде лучистых кристаллов в краевых слюдисто-кварцевых грейзенах, а также вместе с кварцем входит в состав жильного выполнения. Аквамарин, как правило, начинает кристаллизоваться несколько позже топаза в качестве минерала выполнения трещин и внутрижильных полостей — занорышей.

Классическим примером может служить месторождение аквамарина и гелиодора *Шерловая Гора* в Забайкалье. Оно было открыто в 1723 г. и долгие годы служило источником ювелирного сырья. Значительный вклад в познание геологии, минералогии и генезиса этого сложного месторождения внесли А. Е. Ферсман, А. К. Болдырев, П. П. Сучинский, О. Д. Левицкий, В. А. Аристов, В. Ф. Барабанов, Е. И. Доломанова и другие исследователи.

Месторождение приурочено к гранитному массиву верхнеюрского возраста, прорывающему песчано-сланцевые породы нижнего карбона. Массив слабо эродирован: обнажены преимущественные породы эндоконтактовой фации — грейзенизированные гранит-порфиры и аплитовидные граниты. Реже наблюдаются порфировидные крупнозернистые граниты более глубинной фации. Грейзеновые тела размещаются в гранит-порфирах и аплитовидных гранитах и по минеральному составу разделяются на кварц-мусковитовые, кварц-топазовые и кварц-топаз-мусковитовые. С грейзенами местами ассоциируют кварцевые, топазовые, аквамарин-топазовые и кварц-аквамаариновые жилы.

По морфологии они относятся к жильным образованиям и лишь изредка залегают в виде небольших по размерам штоков. Длина жил варьирует от нескольких метров до 100—200 м по простиранию. В плане и в поперечном разрезе они состоят из коротких линз-четок, соединенных друг с другом маломощными прожилками-проводниками. Местами такие четковидные жилы группируются в зоны длиной 250 м и шириной 12—20 м.

Строение тел симметрично-зональное с отчетливым обособлением следующих минеральных комплексов (от зальбандов

к центральной части): 1) грейзенизированный гранит; 2) кварц-топазового грейзена; 3) рудной зоны, обогащенной крупнокристаллическими выделениями ферберита; в ней присутствуют также касситерит, гематит, флюорит, молибденит, арсенопирит, висмутин; 4) грубокристаллической аквамарин-топазовой породы; иногда вместо нее наблюдается крупнозернистый топазовый агрегат с обособлениями рыхлой железистой массы.

С такими рудными вольфрамоносными грейзенами иногда связаны скопления ювелирных разновидностей берилла. Минералы вольфрама «образуют гнезда в рудной зоне жилы, они дают раздувы до выполнения всего жильного тела и затем выклиниваются по простиранию и падению, оставляя в качестве проводника кварц-топазовую породу или измененный гранит, или уступают место гнездам драгоценных камней или рудных минералов иного состава, например мышьякового колчедана или молибденита» [41, с. 474].

Широко распространены зональные тела, в которых рудные скопления обособленных зон не образуют. Обобщенный схематический разрез таких тел, по данным О. Д. Левицкого, следующий (от зальбанда к осевой части): 1) грейзенизированный гранит; 2) кварц-слюдистый грейзен; 3) кварц-топаз-слюдистый грейзен; 4) кварц-топазовая порода с выделениями сидерофиллита, вольфрамовых и висмутовых минералов, а также прозрачных и полупрозрачных кристаллов аквамарина и топаза [25].

Минеральный состав грейзенов непостоянен и изменяется в пределах одного и того же тела от кварцевого и кварц-топазового до кварц-мусковитового и сидерофиллитового. Ядра кварцевого, реже аквамаринового состава. В первом случае они образованы плотным агрегатом мелких кристаллов дымчатого кварца, сросшихся с длиннопризматическим аквамаринном. Во втором жильное выполнение представлено друзовидными сростками призматических кристаллов бледного аквамарина длиной до 5 см. Лучшие по качеству кристаллы добывались из полостей в кварцевом ядре; размер полостей достигал 1 м в поперечнике. В месте пересечения некоторых жил вскрыты полости, краевая часть которых сложена друзами раухтопаза, а внутренняя — заполнена красной глиной с кристаллами аквамарина длиной до 18 см и 5—6 см в поперечнике. Многие кристаллы были покрыты коркой флюоритового состава.

Старыми горными выработками вскрыты две грейзеновые зоны. На глубину грейзены прослежены буровыми скважинами до 50—70 м. Зоны состоят из серии субпараллельных грейзеновых жил мощностью 0,2—3 м, выполняющих трещины с углами падения 50—60°.

В одной из жил встречались гнездообразные скопления тесно сросшихся прозрачных кристаллов аквамарина длиной 5—7 см и более при толщине 0,5 см. Масса таких сростков достигала 15 кг. В 1954 г. в этой копи вскрыты три гнезда с аквамаринном, залегающим непосредственно в грейзенизированном граните

вблизи его контакта с грейзеновой оторочкой жилы. Кристаллы аквамарина плотно сцементированы голубоватой глиной.

Образование аквамариноносных грейзеновых тел Забайкалья, по мнению В. Ф. Баранова [3], связано с пульсационно-прерывистым поступлением минералообразующих растворов в условиях открытой системы. Им выделены следующие основные стадии минерализации: 1) грейзенизация гранитов вдоль трещины с одновременным отложением из водных растворов минералов жильного выполнения — дымчатого кварца, аквамарина и топаза; 2) поступление щелочных растворов во вновь приоткрывшуюся жильовмещающую трещину: кристаллизация в полостях жилы альбита и калиевого полевого шпата, а в залбандах — сидерофиллита; разъедание кристаллов аквамарина и других минералов по тонким трещинам с отложением в них полевых шпатов и сидерофиллита; 3) новое приоткрывание трещины и поступление калиевых растворов: замещение сидерофиллита мусковитом; 4) очередное приоткрывание трещины и поступление новой порции кварц-, аквамарин- и топазообразующих растворов: образование внешней бледноокрашенной зоны аквамарина, бесцветной зоны дымчатого кварца и прозрачной оболочки кристаллов топаза; 5) брекчирование кварц-топазового и бериллового жильного выполнения и поступление сульфидных растворов: отложение арсенопирита и других сульфидов, цементирующих обломки кристаллов аквамарина, топаза и кварца; 6) экзогенная стадия — окисление рудных минералов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОПАЗА

Имеются очень скудные сведения о своеобразных поствулканических гидротермальных месторождениях топаза в риолитовых лавах горы Томас в шт. Юта, а также в штатах Нью-Мексико и Колорадо (США).

В полостях — газовых пустотах кислых лав встречаются хорошо образованные прозрачные кристаллы винно-желтого, малинового, бледно-голубого и бесцветного топаза размером от нескольких сантиметров до 15—20 см в поперечнике. Топаз ассоциирует с густо-красным спессартин-альмандином, гематитом, флюоритом и кальцитом [94].

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Топаз и берилл относительно устойчивы к процессам выветривания и накапливаются в россыпях различного типа. Наибольшее практическое значение имеют элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи древних кор выветривания топаз- и бериллоносных пегматитов, известные на Украине и очень широко распространенные в Бразилии, Африке и на о. Мадагаскар. Реже, в основном в Бразилии, встречаются аллювиальные россыпи, в которых берилл и особенно топаз сохраняются только

при сравнительно небольшом переносе. Эти минералы иногда присутствуют в составе комплексных россыпей драгоценных камней, примером которых могут служить известные месторождения о. Мадагаскар, Шри-Ланки и Бирмы.

Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи мориона и топаза на Украине приурочены к полям камерных пегматитов Коростенского плутона; они встречаются на участках сохранившейся мезозойской коры выветривания мощностью 10—30 м. Кристаллы мориона, топаза и обломки серого кварца пегматитовых ядер лежат на размытой поверхности каолинизированных гранитов и перекрыты разномзернистыми кварцевыми песчаниками полтавской свиты олигоцена и четвертичными суглинками. Мощность продуктивного слоя россыпей 0,2—1,5 м, перекрывающих пустых пород 2—20 м.

Участки концентрации кварца и топаза совпадают с положением пегматитовых тел, коренные части которых обычно наблюдаются в плотике россыпи. Форма россыпей в плане изометричная или несколько вытянутая, площадь их в среднем 600—800 м², а при слиянии ореолов рассеяния нескольких близко расположенных пегматитов 30—40 тыс. м². Кристаллы топаза разбиты трещинами, иногда слабоокатаны, распределены они очень неравномерно.

В Восточной Бразилии на севере шт. Минас-Жерайс широко распространены остаточные элювиальные месторождения ювелирного берилла и турмалина, представленные сильнокаолинизированными миароловыми пегматитами.

Из элювиально-делювиальных россыпей в районах Оуру-Прету и Вила-Рика извлекались великолепные экземпляры топазов желтовато-коричневых и буро-красных тонов, получившие мировую славу. На Оуру-Прету элювиально-делювиальная россыпь сложена щебенисто-глинистым материалом, в котором встречаются кристаллы горного хрусталя, дымчатого кварца, топаза, турмалина, аквамарина, рутила, циркона и изредка эвклаза. Кристаллы топазов достигают 20—30 см по длинной оси, а масса наиболее крупных экземпляров — 100 кг и более [85].

Элювиальные россыпи топаза и берилла на о. Мадагаскар развиваются по миароловым и редкометальным пегматитам. Из некоторых разрушенных микроклин-альбитовых пегматитов с интенсивным лепидолитовым замещением извлекаются руды редких металлов и попутно топаз, аквамарин, цветной берилл и турмалин. Известны скопления прозрачного берилла в элювии микроклин-мусковитовых пегматитов. Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи топаза и берилла встречены почти во всех районах локализации пегматитов с драгоценными камнями. На месторождении Ифемпина добывался темно-синий с черным оттенком аквамарин, а в Анказобе — его небесно-голубая разновидность. В районе Ифемпина известны россыпи топазов.

К востоку от г. Анжакабонуана расположено месторождение розового берилла. Пегматитовое тело глубоко эродировано и сопровождается богатой россыпью цветных турмалинов, розового берилла, кунцита, амазонита, лепидолита, спессартина, шерла, циннвальдита, магнетита и висмутита [79].

Аллювиальные месторождения топаза и берилла распространены в Бразилии в штатах Минас-Жерайс, Баия. Крупные россыпи размещаются в долинах рек Педра-Азул, Жекитиньонья, Риу-Микири, Марамбайя и Рио-Досе. На месторождении Педра-Азул в аллювиальных отложениях древней речной террасы наблюдается несколько слоев продуктивных белых галечников («касальхо»). Россыпь содержит окатанные кристаллы аквамарина, топаза, горного хрусталя и дымчатого кварца, турмалина и граната. Для этого месторождения характерны желтые топазы довольно крупных размеров — до 8—10 см в поперечном сечении. Кристаллы аквамарinov из россыпей Педра-Азул иногда более 1 кг [85].

Аллювиальные россыпи аквамарина р. Марамбайи разрабатывались с 1909 г. Продуктивный слой светлого крупнозернистого песка содержит гальки пегматита, граната и других драгоценных камней. Из этих россыпей добывались очень красивые темные и светло-голубые аквамарины, оливково-зеленые бериллы и горный хрусталь. Масса наиболее крупного кристалла ювелирного аквамарина 110,5 кг.

По данным Дж. Синканкаса [95], долины р. Жекитиньонья и ее притоков богаты остаточными элювиальными месторождениями и тесно связанными с ними аллювиальными россыпями драгоценных камней. Здесь добываются аквамарины высокой прозрачности и яркой голубой окраски. Лучшие по качеству кристаллы были добыты близ деревень Фортелеза и Педро-Гранде. На левом берегу р. Жекитиньонья находится крупная террасовая россыпь Ильхе-Алегре. Это месторождение принадлежит к числу главных источников ювелирного зеленого берилла, аквамарина и гелиодора очень высокого качества.

Многочисленные остаточные элювиальные месторождения и аллювиальные россыпи ювелирного берилла находятся также в районе Теофило-Отони. Крупное аллювиальное месторождение светло-зеленого ювелирного берилла расположено вблизи дер. Трес Барасс. Площадь месторождения составляет несколько десятков квадратных километров. В первый же месяц разработки россыпи, открытой в 1968 г., здесь было добыто около 1 т кристаллов ювелирного берилла, пригодных для обработки. Масса отдельных кристаллов до 50 кг.

На юге шт. Баия наиболее важные аллювиальные россыпи ювелирного берилла, топаза, турмалина и других драгоценных камней, связанные с размывом каолинизированных миароловых пегматитов, расположены в бассейне рек Рио-Контас и Рио-Пардо.

ТУРМАЛИН

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Как драгоценный камень цветной турмалин известен давно (рис. VII на вклейке). Русские красные турмалины пользовались мировой известностью еще в XVIII в. и получили название «сибиритов», или «сибирских рубинов».

Среди турмалинов различают: 1) шерл — черный, богатый закисным железом; 2) дравит — коричневый, желтый или зеленый, реже красный и полихромный, обогащенный магнием; 3) бюргерит — богатый окисным железом; 4) эльбаит — одноцветный (ахроит — бесцветный, рубеллит — розовый, от красного до пурпурного, верделит — зеленый, индиголит — синий) и полихромный богатый литием; 5) тсилаизит — желтый, богатый марганцем; 6) хром-турмалин — изумрудно-зеленый, обогащенный хромом; 7) увит — коричневый, зеленый, иногда бесцветный, обогащенный магнием и кальцием; 8) лиддикоеатит — коричневый, зеленый, красный, часто полихромный, богатый кальцием и литием (кальциевый аналог эльбаита).

В современном ювелирном производстве используются окрашенные прозрачные турмалины, преимущественно эльбаит, а также дравит, увит и более редкие тсилаизит и лиддикоеатит. Значительно реже для ювелирных украшений, а большей частью в качестве коллекционного материала применяются хорошо образованные кристаллы шерла. Особенно красивы друзы шерла в сочетании с другими пегматитовыми минералами. Все перечисленные выше разновидности турмалина представляют собой сложные алюмоборосиликаты натрия, лития, магния, кальция.

Согласно В. А. Корнетовой [20], общая формула турмалина, учитывающая особенности его кристаллической структуры, имеет следующий вид: $XY_3Z_6\{(Si_6O_{18})[BO_3]_3(OH, F)_4\}$, где X — натрий, кальций, калий; Y — магний, железо, марганец, литий, алюминий, хром; Z — алюминий, хром, ванадий, магний, железо. Позиция X обычно занята натрием. Исключение составляют увиты и бедные глиноземом дравиты, в которых натрий замещается кальцием. Позиция Y у шерла заполнена двухвалентным железом, у дравита — магнием, у эльбаита и тсилаизита — алюминием, трехвалентным железом и литием, у хромового турмалина и некоторых тсилаизитов, бедных глиноземом, — двухвалентным железом, магнием и марганцем, у кальцийсодержащего дравита и увита — магнием и двухвалентным железом. Позиция Z у шерла, дравита, эльбаита, и литиевого тсилаизита занята алюминием. Недосыщенность алюминием в позиции Z у хромового турмалина восполняется хромом, у бедного глиноземом (20—26 вес. %) тсилаизита — трехвалентным железом, в увите и кальцийсодержащем дравите — магнием. Как

видно из табл. 9, химический состав турмалинов часто изменяется, что обусловлено изоморфными замещениями, отмеченными выше. Существуют изоморфные ряды шерл — дравит, эльбаит — тсилаизит, дравит — увит и др.

Среди турмалинов эльбаитового состава, наиболее широко используемых в ювелирном деле благодаря яркой и многообразной окраске, различаются две группы по относительному содержанию типоморфных компонентов [4]. Первая представлена розовыми и красными рубеллитами, бесцветным ахритом и полихромными турмалинами с зональной розово-красной окраской. Эти разновидности обогащены марганцем, литием и фтором; суммарное содержание железа в закисной и окисной формах в них обычно меньше 1 %. Вторая группа, к которой относятся зеленый верделит и синий индиголит, является связующей с шерлитами. Железистость альбаитов этой группы повышенная; суммарное количество окиси и закиси железа в них достигает условной границы между эльбаитом и шерлом — 7—8 %. Для дравита типоморфным компонентом служит MgO , который содержится 6,4—14,9 %, чаще до 12,6 %. Увит — кальциевая разновидность дравита. В ювелирных увитах из Бирмы и Шри-Ланки содержится MgO от 10,21 до 14,96 % и CaO от 2,58 до 5,09 %. Для дравита и увита характерно присутствие TiO_2 (0,13—1,57 %).

Все разновидности турмалина кристаллизуются в дитригонально-пирамидальном виде симметрии тригональной сингонии. Облик их длиннопризматический до игольчатого, реже короткопризматический. По преобладающей форме граней вертикального пояса различаются гексагональный и тригонально-призматический габитусные типы. К первому относятся индивиды с шестиугольной формой поперечного сечения и развитием граней гексагональной призмы. Второй представлен кристаллами, поперечное сечение которых приближается к сферическому треугольнику; в нем доминируют грани тригональной призмы. Это обычно короткопризматические кристаллы, достигающие нескольких сантиметров в поперечнике. Своеобразный комплекс граней с большим числом простых форм развивается на головках кристаллов. Вершина одноголовых кристаллов уплощенная или остроконечная. Для первых, к которым чаще всего относится

Особенности химического состава главных

Разновидности турмалина	Содержание типоморфных компонентов	
	MgO	$FeO + Fe_2O_3$
Шерл	0—1,0	10,7—15,0
Дравит	11,0—14,9	0—1,0
Эльбаит		
а) рубеллит и ахрит	0,02—1,82	0,11—2,1
б) верделит и индиголит	0—2,0	1,07—7,12

рубеллит, характерна грань моноэдра при подчиненном развитии граней тригональной пирамиды.

Главная габитусная форма головки остроконечных кристаллов — грань острой тригональной пирамиды (0112) или комбинация ее с узкими гранями более тупых пирамид. Кристаллы с остроконечной головкой обычно зеленые. В двухголовых кристаллах эльбаитовых турмалинов один конец может быть уплощенным, а другой — остроконечным.

Физические свойства турмалинов зависят от особенностей их химического состава. Цвет минерала, особенно эльбаита, зависит даже от незначительного колебания в содержании элементов-хромофоров. Этим объясняется не только разнообразие цветового диапазона окрасок, но и широкое распространение полихромных двух-, трех- и даже пятицветных кристаллов эльбаита.

При изучении оптических спектров поглощения установлено, что цвет эльбаитов обусловлен ионами железа и марганца [31]. При этом малиново-розовую окраску, не обесцвечивающуюся при термообработке, рубеллиту (сибириту) придает изоморфная примесь трехвалентного марганца в октаэдрах позиции Y. Выцветающая при нагревании до 400 °С слабая розовая окраска обусловлена присутствием в структуре минерала электронно-дырочных центров O². Зеленую окраску верделиту придает изоморфная примесь двухвалентного железа в октаэдрах позиции Y. Синяя окраска индиголита вызвана электронным взаимодействием (переносом заряда) между ионами Fe²⁺ и F³⁺ в близких структурных позициях; коричневая и оранжево-коричневая у драгита — электронным взаимодействием между ионами Ti³⁺ и Ti⁴⁺.

В полихромных турмалинах различают два типа цветовой зональности: поперечно-полосчатую и концентрическую. В первом случае изменяется цвет вдоль удлинения кристалла, во втором — в поперечном сечении кристалла наблюдаются различно окрашенные кольца. Последовательность смены цвета разнообразна. В образцах эльбаита с нормальной зональностью ядро состоит из синего индиголита, окруженного оболочкой зеленого верделита, которая сменяется ахроитом и красным рубеллитом. Индиголитовая и ахроитовая зоны нередко выпадают, и тогда в кристалле различаются зеленое ядро и зона розового или

Т а б л и ц а 9

разновидностей турмалина [4, 35]

морфных компонентов, %			
Li ₂ O	F	MnO	Al ₂ O ₃
—	—	0—1,0	34,0—36,0
—	—	0—1,36	35,0—39,0
0,11—1,92	0,13—2,6	0,11—2,04	38,9—44,4
0,12—1,76	0,14—2,1	0,02—2,83	36,6—46,5

красного рубеллита. Встречаются также полихромные турмалины с обратной последовательностью смены цветовых зон.

Плотность турмалина варьирует от 2,92 до 3,25 г/см³ и, подобно окраске минерала, зависит от его химического состава. Плотность (в г/см³) рубеллита и ахроита 2,9—3,1, верделита и индиголита 3,02—3,11, дравита и увита 2,92—3,30, шерла 3,1—3,2. Показатели преломления рубеллита и ахроита — n_g 1,637—1,651, n_p 1,618—1,630; верделита и индиголита — n_g 1,637—1,648, n_p 1,618—1,623; дравита и увита — n_g 1,627—1,664, n_p 1,610—1,634; шерла — n_g 1,658—1,668, n_p 1,628—1,633.

В цветных турмалинах резко проявлен плеохроизм, что необходимо учитывать при огранке минерала. Твердость турмалина 7—7,5 по шкале Мооса, спайность слабая по (1120) и (1011). Излом от неяснораковистого до неровного, бугристого.

Эльбаит и дравит встречаются в виде хорошо образованных кристаллов, а также параллельных и радиальнолучистых агрегатов. Наиболее крупные кристаллы рубеллита и верделита, добытые в СССР, достигали в длину 15—20 см при поперечнике 6—8 см (Борщовочный кряж). В месторождениях Калифорнии в округе Сан-Диего попадались экземпляры ювелирного рубеллита размером 25×10×10 см. Крупнейшие в мире кристаллы рубеллита были недавно добыты на месторождении Итатияя (шт. Минас-Жерайс, Бразилия). Длина кристаллов 1 м, ширина у основания 40 см. Один такой крупный прозрачный и яркоокрашенный кристалл рубеллита был оценен в 1 млн. долл. Подобные образцы относятся к числу уникальных. Обычные размеры кристаллов благородного турмалина 1—5 см в длину и 0,5—2 см в поперечнике.

Прозрачные цветные турмалины, как правило, гранятся в ступенчатой форме, удлинённой по тройной оси, что обусловлено длиннопризматическим габитусом большинства кристаллов и особенностями плеохроизма, обеспечивающими при такой ориентации максимальный цветовой эффект.

Турмалин относится к числу полигенных минералов, но его цветные разновидности, используемые в ювелирном деле, связаны преимущественно с гранитными пегматитами. Наиболее распространен черный турмалин — шерл, который встречается в пегматитах различных формаций — слюдоносных, редкометалльных и хрусталеносных. Эльбаиты преимущественно связаны с литиевыми пегматитами редкометалльной формации. Источники ювелирного дравита и увита более разнообразны. Их скопления встречаются среди метаморфических пород — кристаллических сланцев, а также в метасоматически измененных гранитных пегматитах — плагиоклазитах, залегающих в магнезитовых или доломитовых мраморах и кальцифирах.

По А. Е. Ферсману [40], турмалины в пегматитах кристаллизуются в основном из надкритических газообразных флюидов (геофазы F—G) в следующей последовательности (от ранних

к более поздним): черный (шерл) — синий (индиголит) — зеленый (верделит) — голубой или розовый (рубеллит) — бесцветный (ахроит). При этом, начиная с индиголита, возникают полихромные разновидности. В пегматитах линии скрещения (в контактовых пегматитах) отмечается иной ряд: бурый — зеленый — бурый — розовый — вишневый турмалины.

М. М. Сливко [35], исследовав газовой-жидкие включения в цветных турмалинах из занорышей пегматитов, пришел к заключению, что они образовались в гидротермальную стадию пегматитового процесса. По его данным, температуры гомогенизации в жидкую фазу первичных газовой-жидких включений в розовых турмалинах составляют (в °C) 320—210, в зеленых 263—242, в полихромных в розовом ядре 320—270, в зеленой оболочке 250, в полихромных с аномальной зональностью в зеленом ядре 281—276, в розовой зоне 270—240. Появление эльбаита вместо шерла М. М. Сливко объясняет изменением состава пегматитообразующего расплава-раствора, в котором по мере раскристаллизации уменьшается содержание железа и магния и увеличивается концентрация лития и марганца.

Термометрических данных, которые позволили бы прийти к единому мнению об агрегатном состоянии турмалинообразующей среды, еще недостаточно и поэтому нельзя исключить предположение о возможной кристаллизации эльбаита из существенно газовых растворов. Основная масса эльбаитов, несомненно, кристаллизуется в период широкого развития процессов замещения первичных зон пегматитов, когда флюидалные компоненты начинают играть решающую роль.

Для образования эльбаита, по-видимому, наиболее благоприятна слабокислая или нейтральная среда при повышенной активности воды, фтора и бора. Таким оптимальным условиям ближе всего отвечает натриевый — позднелитиевый этап (первый натриевый и этап второго гидролиза, по Г. Г. Родионову), с которым связаны мощные кварц-клевеландит-лепидолитовые зоны редкометальных пегматитов и эльбаит-слюдисто-литиевая минерализация в миаролах микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов.

Турмалины дравитового и увитового состава связаны с региональным метаморфизмом борсодержащих глинистых сланцев, а также с процессом наложенного биметасоматоза в гранитных пегматитах, залегающих в магнезиальных осадочно-метаморфических породах.

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

Среди эндогенной группы выделяются три генетических класса: пегматитовый, пневматолито-гидротермальный (метасоматический) и метаморфогенный.

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика турмалиновых тел	Тип скоплений цветных турмалинов
Эндогенная	Пегматитовый	В миароловых микроклиновых пегматитах, слабо замещенных клевеландитом и лепидолитом	Порфириовидные граниты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, серпентиниты	Жилообразные с раздувами и линзовидные тела длиной от 80—90 до 300—400 м, мощностью 2—3 м, преобладают графическая и пегматоидная зоны	Минерализованные полости в раздувах и апикальных частях жил объемом до 1—2 м ³
		В миароловых микроклин-альбитовых пегматитах, интенсивно замещенных клевеландитом и лепидолитом	Габбро, кристаллические сланцы, рассланцованные алевролиты	Плитообразные тела длиной от 100 м до 1 км и более, мощностью 2—3 м, в раздувах до 60 м; иногда группируются в серии субпараллельных даек. Преобладают графическая и мелкоблочковая зоны, в раздувах содержат кварцсподуменовые или кварцевые ядра	Минерализованные полости в центральной части или в височем боку тел объемом от 0,3—0,5 до 5—10 м ³ и более
		В бесполостных микроклин-альбитовых пегматитах редкометальной формации, интенсивно замещенных клевеландитом и лепидолитом	Кварц-слюдистые кристаллические сланцы, серпентиниты	Линзовидные и плитообразные тела и группы тел крупного (длина 100 м до 1 км, мощность от 1—2 до 100 м), среднего и мелкого размера (длина от 10—15 до 100—120 м, мощность от 0,5 до 5 м). Крупные тела хорошо дифференцированы, средние и мелкие — неясно-зональные	Гнездообразные скопления в зонах интенсивного альбит-лепидолитового замещения

месторождений ювелирного турмалина

Сопутствующие минералы	Характеристика цветных турмалинов	Промышленное значение	Месторождения
Микроклин, морион, аквамарин, кlevelandит, лепидолит	Рубеллит, верделит и полихромные разновидности. Размер кристаллов до 6—7 см в длину и 2—3 см в поперечнике	Небольшое	Копи Мора и Боршовичного края (СССР), Апатитовая сопка (шт. Мэн, США), Восточная Бразилия и др.
Кварц, лепидолит, кlevelandит, воробьевит, спесартин	Рубеллит, индиголит, верделит и полихромные двух- и многоцветные разновидности с полосчатой и концентрической зональностью. Размер кристаллов в среднем 5—10 см в длину, 2—3 см в поперечнике	Большое — главный промышленный тип коренных месторождений	Копи Пала, Хималей, Слюдяная сопка и др. (штаты Калифорния и Мэн, США), о. Мадагаскар, Восточная Бразилия, жила Полимнеральная (СССР)
Лепидолит, альбит, мусковит, аквамарин, воробьевит, литиевые фосфаты, колумбит	Верделит разных оттенков, рубеллит, индиголит и полихромные разновидности. Преобладают мелкие кристаллы	Большое, как источник элювиальных и аллювиальных россыпей	Алту-Лигонья (Мозамбик), Липовское (СССР), Ньюри (шт. Мэн, США)

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вещающие породы	Характеристика турмалиновых тел	Тип скоплений цветных турмалинов
Эндогенная	Пневматолито-гидротермальный	В плагиоклазитах, в магнезиальных мраморах	Доломитовые, магнезитовые мраморы, кальцифиры	Жилы и линзообразные тела с актинолит-тремолитовыми оторочками длиной 10—150 м и мощностью 1—6 м	Вкрапленники кристаллов дравита в плагиоклазитовых ядрах тел и в их оторочках
	Метаморфогенный	В кристаллических сланцах	Кварцево-сланцевые сланцы	Пластообразные залежи турмалинов, содержащих осадочно-метаморфических пород	Вкрапленники дравита и увита
Экзогенная	Россыпей	Элювиальные, делювиально-аллювиальные и аллювиальные россыпи	Глинистые образования кор выветривания, щебенисто-глинистые делювиальные и гравийно-галечно-песчаные аллювиальные отложения	Коры выветривания коренных пегматитовых тел, погребенные делювиальные развалы. Террасовые и долинные россыпи	Неравномерно распределенные обломки кристаллов и гальки в рыхлых отложениях

Цветные эльбаиты встречаются в лепидолитсодержащих (иногда вместо лепидолита присутствует циннвальдит или литиевый мусковит) гранитных пегматитах различных типов и связаны с поздним литиевым этапом минерализации. Ими бывают богаты альбит-лепидолитовые грейзены. Однако благородные разновидности турмалина, пригодные для огранки, в основном концентрируются в миароловых микроклиновых и особенно микроклин-альбитовых пегматитовых жилах, содержащих литиевые слуды.

Гораздо реже месторождения благородного турмалина связаны с редкометалльными микроклин-альбитовыми пегматитами массивной текстуры, где прозрачные кристаллы турмалина заключены непосредственно в пегматитовой породе. Месторождения этого типа являются источниками россыпей.

В пегматитовом классе различаются три типа месторождений ювелирного турмалина (табл. 10). В основу такого разделения положены наличие или отсутствие в пегматитах миароловых пологостей, соотношение существенно микроклиновых и альбитовых

Сопутствующие минералы	Характеристика цветных турмалинов	Промышленное значение	Месторождения
Флогопит, шпинель, иногда корунд, диопсид	Дравит медово-желтый, коричневый, зеленый, красный и полихромный. Размер кристаллов до 10 см в длину и до 3 см в поперечнике	Большое, как источник элювиальных и аллювиальных россыпей	Район Ратнапуры (Шри-Ланка), горно-рудный район Могока (Бирма), Юго-Западный Памир (СССР)
—	Дравит медово-желтый, коричневый, зеленый, красный и полихромный. Размер кристаллов до 10 см в длину и до 3 см в поперечнике	Источник элювиальных россыпей	Кения
—	Обломки кристаллов и гальки	Большое	Алту-Лигонья (Мозамбик), о. Мадагаскар, Шри-Ланка, Бирма, Восточная Бразилия

парагенетических комплексов, а также степень развития клеветландит-лепидолитового замещения.

Первые два типа представляют собой собственно месторождения ювелирного эльбаита, наряду с которым иногда присутствуют драгоценные бериллы, топаз, кунцит, спессартин. Технический берилл, тантало-ниобаты, касситерит и другие редкометальные минералы из-за низких концентраций здесь не являются предметом добычи.

Третий тип — это типичные редкометальные пегматиты, в которых драгоценный турмалин имеет подчиненное значение и может добываться попутно только в тех случаях, когда пегматиты подвергались химическому выветриванию, облегчившему извлечение драгоценного камня.

Пневматолито-гидротермальный (метасоматический) класс представлен типом дравитовых плагиоклазитов.

В метаморфогенном классе выделяются месторождения ювелирного дравита и увита, состоящие из скоплений прозрачных и окрашенных в яркие цвета кристаллов магнезиального тур-

малина в кристаллических сланцах. Этот тип, так же как и драгитовые плагиоклазиты, интересен как источник россыпей ювелирного турмалина.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Миароловые микроклиновые пегматиты, замещенные клевеландитом и лепидолитом

Этот тип характеризуется развитием кварц-микроклинового комплекса и наличием графических, пегматоидных и блоковых структур. Характерно отсутствие сподумена. В качестве источника ювелирного турмалина он имеет второстепенное значение. Такие месторождения известны в СССР (Забайкалье, Урал) и на о. Мадагаскар.

СССР. В Борщовочном краже Юго-Восточного Забайкалья находятся турмалиновые копи Савватеевская, Моховая, Гремяченская и Лесковская.

Савватеевская копь представлена сложной по форме пегматитовой жилой с крупным раздувом, при ее отработке было получено много зеленого, розового и полихромного турмалина. Добыча здесь продолжалась почти 60 лет и была наиболее интенсивной в 1908—1912 гг. Жила залегает среди метаморфических пород останца кровли Шивкинского массива крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов и протягивается вдоль контакта амфиболитов и биотитовых гнейсов в месте флексуобразного перегиба моноклинали. Азимут ее простирания 340° , угол падения $20\text{--}30^\circ$ на юго-запад, что согласуется с залеганием вмещающих пород. По простиранию жила прослежена на 300 м, длина раздува составляет около 80 м. Мощность жилы от нескольких метров до 60 м в раздуве. Она не имеет четкого зонального строения, особенно в области раздува, насыщенного крупными ксенолитами боковых пород и сложенного пегматитом различной текстуры.

Преобладают кварц-микроклиновые графические и пегматоидные участки с мелкими блоками микроклина. Распространены шерл и биотит. Зернистый альбит развит слабо и наблюдается только в верхних частях раздува. Минерализованные миароловые полости размещались среди кварц-микроклинового пегматита пегматоидной и мелкоблоковой текстуры, главным образом между крупными ксенолитами амфиболитов в центральной, северо-западной и южной частях раздува. Эти три продуктивные зоны, вытянутые в субмеридиональном направлении, сопровождаются альбитизацией блоков микроклина и графического пегматита. Протяженность таких зон 10—20 м, ширина от 1—2 до 6 м. В пределах зон полости группируются в цепочки, соединяясь трещинами-проводниками, заполненными бурой глиной. Форма полостей цилиндрическая, округлая, щелевидная и неправильно угловатая. Размер их варьирует от 0,1 до 0,3—0,5 м

и реже до 1,5—2 м и более в поперечнике.

Вблизи полостей наблюдаются скопления крупнокристаллического и радиальнолучистого клеветандита, а также мелкочешуйчатого лепидолита. В клеветандит-лепидолитовом агрегате заключены крупные непрозрачные кристаллы рубеллита, спессартина, воробьевита и голубого апатита. Этот же минеральный агрегат составляет стенки полостей, на которые нарастают кристаллы спессартина и горного хрусталя. Нижняя часть полостей заполнена бурой или белой глиной с примесью жильбертита, лепидолита и обломков кристаллов, обрушенных с кровли полостей.

С глубиной по мере выклинивания зон пегматоидного и мелкоблокового пегматита, а также ослабления альбитизации число полостей и их размеры существенно сократились. Изменился также парагенезис минералов друзовых полостей, в котором появились дымчатый кварц, аквамарин, зеленый турмалин, а затем морион и черно-зеленый турмалин.

Копь Гремяченская находится в 5 км к северо-востоку от Савватеевской на северо-западной окраине Шивкинского гранитного массива, вблизи его контакта с метаморфической толщей. Пегматитовая жила субширотного простирания залегает в порфировидных крупнозернистых биотитовых гранитах с ксенолитом амфиболитов. Длина ее 80 м, мощность в раздвиге 2,5 м. Строение жилы зональное, наиболее полно выражено

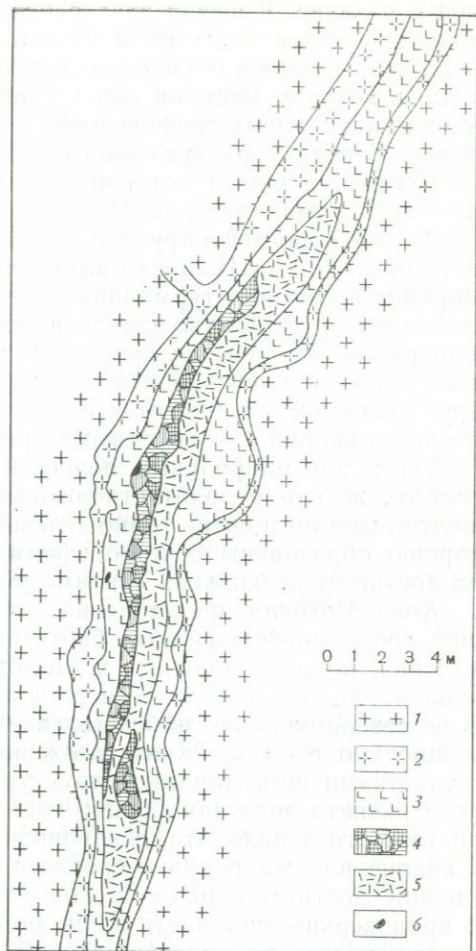


Рис. 16. Геологическое строение мнароловой пегматитовой жилы копи Гремяченской, Забайкалье (по Г. В. Меркуловой):

1 — крупнозернистый порфировидный гранит; 2 — пегматоидный гранит; зоны: 3 — кварц-микрклиноватая графическая, 4 — кварц-микрклиноватая мелкоблоковая, 5 — кварц-альбитовая мелко-среднезернистая с шерлом и участками полосчатой текстуры; 6 — зазоры с ювелирным турмалином

ное в раздуве. Краевая зона сложена крупнозернистым кварц-микроклиновым пегматитом гранитной структуры, затем следует зона кварц-микроклинового мелко- и среднеграфического пегматита, в котором местами присутствуют скопления шерла. В лежащем боку жилы графический пегматит частично альбитизирован. Середину раздува жилы занимает кварц-микроклиновая пегматоидная зона, в которой находятся полости с кристаллами цветного турмалина (рис. 16).

Форма полостей округлая со средним размером в поперечнике около 0,2 м. Их стенки выстланы кристаллами микроклина, мориона и цветного турмалина и мелкочешуйчатого лепидолита, остальное пространство заполнено глиной. Кроме перечисленных минералов встречаются кристаллы горного хрусталя, гребенчатого альбита, клевеландита и редко аквамарина и топаза. Вокруг полостей развиваются клевеландит, а также скопления позднего кварца с включенными кристаллами шерла.

Турмалин миароловых полостей разнообразен по окраске: светло-, желто- и золотисто-розовый, реже золотисто-желтый, желто-, светло- и очень темно-зеленый, почти черный. Кристаллы хорошо образованы с четко оформленными головками. Длина их достигает нескольких сантиметров, а поперечник 0,7—1,0 см.

Копь Моховая представлена пегматитовой жилой, залегающей среди порфировидных биотитовых гранитов Шивкинского массива, вблизи крупного ксенолита метаморфических пород кровли. Жила вытянута в северо-восточном направлении на 90 м. В ее северном конце наблюдался раздув длиной около 25 м и мощностью 8—9 м. Жила сложена графическим пегматитом с участками пегматоидных структур. В центральной части раздува развита зона замещения, состоящая из агрегатов крупнолистоватого лепидолита, сахаровидного альбита и заключенных в кварце или микроклине сростков кристаллов рубеллита. Последние достигают 40 см в длину и 12—15 см в поперечнике. В приповерхностной части жилы мощность этой зоны 0,5—2,5 м, протяженность по простиранию 20 м. На глубине около 10 м она разделилась на две параллельные ветви мощностью 0,2—0,3 м каждая.

Миароловые полости встречаются редко, но отличаются большими размерами (до 5—6 м³). Форма их округлая или щелевидная, они содержат кристаллы микроклина, дымчатого кварца, клевеландита, лепидолита и цветного турмалина, реже аквамарина. В некоторых крупных полостях лепидолит присутствует в виде крупнопластинчатых и тонкочешуйчатых агрегатов.

Среди турмалинов преобладает рубеллит. Встречаются также полихромные кристаллы с концентрически-зональной окраской.

Копи Мора и Сарапулки (Урал) успешно разрабатывались в начале XIX в. Пегматитовые жилы с турмалином находятся в зоне северо-западного экзоконтакта Адуйского и Мурзинского гранитных массивов и размещаются в небольших телах серпентинитов, залегающих среди кристаллических сланцев и гнейсов.

По данным А. Е. Ферсмана, пегматитовая жила копи Мора, которая долгие годы служила источником ювелирных турмалинов, состояла из кварц-микроклинового пегматита графической и блоковой текстуры. Она характеризуется изменчивыми углами падения, пережимами и раздувами. В миароловых полостях-занорышах, заполненных глиной, встречались многочисленные кристаллы рубеллита высокого качества. Рубеллит ассоциировался с клевеландитом, воробьевитом, лепидолитом, кордиеритом и гранатом. Кроме того, в жиле отмечались полихромные турмалины, мусковит и топаз.

Окраска турмалина, добытого из этой копи, разнообразная: карминово-красная, розовая, синевато-фиолетовая, оливково-зеленая, черная. Среди полихромных разновидностей распространены двухцветные: малиново-зеленые или сине-черные.

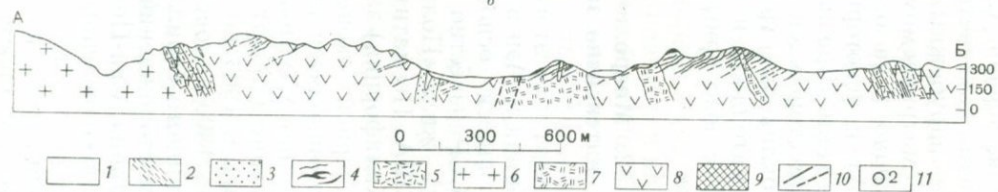
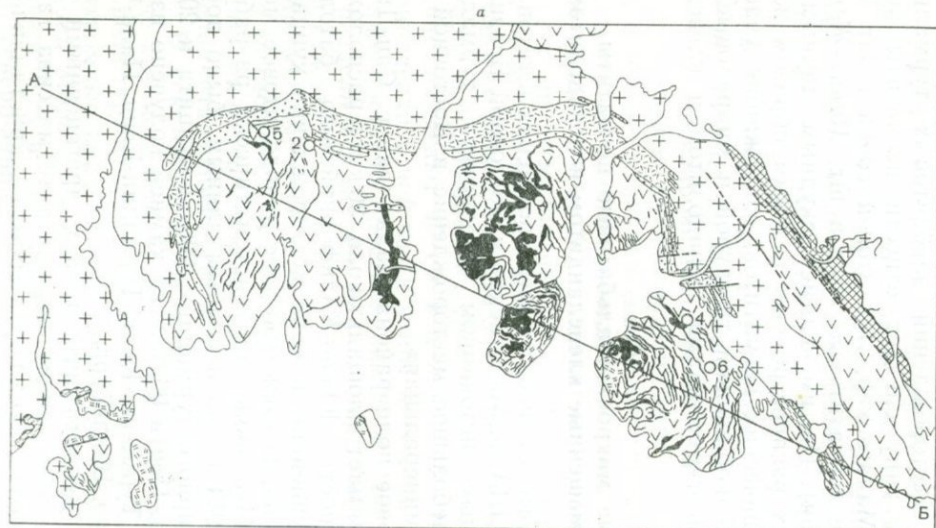
Из зарубежных месторождений эльбаитовых турмалинов к рассматриваемому типу следует отнести пегматиты копей *Мариано I* на о. Мадагаскар, *Апатитовой сопки* в шт. Мэн (США) и некоторые пегматитовые поля в шт. *Минас-Жерайс* (Восточная Бразилия). По имеющимся скудным данным, на этих месторождениях распространены главным образом жилы микроклиновых графических пегматитов, содержащие участки с пегматоидной и мелкоблоковой текстурой и миароловые полости с ювелирными турмалинами, лепидолитом и клевеландитом.

2. Миароловые микроклин-альбитовые пегматиты, интенсивно замещенные клевеландитом и лепидолитом

К пегматитам этого типа относятся месторождения штатов Калифорния и Мэн в США, о. Мадагаскар и Восточной Бразилии, являющиеся основным источником ювелирного турмалина. В СССР известно небольшое месторождение в Восточной Сибири — жила «Полиминеральная».

США. Пегматитовое поле района Пала (округ Сан-Диего, шт. Калифорния) занимает площадь около 30 км² и расположено у северной оконечности Южно-Калифорнийского батолита. Здесь находятся крупнейшие в мире месторождения кунцита и ювелирного турмалина, а также богатое лепидолитовое месторождение Стюарт. Месторождения систематически разрабатывались с 1903 по 1914 г.; по неполным данным, было добыто около 1300 кг ювелирного турмалина, 600 кг кунцита и 200 кг ювелирного берилла. Почти 96 % этих камней получено из шести месторождений: Турмалин-Кинг, Турмалин-Квин, Пала-Чиф, Катарина, Сан-Педро, Вандебург.

Многочисленные пегматитовые тела с драгоценными камнями сосредоточены в северном эндоконтакте массива габбро вблизи плитособразного останца пород кровли — кристаллических сланцев с простоями амфиболитов и мраморов, отделяющих этот массив от крупнозернистых гранодиоритов (рис. 17).



В западной части района на холме Квин-Маунтин распространены миароловые микроклин-альбитовые жилы, с литиевой минерализацией в виде лепидолита и практически лишенные сподумена. С этим типом жил связаны знаменитые турмалиновые копи Турмалин-Квин и Турмалин-Кинг. Здесь же находится крупная пегматитовая дайка, отрабатываемая рудниками Стюарт и Альварардо и принадлежащая к пегматитам микроклин-альбитового типа со сподуменом. Существенных скоплений ювелирного турмалина в этой дайке не встречено.

Восточнее на холме Чиф-Маунтин расположена известная кунцитовая и турмалиновая копь Пала-Чиф. И, наконец, на восточной окраине района на холме Хариарт-Маунтин находятся копи кунцита Сан-Педро, Вандебург и др. Все пегматиты относятся к миароловому микроклин-альбитовому типу с лепидолитом и сподуменом.

Форма пегматитовых тел дайкообразная. Их протяженность по простиранию от 100 м до 1 км и более. Мощность даек колеблется от 1,5 до 30 м, в среднем 3 м. Местами встречаются раздувы длиной от нескольких до 15—30 м по простиранию, в которых локализованы многочисленные полости с драгоценными камнями.

Многие дайки сгруппированы в сложные системы, состоящие из ряда параллельных или субпараллельных тел. Иногда эти тела сливаются, образуя единое мощное тело, в строении которого неоднократно повторяются как краевые, так и центральные зоны даек, а также отмечаются кулисообразно расположенные минерализованные полости. Контакты даек прямолинейные и очень резкие. В краевых частях нередко содержатся ксенолиты вмещающих пород величиной до 2 м по наибольшему измерению.

Большинство пегматитовых даек простирается субмеридиально и наклонено под углами от 15 до 30°, местами выполаживаясь до 5°. Они контролируются системой пологих субпараллельных трещин, которые, по мнению Р. Джанса и Л. Райта, принадлежат к типу контракционных, образовавшихся еще при становлении габбрового массива [72].

Пегматитовые тела сложены следующими структурно-минералогическими зонами: 1) мелкозернистым пегматитом кварц-альбит-микроклинового состава с мусковитом, шерлом и гранатом; текстура массивная, нередко полосчатая; 2) кварц-микроклиновым пегматитом графической структуры; 3) блоковым микроклин-пертитовым пегматитом; 4) блоковым кварц-микроклиновым пегматитом; 5) кварц-клевеландит-лепидолитовым пегматитом с многочисленными минерализованными полостями; 6) кварц-сподуменовым пегматитом с клеветландитом или кварцевым ядром (рис. 18).

Многие дайки состоят из одной зоны (мелкозернистой гранитной или графической), другие из двух-трех и более зон. Преобладающая часть даек содержит первичные зоны 1, 2, 4 или 1, 2, 6 (кварцевое ядро), либо 1, 2, 4, 6 (кварцевое ядро). Зоны

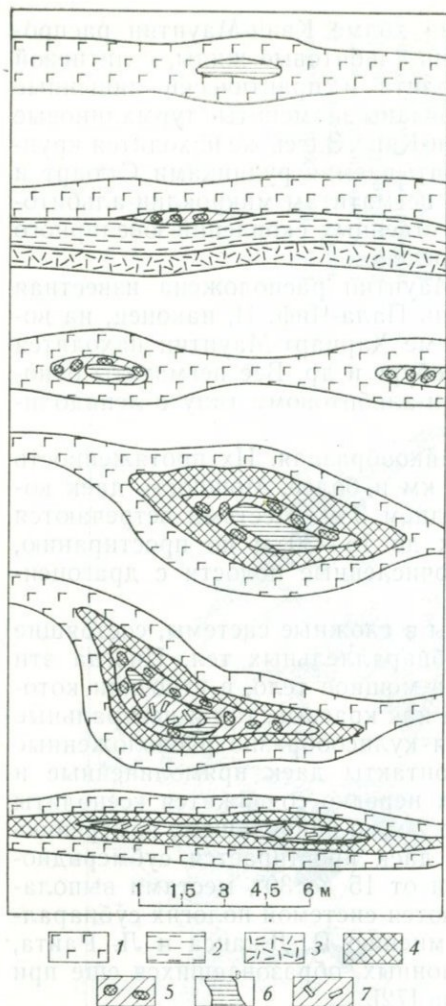


Рис. 18. Внутреннее строение пегматитовых жил месторождения Пала-Чиф [72]:

1 — крупнозернистый графический пегматит; 2 — тонкозернистый полосчатый альбит-кварц-микродлиновый пегматит; 3 — тонкозернистый массивный альбит-кварц-микродлиновый пегматит; 4 — микродлины; 5 — кварц с идиоморфными кристаллами микродлин-пертита; 6 — кварц; 7 — кварц-сподуменовый пегматит

клинов-пертита с обильными ихтиоглистами кварца, которые местами образуют радиальнолучистые и ельчатые агрегаты. В графическом пегматите присутствуют лейсты биотита, мелкие кристаллы спессартина и шерла, изредка перистый мусковит, берилл и зеленый турмалин.

блокового микродлина и кварц-сподуменовая наблюдаются обычно в раздувах даек и широко распространены на участках Чиф-Маунтин и Харнарт-Маунтин. Одновременно все зоны первичной кристаллизации присутствуют лишь на немногих месторождениях, таких, как Пала-Чиф, Стюарт, Вандебург, Катарина.

Кварц - альбит - микродлиновое мелкозернистое пегматит гранитной структуры распространен главным образом в лежачем боку даек, занимая до половины их объема. Эта порода известна под названиями «лайн рок», «гранатовый аплит», «зебровая порода», «донная порода» и «альбитит». Она состоит из кварца, альбита и микродлина с примесью мелких зерен граната, шерла, чешуек биотита и мусковита. Очень характерна тонкополосчатая текстура со слоями, обогащенными гранатом. По простиранию и падению она прослеживается на десятки метров и обычно постепенно переходит в графический пегматит.

Кварц - микродлиновое графическое пегматит развивается преимущественно со стороны висячего бока даек. Он состоит из белого либо буроватого микро-

Блоковый микроклиновый пегматит встречается в мощных пегматитовых дайках или в их раздувах. Размер его обособлений 0,1—2,5 м в поперечнике. По трещинам в блоках развиваются мелкозернистый агрегат альбита, кварца, мусковита, спессартина и шерла или клевеландит, зеленый мусковит, кварц и лепидолит. С кварцем, реже с клевеландитом и мусковитом ассоциируется колумбит.

Кварц-микроклиновый блоковый пегматит находится в осевых частях даек в виде линзовидных обособлений, отличаясь от предыдущей зоны наличием блоков кварца. Для него характерны скопления длиннопризматического шерла, образующего иногда гигантские радиальнолучистые агрегаты диаметром около 2 м, а также кристаллы желтовато-зеленого и голубоватого берилла длиной до 0,3—0,6 м.

Кварц-сподуменовый пегматит слагает центральные части раздувов некоторых даек на месторождениях Стюарт, Пала-Чиф, Вандебург и Катарина. Иногда кристаллы сподумена прозрачны и окрашены в светло-розовый, фиолетово-красный или зеленый цвет. В кварц-сподуменом пегматите встречаются скопления амблигонита, литиофиллита и трифилина.

Кварцевое ядро даек состоит из тесно сросшихся кристаллов серого и молочно-белого кварца размером от 10 см до 1,8 м в поперечнике. В кварц включены блоки микроклин-пертита, а также кристаллы берилла, ассоциирующиеся с альбитом и мусковитом.

Кварц-клевеландит-лепидолитовый пегматит с минерализованными полостями (продуктивная зона замещения) приурочен к центральной части даек, обычно располагаясь ближе к висячему боку. Мощность таких зон от нескольких сантиметров до 3 м, а протяженность по простиранию от нескольких метров до первых десятков метров. Они развиваются путем замещения блокового кварц-микроклинового или микроклинового пегматита, местами захватывая кварц-сподуменовую зону.

В зоне замещения широко распространены клевеландит, лепидолит, мусковит, турмалин, кукент, иногда присутствует сподумен. Встречаются также спессартин, берилл, манганотанталит, самородный висмут и другие минералы. В непосредственной близости от полостей увеличиваются число и размеры кристаллов цветного турмалина, обычно заключенных в скоплениях лепидолита. Кристаллы непрозрачны и окрашены в синие, зеленые и розовые цвета.

Минерализованные полости распределены неравномерно, иногда они связаны друг с другом щелевидными пустотами или тонкими трещинами-проводниками. Объем их обычно 0,3—0,5 м³. К стенкам полостей прикреплены кристаллы микроклина, кварца, лепидолита, клевеландита и цветного турмалина. Наряду с ними присутствуют берилл (воробьевит), спессартин, циннвальдит, изредка встречаются бавенит, берtrandит, гельвин, фенакит, микролит. В пустотах пегматитов с кварц-сподуменовым

ядром наблюдаются скопления кунцита, ассоциирующиеся с кристаллами кварца. В большинстве случаев кристаллы отделены от субстрата и находятся в виде обломков и друз среди глинистого заполнения полостей.

Цветные турмалины представлены индиголитом, розовым и красным рубеллитом, а также верделитом и полихромными разновидностями с концентрической или поперечно-полосчатой цветовой зональностью. Длина кристаллов ювелирного турмалина из пегматитов Пала обычно не превышает 10 см, поперечник — 2,5 см. Изредка встречаются параллельные сростки крупных кристаллов длиной до 1,2 м и 15 см в поперечнике. Некоторые полости обогащены мелкозернистыми массами синего и розового турмалина.

Кристаллы цветного турмалина из миароловых полостей поражены трещинами и газовой-жидкими включениями, однако большинство из них содержит бездефектные участки, пригодные для огранки.

Копь «Турмалин-Квин» объединяет пять пегматитовых даек, разбитых сбросами на ряд блоков. Протяженность некоторых из них несколько десятков метров, мощность 0,6—6 м, а в раздувах до 30 м.

Строение пегматитов зональное, особенно отчетливо выраженное в раздувах. От лежащего бока к висячему отмечаются следующие зоны: 1) микроклин-кварц-альбитового полосчатого пегматита; 2) графического пегматита, слагающего большую часть даек; 3) блокового кварца и микроклина; 4) кварцевого ядра, достигающего 20 м по наибольшему измерению. Зона замещения с минерализованными полостями развита под кварцевым ядром в блоковом пегматите. В ней широко развиты клеветандит и многочисленные гнездообразные скопления мелкочешуйчатого лепидолита, с которым ассоциируются кристаллы цветного турмалина и воробьевита. Кроме того, присутствуют кварц, микроклин, мусковит, шерл, спессартин, манганотанталит, колумбит и другие минералы. Полости заняты кукеитом и белой или розовой монтмориллонитовой глиной с обломками кристаллов клеветандита, микроклина, кварца, воробьевита, цветных турмалинов. В их донной части наблюдаются скопления лепидолита и прожилки тонкоигольчатого турмалина.

Для копи *Турмалин-Квин* очень характерны длиннопризматические кристаллы рубеллита размером до 2,5 см в поперечнике. Многие кристаллы полихромны и содержат бездефектные ядра розового и красного цвета, окруженные тонкой зеленой или голубой оболочкой. Встречаются также кристаллы желтовато-зеленого верделита и изредка индиголит.

На этой копи были добыты крупные и редкие по красоте кристаллы рубеллита и полихромного турмалина общей массой около 400 кг.

Копь Турмалин-Кинг представлена протяженной пегматитовой дайкой с многочисленными раздувами. Ее средняя мощность

2,4 м, в раздувах до 5 м. Основную часть дайки занимает графический пегматит кварц-микроклинового состава с небольшим количеством альбита и мусковита. В лежащем боку он подстилается сахаровидным пегматитом полосчатой текстуры, богатым альбитом и спессартином, а к висячему боку сменяется более грубозернистой породой с участками пегматоидного кварц-микроклинового пегматита и блокового кварца.

В центральной части дайки развита клевеландит-лепидолитовая зона замещения с многочисленными минерализованными полостями, прослеженная по простиранию и падению на 60 м. Она богата шерлом, рубеллитом и гнездами лепидолита. Из копи «Турмалин-Кинг» и соседней с ней копи Эд Флетчер были добыты уникальные по величине кристаллы и друзы цветного турмалина, главным образом рубеллита.

Копь Пала-Чиф. Пегматит здесь интересен совместным нахождением турмалина и кунцита. Крупная пегматитовая дайка сложного строения прослежена по простиранию на 600 м, по падению на 360 м. Ее мощность 3—15 м. Местами она расщепляется на серию менее мощных тел, которые затем соединяются вновь. Угол падения дайки изменяется от 5 до 55°.

Строение пегматита асимметрично: от висячего к лежащему боку он сложен пегматитом графической структуры с альбитом и мусковитом, блоковым кварц-микроклиновым пегматитом, кварц-сподуменовым ядром и аплитовидным пегматитом полосчатой текстуры. К периферии кварц-сподуменовых ядер приурочена занорышевавшая продуктивная зона мощностью 0,3—0,9 м. Она состоит из лепидолита, цветного турмалина, клевеландита, кварца, сподумена, берилла и реликтов грубозернистого микроклина. Характерно, что лепидолит с турмалином и кунцит тяготеют к разным участкам дайки. Полости, богатые рубеллитом и полихромным турмалином, находились главным образом в северной части копи, где дайка имела более простое строение и не содержала кварц-сподуменовых ядер.

Турмалины копи Пала-Чиф славятся великолепным ярко-красным и розовым цветом. Наблюдались кроме того голубые, зеленые и полихромные разновидности с розовой окраской в центральной части и голубой каемкой. Некоторые экземпляры имели голубую окраску в головке кристалла, розовую в центре и темно-красную у основания. Размер кристаллов до 7,5 см в поперечном сечении и 30 см по длинной оси. Масса самого крупного ограненного камня 118,8 карата. Месторождение отрабатывалось комплексно на литиевую слюду, кунцит, кварц и ювелирные турмалины.

В районе Меза-Гранде (округ Сан-Диего, шт. Калифорния) на холме Джем Хилл в 10 км к западу от г. Меза-Гранде находятся два крупных месторождения ювелирного турмалина — Сан-Диего и Хималей, представленные, как и в районе Пала, пегматитовыми дайками среди габбровых пород Южно-Калифорнийского батолита.

Эти месторождения известны с 1898 г., интенсивно разрабатывались с 1900 по 1910 г., а затем с 1952 по 1956 г. Было получено 114 600 кг турмалина-сырца, в том числе на месторождении Хималей около 80 000 кг, или 69 % от всего турмалина, добытого в Калифорнии.

Пегматитовые дайки района Меза-Гранде по морфологии, особенностям внутреннего строения и минеральному составу сходны с пегматитами копей «Турмалин-Кинг» и «Турмалин-Квин», отличаясь от них обилием минерализованных полостей, богатых кристаллами ювелирного турмалина, а также более интенсивным развитием центральных гигантозернистых зон.

На месторождениях Хималей и Сан-Диего выделяются две параллельные пегматитовые дайки, разделенные пластами вмещающих габбровых пород мощностью от нескольких сантиметров до 15 м. Простираение даек северо-восточное, угол падения 30—35° на северо-запад, мощность 0,5—32 м. По простиранию они прослеживаются на 1,6 км.

Строение даек — симметрично-зональное. Краевую зону со стороны лежащего бока составляет тонкозернистый кварц-альбитовый полосчатый пегматит гранитной структуры с микроклином, гранатом, шерлом и мусковитом. Затем следует кварц-микроклиновый пегматит графической структуры, постепенно переходящий к центру даек в блоковый пегматит, содержащий крупные кристаллы шерла и мусковита. Осевую часть даек занимает кварц-клевеландит-лепидолитовая зона с включенными в кварц крупными кристаллами цветных турмалинов; в небольшом количестве встречаются амблигонит, берилл и сподумен. К этой зоне замещения приурочены многочисленные изометричные и щелевидные минерализованные полости, которые прослеживаются на большие расстояния и нередко заключают крупные скопления кристаллов цветного турмалина. Из одной такой полости, например, было извлечено 6000 кг турмалина, из которого отсортировано 200 кг бездефектного материала, пригодного для огранки. Висячий бок даек сложен графическим пегматитом.

В строении типичной минерализованной полости (от кровли к подошве) можно выделить следующие зоны: 1) внешнюю прикровлевою; 2) верхнюю друзовую; 3) глинистого заполнения; 4) концентрации обломков друз и двухконечных кристаллов свободного роста; 5) нижнюю друзовую; 6) внешнюю донную.

Первая зона имеет пегматоидную структуру и содержит радиальнолучистые агрегаты кристаллов шерла или цветного турмалина. Наиболее длинные из них достигают кровли полости и служат затравкой для роста прозрачных кристаллов одноцветного и полихромного турмалина. Верхняя друзовая зона встречается нечасто и представлена хорошо сформированными кристаллами кварца, микроклина, цветного турмалина, воробьевита, ассоциирующих со скорлуповатыми агрегатами клеветландита и чешуйчатым лепидолитом. Глинистое заполнение состоит

из галлуазита или монтмориллонита с примесью кукента, лепидолита и обломков минералов друзовой зоны.

Зона концентрации обломков и двухконечных кристаллов ювелирного турмалина занимает нижнюю часть полости или заполняет ее целиком. В последнем случае кристаллы сравнительно плотно упакованы с небольшим количеством глинистого или кукентового цемента. Нижняя друзовая зона в тех случаях, когда она присутствует, отличается от друзовых агрегатов кровли полостей иным парагенезисом минералов свободного роста. Здесь наблюдаются кристаллы микроклина, мусковита и аквамарина, нарастающие на крупнозернистый пегматит.

В полостях широко развиты процессы замещения минералов друзового роста. Микроклин нередко превращен в агрегат гребенчатого альбита, пронизанный кристаллами бледно-розового турмалина, на которых нарастают пластинки лепидолита. Встречаются псевдоморфозы тонкочешуйчатого лепидолита по турмалину, полностью сохраняющие форму первичных кристаллов, вплоть до штриховых борозд. Иногда турмалин сильно корродирован и покрыт тонкими иглами рубеллита поздней генерации. Следы растворения проявлены также у аквамарина и воробьевита.

Кристаллы цветного турмалина месторождений Хималей и Сан-Диего имеют совершенные формы и разнообразную окраску. Длина их достигает 20 см, поперечник 2,5 см и более. Однако крупные экземпляры встречались сравнительно редко, в основном преобладали кристаллы длиной 5 см и в поперечнике 0,9—1 см.

Наряду с одноцветными зелеными и розовыми широко распространены полихромные кристаллы темно-синего, почти черного цвета у основания, сменяющегося ярко-зеленым и розовым на конце. У образцов с полихромной концентрической окраской розовое ядро окружено темно-зеленой зоной, которая переходит в темно-синюю. В некоторых кристаллах ядра желтовато-зеленые, иногда оливково-зеленые или бесцветные.

Наружные разноцветные слои кристаллов нередко легко отделяются от желвакоподобного одноцветного ядра, обычно лишённого дефектов. Почти весь материал, пригодный для фасетной огранки, был представлен именно такими желваками. В большом количестве извлекался также турмалин типа «кошачий глаз». Этим эффектом обычно обладает зеленая часть полихромных кристаллов, верхняя половина которых окрашена в ярко-розовый цвет. Масса лучших кабошонов зеленого «кошачьего глаза» достигает 100 каратов.

В районе Периз и Аубурна (округ Андроскоггин, шт. Мэн) турмалиновые пегматиты залегают в толще слюдяных сланцев и гнейсов с прослоями амфиболитов, мраморов и кварцитов вблизи их контакта с массивом биотитовых гранитов [49].

К наиболее крупным месторождениям ювелирного турмалина этого района относятся Слюдяная сопка, Гринвуд и Апати-

товая сопка. Два первых принадлежат к миароловым пегматитам микроклин-альбитового типа со сподуменом, тогда как последнее больше соответствует занорышевому микроклиновому слабо замещенному типу.

Хотя первые находки ювелирного турмалина в районе относятся к 1820 г., добыча его никогда не была большой и, по-видимому, составляла всего несколько десятков килограммов сырья в год. В 1963 г., например, в шт. Мэн было получено 50 кг турмалина-сырца на сумму 6 тыс. долл.

Форма пегматитовых жил четковидная, обусловленная чередованием многочисленных пережимов и линзовидных раздувов. В их строении доминирует кварц-микроклиновая крупнографическая зона, переходящая в блоковый пегматит. Кроме микроклина, кварца, альбита и мусковита присутствуют берилл, биотит, шерл и гранат. Участками встречаются субграфические кварц-мусковитовые, кварц-гранатовые и кварц-шерловые агрегаты. В осевой части жил состав пегматита существенно изменяется за счет развития клеветандита, лепидолита, сподумена, амблигонита и эльбаита в миароловых пустотах.

Месторождение Слюдяная сопка периодически разрабатывалось с начала XIX в. Карьером здесь вскрыта крупная пегматитовая жила асимметричного строения, залегающая в слюдистых сланцах. От лежащего к висячему боку жилы наблюдаются следующие зоны: 1) пегматоидного, участками мелкоблокового кварц-микроклинового пегматита с мусковитом и шерлом мощностью 3,7—4 м; 2) альбит-кварц-гранатовой породы полосчато-волнистой текстуры мощностью 0,1—0,2 м; 3) миаролозного грубозернистого кварц-микроклинового пегматита мелкоблоковой структуры, участками замещенного крупнопластинчатым клеветандитом и лепидолитом мощностью от нескольких сантиметров до 1,8—1,1 м.

Главные минералы — кварц, ортоклаз, микроклин, альбит, мусковит, биотит и шерл. В продуктивной зоне замещения минеральный состав значительно разнообразнее. Здесь широко развиты клеветандит, лепидолит, литиевый мусковит, поздний кварц и цветные турмалины. Кроме того, отмечаются сподумен, берилл, амблигонит, трифилин, апатит, касситерит, колумбит, арсенопирит, брукит, отунит, дамуриит, (гидромусковит), иттрицерит и другие минералы.

Продуктивная занорышевая зона граничит непосредственно с вмещающими породами, отделяясь от них тонкой оторочкой аплитовидного кварц-полевошпатового пегматита, обогащенного гранатом. Минерализованные полости многочисленны. Так, в 1907 г. при сравнительно небольших горных работах было вскрыто 430 занорышей, 50 из которых содержали кристаллы турмалина удовлетворительного качества. Средний размер полостей 0,3—0,6 м в поперечнике, наиболее крупные достигали 6×3,6×2,1 м. Форма их округлая, слегка вытянутая, либо сложная, неправильная.

Свод миароловых пустот иногда покрыт гребенчатым альбитом, лепидолитом, кристаллами кварца, цветного турмалина, воробьевита. Большинство кристаллов оторвано от стенок и погружено в глинистый монтмориллонитовый и кукентовый материал с мусковитом и лепидолитом.

Размеры кристаллов турмалина и их сростков значительные, окраска красивая. Масса самого крупного бездефектного кристалла цветного турмалина длиной 20,3 см после огранки составила 411 каратов. Это месторождение дало особенно много зеленых турмалинов разнообразных оттенков — оливково-, изумрудно- и голубовато-зеленых.

Месторождение Гринвуд представлено жилой, залегающей почти вертикально среди кристаллических сланцев и сложенной сильно замещенным грубозернистым пегматитом, по-видимому, пегматоидной или мелкоблоковой структуры. Альбит явно преобладает над микроклином, а отдельные участки пегматита богаты мусковитом, которого содержится до 50 %. Кристаллы мусковита достигают 35 см в поперечнике, но sdвойникованы, обладают клиновидным строением и непригодны для промышленного использования.

Это пегматитовое тело характеризуется обилием полостей с ювелирным турмалином, величина полостей обычно не превышала 0,3 м в поперечном сечении, изредка 2—3 м. Вместе с турмалином встречались кристаллы горного хрусталя в молочно-белой «рубашке» и берилл. На месторождении было добыто большое количество ювелирного турмалина высокого качества.

Остров Мадагаскар. Месторождения ювелирного турмалина рассматриваемого типа, по данным А. Лякруа [79], сосредоточены в центральной части острова в основном в двух пегматитовых полях: в окрестностях г. Бетафо (месторождения Анжанабонуака, Анцонгомбат и др.) и в верхнем — среднем течении р. Сахатаны (месторождения Махаритра, Марирано II, Манжака, Анкицикицика и др.). Большинство пегматитов залегает в породах циполиновой свиты докембрия (толща мраморов, переслаивающихся с кварцитом, слюдяными и амфиболитовыми сланцами) вблизи гранитных массивов. В отличие от топаз-берилловых пегматитов, также распространенных на о. Мадагаскар, пегматиты с цветными турмалинами менее дифференцированы. В них различается кварц-микроклиновый (амазонитовый) графический пегматит и занимающая центральную часть жил блоковая зона, состоящая из белого микроклина или зеленого амазонита и молочно-белого либо дымчатого кварца. Зона клевеландит-лепидолитового замещения и минерализованные занорыши развиваются в апикальных частях жил в блоковом пегматите, а местами среди кварц-полевошпатового пегматита крупнографической структуры. В некоторых жилах изредка отмечаются кварцевые или кварц-сподуменовые ядра.

Первые находки рубеллита на о. Мадагаскар относятся к 1891 г. Систематическая разработка обнаруженных месторож-

дений была начата в 1904 г. и продолжалась до 1923 г. Сейчас турмалиновые копи почти исчерпаны и только время от времени снабжают сырьем кустарное ювелирное производство.

Месторождение Махаритра расположено вблизи одноименной деревни, на берегу р. Андрохарано — приток р. Сахатаны и интенсивно разрабатывалось в 1904—1911 гг. Это крупная пегматитовая жила, залегающая в мраморизованных известняках, главные минералы которой — белый микроклин, амазонит, альбит, шерл и биотит.

Зона замещения с миароловыми полостями приурочена к верхней части жилы. Она обогащена поздним кварцем, клеветландитом, спессартином и апатитом. Вокруг занорышей развиваются скопления мелкочешуйчатого лепидолита с включениями мелких кристаллов темно-синего индиголита и длиннопризматического рубеллита. Стенки крупных (до 1 м в поперечнике) округлых миароловых полостей покрыты друзами кристаллов кварца, микроклина, альбита, лепидолита и рубеллита. Наряду с ними в миаролах присутствуют розовый берилл, кунцит, данбурит, гамбергит и битинит. Из некоторых полостей было извлечено более 20 кг рубеллита, среди которых встречались радиоактивнолучистые сростки кристаллов массой до 6 кг. Нередко миароловые пустоты заполнены галлуазитовой глиной с обломками кристаллов, оторванных от ее стенок.

Месторождение Мариано II находится в 3 км к юго-западу от месторождения Махаритра. Пегматитовая жила залегает в мраморизованных известняках, на контакте с которыми развита актинолит-тремолитовая порода. В зоне альбит-лепидолитового замещения наблюдались многочисленные миароловые полости с большим числом кристаллов темно-красного, аметистовидного, зеленого и желтого турмалина. В этой пегматитовой жиле встречаются также сподумен и розовый берилл.

Месторождение Манжака находится в 2 км к западу от населенного пункта Ихазы. Оно представлено мощной пегматитовой жилой, залегающей в мраморизованных известняках. Пегматит в основном состоит из микроклина, кварца, альбита и неравномерно распределенных в пегматитовой породе крупных кристаллов сподумена. В миароловых полостях заключены столбчатые кристаллы рубеллита, ассоциирующие с клеветландитом, лепидолитом и микроклином. По периферии жилы пегматит сильно альбитизирован и содержит крупные, прекрасно образованные кристаллы родицита. Помимо перечисленных минералов в пегматите отмечаются воробьевит, апатит и колумбит.

Месторождение Анцонгомбат расположено вблизи г. Бетафо и представлено серией пегматитовых жил северо-западного простирания в мраморизованных известняках. Жилы не обнаруживают отчетливой зональности. Главные минералы: микроклин, кварц, альбит. Отмечаются лепидолит в виде больших пластин, крупные кристаллы зеленого сподумена, берилла, синий апатит

и вкрапленность блонстрандина. К краевым частям жил приурочены миаролы с кристаллами темно-красного рубеллита.

Восточная Бразилия. Крупные месторождения ювелирного эльбанта находятся на севере шт. Минас-Жерайс. К ним относятся месторождения Барра-де-Салинас, Турмалино, Голконда, Итатинья и др. Месторождения представлены крупными дайко- и линзообразными телами, сильно каолинизированными до глубины 30—60 м. Пегматитовые тела залегают в кристаллических сланцах, характеризуются полнодифференцированным строением. Многочисленные миароловые полости с кристаллами ювелирного турмалина, лепидолита и клевеландита локализируются в боковой микроклин-альбитовой зоне по границе с кварцевым ядром пегматитовых тел, содержащим кристаллы сподумена и берилла.

СССР. Пегматитовая жила «Полиминеральная» находится в Восточной Сибири и расположена в крыле антиклинальной складки среди пермских (?) рассланцованных алевролитов, согласная с ними по простираанию и секущая по падению. Длина ее 140 м, мощность 0,6—4,5 м в раздуве. Характерны ступенчатые перегибы по падению, обусловленные резким изменением угла наклона жиловмещающей трещины. Главные минералы: кварц, клевеландит, микроклин-пертит, мусковит; второстепенные: лепидолит, темно-зеленый, почти черный турмалин, вольфемит, касситерит, амблигонит, петалит, тантало-ниобаты, микроклин. Зональность не выражена, за исключением аплитовидной и кварц-мусковитовой зон по контакту с боковыми породами. В строении жилы участвуют следующие основные минеральные комплексы: 1) кварц-клевеландитовый или клевеландитовый с микроклином и зеленым мусковитом, лепидолитом и турмалином; 2) кварц-мусковитовый; 3) блокового микроклина. Наиболее распространен кварц-клевеландитовый комплекс. Блоковый микроклин развит локально в основном в западном раздуве жилы и сопровождается кварц-мусковитовым комплексом, состоящим из светло-серого кварца, зеленоватого мусковита, альбита и турмалина.

В осевой части пегматитового тела среди участков развития клевеландита и лепидолита около блоков микроклина встречаются различные по форме и размерам минерализованные полости, особенно многочисленные в раздуве жилы. Форма полостей округлая, неправильная, щелевидная. Их обычные размеры 0,3—0,4 в поперечнике. Размер наиболее крупной полости $2 \times 0,8 \times 0,6$ м. Характерные минералы полостей: морион, микроклин, гребенчатый альбит, лепидолит, цветные турмалины, образующие друзды и встречающиеся в виде обломков среди глинистого материала. На месторождении было добыто несколько десятков килограммов прозрачных кристаллов турмалина.

3. Бесполостные микроклин-альбитовые пегматиты редкометальной формации, интенсивно замещенные клевеландитом и лепидолитом

К этому типу можно отнести пегматиты района Алту-Лигонья, а также значительно меньшие по масштабам Липовское месторождение на Урале и Ньюри в шт. Мэн (США).

Пегматиты района *Алту-Лигонья* расположены в провинции Замбезия (Мозамбик, Восточная Африка). Редкометальное пегматитовое поле площадью более 2000 км² расположено в верховьях р. Лигонья. Пегматиты, содержащие технический берилл, лепидолит, муковит, самородный висмут, а также ювелирные турмалины и берилл, размещаются в толще кварц-мусковитовых и кварц-биотитовых кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов, зажатой между массивами гранитов и гранито-гнейсов. По пегматитам и вмещающим их породам развита мощная латеритовая кора выветривания, в результате размыва которой образовались аллювиальные россыпи с гораздо более высокой концентрацией редкометальных минералов и ювелирного турмалина, чем в коренных источниках.

В районе Алту-Лигонья добывается много берилла, самородного висмута и мусковита, попутно с которыми извлекаются лепидолит, турмалин, воробьевит и аквамарин. За 1959—1966 гг. было добыто и экспортировано 6690 кг ювелирного турмалина. Для этой территории характерны площадное распространение пегматитовых тел с разнообразным простираем и жиллообразная форма пегматитов с раздувами и пережимами. Длина их варьирует от 0,1 до 1 км, мощность от 1 до 150 м. Углы падения пологие (20—30°), с глубиной иногда резко сменяющиеся крутыми.

В пространственном размещении редкометальных пегматитов намечается определенная зональность. Пегматитовые тела с литиевыми минералами и цветными турмалинами (Наипа, Муайн и др.) расположены в западной половине поля, а на востоке находятся жилы без признаков литиевой минерализации.

По данным Р. Хатчинсона и Б. Клауса [69], редкометальные пегматиты района Алту-Лигонья хорошо расслоены со следующей сменой зон от периферии к центру: 1) аплитовидная с полосчатой текстурой; 2) среднезернистая кварц-альбит-мусковитовая; 3) крупнолистового мусковита; 4) блокового микроклина; 5) кварц-мусковитовая; 6) кварц-сподуменовая; 7) лепидолитовая или клевеландит-лепидолитовая; 8) кварцевое ядро (рис. 19). Аплитовидная зона состоит из мелких зерен плагиоклаза, кварца, мусковита, шерла и граната; при этом цветные минералы образуют узкие волнистые слои. Эта зона хорошо развита в лежащем боку пологих жил и слабо проявлена либо совсем отсутствует висячем. Ее максимальная мощность 0,8 м.

Среднезернистая кварц-альбит-мусковитовая зона в верхних горизонтах жил содержит скопления крупнолистоватого муско-

вита. Местами в ней встречаются крупные кристаллы микроклин-пертита с графическими вростками кварца и гнездобразные скопления колумбита. Эта зона наиболее типична для пегматитов Алту-Лигоньи и занимает около 50 % объема большинства жил. Наибольшую мощность (до 7,5 м) она имеет в лежащем боку крупных жил.

Зона крупнолистоватого мусковита обособляется лишь в немногих жилах. В пегматите Наипа она развита как висячем, так и в лежащем боках, мощность ее 0,3—0,6 м. По падению жилы мощность зоны постепенно уменьшается и сравнительно на небольшой глубине она полностью выклинивается. Зона блокового микроклина присутствует во всех пегматитовых телах и представлена кристаллами микроклин-пертита размером более одного метра с включениями мусковита и небольшого количества кварца. Иногда до периферии блоков развивается кварц-альбит-мусковитовый агрегат. С блоковым микроклиновым пегматитом связаны скопления колумбита и самородного висмута, а также крупные кристаллы обыкновенного берилла и аквамарина.

Кварц-мусковитовая зона развита ограниченно и состоит из кварца с радиальнолучистыми вростками пластинок мусковита. В этой зоне встречаются скопления идиоморфных кристаллов берилла. Кварц-альбит-сподуменовая зона широко распространена в жилах западной половины пегматитового поля и отсутствует на востоке. Для нее характерно обилие сподумена, кристаллы которого местами достигают 2 м в длину, и клевеландита. Мощность зоны не превышает 0,9 м. Она обычно развивается под кварцевым ядром, а в верхних горизонтах жил сменяется клевеландит-лепидолитовой или лепидолитовой зоной, как это наблюдается в жиле Наипа.

Лепидолитовая или клевеландит-лепидолитовая зона присутствует во многих жилах на западе пегматитового поля, располагаясь вдоль контакта с кварцевым ядром и местами объединяясь с альбит-сподуменовой зоной. Количественные соотношения между клевеландитом и лепидолитом в разных жилах

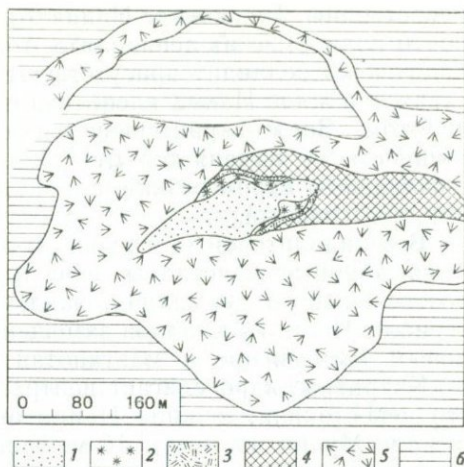


Рис. 19. Геологическое строение пегматитового тела Муйян, Алту-Лигонья, Мозамбик [69].

1 — кварцевое ядро; зоны: 2 — лепидолит-турмалиновая, 3 — кварц-мусковитовая, 4 — блоковая микроклиноватая, 5 — плагиоклаз-микроклиноватая; 6 — кристаллические сланцы

непостоянны. Так, в жиле Наипа отдельные участки зоны состоят почти полностью из лепидолита, тогда как в жиле Муайн лепидолит и клевеландит присутствуют примерно в равных количествах, а в жиле Нахма клевеландит явно преобладает над лепидолитом. Зона характеризуется среднезернистой структурой, мощность ее изменяется от 0,3 до 3—4 м и более. Контакт с кварцевым ядром резкий, а с кварц-мусковитовой зоной нечеткий, постепенный.

В лепидолитовой (клевеландит-лепидолитовой) зоне встречаются крупные кристаллы зеленого, розового и полихромного розово-зеленого турмалина, заключенные в каолининовом материале. Часть кристаллов замещена поздним микроклином, листовым мусковитом и манганотанталитом.

Кварцевое ядро составляет центральную часть жил. Мощность его непостоянна: в жиле Наипа она изменяется от 1 до 4 м, в жиле Муайн достигает 15 м. Контакты ядра с соседними зонами резкие. Кварц ядра молочно-белый, местами густо-розовый или дымчатый. Встречаются прожилки и неправильные выделения лепидолита, а также полости с горным хрусталем.

Липовское месторождение находится в северо-восточном экзоконтакте Адуйского гранитного массива в небольшом массиве серпентинитов, залегающем в толще гнейсов и кристаллических сланцев. Пегматитовые жилы с цветными турмалинами ориентированы в северо-западном направлении и имеют сравнительно пологие углы падения на юго-запад. Длина их по простиранию варьирует от нескольких десятков до 100 м, мощность 0,5—1,5 м. Месторождение известно с 1900 г. и успешно разрабатывалось до 1904 г.

Ювелирные турмалины характеризуются идеальной прозрачностью и чрезвычайно красивой однородной или полихромной окраской. Наряду с карминово-красными, малиновыми и красно-фиолетовыми встречались розовые, оливково- и золотисто-зеленые, а также бесцветные кристаллы, не меньшим разнообразием отличались и полихромные разновидности.

По описанию В. Воробьева, посетившего Липовскую копи в период ее интенсивной эксплуатации, качественные кристаллы турмалина встречались в кварце и полевом шпате и в рыхлой глиноподобной массе. С глубиной концентрация кристаллов ювелирного турмалина снизилась, а их качество резко ухудшилось.

В 30-х годах на месторождении разведывалась Топорковская жила. Ее мощность около 1 м, простирание от северо-западного до меридионального. Она сложена главным образом кварц-микроклиновым пегматитом, по которому развиваются замещающие минеральные комплексы. В краевых частях жилы местами присутствует тонкая кварц-плагиоклазовая мелкозернистая зона. От вмещающих пород жила отделяется каймой рыхлой белой глиноподобной породы мощностью 0,1—0,2 м.

Кварц-альбит-рубеллитовый замещающий комплекс образует линзы в осевой части жилы. Иногда это почти сплошной мелко-

чешуйчатый лепидолит или агрегаты тонких удлиненных кристаллов розового рубеллита. Альбит в подобных агрегатах нередко полностью каолинизирован, и линзы состоят из мелких зерен кварца и рубеллита, сцементированных белой порошковой массой. В кварц-альбит-лепидолит-рубеллитовом грейзене в среднем содержится 12 % рубеллита. В составе этой породы отмечаются также воробьевит, топаз, колумбит-танталит, микролит и касситерит. Большинство кристаллов турмалина из-за малого размера непригодно для огранки, и лишь изредка встречаются экземпляры, достигающие нескольких сантиметров в длину.

Наиболее густую окраску имеют рубеллиты из лепидолитового грейзена, бледнее окрашены кристаллы, заключенные в микроклине и массивном кварце. Для полихромных разновидностей турмалина типична зеленая окраска в средней части кристалла и розовая в его головке и у корневой части. При концентрической цветовой зональности ядро обычно окрашено в малиновый цвет, а оболочка в зеленый.

Месторождение Ньюри в округе Оксфорд (шт. Мэн, США) находится в 30—40 км к северо-северо-западу от месторождения Периз-Аубурн. Пегматиты развиты в основном среди кристаллических сланцев, кварцитов и гнейсов вблизи массива двуслюдяных гранитов. Одна из жил, залегающая в кварц-микроклиновом сланце и содержащая скопления ювелирного турмалина, имеет мощность 6 м и состоит из грубозернистого микроклина, кварца, мусковита и замещающего микроклин крупнопластинчатого клевеландита. Наряду с блоковым кварц-микроклиновым агрегатом установлена графическая зона, слагающая, по-видимому, краевые части жилы. Редкометалльные минералы (сподумен, лепидолит, амблигонит, колумбит, берилл) и литиевые турмалины ассоциируют с грубопластинчатым клевеландитом и сконцентрированы в центре жильного тела. Мощность зоны 1,5—1,8 м. Наиболее широко распространён лепидолит, который образует редкие линзы размером $1,8 \times 0,6 \times 0,3$ м.

Ювелирные турмалины относятся к полихромной разновидности и включены в кварц, полевые шпаты или находятся среди скоплений лепидолита. В ядре они темно-синие или розовые, а по периферии зеленые. Иногда прозрачные кристаллы турмалина заключены между пластинами мусковита. Разрабатывался приповерхностный, разрушенный выветриванием слой продуктивной зоны, после выемки которого добыча турмалина прекратилась в связи с невозможностью извлечения кристаллов из крепких пород.

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому генетическому классу принадлежат месторождения ювелирных дравитов и увитов, связанных с жилами плагиоклазитов, залегающих в магнезиальных мраморах. Характерная особенность таких жил — развитие на их контактах с магне-

зиальными породами мощных реакционно-метасоматических актинолитовых (тремолитовых) и в меньшей мере флогопитовых зон. Плагиоклазиты с прозрачными турмалинами дравитового состава по морфологии, внутреннему строению и условиям залегания не отличаются от сапфиросных плагиоклазитов в мраморах (см. II). В дравитовых (увитовых) плагиоклазитах нередко присутствует сапфир, и, наоборот, в сапфиросных плагиоклазитах встречаются скопления ювелирных дравитов и увитов.

Данный тип месторождений — источник россыпей ювелирного дравита и увита в Бирме и Шри-Ланке.

В СССР проявления дравитовых плагиоклазитов известны на Юго-Западном Памире на участках *Сумджин*, *Гондарв* и *Авж* [32], где жилы дравитов и плагиоклазитов залегают в магнетитовых мраморах. Размеры жил обычно небольшие — длина не превышает первых десятков метров, мощность 0,5—2 м, реже 6 м.

Структура грубозернистая, местами пегматоидная. Внутреннее строение зональное со следующей сменой зон от центра к зальбандам: 1) плагиоклазовая с дравитом, флогопитом и корундом (плагиоклаз от среднего до основного); 2) амфиболовая (тремолитовая) с дравитом и корундом; 3) флогопитовая с дравитом, корундом и тремолитом.

В дравитовых плагиоклазитах местами сохранились реликты шерловых кварц-микроклин-олигоклазовых пегматитов.

Аналогичные дравитовые жилы на Юго-Западном Памире встречаются на *месторождении Кухилал*. Непрозрачные призматические и конусовидные кристаллы дравита до 35 см в длину и 3—4 см в поперечнике здесь ассоциируют с олигоклазом, кордиеритом, андалузитом, магноколумбитом. Прозрачные медово-желтые дравиты встречаются в занорышах среди ядерных частей жил. Размеры кристаллов до 5 см в длину и до 7 мм в поперечнике. В друзьях и в радиальнолучистых агрегатах встречаются прозрачные призматические и пластинчатые кристаллы полихромного дравита со следующей сменой окраски (от центра к периферии): желто-коричневая — голубая — светло-зеленая — бесцветная. В тальк-тремолитовых оторочках жил наблюдаются светло-желтые и бутылочно-зеленые короткопризматические кристаллы дравита размером 0,5—1 см в поперечнике.

Дравитовые плагиоклазиты образуются в результате метасоматической десиликации и магниевого метасоматоза кварц-микроклин-олигоклазовых с шерлом и биотитом гранитных пегматитов. На месторождении Кухилал наиболее отчетливо проявлен магниевый метасоматоз, выраженный, в частности, в замещении шерла дравитом, а биотита флогопитом. Гораздо слабее прошла десиликация пегматитов, о чем свидетельствует присутствие кварца в олигоклазовых ядрах жил или хорошо сохранившихся реликтов кварц-полевошпатового пегматита графической и пегматоидной структуры.

К пневматолито-гидротермальному генетическому классу принадлежат также проявления прозрачных кристаллов дравита в зонах интенсивного изменения доломитовых мраморов, известные в Швейцарии. Скопления дравита сопровождаются флогпитом, скаполитом, сульфидами меди, иногда реальгаром и сфалеритом. Окраска кристаллов зеленая, сине-зеленая, желтая, коричневая или медовая. Крупные гальки прозрачного дравита и увита в россыпях о. Шри-Ланка, вероятно, также происходят из доломитовых мраморов.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Имеются отрывочные сведения о месторождении ювелирного красного дравита в кристаллических сланцах в районе Нарок в Кении. Темно-красные, напоминающие по окраске альмандин, прозрачные кристаллы дравита находятся в выветрелых кварц-мусковитовых сланцах, ассоциирующих с шерлсодержащими кварцитами комплекса основания Мозамбикского складчатого пояса Восточной Африки.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Элювиальные, делювиально-аллювиальные и аллювиальные россыпи ювелирного турмалина, связанные с размывом древних кор выветривания горных пород, имеют большое практическое значение. В благоприятных условиях за счет разрушения многочисленных пегматитов с драгоценными камнями формируются комплексные аллювиальные россыпи, в которых ювелирный турмалин встречается вместе с аквамаринном, топазом и гранатом. Такие россыпи широко распространены во многих местах Восточной Бразилии в штатах Минас-Жерайс и Эспириту-Санту (Санта-Мария-ду-Суази, Консельейро Пена, Какунда, Малакхета и др.).

Знаменитые аллювиальные россыпи сапфира, рубина и других драгоценных камней о. Шри-Ланка в районе Ратнапуры также являются источником добычи цветных турмалинов. Крупные россыпи рубеллита известны в долине р. Напай в 32 км к юго-востоку от Могока (Бирма). Геологическая характеристика этих россыпей приведена ранее.

Следует упомянуть о ценных россыпях редкометальных минералов (колумбита, танталита, обыкновенного берилла), содержащих цветные турмалины и образовавшихся из микроклин-альбитовых редкометальных пегматитов, примером которых может служить район Алту-Лигонья в Мозамбике.

VII

ХРИЗОЛИТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Прозрачная золотисто-зеленая или зеленая благородная разновидность оливина (рис. VIII на вклейке) в ювелирном деле используется в течение многих веков. За рубежом драгоценные разновидности оливина обычно именуются перидотом, а в СССР в соответствии с общепринятой минералогической номенклатурой — хризолитом (от греческого «хризос» — золото, «литос» — камень).

Месторождение благородного оливина на о. Зебергет в Красном море было упомянуто Плинием в «Естественной истории» еще в 70 г. н. э. Образцы хризолитов с этого острова обнаружены при археологических раскопках в Египте (в Александрии), Греции, Италии и Иерусалиме. Известны ограненные хризолиты, относящиеся к временам греческой античной культуры. Великолепные изделия с хризолитом привозили в Европу крестоносцы. Ярко-зеленые крупные кристаллы хризолита из восточных, возможно, бирманских месторождений украшали богатые собрания драгоценных камней индийских вельмож.

В древности хризолиту приписывались и чудодейственные свойства: считалось, что он предостерегает владельца от неразумных поступков и ограждает от дурных снов. В качестве драгоценного камня крупные хризолиты всегда пользовались большой популярностью и широко использовались для изготовления кулонов. Спрос на мелкие камни зависит от моды. Ограненные кристаллы, реже кабошоны хризолита оправляют преимущественно в золото. Общепринятая форма оправки — бриллиантовая, в результате которой камень приобретает яркую игру. Наиболее ценятся прозрачные камни, равномерно окрашенные в золотисто-зеленый цвет. Типичные дефекты хризолитов: замутнения, трещины, включения магнетита или мелких чешуек слюды.

В минералогии оливинитами называется ряд ромбических магнезиально-железистых силикатов, в котором конечный магнезиальный член именуется форстеритом, а наиболее железистый — фаялитом. Химическая формула, оливина — $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, в его состав входят 40—50 % MgO , 5—20 % FeO , обычны примеси NiO и CoO , иногда присутствует марганец. Драгоценные разновидности представлены оливинитами, богатыми магнием, у которых соотношение фаялитового и форстеритового компонентов обычно составляет 1:5.

Оливин как главный минерал ультраосновных и некото-

рых основных изверженных пород весьма широко распространен в природе. Он кристаллизуется в ромбо-дипирамидальном виде симметрии, однако хорошо образованные кристаллы редки; обычно зерна неправильной и изометричной формы. Цвет хризолита зеленый с различными оттенками — золотистым, желтоватым, фисташковым, травяным, табачным, бурым. Установлено, что зеленая окраска минерала вызвана закисным железом, а ее яркость и интенсивность зависят от присутствия ионов никеля. И. В. Ильин и др. [42], изучавшие сибирские хризолиты, допускают также связь зеленой окраски с примесью хрома. Хризолит серпентинизированных дунитов может приобрести зеленоватый оттенок из-за серпентина, развивающегося метасоматически вдоль мелких трещинок в камне. Желтые и бурые оттенки возникают в результате увеличения содержания окисного железа, а при полном переходе закисного железа в окисное оливин становится черным и непросвечивающим. Окраска хризолита в элювиальных и элювиально-делювиальных россыпях менее интенсивна, чем в коренном месторождении. Даже в одном и том же минеральном теле цвет хризолита непостоянен. Примером может служить кимберлитовая трубка «Удачная», где встречены как светло-зеленые, так и бурые хризолиты. Обычно наиболее ярко в красивый зеленый цвет окрашены камни средней крупности.

Твердость хризолита 6,5—7 по шкале Мооса, она изменяется в разных кристаллографических направлениях, что затрудняет обработку камня, так как хорошо полируются только некоторые грани. Спайность развита плохо, поверхность излома раковистая с сильным, несколько жирным блеском. Плотность хризолита 3,32—3,50 г/см³. Показатели преломления возрастают с увеличением содержания FeO: n_g 1,68—1,70, а n_p 1,64—1,66.

Оливин обычно имеет магматическое происхождение: известны массивы изверженных ультраосновных существенно оливиновых пород — дунитов, оливинитов и перидотитов. Кроме того, он входит в состав габбро, базальтов и их туфов. Однако прозрачные ювелирные разности оливина встречаются редко и далеко не во всех упомянутых породах. Хризолит в виде порфириовидных выделений известен в кимберлитах и некоторых базальтах, а также в метасоматических образованиях среди гипербазитов. Для всех хризолитсодержащих пород характерна повышенная щелочность.

Хризолит, вкрапленный в магматические породы, кристаллизуется непосредственно из богатого магнием расплава на первых стадиях его охлаждения, благоприятных для образования форстерита. Необходимое условие для сохранения фенокристаллов хризолита — быстрое застывание расплава, так как в противном случае возможна реакция между ними и остаточным расплавом, обогащенным железом.

Крупные выделения хризолита среди кимберлитов относятся к протомагматическим, т. е. образовавшимся еще в магматическом очаге в условиях высоких давлений и температур. Неизменный хризолит присутствует только в плотных порфировых кимберлитах, что свидетельствует о его неустойчивости в процессе дальнейшего метаморфизма. В базальтах хризолит присутствует тоже как протомагматический минерал или образуется уже на поверхности в результате фракционной кристаллизации базальтовой лавы. Скапливается он в нижних и средних частях мощных дифференцированных лавовых покровов. Хризолиты в базальтах отличаются большей железистостью, чем в кимберлитах.

Иногда хризолит возникает метасоматическим путем. Наиболее крупное месторождение ювелирного хризолита такого происхождения известно в Египте на о. Зебергет, где его образование связывают с перекристаллизацией породообразующего оливина в результате воздействия гидротермальных растворов на перидотитовый массив [68].

Месторождения ювелирного хризолита крайне редки, что объясняется специфичностью условий их образования и нестойкостью этого минерала при метаморфических и экзогенных процессах. На территории СССР до открытия алмазодонных кимберлитов в Якутии месторождения ювелирного хризолита не были известны. К настоящему времени определены перспективы трубки «Удачная-Восточная», которая является надежным источником этого ценного ювелирного камня. Хризолит хорошего качества имеется и в некоторых других алмазодонных трубках. В 1962 г. в Красноярском крае разведано Кугдинское месторождение, в котором качество сырья несколько лучше, чем в Якутии. В США кустарным способом разрабатываются небольшие россыпные месторождения, связанные с базальтами. Желтовато-зеленые кристаллы ювелирного хризолита массой 1—3 г найдены в районе мыса Берд на о. Росс в Антарктике.

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

Несмотря на редкую встречаемость ювелирного хризолита и недостаточные геологические сведения, можно выделить три генетических класса месторождений: магматический, пневматолито-гидротермальной и россыпей, а в пределах каждого класса в зависимости от формации и состава вмещающих пород — типы месторождений (табл. 11).

В СССР и за рубежом хризолит добывается эпизодически. В связи с этим промышленная ценность выделенных

типов определена исходя из потенциальной и исторической значимости месторождений, качества сырья и возможностей экономически выгодной добычи хризолита.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Кимберлиты

Оливин — важнейший породообразующий минерал кимберлитов и глубинных ксенолитов ультраосновных пород, поэтому месторождения, связанные с алмазоносными кимберлитами, следует рассматривать как наиболее надежный источник получения ювелирного хризолита, поскольку его добыча может осуществляться попутно с алмазами.

Кимберлитовые породы фиксируются вдоль зон глубинных разломов, древних платформ, в основном относясь к экстрезивной фации (трубки взрыва, диатремы). Эти образования, как правило, располагаются группами, образуя поля площадью от 50 до 500 км² и более. Очертания трубок весьма разнообразны — от округлых до причудливо неправильных и вытянутых. Их площадь обычно колеблется от 3 до 45 тыс. м², самая большая трубка Мвадуи в Танзании занимает 1,5 км²; с глубиной площади сечения трубок уменьшаются. Они прослеживаются на глубину от 100—300 до 1000—1500 м и более; залегание в большинстве случаев вертикальное или близкое к нему.

Неизмененный оливин (хризолит) в большом количестве присутствует только в кимберлитах базальтового облика и лишь изредка среди магматической основной массы, цементирующей кимберлитовую брекцию. В кимберлитах других типов несерпентинизированного оливина практически нет. По А. П. Бобривичу и др. [1], один из основных критериев отличия разных типов кимберлитов — неодинаковое содержание в них неизмененного оливина. Так, в кимберлитовых брекциях содержание свежего оливина не превышает 0,05 %, а в порфирированных кимберлитах базальтового облика достигает 20—25 %. Последние макроскопически представляют собой плотные, массивные серовато-зеленоватые или темные до черных породы с многочисленными кристаллами оливина; редкими зернами пиропы, кристаллами ильменита и чешуйками флогопита. Состав кимберлита следующий (%): оливина 30—80, связующей серпентин-карбонатной массы с редкими выделениями рудного минерала и перовскита 10—25, обломков магматической основной массы до 45.

В якутских и африканских кимберлитах четко выделяются две генерации оливина. Оливин I кристаллизуется в магматическую стадию образования кимберлитов и относится к протоматическим минералам. Оливин II принадлежит к минералам основной (связующей) массы. К оливину I

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика хризолитоносных тел
Эндогенная	Магматический	В кимберлитах	Порфиновые кимберлиты, слабо затронутые постмагматическими процессами	Трубки площадью в плане от 3000 м ² до 1,5 км ² и глубиной от 100—300 м до 1,5 км и более
		В базальтах	Щелочные оливковые базальты	Нижние и средние части лавовых потоков и покровов мощностью до 25—30 м; вулканические жерла
	Пневматолито-гидротермальный	В альпинотипных гипербазитах	Серпентинизированные перидотиты, гарибургиты и дуниты	Серпентиновые жилы и прожилки мощностью от 1—3 см до 0,6—0,7 м и протяженностью 30—50 м, образующие штокверкообразные зоны площадью 30—40 м ² и более
		В ультраосновных — щелочных интрузивах центрального типа	Дуниты, оливиниты	Клиногумит-серпент-флогопит-оливковые жилы, прожилки и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 5,5 м, протяженностью до 70—80 м, местами концентрирующиеся в жилные зоны и штокверки
Экзогенная	Россыпей	Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи	Рыхлые элювиальные и делювиальные отложения	Разрушенные выходы коренных тел и делювиальные шлейфы мощностью от 0,2 до 4 м

Тип скоплений хризолита	Сопутствующие минералы	Характеристика хризолита	Промышленное значение	Месторождения
Породообразующий минерал: порфировые вкрапленники	Алмаз, пироп, хромдиопсид, флогопит, ильменит	Зерна изометричной, овальной и удлиненной формы, размером от 2 до 15 мм и более, различных оттенков зеленого цвета	Важный источник хризолита при условиипутного извлечения с алмазами	Трубка «Удачная-Восточная» (Якутия, СССР), «Де-Бирс» (ЮАР), Мвадуи (Танзания) и др.
Породообразующий минерал: порфировые вкрапленники и зернистые агрегаты размером до 35—70 см	Основные плагиоклазы, авгит, ильменит, иногда пирит и биотит	Зерна изометричной формы, размером от 5 до 25 мм, зеленоватого цвета с желтоватым и буроватым оттенком	Источник промышленных россыпей	Сан-Карлос, Буэлл-Парк и др. (шт. Аризона, США)
Отдельные кристаллы и зерна по стенкам трещин, зернистые агрегаты в жеодах прожилков	Антигорит, оливин, магнетит	Размер кристаллов 80—120 мм и более, окраска густая травяно-зеленая; встречаются уникальные экземпляры	В прошлом — основной источник добычи. Перспективный тип месторождений с лучшим качеством сырья	о. Зебергет (Египет)
Зернистые скопления размером до 0,5—0,75×1,25 м в центральной части жил и линз	Оливин, клиногумит, флогопит, кальцит, серпופит	Размер зерен от 2 до 15 мм, окраска зеленая с желтым оттенком	Мелкие объекты эпизодической добычи, источник россыпей	Кугдинское, Бор-Уряхское (Красноярский край, СССР)
Скопления зерен в рыхлых отложениях	—	Угловатые обломки и слабоокатанные зерна	Большое, наиболее выгодно для отработки	Сан-Карлос и др. (США), «Удачная» и Кугдинское (СССР)

относятся крупные выделения оливина (от нескольких миллиметров до 5—7 см), часто придающие породе порфировый облик. Абсолютно неизменных зерен нет, продукты замещения — серпентин, карбонат; замещение обычно начинается с краев зерна, проникает внутрь минерала по трещинам. Эта разновидность оливина нередко прозрачна и может использоваться как ювелирный камень. Оливин II составляет основную массу кимберлита, представлен мелкими зернами (0,5—2,0 мм) и обычно интенсивно серпентинизирован. Как ювелирное сырье он не имеет значения.

Распределение неизмененного хризолита в кимберлите неравномерное. В трубке «Удачная-Восточная» содержание его по отдельным пробам колеблется от 2—7 до 14 % от массы всей породы. В трубке «Мир» до глубины 50 м свежий хризолит отсутствует, а на глубине более 600 м встречается довольно часто.

Характерны округлые или удлиненно-уплощенные зерна хризолита со сглаженными углами. Зерна изометричной формы встречаются реже. Поверхность их корродирована. Цвет преимущественно светло-зеленый и желтоватый с зеленоватым оттенком, реже оливковый, бутылочно-зеленый и зеленовато-бурый. Встречаются и почти бесцветные разновидности.

Трубка «Удачная-Восточная» — наиболее типичный пример месторождений ювелирного хризолита, связанных с порфировыми кимберлитами. Это коренное месторождение и связанные с ним россыпи расположены на севере Средне-Сибирского плоскогорья на площади развития карбонатных залежений нижнего ордовика. Трубка «Удачная» залегает среди известняков и состоит из двух сопряженных тел, являющихся самостоятельными образованиями (рис. 20). Тела вытянуты в широтном направлении и имеют юго-западное склонение; на глубину они прослежены до 500 м.

Трубка «Удачная-Западная» сложена кимберлитовой брекчией, а «Удачная-Восточная», образовавшаяся позднее, — порфировым кимберлитом. Промежуточная зона представляет собой сильно измененную и рыхлую кимберлитовую брекцию, сходную с брекчией трубки «Удачная-Западная». Неизмененный хризолит присутствует только в трубке «Удачная-Восточная». Форма трубки на дневной поверхности близка к овалу, вытянутому с запада на восток, с глубиной она становится асимметричной. Углы падения контактов большей частью вертикальны или субвертикальны.

Кимберлит представляет собой плотную породу порфирового строения, черно-зеленого цвета с большим количеством зерен и обломков свежего оливина. Встречаются также округлые зерна пирита и ильменита. Обычны ксенолиты осадочных пород, кристаллических сланцев, змеевиков, перидотитов и эклогитов размером от долей сантиметра до 10—30 см.

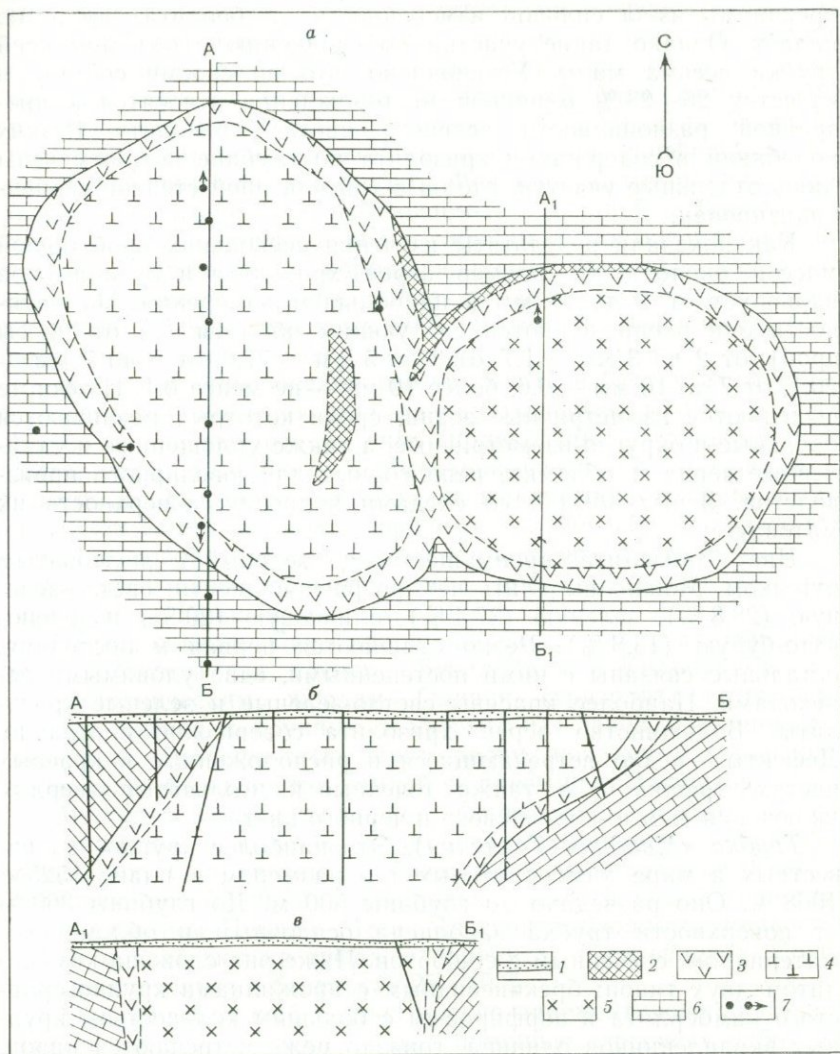


Рис. 20. Схема геологического строения (а) кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) и разрезы через нее (б, в) (А. П. Бобриевич и др., 1959):

1 — делювиальные образования; 2 — глинистый кимберлит зоны интенсивного изменения (на разрезах не показан); 3 — промежуточная зона измененной и рыхлой кимберлитовой брекчии; 4 — кимберлитовая брекчия; 5 — микролитовый крупнопорфировый кимберлит базальтического типа; 6 — известняк; 7 — скважины

Содержание неизмененного оливина в порфировом кимберлите трубки «Удачная-Восточная» достигает 20—25 % от массы породы, на контакте с вмещающими породами и кимберлитовыми брекчиями из-за сильной измененности кимберлита оно резко падает. Однако такие участки по сравнению с объемом всей трубки весьма малы. Установлено, что по своему составу и качеству 26—28 % оливинов месторождения относятся к прозрачной разновидности зеленого цвета — хризолиту. Резких колебаний в содержании хризолита по глубине нет, отмечены лишь отдельные участки, где он в той или иной степени серпентинизирован.

Как показали результаты изучения нескольких проб общей массой около 3 кг, размер зерен хризолита и их обломков варьирует от 2 до 16 мм в наибольшем измерении. По крупности они распределяются следующим образом (% от массы проб): от 2 до 3 мм — 1,7, от 3 до 5 мм — 77,6, от 5 до 7 мм — 20,1, от 7 до 10 мм — 0,6, более 10 мм — не менее 0,1. По форме выделяются изометричные зерна, среди которых различаются овальные и округло-изометричные, а также уплощенные и удлиненные зерна и обломки, непригодные для ювелирного производства. Зерна обычно со следами коррозии, поверхность их матовая.

Цвет хризолита преимущественно зеленый с желтоватым оттенком. Можно выделить четыре разновидности: светло-зеленую (28,8 %), зеленую (37,4 %), оливковую (20 %) и зелено-вато-бурую (13,8 %). Резко отличаются первая и последняя, остальные связаны с ними постепенными, едва уловимыми переходами. Наиболее красивы светло-зеленые и зеленые хризолиты. Большинство зерен хризолита совершенно прозрачно. Дефекты — редко встречающиеся и расположенные в краевых частях трещинки, а также точечные и игольчатые твердые включения светло-коричневого и черного цвета.

Трубка «Мвадуи» (Танзания). Это наиболее крупное из известных в мире кимберлитовых тел размером в плане 1525 × 1068 м. Оно разведано до глубины 500 м. До глубины 360 м от поверхности трубка заполнена осадочным и обломочным материалом, снесенным с ее бортов. Ниже она сложена кимберлитом двух типов: брекчиевидным с прожилками крупнозернистого кимберлита и порфировым с большим количеством крупных вкрапленников оливина, гораздо реже встречаются пироп, ильменит и хромдиопсид. Оливин частично замещен монтichelлитом. Подобным строением характеризуются большинство алмазоносных трубок площади Сингида в Танзании. (антгар)

Месторождения хризолита кимберлитового типа могут иметь промышленное значение только в том случае, если кимберлитовая трубка алмазоносна и хризолиты могут быть извлечены попутно с алмазами.

2. Базальты

О хризолитах, встречающихся в базальтах, данных мало. Этот тип месторождений следует считать малоперспективным из-за трудностей извлечения кристаллов из крепких вмещающих пород, однако как источник образования россыпей он имеет большое значение. О находках хризолита в базальтах в долине р. Аргуни упоминает П. Л. Драверт (1925 г.). Для базальтов Саяно-Байкальской провинции характерна порфировая или гломеропорфировая структура. Фенокристаллы оливина или основного плагиоклаза, наблюдаемые в средней и нижней частях лавовых покровов, нередко собраны в сростки и скопления, всегда оплавленные и корродированные. В центре скоплений обнаруживаются крупные зерна оливина размером 4—6 мм, окруженные более мелкими (0,5—1 мм) кристалликами, соответствующими по размеру оливину основной массы.

Месторождения ювелирного хризолита в базальтах, а также связанные с ними россыпи разрабатываются только в США. Наиболее интересные из них приурочены к лавовому полю Датил, расположенному в восточной части шт. Аризона и на западе шт. Нью-Мексико. Лавы слагают столовые горы, возвышающиеся над меловыми породами на 100—200 м и представляющие собой останцы крупного лавового покрова. Главная фаза эффузивной деятельности в пределах плато Колорадо датируется плиоценом.

Месторождение Сан-Карлос приурочено к базальтам лавового потока, а два других — Буэлл-Парк и Килбоурн-Хоул — к вулканическим жерлам. Оливин (хризолит) встречается в виде мелких и крупных бесформенных зерен или зернистых агрегатов. Бездефектные зерна редки, поэтому в ограниченном виде масса большинства камней не превышает 2 каратов.

Месторождение Сан-Карлос расположено в округе Хилл шт. Аризона в 4 км юго-западнее одноименного индейского поселения. Оно связано с базальтами, слагающими плоскую столовую возвышенность площадью около 8,5 км²; известную под названием Перидот-Меза. Массивные базальты мощностью 3—30 м залегают на туфах, алевролитах и галечниках. Содержание хризолита в базальтах 25—40 %.

Хризолит большей частью прочно зацементирован в базальтах, извлечь его можно лишь с помощью взрывных работ или кувалды, что приводит к растрескиванию зерен. Встречается он и в виде грубозернистых скоплений, окруженных тонкой оболочкой губчатого базальта, и тогда извлекается сравнительно легко. В среднем размер скоблений хризолита по наибольшему измерению колеблется от 7 до 20 см, но известны и агрегаты диаметром 35—70 см. Размер зерен хризолита 6—12 мм, иногда до 15—16 мм. Окраска зеленая с оттенками от желтых до буроватых. Качество камня очень хорошее: зерна чистые с сильным блеском. Подавляющая часть ювелир-

ного хризолита на месторождении Сан-Карлос получена из россыпей, образовавшихся в результате выветривания хризолитовых базальтов [54].

Месторождение Буэлл-Парк находится в округе Апач в 16 км севернее Форт-Дефайнс в шт. Аризона, на границе со шт. Нью-Мексико. Блюдцеобразная котловина диаметром около 3 км на юго-востоке окаймлена узкой грядой, сложенной базальтами с обильными вкраплениями хризолита. Хризолита много и на склонах гряды среди продуктов выветривания базальта. В рыхлых образованиях кроме того встречены пироп, диопсид, ильменит, авгит, энстатит, биотит и серпентин. Форма зерен хризолита большей частью изометричная, преобладают зерна размером 5—6 мм. Самые крупные достигают 25 мм в поперечнике, но они, как правило, малопрозрачны и трещиноваты. Окраска зеленая с желтым и буроватым оттенком [94].

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Альпинотипные гипербазиты

Месторождения этого типа отличаются в первую очередь высоким качеством хризолита. Расположены они среди альпинотипных массивов ультраосновных пород, сложенных в основном серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Хризолит содержится в рассекающих их антигоритовых и хризолитовых прожилках и линзах.

Самое значительное месторождение хризолита в гипербазитах находится на о. Зебергет (Сент-Джонс) в Красном море, вблизи Африканского побережья Египта. Благородный оливин встречается в виде прекрасных бездефектных кристаллов с характерной однородной темной желтовато-зеленой окраской, благодаря которой изделия из этого камня получили название «вечерних изумрудов». Месторождение отрабатывалось в античные времена, затем было заброшено и вновь открыто в 1900 г. В. Хьюм [68] указывал, что после 1914—1915 гг. добыча хризолита на острове прекращена. Однако, по данным Дж. Синканкаса [94], нет никаких указаний, что месторождение истощено.

Хризолит известен на северной стороне острова, где среди докембрийских кристаллических сланцев отмечены три небольших массива перидотитов, образующих ряд холмов. Наиболее высокий из них носит название «Главного перидотитового холма» и сложен дунитами, энстатитовыми перидотитами и лабрадорит-порфиритами докембрийского возраста.

Хризолит связан с прожилками антигорита в разложенных серпентинизированных перидотитах. Эти прожилки, простираясь в различных направлениях, образуют штокверки примерно овальной формы площадью каждый около 35—40 м². Достигая неизмененных перидотитов, прожилки выклиниваются. Хризолит встречается непосредственно около прожилков в виде от-

дельных кристаллов или скоплений в жеодах. С глубиной количество жеоид увеличивается, улучшается и качество хризолита. Добыча хризолита в основном велась у подножия холмов, где хризолит сравнительно легко извлекался из выветрелых вмещающих пород.

Хризолиты о. Зебергет уникальны как по величине (в среднем 2—4 см), так и по качеству. Масса камней после огранки 5—10 г и более. Цвет интенсивный травяно-зеленый. Кристаллы, как правило, почти бездефектны, лишь некоторые из них трещиноваты. Количество хризолита в разных прожилках сильно колеблется, но качество его остается неизменно очень хорошим.

Д. Мун (1923 г.) связывал трещины в перидотитах, по которым развивался антитерит, с разрывной тектоникой, а образование хризолита — с перекристаллизацией породообразующего оливина. В. Хьюм [68] формирование хризолита объяснял циркуляцией гидротермальных растворов по трещинам в массиве, считая крупнозернистые перидотиты, состоящие главным образом из оливина, благоприятной средой для роста крупных кристаллов хризолита по стенкам трещин. Хорошая сохранность кристаллов, по В. Хьюму, обусловлена отсутствием постминерализационных подвижек по трещинам, а также чистотой их состава и структурным совершенством, благодаря чему они более устойчивы к серпентинизации, чем вмещающие оливиновые породы.

В СССР в Восточном Саяне известно несколько аналогичных по генезису проявлений хризолита на Хара-Нурском (Холбын-Хаирханском) и Оспинском гипербазитовых массивах. Наиболее интересные из них — Улан-Ходинское и Дибинское находятся на Хара-Нурском массиве, сложенном серпентинизированными дунитами и перидотитами.

Хризолитоносные жилы и прожилки расположены среди слабосерпентинизированных крупнозернистых дунитов, которые вблизи них подвергнуты дроблению и катаклазу. Границы жил извилистые и нечеткие. Сложены они тонко рассланцовой хризотил-сепиолитовой волокнистой породой, содержащей неравномерно рассеянные зерна прозрачного оливково-зеленого хризолита и их скопления размером от 0,1 до 3—5 см в поперечнике. Насыщенность прожилков хризолитом 50 %. Зерна плохо огранены, нередко спирально изогнуты и растресканы.

Оспинский массив — крупнейший в гипербазитовом поясе Восточного Саяна (площадью более 300 км²) состоит главным образом из дунитов, окруженных перидотитами и серпентинитами. В этом массиве ювелирный хризолит встречен в тальковых жилах мощностью от 5 до 15 см, пересекающих серпентинизированные перидотиты. Зерна хризолита из таких жил ксеноморфны с неровной поверхностью. Многие растресканы и залечены асбестовидным агрегатом. Оспинский хризолит буровато-желтого оттенка, что снижает его ювелирные качества.

Хризолиты Восточного Саяна, по данным О. В. Глазунова, А. Н. Сутурина и Р.С. Замалетдинова, соответствуют форстериту, содержащему около 7 % фаялитового компонента. Их практическое применение затруднено в связи с интенсивной трещиноватостью и необходимостью удаления крепкой серпентин-сепиолитовой оболочки зерен.

2. Ультраосновные — щелочные интрузивы центрального типа

Месторождения в сложных интрузивах ультраосновного — щелочного состава в СССР известны на Кольском полуострове, на севере Красноярского края, в Енисейском крае, Восточном Саяне, на Алданском и Витимском нагорьях. Хризолит отмечен во многих перечисленных районах, самыми крупными и изученными являются Кугдинское и Бор-Урахское месторождения.

Кугдинское месторождение расположено в Красноярском крае в 200 км южнее пос. Хатынга в одноименном интрузиве ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (рис. 21).

Интрузив, как и другие аналогичные массивы Маймечка-Котуйской провинции, залегает среди горизонтальных или слабо дислоцированных палеозойских пород чехла Сибирской платформы. Возраст массивов предположительно триасовый. Форма Кугдинского массива овальная, площадь около 17 км². В строении массива участвуют оливиниты, перидотиты и пироксениты, меллитовые породы, мельтейгиты, оливинсодержащие якупирангиты, ийолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты и различные метасоматические образования в виде хризотилитовых и флогопитовых жил. Между собой жилы связаны постепенными переходами и отличаются друг от друга лишь количественным соотношением главных минералов. Оливиниты занимают более половины площади массива. Среди них преобладают рудные разновидности, к которым и приурочены хризолитоносные жилы, сгруппированные в трех участках, а также линзы перовскит-титаномагнетитовых руд.

Форма хризолитоносных тел жильная, реже линзовидная. Жилы имеют неправильную форму с резко изменчивой мощностью как по простираанию, так и по падению и, пересекая друг друга, образуют штокверкоподобную зону. Мощность жил и прожилков от нескольких сантиметров до 1,5 м, длина 70—80 м, мощность линзовидных тел до 5—5,5 м. Контакты хризолитоносных тел четкие, хотя и не всегда резкие.

Состав жильных и линзовидных тел в основном клиногумит-серпофит-флогопит-оливиновый. Количественные соотношения этих минералов резко изменчивы, преобладают существенно оливиновые и флогопит-оливиновые разности. Краевые части тел бывают обогащены титаномагнетитом. Строение жил и линз зональное. Приконтактные их части сложены коричневым оливином (50—55 %), титаномагнетитом и перовскитом (45—50 %). Центральная часть тел представляет собой рых-

лую тонкозернистую, оливин-слюдистую массу. В самом центре жил и линз сконцентрированы прожилки и линзочки жильного оливина, где и находятся скопления хризолита, ассоциирующего с флогопитом, серпофитом, клиногумитом и кальцитом. Состав этих прожилков следующий (%): оливина 60—80, хризолита 30—50, флогопита 5—15, серпофита, клиногумита, кальцита 1—3, титаномagnetита и перовскита до 3.

Размеры скоплений хризолита от нескольких сантиметров в поперечнике до $0,5 \times 0,75 \times 2,5$ м. Форма мелких скоплений изометричная, крупные вытянуты по простиранию и падению жильных тел. Распределены неравномерно, между величиной скоплений и мощностью жильных тел зависимости нет. Хризолит в скоплениях постепенно сменяется жильным оливином, который представляет собой сплошную зернистую массу, состоящую из остроугольных обломков размером от $2 \times 2 \times 3$ до $7 \times 10 \times 15$ мм, обычный их размер $3 \times 5 \times 5$ мм. Цвет кугдинских хризолитов зеленый с желтоватым и оливковым оттенком, окраска несколько интенсивнее, чем у хризолитов кимберлитовых трубок Якутии. Содержание хризолита в жилах Кугдинского месторождения 10—16 г/м³.

Бор-Урахское месторождение хризолита расположено в 100 км южнее Кугдинского на площади одноименного массива ультраосновных — щелочных пород, который залегает среди осадочно-метаморфических пород верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. Наибольшим развитием в массиве пользуются оливиниты. В центральной и северо-восточной его частях отмечаются зоны метасоматически измененных оливинитов мощностью до 30 м и длиной до 500—600 м и флогопит-оливиновые жилы длиной в несколько десятков метров и мощностью до 3 м. Они содержат прозрачные кристаллы хризолита размером до 3 см, преобладающий размер 4—6 мм. Окраска зеленая, желто-зеленая и винно-желтая.

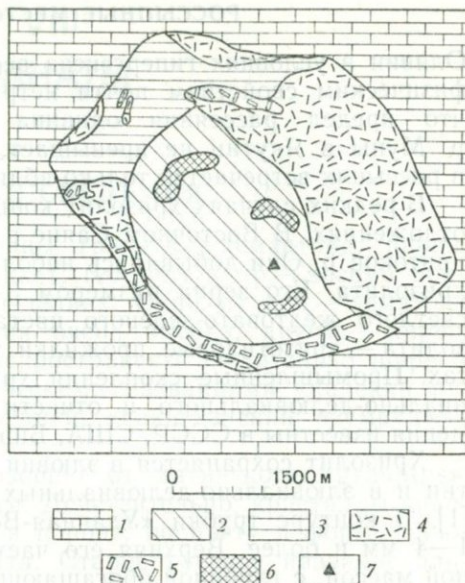


Рис. 21. Схема геологического строения Кугдинского массива (по Т. Л. Голдбурт и К. М. Шихориной с упрощениями):

1 — доломиты и известняки среднего кембрия; 2 — оливиниты средне- и крупнозернистые рудные; 3 — оливиниты мелкозернистые безрудные; 4 — нефелин-пироксеновые породы; 5 — меллитовые породы; 6 — перовскит-титаномagnetитовые обособления; 7 — местоорождение хризолита

Оливин в условиях гипергенеза весьма неустойчив, а по своим физическим свойствам почти нетранспортабелен. Установлено, что предел рассеяния оливина из кимберлитов в бассейне р. Муны в Якутии не превышает 5—6 км. Поэтому хризолит в россыпях встречается только вблизи коренного источника.

В редких случаях хризолит концентрируется в аллювиальных отложениях. В Восточном Саяне в двадцатые годы из аллювия притоков р. Оки добывались небольшие количества ювелирного хризолита. Его зерна размером 3—4 мм окатаны, прозрачны, светлого желтовато-зеленого цвета. Коренные источники хризолита — хризотилитовые прожилки в серпентизированных дунитах. Промышленные скопления хризолита элювиального, элювиально-делювиального и отчасти пролювиального происхождения известны в СССР, США, Бирме и в других странах.

Хризолит сохраняется в элювии кимберлитовых трубок Якутии и в элювиально-делювиальных россыпях на склонах долин [1]. В контуре трубки «Удачная-Восточная» мощность элювия 1—4 мм и более. Верхняя его часть представлена глиноподобной массой, с глубиной обогащающейся дресвой, мелкой щебенкой и обломками кимберлита. Хризолит россыпи по качеству почти не отличается от сырья коренного месторождения.

На склонах долин элювиальные россыпи сменяются делювиальными. Делювиальный шлейф трубки «Удачная-Восточная» сложен кимберлитовым материалом, разрушенным до гравийно-песчаной фракции и перемешанным со щебенкой вмещающих коренных пород и песчано-суглинистыми образованиями. Делювиальная россыпь содержит хризолит, зерна которого по сравнению с элювием несколько мельче. Трубка «Зарница» окружена делювиальной россыпью. Делювиальные суглинки лежат на крупноглыбовом элювии известняков. Промежутки между глыбами и трещины плотика заполнены песчано-глинистым материалом со щебенкой известняков и кимберлита, содержащего мелкие зерна хризолита, редко алмаза.

Хризолитоносные россыпи Кугдинского месторождения в Красноярском крае также элювиально-делювиального происхождения и сопровождают выходы на поверхность хризолитоносных жил. Мощность продуктивных рыхлых образований 0,2—2,5 м, в среднем не превышает 1 м. Россыпь сложена суглинками с дресвой и обломками рудных оливинитов. Количество хризолита в россыпи зависит от его содержания в жилах. Это угловатые зерна и обломки кристаллов, в основном размером менее 2 мм; зерен размером более 8 мм около 15 %.

В США главным источником хризолита служат элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи, сформировавшиеся по хризолитоносным базальтам. Практическое значение имеют глинистые продукты коры выветривания базальтов с зернами сравнительно свежего хризолита.

VIII

ГРАНАТЫ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Благородные минералы группы граната — демантоид, пироп, альмандин (рис. IX на вклейке), гессонит и др. — весьма привлекательны в ювелирных изделиях. Одни из них — дематоид и родолит — редки и ценятся очень высоко, другие — пироп, альмандин и гроссуляр — распространены значительно шире и часто известны под коммерческими названиями «капский рубин» — пироп из Южной Африки, «пакистанский изумруд» — гроссуляр и т. п.

Название «гранат» произошло от латинского «granatus», что означает подобный зернам. Действительно, кристаллы красных гранатов, заключенные в породе, по цвету и форме напоминают зерна плодов граната. Старое русское название альмандина — «вениса».

Все гранаты кристаллизуются в одинаковых формах, физические свойства их близки. Они относятся к классу ортосиликатов с общей формулой $R_3^{2+}R_2^{3+}[SiO_4]_3$, где R^{2+} — Ca, Mg, Fe, Mn, а R^{3+} — Al, Mn, Fe, Cr, Ti, V. Двух- и трехвалентные элементы могут замещать друг друга, чем и объясняется большое количество разновидностей минерала. А. Н. Винчелл разделяет гранаты на две подгруппы, называя каждую из них по начальным буквам крайних членов: пиральспиты — альмандиновый ряд, уграндиты — андрадитовый ряд. В подгруппах смесимость элементов непрерывна, но между ними возможность замещения ограничена.

В табл. 12 приведен теоретический химический состав главных гранатов альмандинового и андрадитового рядов. Однако природные гранаты редко отвечают идеальному составу и представляют собой смеси различных гранатов.

Т а б л и ц а 12
Теоретический химический состав гранатов (в %)

Компонент	Альмандиновый ряд			Андрадитовый ряд		
	пироп	альмандин	спессартин	уваровит	гроссуляр	андрадит
SiO ₂	44,8	36,2	36,4	35,9	40,0	36,5
Al ₂ O ₃	25,4	20,5	20,6	—	22,7	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	30,6	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	31,5
FeO	—	43,3	—	—	—	—
CaO	—	—	—	33,5	37,3	33,0
MnO	—	—	43,0	—	—	—
MgO	29,8	—	—	—	—	—

Гранаты кристаллизуются в гексаоктаэдрическом виде симметрии кубической сингонии в основном как ромбододекаэдры и тетрагонтриоктаэдры, встречаются и комбинации этих форм. Кристаллы гранатов, кроме пироба, как правило, хорошо образованы, при этом свободно выросшие индивиды богаче гранями, чем кристаллы-включения.

Спайность отсутствует или несовершенная по додекаэдру. Окраска минерала варьирует от белой до черной (известны лишь синие гранаты). Природа окраски гранатов обусловлена присутствием хромофоров и их групп: Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Mn^{3+} , V^{3+} , Ti^{4+} . По данным М. Н. Тарана, двух- и трехвалентное железо усиливает красные тона, трехвалентный хром обуславливает яркую зеленую, красную и фиолетовую окраски, двух- и трехвалентный марганец — оранжевую и розовую, трехвалентный ванадий — зеленую. Обилие хромофоров и их различных сочетаний вызывает большое разнообразие окрасок и оттенков гранатов даже на одном месторождении. Наиболее характерны различные оттенки красного, коричневого, желтого и зеленого цвета. Гранаты светлых тонов могут быть прозрачными, темные — непрозрачны или просвечивают. Гранатам свойственны сильный блеск и яркость окраски, а также цветовая игра, особенно у демантоида, коэффициент дисперсии которого выше, чем у алмаза, и достигает 0,057.

Пироп. Минерал назван так за свой ярко-красный цвет («пиропос» по-гречески — подобный огню). Яркий цвет, значительная твердость, близкий к алмазному блеск — все это дает основание относить пироп к числу красивейших ювелирных камней. Ювелирный пироп известен на мировом рынке и под коммерческими названиями: аризонский, колорадский, богемский и капский рубин. Розовато-красная, пурпурная разновидность пироба, содержащая железо и переходная к альмандину, называется родолитом.

Пироп — магнезиально-алюминиевая разновидность граната. В его составе преобладает пироповый компонент (от 59,7 до 70 %), содержание альмандинового компонента 9,4 — 22,5 %, а уваровитового 2,2 — 4,8 %. В густоокрашенных фиолетово-красных разновидностях количество уваровитового компонента достигает 11,9 %.

В коренных месторождениях пироп находится в виде округлых, иногда несколько сплюснутых зерен с матовой поверхностью. Размер их от долей миллиметра до 2,5—3,0 см, обычно 2—4 мм. Камни размером более 6 мм встречаются редко. Так, в 2 т пиропового концентрата из чехословацких месторождений, как правило, встречается лишь одно-два зерна размером 6—10 мм. В пиробах трубки «Мир» количество зерен размером от 7 до 10 мм составляет 0,15 %. Наиболее крупные пиробы найдены в делювиальных россыпях Средне-Чешских гор: масса одного из них 468,5 карата, размеры $18 \times 27 \times 33$ мм, другого, размером с голубиное яйцо, 633,4 карата.

Зерна пиропы обычно прозрачны или просвечивают, включения других минералов редки. По окраске пиропы разделяются на три главные группы: оранжевые, красные и лиловые (фиолетово-красные). Для пиропов каждого месторождения характерен свой оттенок окраски. М. Н. Таран считает, что Cr^{3+} (кноррингитовый или уваровитовый компонент) придает пиропу красную, зеленую и лиловую окраски, а основой окраски являются полиэдры CrO_6 . Существенное влияние оказывают Fe^{2+} и Fe^{3+} (альмандиновый компонент), усиливающие красные тона, Fe_8^{2+} и Ti_4^{4+} придают оранжевый оттенок. Некоторые пиропы имеют «александритовую» окраску: при дневном свете — голубую и зеленую, при искусственном — малиновую и розовато-красную, что обусловлено значительным содержанием хрома и умеренным — кальция. Пиропы с александритовой окраской являются промежуточными между хромсодержащими красными разновидностями и зелеными кальций-хромовыми уваровитами. С. В. Грум-Гржимайло [13] ярко-красный цвет чехословацких пиропов объяснял наличием иона Mn^{2+} , а лиловую гамму окраски — одновременным присутствием Cr^{3+} и Fe^{3+} .

Наиболее ценятся камни рубиново- и кроваво-красного цвета, оранжевые и желтые оттенки снижают их качество.

Показатели преломления пиропы изменяются от 1,705 у бледноокрашенных разновидностей до 1,785 и выше у густоокрашенных дихроичных фиолетово- и лилово-красных зерен. Твердость пиропов разных месторождений 7—7,5 по Моосу, плотность 3,60—3,86 г/см³: у чехословацких пиропов 3,68—3,71, у южноафриканских 3,84—3,86, у пиропов о. Шри-Ланка 3,65—3,80, у якутских 3,65—3,77.

Основной источник ювелирных пиропов — Чехословакия, где в 60 км севернее Праги находится район добычи лучших в мире огненно-красных камней. Чехословацкий пироп («богемский рубин») известен с XIII в., в последнее время размеры его добычи сократились.

Большой интерес представляют алмазонасные кимберлиты Якутии, Южной Африки и Танзании, где пироп можно извлекать попутно с алмазами. Пиропы очень хорошего качества встречаются на о. Шри-Ланка в комплексных россыпях драгоценных камней.

Родолит — розовато-красный гранат, впервые найденный в округе Мекон (шт. Северная Каролина, США), название которого в переводе с греческого означает «розовый камень». Ранее родолит считали разновидностью альмандина, однако установлено, что он содержит две части пиропы и одну альмандина, т. е. может рассматриваться как железистая разновидность пиропы.

Чистые родолиты яркие и имеют очень красивую окраску: от красновато-розовой до темной с пурпурным оттенком. Красная окраска родолитов зависит от присутствия Fe^{2+} в восьмерной координации. В природе родолит встречается в виде хорошо

ограненных кристаллов размером до 2 см. Масса самого крупного ювелирного камня из Северной Каролины — 43,3 карата, а в ограненном виде около 14 каратов [69]. Показатель преломления родолита 1,76. Твердость 7 по Моосу, плотность 3,83 — 3,93 г/см³.

Месторождения ювелирного родолита известны только в США, где он встречается в виде вкрапленников в гиперстеновых гнейсах, генезис, вероятно, метаморфический. На этих месторождениях ювелирный родолит добывали попутно с абразивными гранатами. В последние годы появились сведения о находках драгоценного родолита в Восточной Африке.

Альмандин. Название этой разновидности граната происходит от латинского «alabandicus» — так Плиний именовал камни, обработанные в Алабанде, районе Малой Азии. Это название применялось тогда к гранату, рубину, топазу и гиацинту.

Альмандины с различными оттенками красного цвета имеют специальные названия: обыкновенный гранат, если его цвет очень густой, почти черный, фалум — при коричневом и темно-коричневом оттенках, сериям — фиолетово-красный и драгоценный (благородный) — красный гранат с глубоким и чистым цветом бургундского вина.

Альмандин относится к железисто-алюминиевым гранатам. Большинство ювелирных альмандинов состоит примерно из равных количеств пироповой и альмандиновой составляющих и незначительных количеств других гранатовых компонентов. Ювелирный альмандин из месторождения Форт Врангель (Аляска), по данным А. Пабста [88], содержит (в %): SiO₂ 39, 29, Al₂O₃ 21,7, FeO 30,81, MnO 1,51, MgO 5,26, CaO 1,99.

Альмандин образует обычные для граната ромбододекаэдры и тетрагонтриоктаэдры. На его гранях часта штриховка. Размер кристаллов от долей миллиметра до 4—5 см, у ювелирных камней обычно 5—6 мм. Очень характерны интенсивная трещиноватость, включения кварца, слюды и других минералов. Для альмандина обычна фиолетово-красная окраска, которую С. В. Грум-Гржимайло [13] связывает с присутствием иона Fe²⁺ в восьмерной координации, замещающего ион магния. По данным М. Н. Тарана, красные тона в окраске альмандина обусловлены совместным хромофорным действием ионов Fe²⁺ и Fe³⁺ в восьмерной и шестерной координации. Минерал не люминесцирует его показатель преломления 1,77—1,83, плотность 7—7,5 по Моосу.

Из ювелирных гранатов альмандин наиболее распространен. Самые ценные камни добываются в россыпях Индии и о. Шри-Ланка. В Австралии альмандин встречался в золотоносных россыпях. Ювелирный альмандин известен в пегматитах Бразилии и о. Мадагаскар, а также в метаморфических сланцах Аляски, Карелии, Урала и ряда других районов мира, где, как правило, он извлекается попутно с абразивным сырьем и дру-

гими полезными ископаемыми. Ценится алмадин сравнительно недорого.

Спессартин. Его название происходит от местности Шпессарт в Баварии. Это марганцево-алюминиевый гранат медово-желтого и желто-оранжевого цвета. Лучшим образцам ювелирного спессартина присущ темно-оранжевый оттенок. Окраска камня определяется присутствием Fe^{3+} в восьмерной координации [13]. Размеры кристаллов, как правило, малы — и ограненные камни массой более 5 каратов считаются уникальными. Плотность спессартина $4,1\text{--}4,2 \text{ г/см}^3$, показатель преломления 1,80.

В природе распространены главным образом не чистые спессартины, а гранаты ряда алмадин — спессартин. Благодаря примеси алмадина нежный оранжевый цвет камня становится более сочным. Наиболее красивые камни известны в натриево-литиевых пегматитовых жилах в округе Рамона (шт. Калифорния, США), на о. Мадагаскар и в Раджастхане (Индия). На этих месторождениях спессартин добывается попутно с турмалином и другими драгоценными камнями. Хорошие спессартины находили в пегматитах Швеции и Мексики, а также в пустотах среди гранитов в шт. Невада (США). В Италии он известен на о. Эльба, в СССР встречается на Урале, в Забайкалье и других местах.

Уваровит. Назван по фамилии одного из президентов Российской Академии наук С. С. Уварова и является кальциево-хромовой разновидностью граната с примесьюgrossулярового компонента и небольшого количества андрадита. Уваровит обычно образует мелкие кристаллы в форме ромбододекаэдра, нарастающие на стенки трещин. Размеры кристаллов невелики — от 0,5 до 1,0 мм в поперечнике. В Финляндии на медном руднике Оутокумпу известны кристаллы размером до 1,5 см. Плотность уваровита $3,52\text{--}3,78 \text{ г/см}^3$, показатель преломления $1,85\text{--}1,87$.

Цвет минерала изумрудно-зеленый, обусловленный присутствием иона Cr^{3+} в шестерной координации. В уваровитах Бушвельдского массива с увеличением содержания железа зеленый цвет камня становится интенсивнее, а при наличии титана появляется бурый оттенок. По красоте цвета и интенсивности блеска уваровит — «уральский изумруд» — не уступает демантоиду, однако из-за небольших размеров зерен он обычно используется в виде декоративных друз.

Проявления уваровита известны в СССР, США, Канаде и других странах. Он образуется в результате воздействия пневматолито-гидротермальных растворов на хромсодержащие ультраосновные породы и локализуется чаще всего по трещинам в телах хромитовых руд.

Гроссуляр. Так по ассоциации с цветом крыжовника (ботаническое название — гроссулярия) называется зеленая разновидность граната, найденная К. Лаксманом в 1790 г. в Сибири.

Это кальциево-алюминиевый гранат, в котором обычно присутствует андрадитовый компонент.

Форма кристалловgrossуляра — ромбододекаэдры и тетрагонтриоктаэдры, величина их различна. Зеленый цвет камня обусловлен присутствием иона Fe^{3+} в шестерной координации, изоморфно замещающего алюминий. При содержании железа менее 2 % камень почти бесцветен, однако даже небольшая примесь хрома вызывает ярко-зеленую окраску. Гроссуляр из Пакистана, так называемый «пакистанский изумруд», имеет светло-зеленую окраску и по блеску похож на демантоид. Показатель преломления 1,738, плотность 3,6 г/см².

Гроссуляр — типичный минерал известковых скарнов, а также продуктов гидротермального изменения серпентинитов и габбро. Его месторождения известны в СССР, Индии, Пакистане и других странах. В середине 70-х годов появились сообщения об ювелирном grossуляре высокого качества из скарнированных мраморов в Танзании и Кении (месторождения Лалатема, Миралани, Луаленья и др., в районах Тейта и Тавета). Восточноафриканские grossуляры названы тсаворитами по имени национального парка Тсаво в Кении, цвет их от бледного салатого до густого изумрудно-зеленого с голубоватым оттенком, появляющимся при искусственном освещении. По данным К. Бриджеса [52], железо в этих гранатах отсутствует, а их окраска объясняется примесями ванадия, хрома, марганца и никеля.

Гессонит. Это железистая разновидность grossуляра, обладающая прекрасным медово-оранжевым цветом. Своей окраской гессонит обязан присутствию трехвалентного железа в шестерной и четверной координации. Минерал по внешнему виду сходен с гиацинтом (цирконом), отличается от него меньшей твердостью, что и обусловило его название (от греческого — более слабый, худший). Показатель преломления гессонита 1,742—1,748, твердость 7 по Моосу, плотность 3,50—3,75 г/см². Эта разновидность граната содержит 30—50 % андрадитового компонента и встречается только в известковых скарнах.

Говоря о ювелирных гранатах, следует упомянуть и о гидроgrossуляре, содержащем гидроксил. Широкую известность получил гидроgrossуляр из США и Южной Африки, названный аризонским и трансваальским жадом из-за сходства с ювелирно-поделочным жадеитом. В отличие от других гранатов он не образует достаточно крупных монокристаллов и используется в виде тонкозернистого плотного агрегата.

Это массивный полупрозрачный камень зеленого, бледно-розового и серого цвета с рассеянными включениями хромита. Как ювелирный материал ценятся только зеленые и розовые разновидности, зеленая окраска обусловлена наличием хрома, а розовая — марганца. Показатель преломления гидроgrossуляра из Южной Африки 1,72—1,73, твердость 7,5 по Моосу, плотность 3,45—3,56 г/см³.

В США гидрогроссуляр добывают из россыпей, в Южной Африке его коренные месторождения связаны с метасоматически измененными габбро Бушвельдского массива.

Демантоид. Так называется ювелирная разновидность андрадита с ярким травяно-зеленым цветом. Благодаря большому светопреломлению и коэффициенту дисперсии света этот гранат характеризуется красивой цветовой игрой и ярким блеском, что особенно заметно при искусственном освещении. Отсюда понятно происхождение его названия от слова «диамант» — алмаз. Уральский демантоид иногда неправильно называют хризолитом. В ювелирном деле демантоид из-за своей красоты и редкости ценится гораздо дороже других благородных гранатов. По составу это кальциево-железистый гранат, зеленый цвет которого обусловлен присутствием Fe^{3+} в шестерной координации и повышенным содержанием Cr^{3+} , замещающим Fe^{3+} в октаэдрической позиции.

Хорошо образованные кристаллы для демантоида нетипичны, лишь изредка он встречается в виде ромбододекаэдров. Обычно это зерна овальной формы, которые итальянские рудопы образно называют «семенами асбеста». Размер зерен колеблется от долей миллиметра до 8—10 мм, более крупные встречаются очень редко. На Урале в прошлом веке были добыты два камня массой 29,8 и 50,5 г. Коэффициент дисперсии демантоида 0,057, что в два раза больше коэффициента дисперсии других ювелирных гранатов. Показатель преломления 1,88—1,90, твердость сравнительно низкая — около 6,5 по Моосу, плотность 3,80—3,90 г/см³.

В конце XIX — начале XX вв. демантоид наряду с изумрудом был основным ювелирным камнем русского экспорта. Месторождения высококачественного демантоида, ставшего лучшим эталоном зеленого граната, пока известны только в габбро-перидотитовых массивах Урала. На остальных месторождениях (Италия, Южная Корея и др.) преобладают сравнительно недорогие бледноокрашенные или зеленовато-бурые кристаллы.

Топазолит. Такое название дано прозрачному андрадиту медово- и золотисто-желтого цвета. Его показатель преломления — 1,84—1,89, твердость 6,5—7,0 по Моосу, плотность 3,75—3,85 г/см³.

Этот красивый камень встречается очень редко и только в виде мелких зерен. Проявления топазолита минералогического значения известны в Италии и Швейцарии, где он наблюдается по трещинам в серпентинитах.

Гранаты относятся к числу широко распространенных минералов земной коры и входят в состав многих горных пород. Пиропы и близкие к ним разновидности гранатов встречаются в эклогитах, перидотитах, кимберлитах, основных эффузивах и в других, богатых магнием, породах. Альмандин характерен для метаморфических пород альмандин-амфиболитовой фации, кислых эффузивов и гранитов, а спессартин — для редкометаль-

ных пегматитов и некоторых месторождений марганца. Уваровит ассоциирует с хромитовыми рудами. Гроссуляр — типоморфный минерал известковых скарнов. Демантоид и топазолит присутствуют в серпентинизированных ультраосновных породах.

Демантоид и другие яркоокрашенные или светлые гранаты шлифуются под бриллиант, мелкие зерна — розой. Темные, густые и дефектные камни с мелкими трещинками и включениями (чаще всего пироп, альмандин, спессартин и гессонит), как правило, обрабатываются в виде кабошонов. Они нередко используются для создания гранатовых осыпных изделий в сочетании с более дорогими камнями — алмазом, изумрудом и др. Для осветления очень темных полупрозрачных камней с задней стороны кабошона выбирается часть материала по вогнутому, серповидному профилю. Альмандин и гессонит иногда используются для изготовления камней.

Данных о мировой добыче ювелирных гранатов нет. По разрозненным и неполным сведениям в США в 1952 г. было добыто 35 кг, на о. Мадагаскар в 1963 г. — 59 кг, в Южной Африке в 1905—1930 гг. — 50 кг ювелирных гранатов в год. Гранаты, за исключением демантоида и пироба, редко бывают предметом самостоятельной добычи. Ювелирное сырье отбирается в процессе добычи алмазов, других драгоценных камней, абразивных гранатов, слюды, хромитовых руд и т. д.

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

Целесообразно рассмотреть месторождения трех основных разновидностей ювелирных гранатов: пироба, альмандина и демантоида.

ПИРОП

Пироп — магматический минерал, встречающийся в виде сравнительно равномерной вкрапленности в некоторых ультраосновных породах (кимберлитах, гранатовых перидотитах и пироксенитах), а также в россыпях, образовавшихся в результате разрушения этих пород. Промыленно-генетическая классификация месторождений ювелирного пироба приведена в табл. 13.

Пироп сравнительно широко распространен, однако его промышленные скопления известны только в алмазоносных кимберлитах Якутии и Африки, а также в эруптивных базальтовых брекчиях Чехословакии. С этими коренными источниками связаны и промышленные россыпи пироба, главным образом элювиально-делювиального происхождения. Специально эксплуатируются только чехословацкие и некоторые американские россыпи, в других странах пироп добывается главным образом попутно с алмазами.

Промышленное значение имеют месторождения ювелирного пироба, связанные с алмазоносными кимберлитами и с некоторыми эруптивными базальтовыми брекчиями, содержащими обломки пиробовых перидотитов.

1. Кимберлиты

Скопления ювелирного пироба известны как в алмазоносных, так и в неалмазоносных кимберлитах. Последние обычно не выгодны для разработки, но могут служить источником богатых россыпей.

Ювелирный пироб распространен в кимберлитах значительно шире, чем хризолит, и сохраняется не только в базальтических, но и в сильносерпентинизированных кимберлитах. Гранаты в основном входят в состав ксенолитов глубинных ультраосновных пород и эклогитов, кроме того они нередко включены в сами кимберлиты. Все они, по Н. В. Соболеву [36], представляют собой смеси пироба и альмандина с уваровитом или гроссуляром. Встречаются также более редкие высокохромистые разновидности, содержащие кноррингитовый компонент.

Цвет хромсодержащих пиробов с уваровитовым или кноррингитовым компонентом — красный, малиновый, фиолетовый, размер от 1 до 10—12 мм. Они являются порообразующими минералами обломков порфировых и полнокристаллических гранатовых перидотитов, а в кимберлите относятся к раннему — хромовому парагенезису. Такие гранаты обычно прозрачны и используются как ювелирное сырье.

Пиробы с гроссуляровым компонентом характеризуются оранжевым и оранжево-красным цветом и встречаются в эклогитах. Такой же цвет обычен и для титансодержащих пиробов, распространенных в собственно кимберлитах и принадлежащих к позднему — титановому парагенезису. Они отличаются наибольшим размером (до 10—15 см), но растресканы, слабо прозрачны и почти непригодны для обработки.

Существует мнение, что гранаты, включенные в кимберлит, являются ксенокристаллами — реликтами раздробленных глубинных пород [22 и др.]. Не лишено оснований и представление о возможности кристаллизации части гранатов непосредственно из кимберлитового расплава [1 и др.].

Ювелирный пироб хорошего качества добывался из алмазоносных трубок «Кимберли» и «Де-Бирс» в Южной Африке. В большом количестве он обнаружен в якутских трубках «Мир» и «Удачная-Западная». Следует также упомянуть о неалмазоносных богатых пиробом кимберлитах юга США (Гарнет-Ридж и др.), являющихся коренными источниками промышленных россыпных месторождений.

СССР. В Западной Якутии в бассейне р. Вилюя в палеозойских доломитизированных и песчанистых известняках и мергел-

лях залегает трубка «Мир». В плане она имеет неправильно-эллипсовидные очертания и вытянута к северо-западу (рис. 22). В разрезе — это воронкообразное тело с меняющимися углами падения стенок. Трубка сложена крупнообломочной кимберлитовой брекчией, состоящей из эруптивных обломков боковых и глубинных пород, сцементированных серпентин-карбонатным материалом. До глубины 4—6 м брекчия превращена в дресву, в которой в неизмененном виде сохранились только алмаз, пироп, циркон и пикроильменит.

Пироп представлен изометричными округлыми зернами и обломками неправильной формы. Преобладают густоокрашенные красные камни с фиолетовым, лиловым, малиновым и оранжевым оттенками. Размер зерен от 0,1 до 1,5—2 см, при этом кристаллы величиной менее 3 мм составляют 20 %, от 3 до

Промыленно-генетическая классификация

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел	Характеристика скоплений пироба
Эндогенная	Магматический	В кимберлитах	Порфиновые базальтические и брекчиевидные кимберлиты	Трубки взрыва	Породообразующий минерал; порфиновые вкрапленники
		В базальтовых эруптивных брекчиях	Базальтовая брекчия с обломками гранатовых перидотитов	Трубки взрыва площадью в плане до 250 тыс. м ² , глубина более 500—600 м	Вкрапленники в эруптивных обломках гранатовых перидотитов
	Россыпей	Элювиально-делювиальный	Глинистые и песчано-глинистые образования с обломками коренных пород	Разрушенные выходы коренных тел мощностью до 40 м и делювиальные шлейфы	Неравномерные скопления зерен в рыхлых образованиях
Экзогенная		Аллювиальный	Речные гравийно-песчаные образования	Террасовые и долинные россыпи	Рассеянные скопления зерен с участками концентрации, в нижних частях россыпи

5 мм — 75,2 %, от 5 до 7 мм — 4,65 %, более 7 мм — 0,15 %.

В трубке «Удачная-Западная», сложенной брекчиевидным кимберлитом, пироп присутствует в виде редких зерен в связующей массе кимберлита и во включениях ультраосновных пород, главным образом порфировых перцолитов. Форма зерен округло-овальная, реже угловатая, размеры их 1—25 мм, но зерна крупнее 8 мм, как правило, непрозрачны и трещиноваты. Окраска пироба оранжевая, красная, фиолетовая. Наибольший интерес представляют лилово-малиновые разности с дихроичными свойствами.

ЮАР. Лучшие пиробы связаны с алмазоносной трубкой «Де-Бирс», расположенной юго-восточнее г. Кимберли. Очертания трубки в плане овально-удлиненные, площадь на поверхности 70 тыс. м². На глубине около 700 м она приобретает дайкооб-

месторождений ювелирного пироба

Таблица 13

Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирного пироба	Промышленное значение	Месторождения
Алмаз, оливин, магнетит	Зерна овальной, угловатой и уплощенной формы, размером до 12 мм. Цвет красный с оранжевым, фиолетовым и лиловым оттенком. Иногда проявлен дихроизм	Важный источник добычи попутно с алмазом	«Мир», «Удачная-Западная» (СССР), «Кимберли», «Де-Бирс» (ЮАР) и др.
Пироксен, ильменит, рутил, циркон	Зерна округлой формы, размером до 10—12 мм. Цвет кроваво- и винно-красный	Источник промышленных элювиально-делювиальных россыпей	Лингорка, Бота и др. (ЧССР), МНР Австралия
—	Соответствует коренному гранату	Основной источник добычи	Бакванга (Заир), Гарнет-Ридж (шт. Аризона, США), Средне-Чешские горы (ЧССР)
—	Окатанные и слабоокатанные зерна, прошедшие естественное обогащение	Важный источник добычи попутно с алмазом	Якутия (СССР) и др.

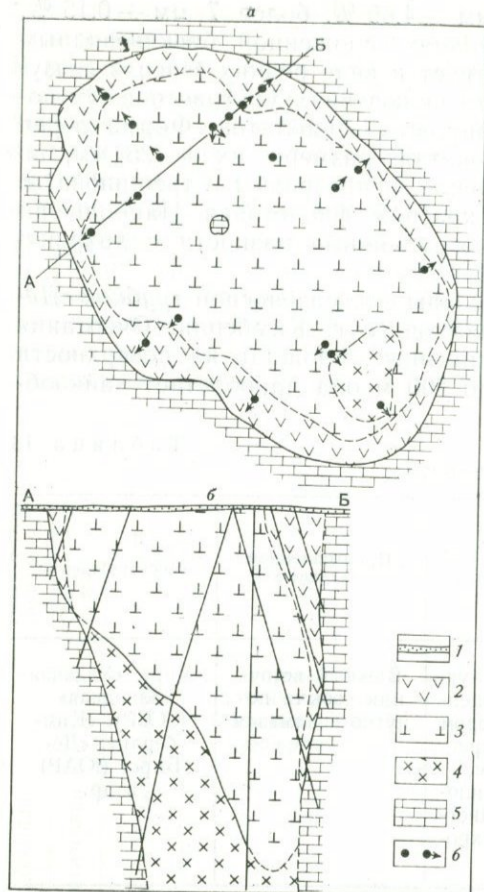


Рис. 22. Схема геологического строения (а) кимберлитовой трубки «Мир» и разрез через нее (б), Якутия [1]:

1 — элювиально-делювиальные образования; измененная кимберлитовая брекчия; 2 — желтая; 3 — зеленая; 4 — мало измененная и неизменная кимберлитовая брекчия; 5 — карбонатные породы; 6 — скважины. АБ — линия разреза

ских и изверженных пород, сцементированных серпентин-карбонатным материалом.

Пироп встречается в основной массе брекчий и в обломках кристаллических пород в виде зерен размером от нескольких до 13—30 мм. В зернах пироба часты включения рутила, магнетита и хромдиопсида. Масса ограненных аризонских пиропов 0,5—1,5 карата, иногда до 5 каратов. Аризонские диатремы — источник промышленных россыпей.

разную форму. Трубка пересекает долериты, сланцы и мелафиры серии Двайка, а также кварциты, кварцевые порфиры и граниты. Вверху кимберлит превращен в так называемую «синюю землю» — элювиальную кору выветривания, содержащую зерна алмаза, оливина, пироба, ильменита, диоксида и энстатита.

Р. Вебстер [99] указывает, что в этой трубке встречаются ювелирные пиробы крупных размеров. Месторождение эксплуатируется более 40 лет, пироп извлекается попутно.

США. Пиропсодержащие кимберлитовые трубки миоценового возраста известны в штатах Аризона, Нью-Мексико и Юта.

Наиболее крупное месторождение Гарнет-Ридж находится в шт. Аризона. По данным Дж. Синканкаса [94], здесь обнаружены четыре диатремы, самая крупная из которых в плане занимает около 350 тыс. м². Они выполнены кимберлитовой брекчий, состоящей из обломков осадочных, метаморфиче-

2. Базальтовые эруптивные брекчии

К этому типу относятся знаменитые месторождения пироба в Чехословакии. По морфологии и некоторым особенностям внутреннего строения они напоминают кимберлитовые трубки, однако Л. Сикора [93] и многие другие исследователи считают их разновидностью диатрем, связанных со щелочнобазальтовым магматизмом. Эти трубки неалмазоносны и входят в состав миоценового вулканогенного комплекса Чешского среднегорья.

Пироб содержится в эруптивных обломках гранатовых перидотитов, тела которых в районе Чешского среднегорья залегают на глубине до нескольких сот метров. Как известно, в этом районе протерозойский фундамент Чешского срединного массива сложен разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, гранулитам, мигматитами и гранитами, прорванными пиробовыми перидотитами [83]. Последние представляют собой темно-зеленую мелкозернистую оливин-клинопироксеновую породу с обильными вкрапленниками красного граната размером 0,1—1 см и более. Выше местами залегают осадочные породы перми и карбона, перекрытые сплошным чехлом слабосцементированных мергелей мелового возраста мощностью около 200 м. В позднеолигоценное — миоценовое время были сформированы купола и покровы оливиновых базальтов и их туфов, а также многочисленные вулканические трубки.

В Чешском среднегорье на площади около 70 км² известно около 20 трубок, расположенных группами по два-три тела. Очертания их в плане преимущественно овальные, залегание, как правило, вертикальное.

Вулканические трубки Чешского среднегорья и связанные с ними россыпи, начиная с XIII в., до открытия алмазных месторождений в Африке являлись основным источником ювелирных пиробов. По данным Л. Сикоры, в конце XIX в. ежегодная добыча этого камня достигала 2000—2500 кг. Наибольший интерес представляет трубка «Лингорка», разрабатывавшаяся в начале XX в., а также «Бота» (Гранатовый холм).

На месторождении «Лингорка» (рис. 23) по данным бурения развиты следующие породы (сверху вниз): четвертичные образования (0—2 м), мергели и песчаники туронского и сенманского ярусов верхнего мела (2—112 м), протерозойские гранулиты и гнейсы (112—209 м), слабосерпентинизированный пиробовый перидотит с зонами гранатового пироксенита (209—436 м), гнейсы (436—449 м).

На поверхности площадь трубки составляет около 300 тыс. м². Брекчия, выполняющая трубку, состоит из обломков пиробовых перидотитов, базальтов, различных протерозойских пород, а также песчаников и мергелей, сцементированных мелкообломочным и пепловым сильнокарбонатизированным туфовым материалом.

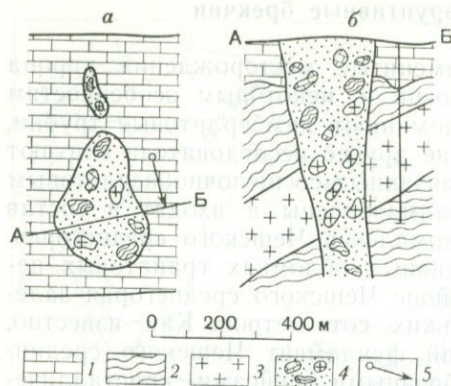


Рис. 23. Схема геологического строения (а) пиропоносной вулканической трубки «Лингорка» и разрез через нее (б), Чехословакия [83]:

1 — верхнемеловые осадочные породы; 2 — протерозойские гранулиты и гнейсы; 3 — пироповые перидотиты; 4 — базальтовая брекчия с обломками гнейсов, гранулитов, перидотитов и осадочных пород; 5 — буровая скважина. АБ — линия разреза

ками гипса, лимонита и арагонита. Кроме пироба в коре выветривания встречаются и другие устойчивые минералы базальтов, гранулитов и гнейсов: альмандин, корунд, циркон, рутил, топаз и турмалин.

К этому типу относятся и проявления пироба на юге Красноярского края (СССР), в горах Рубби-Хилл (Австралия) и на Хангайском нагорье в Монголии.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Россыпные месторождения пироба элювиально-делювиального и аллювиального типов имеют большое промышленное значение. Как и их коренные источники, они могут быть алмазонасными.

Элювиально-делювиальные россыпи

Элювиальные россыпи пироба образуются в верхних частях кимберлитовых тел, иногда достигая большой мощности, и, в свою очередь, дают начало делювиальным россыпям. Наиболее крупные элювиально-делювиальные пироп-алмазонасные россыпи находятся в Центральной и Южной Африке.

Типичный представитель элювиальных образований в Южной Африке — так называемая «желтая земля», представляющая собой конечный продукт химического выветривания кимберлитовых пород. Это мягкая и пористая пятнистая порода коричнево-желтого цвета, содержащая опал и барит. С глуби-

Зерна пироба находят в обломках перидотитов и среди цемента брекчий, обычный размер их не превышает 3—4 мм, изредка 1—2 см. Цвет красный с кровавым или винным оттенком. Включения в пиробах редки и представлены цирконом, хромдиопсидом и магнетитом. Встречаются также оранжево-красные и высокохромистые фиолетово-красные пиробы, содержащие до 6,85 % Cr_2O_3 . Ювелирные качества чешских пиробов широко известны и в рекомендациях не нуждаются.

Горные породы брекчий сильно разрушены и иногда превращены в глинистую массу с прожилками и кор-

ной она постепенно сменяется желтовато-зеленой, а затем «синей (синевато-черной) землей» и невыветрелым кимберлитом. Мощность желтой земли колеблется от 12 м (трубка «Премьер») до 140 м (трубка «Робертс-Виктор»); содержание пиропы в ней, как правило, выше, чем в синей земле или крепких породах.

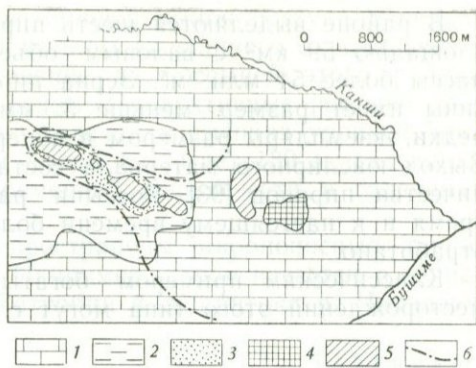


Рис. 24. Схема геологического строения района месторождения Бакванга, Республика Заир (по Н. Василевскому):

1 — доломитизированные известняки системы Бушимай; 2 — песчаники и известняки системы Карру; 3 — покровные галечники; 4 — коренное месторождение; 5 — «вторичная кимберлитовая брекчия»; 6 — граница продуктивной зоны

Примером элювиально-делювиальных россыпей могут служить так называемые «вторичные кимберлитовые брекчии» Бакванги в Заире (рис. 24). Они заполняют карстовые воронки площадью до 600×275 м и глубиной до 80 м. Продуктивный слой россыпи состоит из песчано-глинистой массы с зернами кварца, пиропы, алмаза, ильменита, магнетита, а также обломков коренных кимберлитов, песчаника системы Карру, доломита серии Бушимай и других горных пород.

Элювиально-делювиальные россыпи широко распространены и в Якутии. Мощность их 2—6 м. Внизу элювий представлен крупноглыбовым материалом, который у поверхности становится дресвяно-щебенистым и глинистым. За пределами трубок распространены делювиальные суглинистые и супесчаные образования с дресвой и обломками коренных пород. Пироп сосредоточен в нижних частях россыпи, его содержание снижается по мере удаления от коренного источника.

К элювиально-делювиальному типу относятся и «пиропоносные галечники» пологих склонов Средне-Чешских гор, образовавшиеся за счет вулканических брекчий с обломками гранатовых перидотитов и, возможно, непосредственно из коренных тел этих перидотитов.

Галечники в виде ряда разобщенных и иногда соединяющихся шлейфов спускаются по левому склону долины р. Огрж. Мощность россыпи изменяется от 6 до 0,2—0,1 м. Основная составная часть галечника — валуны и щебенка базальтов, гнейсов, серпентинизированных перидотитов, мергелей и песчаников, между которыми находятся продуктивный пиропоносный кварцевый и глинистый песок, а также песчаные глины. Содержание и величина зерен пиропы в галечнике уменьшаются по мере удаления от коренного источника.

В районе выделяются шесть пиропоносных участков общей площадью 59 км² с валовым объемом продуктивной горной массы более 54 млн. м³. Зерна пироба невелики, более половины имеет размер меньше 3 мм. Крупные пиробы очень редки, экземпляры размером в поперечнике 3—5 см уникальны. Выход ювелирного материала составляет 40 % от общего количества пиробов [93]. Россыпи разрабатываются длительное время и к настоящему времени большинство богатых залежей отработано.

Классическим примером богатых пироб-алмазсодержащих месторождений этого типа могут служить галечники бассейна

Промышленно-генетическая классификация

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел	Характеристика скоплений алмазидина
Эндогенная	Магматический	В эффузивах среднего и кислого состава	Риолит- и андезит-дациты и их туфы	Покровы и линзовидные тела мощностью от 1—3 до 30—40 м	Порфиновые вкрапленники
	Пегматитовый	В микроклиновых мусковит-берилловых пегматитах	Слюдистые сланцы, гранито-гнейсы	Линзовидные, жильные и пластовые тела мощностью до 10 м и длиной 100 м и более	Вкрапленники в блоковой полевошпатовой и пегматитидной зонах
	Метаморфогенный	В кристаллических сланцах и гнейсах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации	Биотит-силлиманит-гранатовые, кварц-биотит-гранатовые гнейсы и сланцы	Пласты алмазидинсодержащих сланцев и гнейсов мощностью до 50 м	Вкрапленники — порфиробласты
Экзогенная	Россыпей	Элювиальный	Глинистые образования кор выветривания	Разрушенные выходы коренных тел мощностью до 10—30 м	Неравномерные скопления зерен в рыхлых отложениях
		Аллювиальный	Речные гравийно-песчаные образования	Террасовые и долинные россыпи	Рассеянные скопления с участками концентрации

р. Вааль в ЮАР, откуда на мировой рынок поступали редкие по красоте и крупности экземпляры ювелирного пиропа («капский рубин»). Наиболее древние из россыпей этого района датируются ранним плейстоценом. Продуктивные россыпи разделены А. Дю-Тойтом [15] на галечники высоких уровней, превышение которых над дном долины достигает 130 м, галечники молодых террас вдоль современной речной сети и галечники русел рек.

В Западной Якутии распространены пиропоносные террасовые и долинные россыпи. Например, пироп известен в террасовых россыпях р. Малой Батуобии и ее притока р. Ирэлээх.

Т а б л и ц а 14

месторождений ювелирного альмандина

Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирного альмандина	Промышленное значение	Месторождения
Рутил, магнетит, шпинель, кварц	Прозрачные и полупрозрачные зерна размером 0,5—12 мм. Цвет красный, вишнево-красный	Источник небольших россыпей	Эли (шт. Невада, США) и др.
Полевой шпат, кварц, мусковит, шерл	Прозрачные, хорошо образованные кристаллы размером до 10—15 мм. Цвет вишнево-красный	Источник промышленных россыпей	Поко дос Ковалос (Бразилия) и др.
Силлиманит, мусковит, биотит, кианит, ставролит, магнетит, рутил	Прозрачные и полупрозрачные зерна размером до 8 мм. Цвет красный, малиновый, фиолетово-красный	Возможный источник попутно с абразивным гранатом и главный источник промышленных россыпей	Кительское (СССР), Хазарибаг, Аравелли (Индия), Форт Врангель (США) и др.
—	Соответствует коренному гранату	Небольшое	Поко дос Ковалос (Бразилия) и др.
—	Окатанные и слабоокатанные зерна, прошедшие естественное обогащение	Основной источник специальной и попутной добычи	Дунбара, Ратнапура (Шри-Ланка) и др.

Особенно обогащены пиропом россыпи первой и второй надпойменных террас, коренным источником которых является кимберлитовая трубка «Мир».

Мощность аллювия этих аккумулятивных террас изменяется от 1 до 8 м. Продуктивный (нижний) слой россыпей сложен песчано-гравийно-галечниковыми отложениями с примесью голубовато-серой глины.

АЛЬМАНДИН

Альмандин — самый распространенный в природе гранат, он типичен для богатых железом глинистых пород, претерпевших региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Ювелирные сорта альмандин изредка встречаются в эффузивных породах среднего и кислого состава, а также в гранитных пегматитах (табл. 14).

Почти весь ювелирный альмандин извлекается из россыпных месторождений попутно с другими полезными ископаемыми. В первую очередь это относится к комплексным россыпям драгоценных камней на о. Шри-Ланка, золота в Финляндии и Австралии, а также руд редких металлов на о. Мадагаскар. Некоторое количество ювелирного альмандин отбирается при эксплуатации коренных месторождений абразивных гранатов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения ювелирного альмандин этого класса связаны с молодыми эффузивными и субвулканическими породами кислого и среднего состава, содержащими вкрапленники хорошо ограненных кристаллов граната. Альмандинсодержащие вулканические породы известны в Восточных Карпатах (ЧССР) и Закарпатье (СССР), а также в Испании, КНР, Японии, США и других странах.

Гранаты из эффузивов в качестве ювелирного сырья почти не изучены, хотя они в большинстве случаев прозрачны, а их зерна достигают 5—8 мм в диаметре. Добыча альмандин из крепких неизмененных эффузивных пород нереальна, но месторождения этого типа могут давать начало делювиальным и аллювиальным россыпям. Такие россыпи известны в Закарпатье, Чехословакии и Испании (месторождение абразивных гранатов в провинции Альмерия).

СССР. В Закарпатье вкрапленники темно-красного альмандин размером 2—6 мм встречаются в риолит- и андезит-дацитах, а также в аналогичных по составу туфах. Они прозрачны, но иногда прорастают рутилом, брукитом и магнетитом.

На Чукотке позднемиоценовые — палеогеновые эффузивы и субвулканические риолит-дацитовые тела местами содержат много альмандин. По химическому составу чукотские альман-

дины сходны с закарпатскими. Цвет их розовато- и оранжево-бурый, вишнево-красный; они, как правило, прозрачны, иногда с включениями магнетита, шпинели, кварца и биотита. Размер зерен 0,5—5,0 мм.

США. В шт. Невада в плиоценовых риолитах отмечены округлые полости—жеоды с белым зернистым кварцем и прозрачными густо-красными кристаллами граната размером от 2 до 10—12 мм. По составу это альмандин-спессартин, содержащий 69,3 % альмандинового компонента. О практическом значении месторождения сведений нет.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Такие месторождения не имеют самостоятельного значения, но являются важным источником высокосортного ювелирного альмандина в россыпях. Альмандин нередко встречается в аplitовидных зонах гранитных пегматитов, залегающих в гранитах, кристаллических сланцах и других алюмосиликатных породах. Скопления крупных гранатов отмечены главным образом в редкометальных (мусковит-берилловых) пегматитах, формирующихся в слюдяных, биотит-гранатовых, дистеновых и ставролитовых гнейсах и сланцах.

О наличии густо-красного ювелирного граната (альмандина или спессартин-альмандина) в пегматитах Северо-Западной Бразилии сообщил В. Джонсон [75]. В Кире вблизи Кахеира (шт. Риу-Гранди-ду-Норти) в течение ряда лет из пегматитовой жилы *Поко дос Ковалос* добывались мусковит, кварц и драгоценный гранат. Жила залегает в докембрийских биотитовых сланцах, ее длина на поверхности около 50 м, мощность 8—10 м (рис. 25). Она имеет четко выраженное зональное строение с хорошо развитой блоковой полевошпатовой зоной, окруженной крупно-среднезернистым пегматоидным агрегатом и внутренним кварцевым ядром. Вдоль северо-восточного бока жилы развита кварц-мусковитовая зона мощностью около 1,5 м, содержащая крупную листовую слюду. Калиевый полевой шпат более чем наполовину замещен клевеландитом, в блоковой полевошпатовой зоне ближе к ядру

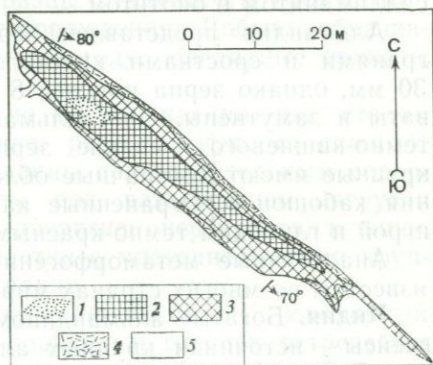


Рис. 25. Геологическое строение пегматитовой жилы Поко дос Ковалос, Кира, Бразилия [75]:

1 — кварцевое ядро; зоны: 2 — блоковая полевошпатовая, 3 — пегматоидная мусковит-полевошпат-кварцевая; 4 — мусковитовая; 5 — кристаллический биотитовый сланец

встречаются крупные кристаллы непрозрачного берилла и танталит. Во всех зонах пегматита распространен черный турмалин (африцит).

Ярко-красные кристаллы граната в изобилии находятся среди блоковой и реже пегматонидной зоны, ассоциируя с клевеландитом. Значительная часть камней пригодна для огранки.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Альмандин является обычным минералом горных пород, претерпевших региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Скопления альмандина в кристаллических сланцах и гнейсах представляют собой главный промышленный тип коренных месторождений и являются источником крупных россыпей.

СССР. На северном берегу Ладожского озера находится *Кительское месторождение* альмандина, относящееся к этому типу. Протерозойская метаморфическая толща в этой части Балтийского кристаллического щита расчленена на сегозерско-онежскую и ладожскую серии. Месторождение связано со свитой контиосари ладожской серии, сложенной кварц-биотитовыми сланцами с альмандином и силлиманитом, двуслюдяными кварц-полевошпатовыми сланцами с силлиманитом и другими горными породами. Г. В. Макарова выделяет зону плагиосланцев шириной от 0,3 до 2,5 км, в которой широко развиты порфиروبластические кварц-биотитовые сланцы с полевым шпатом, альмандином, силлиманитом и реже мусковитом. Граната в породе содержится до 2 %. Наибольшая концентрация наблюдается в сильноплотчатых сланцах, богатых силлиманитом и биотитом.

Альмандин представлен зернами со слабо выраженными гранями и сростками кристаллов. Диаметр зерен достигает 30 мм, однако зерна крупнее 8—10 мм, как правило, трещиноваты и замутнены. Цвет альмандина от светло-малинового до темно-вишневого, мелкие зерна прозрачны целиком, более крупные имеют прозрачные области, пригодные для изготовления кабошонов. Ограненные камни яркого блеска, с хорошей игрой и глубоким темно-красным цветом.

Аналогичные метаморфогенные месторождения альмандина известны во многих странах мира.

Индия. Богатые альмандином и силлиманитом бенгальские гнейсы — источники крупных аллювиальных россыпей. В штатах Бихар (районы Хазарибаг и Аравелли) и Раджастан (район Кишенгарх) чистые альмандины встречаются в крупнокристаллических сланцах [25].

Шри-Ланка. Скопления ювелирного альмандина приурочены к кондалитам — породам кварц-силлиманит-гранатового состава, протягивающимся широкой полосой от юго-западного к северо-восточному берегу острова в районе Тринкомали.

США. Из коры выветривания кристаллических сланцев в шт. Айдахо было добыто несколько тонн кристаллов альмандина размером 6—20 мм. Здесь встречен «звездчатый» альмандин, астеризм которого обусловлен включениями тончайших иголочек рутила, придающих камням беловато-голубой переливчатый оттенок. Дж. Синканкас [94] сообщает о том, что темно-розовые и винно-красные альмандины очень хорошего качества добывали в округе Берке, шт. Каролина из гранитосодержащих сланцев и гнейсов.

Форт Врангель — крупное месторождение абразивных и ювелирных гранатов, расположено в юго-восточной части шт. Аляска на побережье Тихого океана около устья р. Стайкин. В этом районе толща филлитов, кварц-биотитовых и шиферных сланцев верхнепалеозойской формации Врангель—Ревиладжиджедо прорвана юрскими гранитами. Непосредственно на площади месторождения наблюдаются кварцевые диориты, граничащие с кристаллическими кварц-биотит-гранатовыми сланцами, местами обогащенными альмандином. Участок с промышленной концентрацией граната имеет длину 137 м, ширину 75 м и удален от контакта с диоритом на расстоянии от 3 до 60 м.

Альмандин встречается в виде полупрозрачных и прозрачных, хорошо образованных кристаллов с гранями додекаэдра и трапецеэдра. Крупнейшие достигают 45 мм в поперечнике, но обычны кристаллы размером от 2 до 20 мм. Цвет альмандина густо-красный. Среднее содержание гранатов в целом по месторождению составляет около 45 кг/т горной массы, выход ювелирного граната не определялся.

Месторождение Форт Врангель известно с 1910 г. Во многих музеях мира находятся образцы знаменитого кабинетного штуфа с гранатом из этого месторождения. Добыча абразивного сырья была начата в том же году, ювелирные гранаты отбирались попутно [51, 88].

К. Бресслер [51] выделяет на месторождении две стадии метаморфизма сланцев. В первую, региональную, стадию образовались кварц-биотитовые сланцы с незначительным содержанием мелких гранатов. Затем под воздействием интрузии кварцевых диоритов сланцы подверглись перекристаллизации, в результате чего появились участки с многочисленными крупными кристаллообластами альмандина.

Гренландия. По данным Дж. Синканкаса [94], ювелирный альмандин в кристаллических сланцах и гнейсах встречается во многих местах западного побережья острова в районе залива Диско. В гнейсах на о. Лонго прозрачные альмандины густого красного цвета ассоциируют с кварцем, ортоклазом и графитом. Такие же альмандины известны на о. Симиуталук в слюдисто-полевошпат-роговообманковых сланцах.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ювелирный алмаз в основном извлекается из аллювиальных россыпей попутно с рудными минералами или другими более ценными ювелирными камнями. Таковы россыпи драгоценных камней о. Шри-Ланка (Дунбара, Ратнапура и др.) и Бразилии (Минас—Новас), сведения о которых приведены в предыдущих главах.

Некоторое промышленное значение имеют остаточные — элювиальные месторождения, представленные корами выветривания гранатсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов, реже пегматитов (Индия, о. Шри-Ланка, о. Мадагаскар, шт. Айдахо в США).

В качестве возможного источника ювелирного алмаза привлекают внимание прибрежно-морские россыпи в районах развития метаморфических толщ. Алмаз накапливается непосредственно в полосе прибоя в пляжных россыпях, протя-

Промышленно-генетическая классификация

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождения	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных зон	Тип скоплений деманта
Эндогенная	Гидротермальный	В серпентинизированных породах	Серпентинизированные дуниты, пироксениты, перидотиты	Участки развития мелкой трещиноватости вдоль тектонических нарушений	Зерна по стенкам трещин и в прожилках длиной до 1 м и шириной 2—3 см
		В ультраосновных породах	Асбестоносные серпентинизированные дуниты и серпентиниты	Участки интенсивного развития прожилков и гнездообразных скоплений хризотил-асбеста	Зерна или сростки нескольких зерен среди асбеста
Экзогенная	Россыпей	Элювиально-делювиальный	Грубые суглинки с обломками коренных пород	Погребенные элювиально-делювиальные развалы на пологих склонах долин (увалах)	Неравномерные скопления кристаллов в рыхлых отложениях
		Аллювиальный	Речные гравийно-песчаные отложения, перекрытые галечниками и суглинками	Долинные и террасовые россыпи длиной 1—5 км	Рассеянные скопления с участками концентрации



Рис. I. Рубин. Обработанные кристаллы (кабошоны и ограненный камень), добытые из аллювия долины р. Могок. Бирма



Рис. II. Сапфир. Ограненные камни и отполированный звездчатый сапфир. Австралия



Рис. III. Друза кристаллов изумруда с флогопитом; кабошоны изумруда. Уральские изумрудные копи, СССР

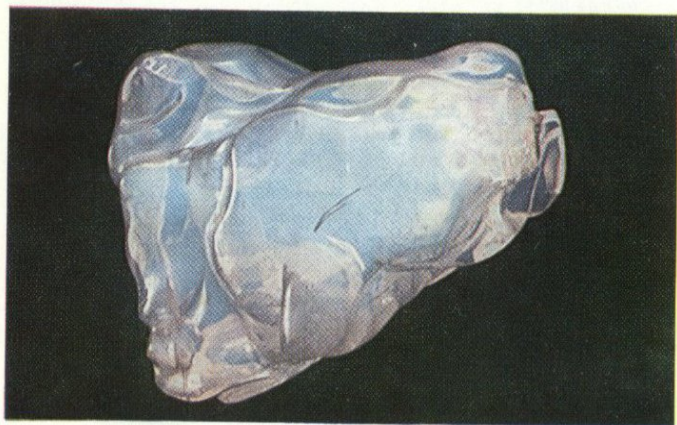


Рис. IV. Прожилки благородного опала в материнской породе и отполированные образцы благородного опала овальной формы. Австралия



Рис. V. Кристаллы и ограненные камни ювелирного берилла (слева направо: воробьевит, аквамарин, гелиодор). Забайкалье. СССР

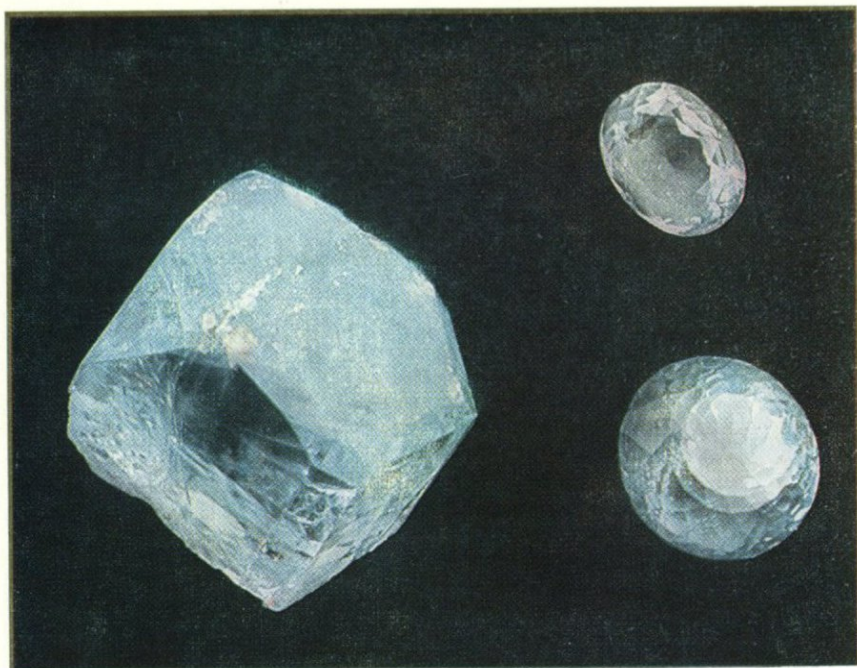


Рис. VI. Кристалл и ограненные камни голубого топаза. Украинское месторождение. СССР



Рис. VII. Кристаллы цветного турмалина (рубеллит, полихромный турмалин). Мурзинские копи, Средний Урал. СССР

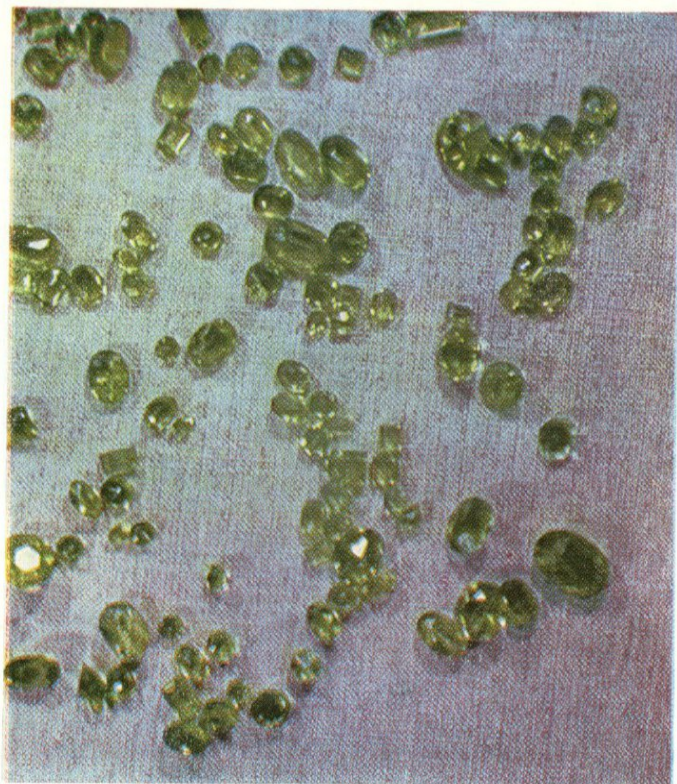


Рис. VIII. Кристаллы хризолита. Кугдинское месторождение, СССР

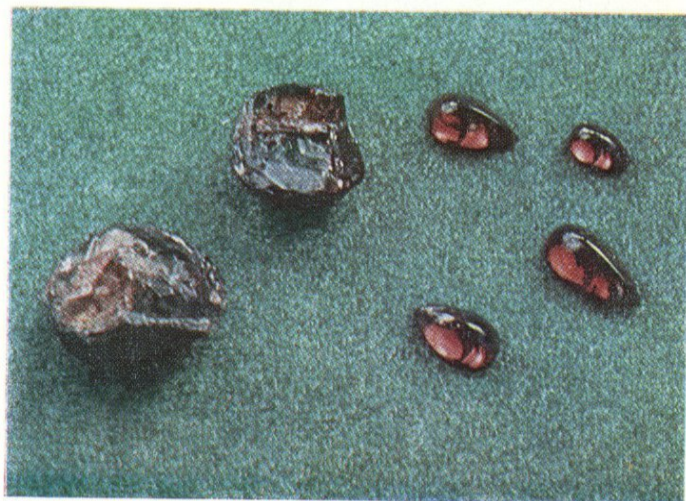


Рис. IX. Обломки кристаллов альмандина и изготовленные из них кабошоны каплевидной формы. Кительское месторождение, СССР



Рис. X. Желвак бирюзы сложной формы и изделия из бирюзы с гравировкой. Нишапурское месторождение. Иран



Рис. XI. Кристалл аметиста и изготовленные из него ограненные камни. Месторождение Ватиха, Средний Урал. СССР

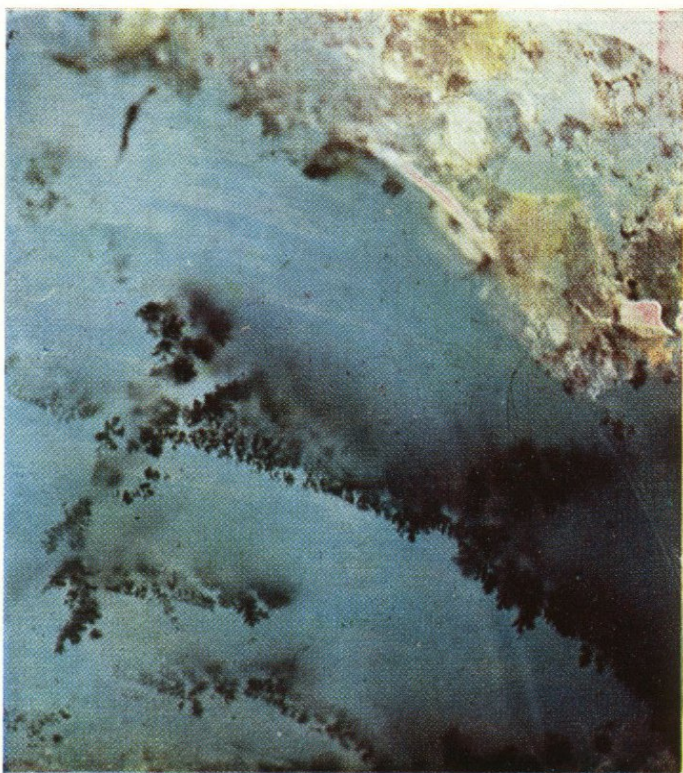


Рис. XII. Хризопраз и изготовленные из него кабошоны. Месторождение Сарыку-Болды. СССР



Рис. XIII. Кристалл циркона и ограненные камни цветного циркона. Таиланд

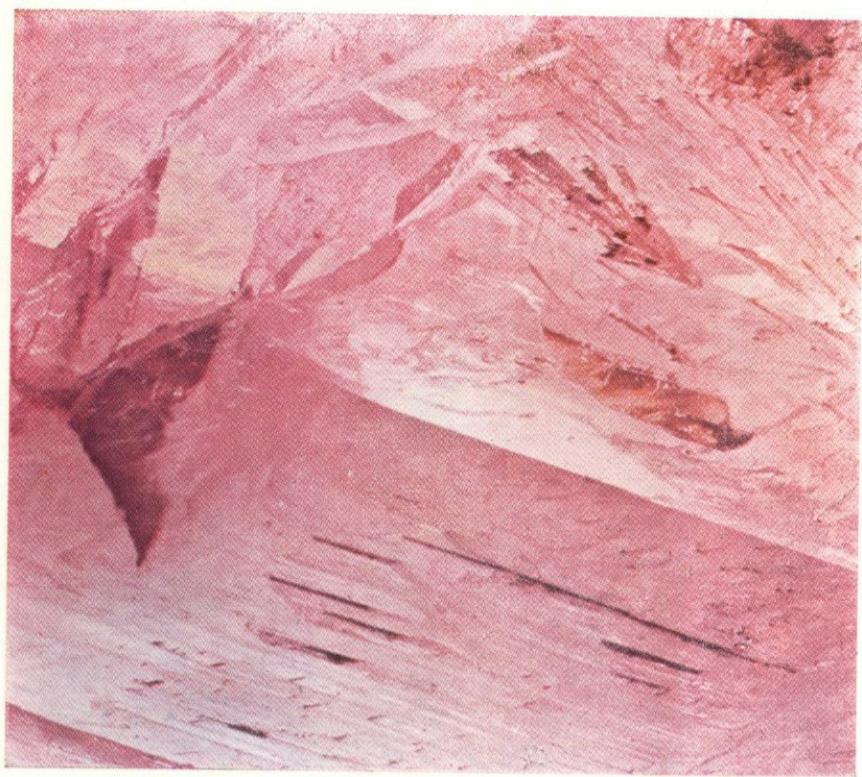


Рис. XIV. Кристалл кунцита. Бразилия

гивающихся вдоль берега иногда на несколько километров. В СССР, например, известна россыпь «Гранатового берега» на побережье Белого моря южнее Чупинской губы. Содержание алмаنديна в песках колеблется от 5 до 57 %. Зерна окатаны, размером до 2—3 мм, иногда до 1—1,5 см в поперечнике. Алмандин прозрачен, цвет малиновый и красно-бурый. Как ювелирное сырье не изучался.

ДЕМАНТОИД

Лучший в мире ювелирный демантоид добывался на двух месторождениях Среднего Урала: Бобровском и Поддневском. К 20-м годам нынешнего столетия они были почти полностью отработаны. Находки демантоида известны на Корейском полуострове, в Закавказье и на Чукотке (СССР), на асбестовых месторождениях Италии, в Заире, Саксонии (ГДР) и на севере Венгрии.

Таблица 15
месторождений ювелирного демантоида

Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирного демантоида	Промышленное значение	Месторождения
Магнетит, антигорит, серпозит, арагонит, кальцит, магнезит	Зерна овальной формы, иногда с гранями размером до 8—10 мм. Цвет от яблочно-зеленого до темно- и изумрудно-зеленого	Объекты старательской добычи. Источник промышленных россыпей	Бобровское, Поддневское (СССР)
Хризотил-асбест, магнезит	Кристаллы или зерна округлой формы размером до 3—4 мм. Цвет нежно-зеленый, фиштакский	Могут быть объектом старательской и попутной добычи	Валь-Малено (Италия)
—	Соответствует коренному демантоиду	Основной источник добычи	Бобровское (СССР)
—	Окатанные и слабоокатанные зерна, прошедшие естественное обогащение	То же	Поддневское, Бобровское (СССР)

Месторождения и проявления демантоида можно разделить на две генетические группы: эндогенную — гидротермальную и экзогенную — россыпную (табл. 15).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гидротермальные месторождения связаны с серпентинизированными ультраосновными породами и серпентинитами и представлены зонами мелких минерализованных трещин, развитых вблизи крупных тектонических нарушений в краевых частях гипербазитовых массивов. Длина трещин редко превышает 1 м, ширина не более 2—3 см. Демантоид присутствует в них в виде овальных зерен и хорошо ограненных изометричных кристаллов размером от долей миллиметра до 3 мм. Изредка встречаются зерна до 6—10 мм.

С демантоидом ассоциируют магнетит, минералы группы серпентина, кальцит, арагонит и магнезит. Он содержит включения магнетита, серпентина и обычно окаймлен волокнистым серпентином. М. А. Кашкай [16] относит месторождения демантоида в ультраосновных породах к гидротермальным среднетемпературным образованиям умеренных глубин и считает источником растворов магму кислого состава.

Полдневское месторождение расположено в Уфайлейском районе Свердловской обл., в верховьях р. Бобровки. Демантоид был обнаружен в 1874 г. в золотоносной россыпи. Коренные проявления найдены несколько лет спустя в северо-западном эндоконтакте Каркодинского габбро-перидотитового массива, входящего в состав зеленокаменного пояса западного склона Урала. Породы массива почти полностью превращены в серпентиниты. Возраст массива средне-позднедевонский.

По неопубликованным данным Г. Н. Вертушкова, на месторождении выделяются два участка, расположенные в 500 м друг от друга (рис. 26).

Первый участок находится на правом возвышенном берегу р. Хризолитки, левого притока р. Бобровки. Он почти не содержал ювелирный материал и поставлял лишь коллекционные образцы во многие минералогические музеи мира.

В крупнозернистых, сильносерпентинизированных пироксенитах (диаллагитах) вдоль трещин призматической отдельности наблюдаются пленки волокнистого серпентина (метаксита), а также незначительное окремнение.

Демантоид встречается в небольших минерализованных трещинах шириной до 3 см и длиной по простиранию от 0,5 до 1 м. Зерна демантоида покрывают стенки трещин, а также заключены в заполняющей их красновато-бурой глинистой массе. Форма зерен демантоида овальная, сопутствующие минералы — магнетит и серпентин (антигорит?), который окаймляет зерна магнетита и демантоида. В последнем отмечаются вросстки серпентина, что сильно снижает качество камня.

Второй участок расположен у истоков р. Хризолитки и разрабатывался в 1900—1912 гг. старательским карьером глубиной 12—15 м и площадью около 180 м². Здесь были добыты лучшие ювелирные демантоиды, создавшие славу этому камню.

Демантоид концентрируется в небольших трещинах отдельности мелкозернистых серпентинитов, vyplненных метакситом. В минерализованных трещинах отмечаются также магнетит, арагонит, кальцит, водные силикаты магния и магнезит.

Бобровское месторождение расположено в Свердловской обл. в северо-западной краевой части Нижнетагильского дунитового интрузива, входящего в состав Тагило-Баранчинского массива, крупнейшего в ультраосновном поясе Урала. Площадь Нижнетагильского интрузива 26 км², в плане он имеет кольцевое строение: дуниты окаймлены полосой оливиновых пироксенитов шириной 0,2—2,2 км. Пироксениты и перидотиты в виде небольших линзовидных тел встречаются и внутри массива. Серпентиниты наблюдаются лишь на западной и северо-западной окраинах интрузива в виде вытянутых зон шириной от 10 до 200 м.

Демантоид зафиксирован в правом борту долины р. Малой Бобровки. Вмещающие породы — серпентинизированные дуниты и пироксениты, а также серпентиниты, в которых развита серия минерализованных трещин с азимутом простирания в 320° и углами падения от 65 до 70°. Зерна демантоида встречаются в рыхлом серовато-белом волокнистом серлофите. Тонкая вкрапленность демантоида наблюдается в серпентини-

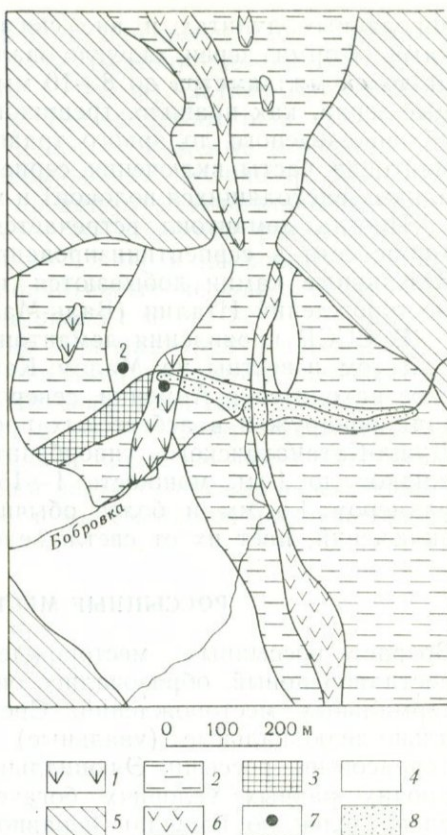


Рис. 26. Схема геологического строения Подневского месторождения демантоидов, Урал (по Г. Н. Вертушкову):

1 — сильносерпентинизированные пироксениты (диаллагиты); 2 — пироксениты; 3 — перидотиты; 4 — серпентиниты; 5 — пироксениты и пироксен-плагноклазовые порфиры; 6 — амфиболизированные габбро; 7 — коренное месторождение; 8 — россыпное месторождение

зированных дунитах и вне связи с серпофитовыми прожилками. Форма зерен округло-овальная, размер их колеблется от долей миллиметра до 8—10 мм в поперечнике, однако крупные зерна, как правило, трещиноваты. Цвет камня от бледного яблочного-зеленого до яркого травянисто-зеленого. В зернах демантоида часты включения серпентина (нередко в виде радиальных расходящихся волокон) и магнетита.

Иногда демантоид встречается на месторождениях хризотил-асбеста в серпентинизированных ультраосновных породах. Ювелирные камни добываются попутно на ряде асбестовых месторождений Италии (Валь-Малено в Ломбардии и др.).

В СССР проявления демантоида в ассоциации с хризотил-асбестом известны на Малом Кавказе. Одно из них — Даринское находится в Армении, северо-восточнее оз. Севан. Демантоид обнаружен в асбестовых прожилках в южном окончании Джил-Сатанахачского гипербазитового массива. Длина прожилков до 1 м, мощность 1—15 см. Кристаллы демантоида размером 1,5 мм и более обычно прозрачны и не содержат включений, цвет их от светло-зеленого до изумрудного.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Возраст россыпных месторождений демантоида на Урале постплиоценовый, образовались они за счет разрушения гидротермальных месторождений. Среди них различаются элювиально-делювиальные (увальные) и аллювиальные (русловые, террасовые) россыпи. Элювиально-делювиальные россыпи при прочих равных условиях богаче аллювиальных. Демантоид распределен по площади неравномерно, образуя обогащенные участки. Ближе к источникам сноса содержания минерала в россыпи наиболее изменчивы.

По разрезу рыхлых отложений содержание демантоида также неравномерно. По данным разведочных работ последних лет в верхней и средней частях россыпей (суглинки и галечники) содержание демантоида низкое: от единичных зерен до 0,7 г/м³, однако, глубже (в «песках») оно местами достигает 100 г/м³.

Россыпи *Бобровского месторождения* расположены в непосредственной близости от одноименного коренного месторождения. Они известны с 1855 г., в течение 70 лет отрабатывались старателями и к настоящему времени почти полностью исчерпаны. О размерах добычи демантоида сохранились весьма отрывочные сведения. Известно, что в 1912 г. было добыто 86,6 кг, в 1913 г. — 104,0 кг, а за 6 месяцев 1914 г. — 16,7 кг кристаллов хорошего качества.

На месторождении известны долинная, террасовая и увальная россыпи. Долинная россыпь сложена современным аллювием. Темные, плохо отсортированные и сильноглинистые продуктивные пески мощностью 0,3—1,5 м залегают на разрушен-

ных метаморфических сланцах. Они перекрыты слоем галечников с небольшой примесью песка (мощностью 0,2—0,4 м) и бурыми суглинками (мощность 1—1,5 м). Длина промышленной части россыпи около 5 км. Кроме демантоида в россыпи встречаются хромит, магнетит и другие тяжелые минералы.

Террасовая россыпь в правом борту долины р. Большой Бобровки представлена более древними аллювиальными образованиями. Ее разрез отличается от долинной россыпи большей мощностью галечников (3,2—3,5 м) и покровных суглинков (до 4,2 м). Мощность продуктивных песков с небольшой примесью глинистого материала около 1 м.

Наибольшая концентрация демантоида наблюдалась в увальной (элювиально-делювиальной) россыпи, расположенной на склоне долины р. Малой Бобровки. Под покровом бурых суглинков мощностью 1—2 м залегают продуктивные темно-зеленые глины с небольшой примесью песка и обломками коренных пород. В нижней части слоя количество и размеры обломков увеличиваются и он сменяется разрушенными коренными породами.

IX БИРЮЗА

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В природе встречается несколько разновидностей бирюзы, однако, лишь плотная и голубая является драгоценным камнем (рис. X на вклейке). Остальные, имеющие зеленые тона, также применяются в ювелирном деле, но для недорогих украшений, подобно ювелирно-поделочным камням.

Название минерала происходит от персидского слова «фируза», что означает победоносный, дающий счастье. У него есть ряд других названий — каллаит, агафит, лазоревый шпат, арабский камень. Бирюза была известна в исчезнувшей цивилизации Древней Мексики и в Древнем Египте. В те времена ей приписывались чудодейственные свойства, а изделия из нее служили талисманами. Бусы из бирюзы найдены при раскопках древних курганов на территории Средней Азии среди предметов ранних культур. В ацтекских захоронениях близ Санта Фе (шт. Нью-Мексико, США) найдено более 50 тысяч разнообразных изделий из бирюзы.

Наибольшей популярностью пользовалась бирюза в мусульманском мире. Бабур (конец XIV — начало XV вв.) сообщал, что в горах, окружающих Фергану, есть залежи бирюзы. Он, вероятно, имел в виду Исфаринские копи, работы на которых велись до 1876 г.

В настоящее время эксплуатируются знаменитые Нишапурские месторождения бирюзы в Северном Иране, а также месторождения на Синайском полуострове, на юго-западе США, в Мексике, КНР и СССР. Мелкие месторождения бирюзы известны в Австралии, Судане, Эфиопии, Афганистане, Болгарии, Чили и Перу.

Нишапурские копи — главный источник бирюзы, начиная с 2100 г. до н. э. и до настоящего времени. Нишапурская бирюза служит эталоном ювелирных сортов этого камня. Синайские месторождения также имеют древнюю историю, но качество бирюзы здесь ниже. Американская бирюза наряду с иранской хорошо известна на мировом рынке. На месторождениях Китая бирюза добывается периодически в течение многих лет. Изделия из бирюзы китайских мастеров славятся во всем мире.

В СССР в республиках Средней Азии видны следы многочисленных древних разработок бирюзы. Здесь известны два бирюзоносных района — Кураминский и Кызылкумский, в которых выявлено несколько месторождений зеленой и высококачественной голубой бирюзы. В последние годы открыто месторождение бирюзы на Малом Кавказе в Армении.

Бирюза непрозрачна и поэтому ее обрабатывают в виде кабошенов, которые иногда гравировывают тонким рисунком и инкрустируют драгоценными металлами. Широко распространена гравировка арабскими письменами. Крошка и плоские кусочки бирюзы используются для инкрустации чаш, ваз, талисманов и украшений из дерева.

В ювелирных изделиях бирюза применяется главным образом с золотом, часто в сочетании с прозрачными драгоценными камнями. За рубежом наряду с чистой бирюзой используются и камни с пятнообразными и точечными включениями лимонита, а также с волосовидными прожилками окислов железа и марганца, создающими своеобразный рисунок паутины. Для изготовления кабошенов широко применяется и брекчиевидная бирюза, состоящая из угловатых обломков, сцементированных бурой, коричневой или черной массой, а также «бирюзовая матка», представляющая собой вмещающую породу с неотделимыми от нее обособлениями и прожилками бирюзы. Крошка голубой бирюзы служит материалом для изготовления плотной спрессованной или сцементированной бирюзы [99].

По данным Дж. Синканкаса, на мировой рынок бирюза поступает либо в виде почти не отсортированного сырья, либо специально подобранными партиями, в которых наряду с высокосортной бирюзой содержатся и мелкие, нестандартные обломки. В США в качестве стандартных для голубовато- и бледно-зеленой бирюзы-сырца приняты куски толщиной не менее 10 мм и массой 7—28 г. У голубой бирюзы пластинки могут быть тоньше, но масса камня должна быть не менее 4 г [94].

Бирюза принадлежит к группе основных водных фосфатов алюминия и меди. Ее химическая формула: $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, теоретический состав (%): P_2O_5 34,12, Al_2O_3 36,84, CuO 9,57, H_2O 19,47. В природе состав бирюзы существенно отличается от идеального.

Сравнительно постоянны в составе бирюзы содержания алюминия и фосфора. Содержание меди зависит от степени выветрелости и замещения бирюзы вторичными минералами. Существенную роль играют железо и кремнезем, которых много в выветрелой бирюзе. В виде примесей установлены Cr, Ti, Ca, Zn, Ba, Be, Mg, Mn, Ni, Mo, V, Zr, Sr.

Окраска бирюзы небесно-голубая, голубовато-яблочно-зеленая и серовато-зеленая. Голубая окраска обусловлена присутствием ионов Cu^{2+} , а зеленая ионов Cu^{2+} и Fe^{3+} , располагающихся в искаженных октаэдрических позициях [31]. Дж. Синканкас справедливо считает, что голубой цвет свойствен только очень плотной бирюзе, состав которой приближается к теоретическому, а зеленые и бурые тона обусловлены частичным замещением меди и алюминия железом.

Под воздействием спиртов, ароматических масел, мыльной пены и некоторых других органических веществ бирюза мо-

жет обесцвечиваться или изменять окраску от бледно-голубой до коричнево-зеленой. Подобные изменения происходят с бирюзой и при выветривании. В некоторых случаях можно усилить голубой цвет пористых камней, пропитывая их параами парафина. Блеклая, белая бирюза нередко окрашивается искусственно. В США и СССР разработаны методы облагораживания зеленой и зеленовато-бурой, а также рыхлой бледно-голубой бирюзы, в результате чего она становится качественным материалом. Установлено, что в процессе облагораживания большая часть трехвалентного железа выносятся из зеленой бирюзы в виде труднорастворимых фосфатов железа.

Бирюза кристаллизуется в пинакоидальном виде симметрии триклинной сингонии, но кристаллы ее редки и очень мелкие. Они встречаются, например, на руднике Олд Бишоп в округе Кемпбелл, шт. Виргиния (США), где, по описанию Дж. Синканкаса, «бархатистые массы сверкающих кристаллов яркой голубой бирюзы» выполняют трещины в кварце. Уникальный кристалл размером 4×7 см, найденный в 1912 г., хранится в музее Виргинского университета. Как правило, бирюза представлена скрытокристаллическими агрегатами в виде прожилков, желваков, почковидных натечных образований и примазок. Мощность прожилков обычно 3—5 мм, реже до 3 см, протяженность от 0,5 до 5—6 см. Поперечные размеры желваков от 1 мм до 5—10 см. С увеличением размеров прожилков и желваков качество бирюзы обычно ухудшается.

Бирюза — двухосный, оптический положительный минерал. Хрупкая, излом слегка раковистый, блеск слабый восковой, непрозрачна, но в тонких сколах просвечивает. Твердость плотных образцов 5—6, у выветрелых снижается до 2. В кристаллах проявлена спайность по двум направлениям, в сплошных образованиях спайность отсутствует. Плотность бирюзы колеблется от 2,5 до 2,75—2,85 г/см³. Высокая плотность характерна только для яркоокрашенной голубой бирюзы.

Сопутствующие бирюзе и близкие ей по химическому составу и физическим свойствам минералы иногда также применяются в ювелирном деле. К ним относятся халькосидерит — железистый аналог бирюзы, алюмохалькосидерит и рашлеит — минералы, промежуточные между халькосидеритом и бирюзой, а также варисцит. Последний широко используется в ювелирной промышленности США. Известен цинковый аналог бирюзы, названный фауститом, ярко-зеленой окраски. За настоящую бирюзу нередко выдают так называемую «костяную бирюзу» — ондотолит (от греческого «ондотос» — зуб), представляющую собой остатки ископаемых костей, окрашенных фосфатом железа. Органическое происхождение костяной бирюзы легко установить, исследовав ее под микроскопом.

Б. Я. Меренков [26], Дж. Синканкас [94], В. П. Борискин [8] и др. относят бирюзу к минералам кор выветривания, связы-

вая ее генезис с циркуляцией метеорных вод и кристаллизацией коллоидного «бирюзового» раствора. Однако существует и иная точка зрения. А. Е. Ферсман [41], например, относил бирюзу к гидротермальным образованиям. А. Ф. Соседко [39] также считал, что Нишапурские месторождения возникли в результате деятельности термальных вод, циркулировавших в мощной тектонической зоне брекчий.

Г. В. Гвахария, Ю. И. Назаров [10] и Т. И. Менчинская [24] полагают, что бирюза представляет собой продукт гидротермально-метасоматических процессов, а в экзогенных условиях неустойчива и замещается вторичными минералами. Г. В. Гвахария, впрочем, допускал возможность переотложения бирюзы в приповерхностных зонах месторождений, в результате чего, по его мнению, возникали характерные для экзогенных минералов натечные и желваковые формы бирюзы.

По мнению авторов, более обосновано представление об экзогенном происхождении бирюзы. Об этом свидетельствуют парагенетические минеральные ассоциации, характерные для зон химического выветривания сульфидных месторождений, а также отсутствие скоплений бирюзы в свежих горных породах, содержащих первичные неокисленные сульфиды. То, что бирюза у поверхности иногда замещается другими фосфатами, не противоречит ее экзогенной природе, так как каждый минерал устойчив лишь в определенных зонах формирующейся коры выветривания. К тому же алюмофосфаты, к числу которых относится бирюза, наиболее характерны для процессов гипергенеза, а в ходе магматических, пневматолитовых и гидротермальных процессов образуются безалюминиевые фосфаты и алюмосиликаты [30].

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

Месторождения бирюзы, даже расположенные в различных районах, довольно однообразны по геологическому строению и типу скоплений. Представляется, что все они имеют экзогенное инфильтрационное происхождение, будучи связаны с линейными и линейно-площадными корами выветривания горных пород, содержащих фосфор и минерализованных сульфидами меди или пиритом с примесью меди. Такими породами могут быть молодые кислые эффузивы (риолиты, трахиты, кварцевые порфиры, андезиты и гранитоиды с акцессорным апатитом) и фосфорсодержащие пиритизированные осадочные образования (черные сланцы, песчаники, алевролиты).

Скопления бирюзы встречаются как непосредственно в пределах медно-порфировых и полиметаллических, урановых и золоторудных месторождений, так и на площадях с непро-

мысленной рудной минерализацией. Однако проявления бирюзы в мощных зонах вторичного сульфидного обогащения немногочисленны. Как указано в табл. 16, главный источник бирюзы — месторождения с рассеянной рудной минерализацией без развитой зоны цементации.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ С РАССЕЯННОЙ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ БЕЗ ЗОНЫ ВТОРИЧНОГО СУЛЬФИДНОГО ОБОГАЩЕНИЯ

Этот подтип объединяет многочисленные и наиболее значительные месторождения бирюзы. К нему наряду со знаменитыми месторождениями Ирана и Синайского полуострова относится большинство месторождений Сев. Америки и Средней Азии. Все они связаны с линейными корами выветривания магматических (кислых эффузивов, гранитоидов) и осадочно-метаморфических фосфорсодержащих пород.

Промысленно-генетическая классификация

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Подтип	Вмещающие породы	Характеристика бирюзоносных зон	Тип скоплений бирюзы ¹
Экзогенная	Кора выветривания	В корях выветривания горных пород с медно-сульфидной минерализацией	С рассеянной медной минерализацией без зоны вторичного сульфидного обогащения	Риолиты, трахиты, кварцевые порфиры и андезиты, граниты с аксессуарным апатитом	Штокверковые и прожилковые зоны площадью от 6×25 до (30—80)×200 м	Прожилки мощностью 0,2—7 см, желваки до 7—10 см в поперечнике
				Фосфорсодержащие черные сланцы, песчаники и алевролиты	Прожилковые зоны длиной от 30 до 60 м и мощностью от 1 до 3 м	Прожилки мощностью от 0,2 до 2—3 см
		С интенсивной медной минерализацией и зоной вторичного сульфидного обогащения	Риолиты, трахиты, кварцевые порфиры, граниты с аксессуарным апатитом	Бирюза встречается в зоне выщелачивания и в верхах зоны вторичного сульфидного обогащения	Прожилки мощностью до 6 см и желваки до 5 см в поперечнике	

1. Бирюза в магматических породах

Сюда относятся месторождения Ирана, США и Кураминского бирюзоносного района в Сев. Таджикистане.

Иран. В Иране бирюза добывается в *Нишапурских* месторождениях, расположенных в Нишапурских горах в районе Мешхеда, на севере и юго-востоке пустыни Деште-Кевир (Большой Соляной пустыни), где расположены месторождения Кухезар (район Дамгана) и Якаб (севернее Тебеса). Недавно введены в эксплуатацию месторождения в районе Мазендерана. Общий объем добычи бирюзы-сырца в целом по стране в 1974 г. составил 70 т.

Нишапурские месторождения тысячелетие служат источником лучшей в мире бирюзы. Запасы месторождений оцениваются в 6000 т. Они находятся в Хорасане в 58 км северо-восточнее г. Нишапура, в горах, сложенных известняками, песча-

Таблица 16

месторождений бирюзы

Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирной бирюзы	Промышленное значение	Месторождения
Лимонит, галлуазит, ярозит, серицит, каолинит	Лучшая небесно-голубая бирюза. Высокосортная бирюзовая матка	Основной источник высококачественной бирюзы	Вилла-Гроув, Кертленд, Бурро-Маунтин (США), Нишапур (Иран), Бирюзакан (СССР) и др.
Лимонит, хризолла, халькозидерит, вавеллит, галлуазит, серицит, каолинит	Светло-голубая, голубовато-зеленая, зеленая	Существенный источник бирюзы среднего и низкого качества	Вади-Махаре (Египет), Аякаши (СССР) и др.
Халькозин, малахит, азурит, галлуазит, серицит	Зеленоватоголубая, голубая	Бирюза может отбираться попутно с добычей медных руд	Касл-Доум (США), КНР, Кальмакырское, Техутское (СССР) и др.

никами и трахитами палеогена, пересеченных разломами. Разработки сосредоточены на площади 2,5 км². Главные Нишапурские копи находятся у сел. Майден на южном склоне горы Али-Мирза. Подземные выработки, достигшие глубины 100 м, представляют собой сложный лабиринт горизонтальных, наклонных и вертикальных ходов и эксплуатационных камер.

На северном склоне горы и ее вершине обнажены массивные эффузивные породы с крупными вкрапленниками полевых шпатов и слабо раскристаллизованной основной массой. Южные склоны сложены глыбовыми трахитовыми лавами, состоящими из остроугольных обломков хорошо раскристаллизованного порфириовидного трахита с вкрапленниками ортоклаза, сцементированных богатым водой трахитовым стеклом. Горные породы южного склона брекчированы, сильнокаолинизированы, окварцованы и лимонитизированы. Внутри обломков в тектонической брекчии отмечаются пирит, халькопирит и апатит. Количество P_2O_5 в измененном трахите 1,3—3 %. У подошвы горы эффузивы и контактирующие с ними известняки содержат обильную вкрапленность пирита.

В верхних частях месторождения бирюза встречается в виде редких прожилков и примазок в лимонитовом цементе брекчии, а также желваков, примыкающих к обломкам каолинизированных трахитов. Кроме того, она развита по крутым трещинам северо-восточного и северо-западного направлений, пересекающих брекчию. На более глубоких горизонтах бирюза наблюдается в протяженных зонах ветвящихся и сближенных трещин, заполняя их в виде рыхлой ожелезненной или плотной массы. Жилки плотной голубой бирюзы местами группируются в сравнительно изометричные штокверки.

Распределены такие штокверки в трещинных зонах крайне неравномерно, иногда кустообразно. Они содержат лучший ювелирный материал и наиболее выгодны для эксплуатации. Цвет бирюзы голубой, голубовато-зеленый и зеленый, иногда все эти разновидности можно увидеть в одном образце.

К. И. Богданович [7] и А. Ф. Соседко [39] связывали образование нишапурской бирюзы с эндогенными процессами. К. И. Богданович считал, что на глубине термальные растворы двигались по узким тектоническим трещинам, а вблизи поверхности растекались по всей зоне брекчий. Он предполагал также, что высокосортная бирюза штокверков представляет собой переотложенную бирюзу из минерализованных трещин. По мнению А. Ф. Соседко, восходящие термальные воды насыщались медью, фосфором и алюминием в результате взаимодействия с боковыми породами, содержащими полевой шпат, апатит, пирит и халькопирит. В верхних горизонтах брекчированной зоны из-за резкого падения давления и температуры растворенные соединения выпадали в виде бирюзы, каолина и окиси железа.

Однако на Нишапурских месторождениях, несомненно,

развита кора выветривания линейного типа, образовавшаяся по ослабленной зоне брекчий. Глубина зоны окисления сульфидов около 100 м, ниже бирюзовая минерализация отсутствует. Образование бирюзы обусловлено присутствием в трахитах полевого шпата, халькопирита, пирита и апатита. Такой же точки зрения придерживаются Х. Файяз и А. Х. Форгаш [63], считающие, что бирюза образовалась в процессе вторичных изменений полевых шпатов, апатита и халькопирита под влиянием химического выветривания.

США. На юго-западе страны в штатах Колорадо, Невада, Аризона и Нью-Мексико расположены крупнейшие месторождения бирюзы.

Геологическое строение этой обширной бирюзоносной провинции во многом определяется блоковой тектоникой. Поднятые блоки сложены породами докембрия, а опущенные — осадочными и эффузивными образованиями верхнего мела — эоцена. Местами они перекрыты лавами и пирокластическими породами олигоцена. Простираение разрывов и зон смятия обычно северо-западное. Наряду с ними широко распространены поперечные разломы, контролирующие гранитоиды рудоносной порфировой формации верхнего мела — нижнего эоцена. С этой формацией связаны сульфидные месторождения меди, свинца, цинка, серебра и др. Большинство рудных месторождений сконцентрировано в пределах «Ларамийского поперечного порфирирового пояса», зоны их вторичного сульфидного обогащения иногда бирюзоносны. К концу олигоцена — началу миоцена территория провинции представляла собой типичный пенеплен с развитой корой выветривания.

Месторождение Вилла-Гроув расположено в шт. Колорадо на северо-востоке округа Сегуэйч в 13 км северо-западнее г. Вилла-Гроув. Оно обнаружено в 1913 г. и с тех пор является главным источником бирюзы в шт. Колорадо. Камень добывается из открытых горных выработок глубиной до 30 м. Стоимость ежегодно добываемого сырья около 40 тыс. долл. Бирюза считается лучшей в США.

Месторождение представлено серией бирюзоносных трещин в выветрелых фельзитовых порфирах условно палеогенового возраста. Порфиры прорваны дайками апатитсодержащих кварцевых латитов более свежих, чем порфиры, но тоже серицитизированных и каолинизированных. Вблизи месторождения отмечены бедные медно-сульфидные руды, состоящие из халькопирита, медьсодержащего пирита и азурита. Бирюза образует прожилки и небольшие желваки в раздувах трещин или в пустотах вмещающих пород. В трещинах встречаются скопления каолинита и реже серицита. Зальбанды прожилков бирюзы обычно сложены каолинитом, а желваки окружены скорлуповатым каолинитом концентрически-зонального строения.

Качество бирюзы высокое, преобладают плотные камни небесно-голубого цвета, наряду с ними встречаются пористые и

даже землистые разности от голубой до зеленовато-серой окраски. Встречаются также прожилки и желваки каолинита, окрашенные соединениями меди и сходные с рыхлой бирюзой.

Месторождение Ла-Хара (копи Монассы) находится в округе Коунджос (шт. Колорадо) в 16 км восточнее г. Монасса. Оно разрабатывалось еще древними индейцами и по их горным выработкам было вновь открыто в конце XIX в. Эксплуатация его началась в 1909 г. Сведения о количестве добытой бирюзы отсутствуют, известно лишь, что в 1947 г. было получено более 900 кг товарной бирюзы и бирюзовой матки на сумму 30 тыс. долл.

На месторождении выделено шесть обогащенных бирюзой блоков, образующих единую бирюзоносную зону. Размеры их до 50×100 м, глубина распространения бирюзы 20 м. Вмещающие породы — сильно измененные риолиты и трахиты, превращенные в рыхлую массу, сохранившую реликты первичных структур и состоящую из каолинита, серицита и разрушенных вкрапленников полевых шпатов. В ней изредка встречаются обоснования лимонита и зернистого кварца. Возраст вмещающих пород предположительно миоценовый.

Бирюза образует сеть прожилков мощностью до 0,65—1 см. В их раздувах встречаются бирюзовые желваки, окруженные каолинитовой или серицитовой корочкой, а иногда ожелезненным кварцем. Бирюза одинакова по плотности, но цвет ее изменяется от бледно-голубого до небесно-синего.

Интересно указать, что в округах Минерал и Теллер (шт. Колорадо) в современных речных отложениях встречались гальки бирюзы очень высокого качества.

Месторождение Кертленд находится на юго-востоке шт. Аризона в округе Кочиз около г. Кертленда. Оно обнаружено в 1890 г. и с тех пор почти непрерывно эксплуатируется штольнями, ориентированными по простираанию бирюзоносных трещин.

Бирюзоносные участки находятся в пределах крупных рудных полей, объединяющих большую группу меднопорфировых и полиметаллических месторождений и проявлений. В геологическом строении района участвуют верхнекембрийские кварциты, мраморизованные известняки и аспидные сланцы, прорванные ларамийскими гранитами и кварцевыми монцонит-порфирами. В бирюзоносных зонах кварциты содержат прожилки и включения серицита и каолинита, плагиоклаз гранитов также замещен этими минералами.

Бирюза встречается в виде прожилков и желваков в серицитовой и каолинитовой массе, заполняющей трещины в кварцитах и монцонит-порфирах. Иногда здесь же присутствуют лимонит и малахит. Мощность прожилков 1,5—38 мм, обычно 3—12 мм. Желваки встречаются редко, но бывают массой до 0,5—1,3 кг.

Качество камней по сравнению с бирюзой других месторождений США невысокое. Плотная, голубая или голубоватосиняя бирюза составляет не более 5 % добываемого сырья, она оценивалась в 1935 г. по 60—90 долл. за килограмм. Остальной материал представлен бирюзовой маткой и пористой голубовато-зеленой бирюзой. За 1890—1936 гг. на месторождении добыто несколько тонн ювелирной бирюзы.

Месторождение Кингмен расположено в округе Мохаве (шт. Аризона) в 24 км северо-западнее г. Мохаве на склонах гор Цербрет Рэндж. Разрабатывается периодически с 1838 г.

В районе распространены докембрийские гнейсы и углестые сланцы, прорванные альпийскими гранитами и кварцевыми порфирами. Месторождение состоит из ряда разобщенных участков, контролируемых разломами в каолинизированных и окварцованных кварцевых порфирах. Бирюза слагает прожилки и желваки в глинистой массе, заполняющей трещины. Плотная голубая бирюза и высококачественная бирюзовая матка встречаются главным образом в желваках. В раздувах трещин плотная бирюза сменяется пористой и глиноподобной, а также каолинитом, окрашенным соединениями меди.

Месторождение Цериллос расположено в северной части шт. Нью-Мексико на территории округа Санта-Фе в 12 км северо-восточнее г. Цериллос, в той части порфирирового пояса, где встречаются лишь непромышленные залежи медных, свинцовых, золотых и серебряных руд.

Вмещающие породы — сильнокаолинизированные кварцевые порфиры. Бирюза развита по трещинам в виде жилок и желваков размером до 76×102 мм среди каолинита. Цвет бирюзы от зеленого до зеленовато- и небесно-голубого.

Месторождение состоит из трех участков, расположенных в 3—5 км друг от друга. Первый представлял, по-видимому, один из главных источников бирюзы в период древней мексиканской цивилизации. Мощность бирюзоносной зоны 60 м, глубина развития минерализации до 40 м. Два других участка интенсивно эксплуатировались в 1880—1910 гг. На одном из них добывалась бирюза, не уступавшая лучшим камням Нишапурских месторождений. Стоимость добытой бирюзы превышает 2 млн. долл.

Месторождение Бурро-Маунтин находится на юго-западе шт. Нью-Мексико, в 16 км юго-западнее г. Сильвер-Сити (округ Грант). В районе доминируют докембрийские граниты, прорванные кварцевыми монзонит-порфирами в зоне разломов Южно-Аризонского пояса.

Бирюза встречается в тектонических зонах трещин, развитых вдоль контакта гранитов и порфиров. Крупные бирюзоносные участки расположены вблизи медных рудников «Азур» и «Паркер». Первый обнаружен в 1891 г. по следам древних выработок и интенсивно разрабатывался до 1914 г. За этот период здесь было добыто бирюзы на сумму 3 млн. долл.

Длина бирюзоносной зоны более 200 м, ширина 30—60 м, глубина распространения бирюзы 18—30 м. Бирюза встречается в прожилках мощностью от 2—3 до 38 мм. В раздувах трещин среди серицитовой и каолининовой массы встречаются крупные желваки высококачественного камня, иногда со скоплениями оливково-зеленого галлуазита. На этом участке наряду с драгоценной бирюзой добывалась бирюзовая матка высокого качества с голубыми, голубовато-зелеными и зелеными прожилками бирюзы на контрастном фиолетовом или красновато-коричневом фоне вмещающей породы.

Из других бирюзоносных объектов шт. Нью-Мексико заслуживают упоминания *месторождения Джарилла и Хачита*, в которых бирюза образует тонкие прожилки в трещиноватых, сильно измененных трахитах и монцонит-порфирах. Около поверхности она ассоциирует с каолинитом и люмонитом, а на глубине с частично окисленным пиритом, халькопиритом, ярозитом и гипсом.

Месторождение Кортес находится в округе Лендер (шт. Невада). Бирюза встречается в верхней части тела гранит-порфира с бедной вкрапленностью халькопирита и пирита, где она образует прожилки и желваки, заключенные в глинистой массе. Размеры желваков в поперечнике 5—30 мм, масса их иногда достигает 2 кг. Известен образец плотной бирюзы с паутиннообразной сетью включений лимонита массой около 30 кг.

В шт. Невада кроме того насчитывается 37 месторождений бирюзы, на которых в 1940—1946 гг. была добыта бирюза на сумму 124 тыс. долл. Затем добыча резко упала, но в 1950—1951 гг. вновь достигла высокого уровня.

В Калифорнии значительное количество бирюзы добывалось в пустыне Мохаве (округ Сан-Бернардо) из сильно измененных жильных гранит- и монцонит-порфиров.

Североамериканские месторождения бирюзы, судя по геологической обстановке, относятся к экзогенным образованиям, представляя собой сохранившиеся от размыва участки линейных кор выветривания горных пород в зонах разломов. Возраст месторождений по аналогии со временем образования зон окисления медно-порфировых руд неогеновый [94, 99].

СССР. Месторождения бирюзы данного подтипа известны в Кураминском бирюзоносном районе. Вмещающие породы — верхнепалеозойские эффузивы — кварцевые гранодиорит-порфиры, андезитовые порфириты, риолиты и трахиты с акцессорными апатитом и медьсодержащим пиритом.

В Кураминском районе насчитывается несколько месторождений и проявлений бирюзы. Наиболее интересно месторождение Бирюзакан на южном склоне Кураминского хребта, приуроченное к крупному широтному Бирюзовому разлому, вероятно, альпийского возраста. Остальные (Шаугаз, Ак-Турпак, Унгурикан и др.) расположены на северных склонах хребта в верховьях притоков р. Ангрен,

Бирюза локализуется в зонах дробления горных пород на участках протяженностью не более 300 м при ширине 10—20 м и редко более. В бирюзоносных зонах горные породы окварцованы, ожелезнены, серицитизированы, каолинизированы и осветлены. Их первичный состав и структура в большинстве случаев неопределимы. Каолинизация наиболее интенсивно развита в приповерхностных частях месторождений, глубже каолин образует псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов. Глубина развития каолинизации до 60 м. Пиритизация проявлена на глубине от 2,5 до 30 м. В верхних горизонтах в порых и трещинах часто встречается ярозит. Характерная деталь строения бирюзоносных зон — маломощные кварцевые прожилки, образующие зоны сетчатого строения. Простираание кварцевых жил и прожилковых зон совпадает с направлением основных тектонических нарушений.

Бирюза развита в зонах дробления в виде прожилков и желваков, образующих штокверки. Площадь таких участков 10—30 м², по простираанию и падению зон они распределены неравномерно. Преобладает прожилковая бирюза, мощность прожилков от 1—2 мм до 1—3 см, редко до 5 см. В пустотах и местах пересечения трещин бирюза обособляется в линзовидной, изометричной и неправильной формах. Желваковая бирюза редка. Нередко бирюза цементирует кристаллики полупрозрачного кварца и обломки вмещающих пород. Окраска бирюзы голубая. Максимальная глубина развития бирюзы, определенная по древним выработкам, 40—45 м.

Месторождение Бирюзакан расположено на южных отрогах Кураминского хребта, в 40 км северо-восточнее г. Ленинабада. Бирюза встречается в зонах дробления и окварцевания висячем боку бирюзового разлома, среди сильнокаолинизированных порфиров. Разлом представляет собой крупное вертикальное разрывное нарушение длиной до 60 км, вдоль которого наблюдаются мощные кварцевые жилы и зоны развития кварцевых прожилков (рис. 27).

По данным Т. И. Менчинской [24], бирюза приурочена к маломощным коротким прожилкам кварца или выполняет небольшие ветвящиеся трещины в измененных порфирах. В жильном кварце бирюза образует прожилки мощностью 0,1—3 см, а также выделения линзовидной и изометричной формы. Длина линз 5—6 см, толщина 2—3 см. Цвет бирюзы — голубой, голубовато-зеленый. Иногда в ней содержатся включения мелких кристаллов горного хрусталя, полевых шпатов и обломки эффузивных пород. В приповерхностных частях месторождения бирюза зеленой и бурой окраски, нередко каолинизирована или растворена.

На месторождении выделены четыре обогащенные бирюзой зоны, сходные по характеру минерализации и морфологии обособлений бирюзы, но различные по качеству сырья. Ширина зоны 17—20 м, прослежена она по простираанию на 120 м, глу-

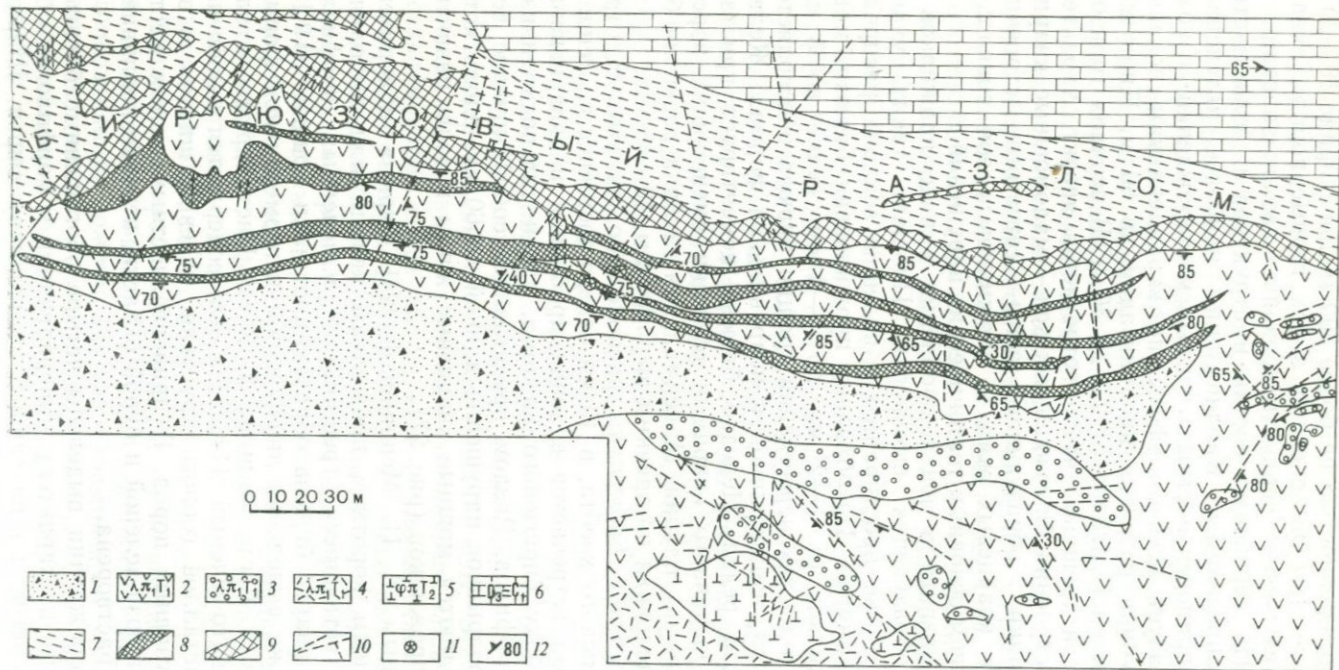


Рис. 27. Схема геологического строения месторождения Бирюзакаан (по Т. И. Менчинской):

1 — делювиально-пролювиальные отложения, отвалы древних и современных выработок; 2 — вторичные кварциты серицит-кварцевой фации; 3 — вторичные кварциты кварцевой фации; 4 — вторичные кварциты с реликтами кварцевых и кварц-полевошпатовых порфиров; 5 — фельзиты; 6 — мраморизованные известняки; 7 — зона дробления и ожелезнения пород; 8 — бирюзоносные жильные зоны; 9 — коренные выходы ожелезненного жильного кварца; 10 — маломощные зоны милонитизации и тектонические трещины; 11 — прожилки и включения бирюзы, вскрытые карьерами; 12 — элементы залегания тектонических нарушений

бина распространения бирюзы более 20 м. Отработана древними рудокопами. Мощность зоны 2 не превышает 6 м, длина ее 25 м, глубина развития бирюзовой минерализации 20—23 м. Длина зоны 3—75 м, мощность не превышает 10 м, бирюза отмечена на глубине 25 м, но в основном сконцентрирована на глубине до 10 м от поверхности. Бирюзовая минерализация зоны 4 прослежена на глубину до 20 м, где трещиноватость вмещающих пород и количество рыхлой неоднородной бирюзы увеличились.

На месторождении Бирюзакан бирюза отличается высоким качеством. Однако выход ювелирной голубой бирюзы не превышает 5—10 % от общего количества добываемого сырья.

2. Бирюза в осадочных породах

Месторождения бирюзы в осадочных породах известны на Синайском полуострове и в Кызылкумском бирюзоносном районе. Бирюза встречена и в Южном Казахстане среди осадочных фосфоритоносных пород хр. Каратау.

Египет. Месторождения бирюзы расположены в юго-западной части Синайского полуострова на площади около 640 км². В геологическом строении этой территории участвуют известняки и песчаники, местами перекрытые базальтами. Широко развиты крупные сбросы, выраженные в современном рельефе в виде каньоноподобных долин.

В районе известны шесть месторождений цветных камней, разрабатывавшихся еще в глубокой древности. По мнению Р. Вебстера [99], четыре из них служили главным образом источниками малахита, азурита и хризоколлы, а два других — Вади-Махаре и Сербит-Эль-Кхадим — бирюзы.

Месторождение Вади-Махаре не потеряло практического значения до настоящего времени. Оно объединяет ряд бирюзоносных участков, приуроченных к верхнему горизонту светлорозовых песчаников нубийской свиты, условно датированных юрой — нижним мелом. Мощность песчаников 130 м. В этой толще выделяется бирюзоносный пласт сильнотрещиноватого песчаника («балута»), залегающий под ожелезненным песчаником. Лучшая бирюза встречается в прожилках мощностью до 13 мм. Цвет камня светло-голубой.

Пласт ожелезненного песчаника («аль-эрг-сафра») служит надежным поисковым признаком бирюзы. Песчаники состоят из крупных зерен кварца, сцементированных бурым глинисто-железистым материалом. Бирюзоносные песчаники «балута» более плотные и бледные по окраске, участками раздроблены. Они содержат бирюзу высокого качества, когда подстилаются глинистыми сланцами или песчаниками с глинистым цементом.

Р. Вебстер связывает образование бирюзы с циркуляцией по трещинам атмосферных вод. Воды, богатые кислородом и углекислым газом, просачиваясь через песчаники, разлагали органические и минеральные вещества, содержащие медь, фосфор, глинозем и серу. Окислы железа, кремнезем и глинозем

осаждались выше уровня грунтовых вод, а у водоупорного горизонта концентрировались более подвижные соединения меди и фосфора. При благоприятных условиях, например в засушливые периоды, концентрация этих соединений в растворе резко повышалась и коллоидная бирюза выпадала из раствора. Формированию мощного бирюзоносного горизонта способствовали поднятия небольших амплитуд, в результате которых окисляющему воздействию атмосферных вод подвергались новые участки неизмененных пород.

СССР. Месторождения бирюзы в осадочно-метаморфических породах сосредоточены в Кызылкумском бирюзоносном районе. Район сложен осадочно-метаморфическими породами рифея — палеозоя и вулканогенными мезо-кайнозойскими образованиями. Интрузивные массивы сложены альбитофирами верхнего силура, ультраосновными и основными породами карбона и гранитоидами верхнего карбона — нижней перми.

Кызылкумский бирюзоносный район объединяет месторождения и многочисленные проявления бирюзы Центральных Кызылкумов (Аякаши 1 и 2, Турбай, Джаман-Каскыр и др.), хр. Султануиздаг (Тебин-Булак, Урусай и др.), гор Тамдытау и Мурунтау (Тасказган) и Кульджуктау (Бельтау и др.) и др. Всего известно более тридцати проявлений бирюзы.

Площади участков бирюзоносной минерализации достигают нескольких квадратных километров. Как правило, участки группируются вдоль зон тектонических нарушений, по которым развиты линейные и линейно-площадные коры выветривания горных пород. Бирюзоносные зоны обычно оперяют крупные разломы. В Центральных Кызылкумах (южные отроги хр. Букантау) месторождения и проявления бирюзы связаны с мезозойской корой выветривания каолинового профиля, развитой на осадочно-метаморфических породах коксайской свиты верхнего рифея. Свита флишoidного облика с ритмичным переслаиванием пиритизированных слюдит-углеродисто-кварцевых сланцев и алевролитов [8].

В бирюзоносных зонах отмечаются дайки диоритов и лампрофиров неустановленного возраста. Широко развиты серии коротких линзовидных прожилков кварца, следующих по простиранию бирюзоносных зон. Мощность прожилков до 10—15 см. Секущих прожилков мало, однако с ними ассоциирует основная масса бирюзы [24].

По данным В. П. Борискина, для всех месторождений бирюзы Центральных Кызылкумов характерна следующая вертикальная зональность (сверху вниз):

1) зона гидрослюдистых пород с бирюзовой минерализацией. В этой зоне наряду с плотной бирюзой встречаются гипергенные минералы — гидромусковит, каолин, ярозит, галлаузит, лепидокрокит, халькосидерит, сванбергит, вудхаузит, вавеллит и др.; 2) зона узорчатой, или «кружевной», бирюзы; 3) зона исходных углеродисто-слюдисто-кварцевых сланцев с вкраплен-

ностью пирита и мелкими желваками фосфоритов. Общая мощность бирюзоносных горизонтов (зон 1 и 2) составляет 30—50 м.

Морфология выделений бирюзы в Кызылкумском районе весьма разнообразна. Здесь развиты прожилки, корочки, желваки. Вкрапленная и узорчатая паутинообразная бирюза характерна для углистых и графит-кварцевых сланцев, выполняя в них трещины и поры. Обычны прожилки сложной формы и неоднородного строения. Их протяженность не превышает 2—3 м, обычная длина 10—30 см, мощность от 1—2 мм до 2—3 см; с увеличением мощности качество бирюзы иногда повышается.

Прожилки сложены разноокрашенной бирюзой и ассоциирующими с ней гидроокислами железа, ярозитом, вавеллитом и минералами группы галлуазита. Участки драгоценной бирюзы в прожилках редки, размеры их небольшие. Известны пластины в 25 см², но обычно их площадь не превышает 2—4 см². Толщина пластин в среднем 2—4 мм. Наибольший диаметр желваков 4—5 см. Форма их округлая и линзовидная, они окружены корочкой светлых глинистых минералов. Преобладают железистые разности зеленоватого и голубовато-зеленого цвета. Иногда лимонит и гидрогематит полностью замещают бирюзу, образуя буровато-желтые землистые агрегаты. Развито окремнение, также ухудшающее качество сырья. В результате развития галлуазита бирюза обесцвечивается, становится белей и даже мелоподобной. Голубые разности плотной ювелирной бирюзы в кызылкумских месторождениях, несмотря на крупные размеры выделений, составляют небольшую часть добываемого сырья и, как правило, встречаются в прожилках.

Наиболее типично месторождение *Аякаши 1*, которое расположено в Центральных Кызылкумах в 35—38 км северо-восточнее г. Учкудук на юго-западном склоне гор Джаман-Каскыртау. Площадь месторождения 0,8 км². Вмещающие породы здесь представлены переслаивающимися, перемятыми и пиритизированными углисто-кварцевыми, кварцевыми и кварц-серицитовыми сланцами. В них широко развиты согласные кварцевые прожилки мощностью 3—5 см, редко до 30 см. В бирюзоносных зонах сланцы сильно раздроблены, пронизаны кварцевыми прожилками, каолинизированы и ожелезнены. Бирюза выполняет трещины и мелкие каверны в кварцевых прожилках и реже во вмещающих черных углистых сланцах.

По данным Т. И. Менчинской и В. А. Драмшева (1980 г.), месторождение объединяет три бирюзоносные зоны: Северную, Центральную и Южную.

Простиранье зон субширотное, протяженность 1 км.

Мощность Северной зоны 40—90 м, состоит она из шести серий бирюзоносных кварцевых прожилков, вытянутых по простиранью зоны. В пределах этой зоны выделяются три участка с повышенной концентрацией бирюзы. Размеры первого участка 130 м в длину и от 30 до 75 м в ширину, второго соответ-

ственно 220 и 60—70 м, третьего — 140 и 8 м. Мощность Центральной зоны 3—80 м. Скопления бирюзы отмечаются на двух участках, размеры которых в плане 100×35 и 200×50 м. В составе Южной бирюзоносной зоны выделяются четыре полосы бирюзоносных кварцевых прожилков. Однако скопления бирюзы развиты только на одном участке размером 110×35 м.

Бирюза слагает прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 2 см и желваки размером от 0,5 см до нескольких сантиметров в поперечнике. Преобладает зеленая бирюза. Установлено, что в приповерхностных зонах месторождения до глубины 5—7 м бирюза рыхлая, грязно-зеленая, бурая и желто-бурая. Характерно, что рыхлые и зеленые разновидности бирюзы, добытые на месторождении Аякаши 1 или на других месторождениях Кызылкумской группы, не поддаются облагораживанию.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ИНТЕНСИВНОЙ МЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ И ЗОНОЙ ВТОРИЧНОГО СУЛЬФИДНОГО ОБОГАЩЕНИЯ

К данному подтипу относятся лучшие месторождения бирюзы Китая, о которых нет опубликованных сведений, и бирюзово-медные месторождения шт. Аризона в США. В СССР бирюза обнаружена на некоторых медных, медно-молибденовых и других сульфидных рудных месторождениях порфировой формации Средней Азии (Кальмакыр, Актурпак) и Кавказа (Алавердинская и Маднеульская группы).

США. В крупной меднорудной провинции шт. Аризона на месторождениях вкрапленных руд Майами, Санта-Рита, Глоуб и др. развиты мощные зоны вторичного сульфидного обогащения. В них среди окисленных и вторичных медных руд встречаются скопления бирюзы. На рудниках Аризоны в 1975 г. попутно добыто бирюзы (большая ее часть подверглась облагораживанию) на сумму более 10 млн. долл.

Типичным примером может служить месторождение бирюзы *Касл-Доум*, являющееся участком крупного месторождения меди Майами. Оно расположено в 8 км западнее одноименного города в округе Джайла.

Медные руды вкраплены в кварцевые монцит-порфиры. Рудоносные зоны вытянуты в юго-западном направлении и сопровождаются сериями кварцевых жил того же простираения. Руды представлены пиритом, халькопиритом и молибденитом. С разломами северо-восточного простираения связано галенитовое и сфалеритовое оруденение. Богатые халькозиновые руды приурочены к зоне вторичного сульфидного обогащения, хорошо выражена и зона выщелачивания. Бирюза, малахит и азурит встречаются и в той и в другой зонах. Установлено, что во вмещающих порфирах при серицитизации акцессорного апатита содержание P_2O_5 снижается в два раза (от 0,19—0,23 до 0,08—0,13 %).

Бирюза образует прожилки мощностью до 6 мм и уплощенные желваки размером до 50 мм в поперечнике и 13 мм толщиной. Зальбанды прожилков сложены глинистыми минералами и серицитом. Подавляющее количество бирюзы сосредоточено в верхней части зоны вторичного сульфидного обогащения, однако она отмечена и по более глубоким тонким трещинам в породах, где халькопирит почти не окислен.

Окраска плотной бирюзы от зеленовато- до небесно-голубой. Преобладают сравнительно мягкие мелоподобные разности, слагающие тонкие прожилки или образующие корки на стенках зияющих трещин. Цвет такой бирюзы изменяется от белого до светло-голубого. Осаждение бирюзы происходило в нейтральной или слабощелочной среде, о чем свидетельствуют отсутствие каолинита и ее постоянная ассоциация с галлуазитом.

На месторождении Касл-Доум попутно добывается значительное количество бирюзы. Учет добытого сырья не ведется, но большие партии минерала продаются в Майами и Глоубе [94]. В этом же горнорудном районе известны проявления бирюзы на медном руднике «Спящая красавица» и др.

Болгария. Скопление бирюзы недавно обнаружено в западной части Родопских гор на площади рудного поля Спихнево. Прожилковая бирюза встречена в шахте на глубине 100 м, по границе зоны окисления с зоной вторичного сульфидного обогащения. Первичны сульфидные медно-полиметаллические порфиновые руды в пропилитизированных и прокварцованных андезитах. Бирюза развита в осветленных, выщелоченных андезитах, а также заполняет трещины и мелкие каверны в жилах и прожилках кварца в парагенезисе с каолином, вавеллитом и адуляром. Мощность прожилков бирюзы до 3 см. Окраска ее голубая, голубовато-зеленая до бледно-голубой. Наряду с плотной бирюзой распространена мягкая, мелоподобная [21].

СССР. Источником бирюзы может служить *Кальмакырское месторождение* медно-порфировых сульфидных руд, входящее в состав Алмалыкского рудного поля. Первичные сульфидные руды развиты в метасоматически измененных сиенит-диоритах и гранодиорит-порфирах. На глубину до 80—100 м рудоносные породы подверглись сернокислотному выщелачиванию, в результате чего образовались гипергенные минералы: малахит, азурит, хризоколла, каолин, алунит, ярозит, бирюза и др. Несмотря на сильное изменение пород, в зоне окисления сохранились реликты пропилитов, серицит-кварцевых метасоматитов (вторичных кварцитов) и кварцевых прожилков со следами выщелачивания сульфидов. Ювелирная бирюза приурочена к низам зоны окисления и частично к самому верху мощной зоны вторичного сульфидного обогащения. Бирюза локализуется в блоках выщелоченных вторичных кварцитов, пронизанных мелкими кварцевыми прожилками, иногда содержащих сульфиды. Бирюзоносные блоки измененных метасоматитов погружены в рыхлую каолин-алунитовую массу. В плотных, каоли-

низированных серицит-кварцевых метасоматитах бирюза образует короткие прожилки мощностью 0,5—1 см и желваки от 0,2 до 5—10 см в поперечнике. Цвет ее голубой, бледно-голубой, реже голубовато-зеленый и зеленый. Так как бирюза представляет собой ранний экзогенный минерал, она в дальнейшем замещается галлуазитом, каолином или ярозитом. Это подтверждается постепенными переходами от яркоокрашенной голубой бирюзы к обесцвеченным мелоподобным разностям и наличием пустот с реликтами бирюзы в приповерхностной зоне месторождения.

К рассматриваемому типу принадлежит также *Техутское* месторождение бирюзы в Армении. Оно связано с мощной зоной окисления бедных медно-молибденовых сульфидных руд порфировой формации, отличаясь от Кальмакырского месторождения сравнительно слабым развитием зоны вторичного обогащения.

Месторождение находится на северо-востоке Армении в пределах Алавердинского рудного поля. В его геологическом строении участвуют гранодиориты и диориты Шнох-Кобского интрузива мезозойского возраста, прорванные субвулканическим некком гранодиорит-порфира. По контакту с некком гранитоиды превращены во вторичные кварциты и другие метасоматические породы с медно-молибденовой минерализацией. Рудная зона, окружающая некк в виде широкого кольца, принадлежит к штокверковому типу. По периферии кольца развита мощная зона пирит-халькопиритовых вкрапленных руд. Бирюзовая минерализация приурочена к зоне окисления этих убогих руд, которая в виде широкого плаща мощностью 30—100 м покрывает слабо измененные гранитоиды. Проявления бирюзы отмечаются в выщелоченных, лимонитизированных и каолинизированных вторичных кварцитах. Наибольшая концентрация бирюзы наблюдается на площади 0,24 км² вблизи тектонической границы выщелоченных вторичных кварцитов с неизмененными гранитоидами. Участки с промышленной бирюзовой минерализацией, выходящие на дневную поверхность, представляют собой сильно раздробленные серицит-кварцевые метасоматиты, подвергшиеся мощному серноокислотному выщелачиванию.

Размеры пригодных для эксплуатации продуктивных участков достигают по длине 200 м и до 40 м и более в ширину. Как и на Кальмакырском месторождении, плотная бирюза слает прожилки, желваки и гнезда в измененных, но достаточно крепких блоках выщелоченных вторичных кварцитов. Рыхлая бледная бирюза встречается в виде прожилков и крупных округлых выделений в глинистой породе. Окраска плотной бирюзы голубая, зеленовато-голубая.

К недостаткам ее относятся точечные включения обеленных вмещающих пород. Рыхлые и бледноокрашенные разновидности бирюзы, как и на других месторождениях рассмотренного типа, поддаются обогащению.

Х АМЕТИСТ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Аметист — фиолетовая разновидность кварца (рис. XI на вклейке), имеющая цветовые оттенки от голубоватого до пурпурного.

Название камня происходит от греческого «аметистос» — безалкогольный. В Древней Греции так именовались все фиолетовые и пурпурно-красные драгоценные камни, предохраняющие якобы от чрезмерного опьянения.

Аметист широко использовался для изготовления гравированных печаток и гемм как в эллинскую эпоху, так и в первые века Римского государства. Аметист был известен в отдаленные времена и в Китае, где его светлые разновидности использовались для изготовления флаконов и шкатулочек. Начиная со средних веков, он стал излюбленным украшением предметов церковного обихода и одежды служителей христианской церкви. Для обычных (светских) украшений аметист начал широко применяться в Европе во второй половине XVIII в. после открытия его месторождений около Дрездена. В России он получил широкую известность в конце XVIII в.

Аметист обрабатывается довольно легко и хорошо полируется. Красиво окрашенные фиолетово-красные и фиолетовые камни ценятся очень высоко и в комбинации с изумрудами и бриллиантами используются в самых дорогих ювелирных изделиях. В этом отношении уральские аметисты не имели соперников на мировом рынке. А. Е. Ферсман [41] отмечал, что «аметисты всех других месторождений при искусственном освещении теряют игру, красоту и сочность тона; аметисты Среднего Урала сохраняют свой блеск, а камни Тальяна или Санарки загораются кровавыми отблесками» (с. 176). Из аметиста главным образом изготавливают ожерелья, брошки, бусы, а также вставки в кольца, серьги и запонки. Камень обрабатывается по-разному: раньше ему придавалась только округлая форма, сейчас кабошонируют только очень густоокрашенные или замутненные аметисты, а прозрачные кристаллы гранят в фасетной — ступенчатой форме.

Аметист представляет собой двуокись кремния — SiO_2 с постоянной примесью Fe_2O_3 . С увеличением содержания Fe^{3+} возрастает и интенсивность окраски аметиста. Из других примесей встречаются Al, Li, K, Ca, Mg, Cr, Mn, Ti, Cu.

Аметист, как и горный хрусталь, относится к тригонально-трапецеэдрическому виду симметрии тригональной сингонии. У кристаллов хорошо развиты грани ромбоэдров, все они представляют собой двойники прорастания по дофинеysкому закону.

Грани тригонального трапецоэдра и тригональной дипирамиды редки. Характеры короткопризматические и скипетровидные кристаллы, последние образованы в результате нарастания короткопризматического аметиста на ранний длиннопризматический горный хрусталь. Размеры кристаллов, как правило, не превышают 10—12 см, более крупные встречаются редко и обычно замутнены и трещиноваты. Различаются два габитусных типа кристаллов: призматический, иногда обелисковидный, со сравнительно однородной однотонной окраской, характерный для бразильских и уругвайских месторождений, и короткостолбчатый с зональной неравномерной окраской, обычный для уральских месторождений.

Твердость аметиста 7 по Моосу, плотность, как и у горного хрусталя, 2,651 г/см³. Спайность несовершенная по граням ромбоэдра. Оптически одноосен, но иногда обнаруживает аномальную двухосность, связанную с бразильскими двойниками.

Цвет аметиста фиолетовый с синеватым и красным оттенком различной интенсивности. Встречаются разновидности слабоокрашенные, почти бесцветные, и густоокрашенные, бархатистые. Лучшими считаются яркоокрашенные камни с кроваво-красным отливом. Как правило, окраска в кристалле распределена неравномерно в виде серии тонких слоев, параллельных граням ромбоэдров. Иногда встречаются камни с беспорядочным пятнистым расположением окрашенных участков. По данным Г. Г. Леммлейна [23], аметистовая окраска, как правило, имеет четко выраженное секториальное распределение. Так, для пирамид роста граней положительного ромбоэдра характерна пурпурно-фиолетовая окраска, пирамиды роста отрицательного ромбоэдра бесцветны или бледноокрашены, а гексагональной призмы — бесцветны или дымчаты. Аметисты разных месторождений отличаются окраской: кристаллы о. Мадагаскар синевато-лавандовые, шт. Сев. Каролина (США) и Среднего Урала красноватые, а Бразилии и Уругвая буровато-красные. На некоторых месторождениях о. Мадагаскар, СССР (Урал, Алдан) и США (шт. Пенсильвания) встречаются аметисты смешанной фиолетово-дымчатой окраски.

В природных условиях окраска аметистов обычно устойчива. Гальки из россыпей о. Шри-Ланка, Бразилии и о. Мадагаскар сохраняют внутри прозрачность и цвет. Однако под действием прямых солнечных лучей аметисты африканского месторождения Мвакамбико (Зимбабве) становятся желтовато-зелеными. Аметисты из агатовых миндалин в базальтах и из пегматитов обычно обесцвечиваются после непродолжительного солнечного освещения.

При нагревании до температуры 300—500 °С аметисты также полностью обесцвечиваются, однако их окраска восстанавливается под воздействием радиоактивного излучения. При этом на аметистовую окраску иногда накладывается дымчатая, которая из-за ее меньшей термоустойчивости может быть уда-

лена легким нагреванием. При нагревании до 500—550 °С появляется довольно устойчивая красновато-бурая и желтая окраска, в результате аметист превращается в железистый цитрин. Это используют для получения из бледноокрашенного аметиста ювелирного цитрина. Аметисты месторождения Монте-сума в Бразилии при нагревании до 510 °С приобретают зеленый цвет. После прокаливания при температурах выше 550 °С аметист становится мутно-молочным, опалесцирующим, напоминая лунный камень. Путем радиоактивного облучения иногда удается добиться усиления интенсивности окраски аметиста.

Первые представления о природе окраски аметиста исходили из наличия в составе минерала примесей-красителей, в качестве которых упоминались коллоидное золото, органическое вещество, марганец, титан и т. п. В последние годы было принято связывать окраску аметиста с содержанием в нем ионов трехвалентного железа, замещающих кремний и образующих железощелочные хромоформные центры: $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{R}^+$, где $\text{R}^+ = \text{K}, \text{Na}, \text{H}$. В настоящее время имеются основания считать, что центрами аметистовой окраски являются ионы железа в необычном четырехвалентном состоянии, возникающие за счет Fe^{3+} после ионизирующего облучения [26].

Аметист встречается в пегматитах, поствулканических агатовых зонах, в кварцевых хрусталеносных жилах, на некоторых гидротермально-метасоматических железорудных месторождениях и в россыпях. Во всех случаях, как это было подчеркнуто В. С. Балицким, аметисты обычно кристаллизуются в завершающую стадию гидротермального процесса при температурах не выше 200 °С и давлениях не более нескольких десятков и реже сот атмосфер. Аметистообразующие растворы, судя по составу жидких включений в кристаллах, были железокремне-бикарбонатными с повышенным содержанием калия. Как показали эксперименты, наиболее благоприятна для роста аметиста кислая среда (pH не выше 6), а также предельно высокая активность ионов железа [1].

До открытия в XVIII в. месторождений аметиста в Германии его главным источником были россыпи о. Шри-Ланка. К 1768 г. относятся первые находки превосходного аметиста в Мурзинском районе Урала. В середине XIX в. на мировой рынок начали поступать большие партии бразильских аметистов, что привело к снижению цен на аметист более чем в 20 раз. Так, например, в 1867 г. в Европу из Южной Америки было завезено около 10 т кристаллов аметиста. Бразилия и Уругвай оставались главными поставщиками аметиста до 30-х годов текущего столетия, когда в Африке (в Замбии и Зимбабве) были открыты его богатейшие месторождения. За 1958—1964 гг. добыча аметиста на африканских месторождениях составила более 60 т. Для сравнения можно указать, что на уральских месторождениях с 1948 по 1978 г. было добыто около 900 кг аметиста.

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

Промышленные эндогенные месторождения ювелирного аметиста относятся к пегматитовому и гидротермальному классам, а экзогенные представлены россыпями (табл. 17). Главное значение имеют гидротермальные месторождения, как непосредственные объекты эксплуатации, а также как источник образования россыпей, из которых извлекается основное количество ювелирного аметиста.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Аметист встречается в миароловых — занорышевых и в хрусталеносных камерных пегматитах. Небольшое его количество отбирается попутно с пьезокварцем и другими драгоценными камнями.

1. Миароловые — занорышевые пегматиты

Многочисленные проявления аметиста в жильных занорышевых пегматитах известны в гранитах Адуйского массива на Среднем Урале. Пегматитовые жилы сложены письменным гранитом с участием блокового строения и содержат открытые трещины и занорыши, стенки которых покрыты кристаллами полевого шпата, кварца, черного турмалина (шерла) и топаза. Мелкие кристаллы аметиста встречаются в тонких трещинах и небольших пустотах, а крупные вместе с дымчатым кварцем — в полостях размером до $1 \times 2 \times 5$ м. Аметисты хорошего качества редки, преобладают замутненные серовато-фиолетовые кристаллы, которые извлекались старателями попутно при добыче дымчатого кварца [41].

По имеющимся отрывочным сведениям, аметист распространен в миароловых пегматитах о. Мадагаскар, о. Шри-Ланка и Бирмы, которые дали начало промышленным россыпям различных драгоценных камней.

2. Миароловые — камерные пегматиты

В пегматитовых телах камерного типа аметист образуется в последнюю стадию кварцевой минерализации и нарастает на кристаллы дымчатого кварца и мориона в виде уплощенных скелетных слоев и кристаллических корок. В таком виде он наблюдался на Майдантальском пегматитовом поле (Узбекистан) и в некоторых других районах СССР.

Гораздо реже аметист встречается вне связи с дымчатым кварцем в небольших полостях, заполненных глинистой массой. Обычно такие гнезда приурочены к контакту кварц-полевошпа-

товой зоны с графическим пегматитом. Кристаллы аметиста имеют светлую и неравномерную окраску.

Полости с аметистом известны в камерных пегматитах шт. Монтана (США), где, по данным Дж. Синканкаса [94], добывалось много мелких кристаллов аметиста массой до 10—15 г.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому классу принадлежат крупнейшие месторождения аметиста, на которых в промышленных масштабах ведется его добыча и которые являются источником крупных россыпных месторождений. Среди гидротермальных месторождений аметиста различаются три генетических типа: в хрусталеносных кварцевых жилах, в минерализованных зонах трещиноватости гранитоидных пород и в эффузивах основного и кислого состава.

1. Хрусталеносные кварцевые жилы

Безрудные кварцевые жилы с хрусталеносными полостями представляют собой особую формацию плутоногенных гидротермальных месторождений [17]. Хрусталеносные кварцевые жилы с аметистом, как правило, залегают среди зеленых сланцев, кварцитов и гнейсов. Они известны в СССР, Бразилии и ряде других стран.

СССР. В нашей стране аметистоносные кварцевые жилы обнаружены на Урале и в Средней Азии. Лучшие из них — *месторождение Хасаварка* на Приполярном Урале. На его площади обнажены интенсивно перемятые кварц-хлоритовые и кварц-слюдистые сланцы протерозойского возраста с линзами известковистых и полевошпатовых кварцитов. Сланцы пронизаны дайками и пластообразными телами гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов, лейкократовых гранитов и жильных пород основного состава. В экзоконтактовых зонах сланцы сильно изменены: альбитизированы, содержат биотит и эпидот.

Хрусталеносные кварцевые жилы с аметистом контролируются разрывами северо-восточного простирания и залегают главным образом в сланцах и реже в гнейсо-гранитах и гранитах. Длина их по простиранию около 200 м, мощность 2,5—3 м. В крупных жилах встречаются полости с кристаллами горного хрусталя. Форма полостей в большинстве случаев линзо- или щелевидная. Размеры по простиранию от 1 до 5 м, по падению от 0,5 до 3,5 м при мощности 0,2—2 м.

В лежачем боку жил располагаются оперяющие аметистовые прожилковые зоны длиной по простиранию 80—120 м и мощностью 15—20 м. Они представляют собой серии сближенных минерализованных трещин с углами падения 70—75°. Расстояние между ними 1,5—2,5 м. Трещины заполнены жильным кварцем, вмещающие породы интенсивно изменены. В местах пересечения крутых трещин с пологими кварцевыми жилами и

Промышленно-генетическая классификация

Гене- тическая группа	Класс место- рождений	Генетический тип	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел
Эндо- генная	Пегма- титовый	В миароло- вых — заноры- шевых пегма- татах	Граниты, грапто- гнейсы, кристалли- ческие сланцы	Микроклиновые сла- бо замещенные пег- матиты жильной и линзовидной формы с развитой графиче- ской зоной
		В миароло- вых — камер- ных микро- клиновых пег- матитах	Крупно- и средне- зернистые аляски- товые и биотитовые граниты	Микроклиновые пег- матиты изометриче- ской формы с кварце- вым ядром, полево- шпатовой, пегмато- идной и графической зонами
	Гидро- тер- мальный	В хрусталенос- ных кварцевых жилах	Кварц-хлоритовые и кварц-слюдистые сланцы, кварциты	Кварцевые жилы и прожилковые зоны длиной 80—150 м и мощностью до 15— 20 м
		В минерализо- ванных зонах трещин грани- тоидных пород	Граниты, гранодио- риты, граносиени- ты, гранито-гнейсы	Зоны минерализо- ванных трещин и полостей длиной 300—400 м и более, мощностью от 1—2 до 15—20 м
		В эффузивных породах основ- ного состава	Миндалекаменные базальты	Минерализованные верхние части лаво- вых покровов. Мощ- ность аметистонос- ных зон до 10 м
Экзо- генная	Россы- пей	Элювиальный и элювиально-де- лювиальный	Глинистые образо- вания кор выветри- вания	Разрушенные вы- ходы коренных тел на глубину 10 м и более

месторождений аметиста

Тип скоплений аметиста	Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирного аметиста	Промышленное значение	Месторождения
В миароловых полостях и зияющих трещинах	Кварц, микроклин, шерл, топаз	Небольшие короткостолбчатые, нередко замутненные кристаллы	Возможна попутная добыча с другими драгоценными камнями. Источник россыпей	о. Мадагаскар, Адуйский массив (СССР) и др.
В хрустальных полостях под кварцевым ядром	Горный хрусталь (морион), микроклин, альбит	Корки светлоокрашенного аметиста на кристаллах горного хрустала, мелкие короткостолбчатые бледно-фиолетовые кристаллы	Незначительное. Возможна попутная добыча с пьезокварцем	Майдантельское (СССР), и др.
Полости в местах пересечения разнориентированных трещин и в раздувах жил	Горный хрусталь, кальцит, гематит, анкерит, сидерит	Скипетровидные кристаллы размером 5—6 см и более с зональной интенсивной и чистой окраской	Источник высококачественного аметиста	Хасаварка (СССР), Монтесума, Гроту-до-Кошо (Бразилия) и др.
В зияющих трещинах и щелевидных полостях	Кварц, гематит, пирит, кальцит, сидерит, анальцит	Короткостолбчатые кристаллы густо-фиолетового цвета, иногда с красным или дымчато-бурым оттенком	Основной источник высококачественного аметиста	Мвакамбико (Зимбабве), Ватиха, Обман (СССР) и др.
Сростки кристаллов в центральной части миндалин и в пологих трещинах отдельности	Агат, халцедон, горный хрусталь, цеолиты, кальцит	Призматические и обелисковидные кристаллы бледно-фиолетовой краски	Источник крупных элювиальных и аллювиальных россыпей	Риу-Гранди-ду-Сул (Бразилия), Артигас, Такуарембо (Уругвай) и др.
Неравномерные скопления кристаллов и их обломков	—	Соответствует коренному аметисту	Главный источник добычи	Южная Африка, Уругвай, Бразилия

Генетическая группа	Класс месторождений	Генетический тип	Вмещающие породы	Характеристика продуктивных тел
Экзогенная	Россыпей	Аллювиальный	Речные галечники и гравийно-песчаные образования	Террасовые и долин-ные россыпи

трещинами находятся многочисленные занорыши с аметистом. Нарастает аметист на субстрат из жильного кварца или кристаллы горного хрусталя. Характерны короткостолбчатые и скипетровидные кристаллы с интенсивной и чистой фиолетовой окраской.

По В. В. Буканову, месторождению свойственна вертикальная зональность: снизу вверх уменьшаются размеры полостей, величина и количество кристаллов аметиста, одновременно аметист приобретает более интенсивную окраску, а выход кондиционного сырья значительно возрастает.

Бразилия. В пределах уникальной Бразильской хрустальной провинции находится ряд богатых месторождений аметиста. В шт. Баия в районе г. Витория-да-Конкиста они локализованы главным образом в кварцитах протерозойской серии Минас (Монтесума, Коруджа) и реже в гранито-гнейсах (Жоанина).

На *месторождении Монтесума* кварцевые жилы, рассекающие кварциты, имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до 2 м. Кристаллы аметиста длиной до 20 см встречаются в полостях среди каолинит-иллитовой (гидрослюдистой) массы, габитус тригональный, обелисковидный или гексагональный, призматический. На этом месторождении добывается ювелирный аметист самого высокого качества. Как поделочный камень представляет большой интерес декоративная брекчия из обломков кристаллов аметиста, сцементированных красных халцедоном.

Месторождение Коруджа отличается меньшей мощностью кварцевых жил (не более 1 м) и преимущественно бледной окраской аметиста. Для огранки пригодны только редкие ярко окрашенные участки кристаллов, составляющие в среднем 1,3 % от всей массы кристаллосырья. Остальной материал подвергается термической обработке, превращаясь в золотисто-желтый и дымчато-бурый цитрин сортов «виски», «бренди» и «топаз Баия».

К кварцитам приурочено и *месторождение Гроту-до-Кошо* в шт. Баия. Аметист находится в полостях кварцевых жил, а также в виде щеток из мелких кристаллов развит по трещи-

Тип скопления аметиста	Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирного аметиста	Промышленное значение	Месторождения
Рассеянные скопления с отдельными участками концентрации	—	Окатанные и слабо-окатанные кристаллы и их обломки	Существенный источник добычи	Шри-Ланка, Бирма, Бразилия

нам жильного кварца. Площадь таких щеток иногда достигает 10 м². Длина кристаллов аметиста из полостей от 2—3 до 10 см и более. Цвет от бледно-фиолетового с красноватым оттенком до густого фиолетово-черного. В кристаллах аметиста встречаются включения гематита.

Аметист в кварцевых жилах встречен также в Индии в районах Шивтуры (шт. Мадхья-Прадеш), Джайпур (шт. Раджастхан) и в США (округа Албермель, Амхерст, Принц-Эдвард в шт. Виргиния).

2. Минерализованные зоны трещин в гранитоидных породах

К этому генетическому типу принадлежат крупнейшие месторождения аметиста Южной Африки и Урала с высоким качеством сырья.

Месторождения локализуются в эндоконтактах гранитоидных массивов и контролируются тектоническими зонами, пересекающими, как правило, контакты интрузивов с метаморфическими породами. Тектонические нарушения и опережающие их участки интенсивной трещиноватости протягиваются на значительные расстояния. Они часто сопровождаются линейной корой выветривания горных пород глубиной до 25—35 м.

Зимбабве. Месторождение *Мвакамбико* — одно из крупнейших в мире. В 1964 г. его запасы оценивались в 1260 т кристаллосырья.

В районе месторождения обнажены микроклиновые граниты и эгирин-авгитовые сиениты, залегающие среди роговообманковых гнейсов, кварцитов и метаморфизованных известняков (рис. 28). Минерализованные кварцем трещины и полости связаны с зоной разломов, пересекающей эти породы в меридиональном направлении. Аметист наблюдается только среди интрузивных пород, которые брекчированы, окварцованы и обогащены гематитом. Общая площадь минерализованной зоны 10 км², в том числе площадь распространения аметистоносных трещин — около 0,5 км² [55].

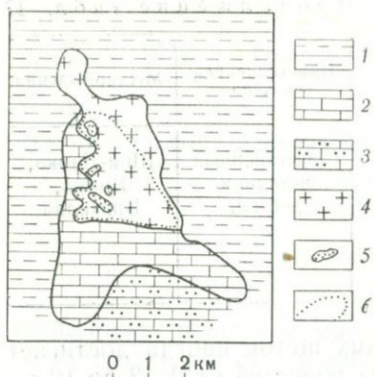


Рис. 28. Схема геологического строения месторождения аметиста Мвакамбиго, Зимбабве [55]:

1 — роговообманковые гнейсы; 2 — известняки; 3 — кварциты; 4 — гранит-сциститы; 5 — высыпки аметиста; 6 — контур поля аметистоносных жил

Ежегодно на месторождении из приповерхностного выветрелого слоя мощностью до 2,5 м добывается от 3 до 11 т кристаллов аметиста.

СССР. Месторождения аметиста Среднего Урала знамениты уникальной красотой камня. Они расположены в эндоконтактовой зоне Мурзинского и Адуйского массивов гранитоидов.

В геологическом строении Мурзинского аметистоносного района принимают участие гнейсы, амфиболовые, углистые, хлорит-серицитовые сланцы верхнего ордовика — нижнего силура и вулканогенно-обломочные породы верхнего силура. К среднепалеозойским образованиям относятся ультраосновные породы габбро-пироксенит-дунитовой формации, а к верхнепалеозойским — гранитоиды Мурзинского и Адуйского массивов и связанные с ними многочисленные штоки и дайки плагиогранитов, гранодиоритов и диоритов.

Мурзинский интрузив сложен микроклиновыми гранитами, среди которых преобладают биотитовые разности. Краевая фация представлена гранито-гнейсами. Широко распространены дайки гранит-аплитов, пегматитовые и кварцевые жилы.

Месторождения аметиста, как правило, расположены в зоне эндоконтакта гранитоидов с гнейсовой толщей, и лишь некоторые из них, как, например, месторождение Тальян, находятся среди гнейсов. Они локализованы в тектонических зонах северо-восточного простирания, имеющих крутые углы падения на северо-запад или юго-восток. Протяженность минерализованных зон трещиноватости 300—400 м, по падению они прослежены до глубины 90—150 м.

Месторождения аметиста, как правило, расположены в зоне эндоконтакта гранитоидов с гнейсовой толщей, и лишь некоторые из них, как, например, месторождение Тальян, находятся среди гнейсов. Они локализованы в тектонических зонах северо-восточного простирания, имеющих крутые углы падения на северо-запад или юго-восток. Протяженность минерализованных зон трещиноватости 300—400 м, по падению они прослежены до глубины 90—150 м.

Минерализация гранитов, по мнению Ю. П. Сорокина [38], развивалась в три стадии: 1) альбитизации; 2) пропититизации и березитизации; 3) аргиллизации. Высвобождавшийся при этом кремнезем расходовался на образование жильного кварца и аметиста.

Наиболее типичное и самое крупное месторождение Мурзинского района — *копь Ватиха* в Сизиковском жильном поле, насчитывающем около 40 проявлений аметиста. Это месторождение периодически эксплуатировалось на протяжении двух веков.

В районе месторождения распространены равномернозернистые граниты с многочисленными обособлениями пегматоидных

гранитов, богатых титаномагнетитом. В подчиненном количестве встречаются порфириовидные гранито-гнейсы, граносиениты, плагиограниты, гранодиориты и местами ксенолиты биотитовых гнейсов и мраморов. Аметистовая минерализация связана с крупной тектонической зоной трещиноватости в гранитах. На площади 200×1200 м выявлено 75 минерализованных продуктивных трещинных структур протяженностью 100—300 м, мощностью 1—5 м, редко до 15—20 м, с крутыми углами падения на северо- и юго-восток. Главная из них — собственно Ватиха разведана до глубины 150 м.

Каждая такая зона представляет собой совокупность мелких параллельных и пересекающихся кварцевых прожилков и открытых трещин, заполненных глиной. Выделяются сравнительно простые зоны, состоящие из нескольких субпараллельных разрывов, осложненных сериями оперяющих трещин, и сложные, представляющие собой сеть различно ориентированных трещин, ограниченных двумя более мощными разрывами. Вблизи зон граниты светлеют, полевые шпаты в них каолинизированы, появляются тонкие кварцеве прожилки. Осветленные граниты сменяются брекчиевидной кварц-серицитовый породой с идиоморфными зернами кварца и кристалликами горного хрусталя. Кварц-аметистовая минерализация тесно связана с рассланцованной пропилитизированной породой, названной старателями «зеленчуком», в составе которой присутствуют хлорит и эпидот. Эта порода развита вдоль тектонических зеркал скольжения на стенках трещин и в виде скорлуповатых, оолитоподобных скоплений в измененных гранитах.

Аметист находится в полостях-раздувах минерализованных трещин и кварцевых прожилков. Распределение полостей в пределах зон крайне неравномерное. В простых зонах форма полостей линзо- и дискообразная, в сложных — червеобразная, трубчатая, изометричная. Обычные размеры полостей от $0,01 \times 0,15 \times 0,2$ до $0,07 \times 1,5$ м. Большинство крупных полостей приурочено к местам пересечения трещин. В таких аметистоносных «столбах» встречались полости объемом от 1 до $1,75 \text{ м}^3$.

Кристаллы аметиста вместе с горным хрусталем образуют щетки и друзы на стенках трещин и полостей. Кроме них наблюдаются кальцит, сидерит, пирит и анальцит, нарастающие на грани кристаллов аметиста. Внутренняя часть полостей занята вязкой белой или бурой глиной серицит-каолинитового состава, среди которой находятся скипетровидные и короткопризматические кристаллы аметиста. Размеры кристаллов варьируют от 0,2—0,5 до 3,5—4 см, редко до 10 см. Средняя масса кристаллов 10—15 г. Фиолетовая окраска неравномерная, густо окрашенные участки обычно концентрируются в головке кристалла. Установлено четыре типа распределения окраски: секториальная, пятнистая, зональная и комбинационная, причем первая резко преобладает.

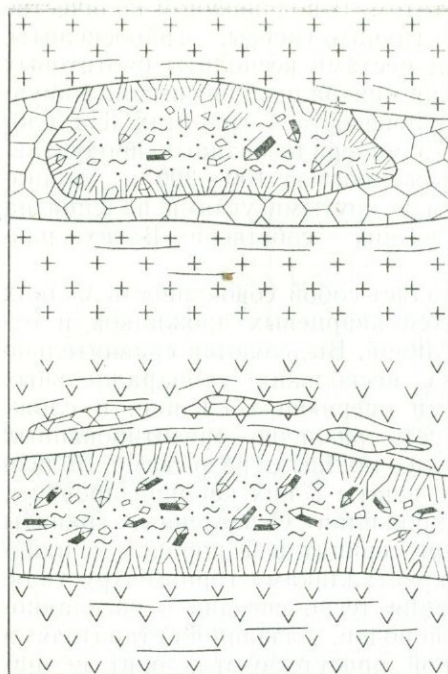


Рис. 29. Детали строения аметиноносной зоны месторождения Обман, Якутия (по Г. С. Гуревичу):

1 — аляскитовые граниты; 2 — роговообманковые сиенит-порфиры; 3 — массивный жильный кварц; 4 — шестоватый кварц; 5 — кристаллы горного хрусталя; 6 — кристаллы амethysta; 7 — песчано-глинистый материал; 8 — трещины

и маломощными кварцевыми прожилками. Контакты между измененными и неизмененными породами постепенные. Изменения выражены в выщелачивании с образованием мелких пустот, окварцевании, серицитизации, ожелезнении и каолинизации. Главная аметиноносная зона прослежена в меридиональном направлении на 165 м.

Аметист находится вместе с кристаллами горного хрусталя в полостях, располагающихся в раздувах минерализованных трещин и кварцевых прожилков. Форма полостей — щелевидная, линзовидная, изометричная и трубообразная. Размер их в наибольшем измерении от 0,7 до 3 м, в наименьшем — от 0,1 до 0,8 м. Стенки полостей покрыты кристаллами горного хрусталя и шестоватым кварцем, кристаллы амethysta находятся среди

На мурзинских месторождениях встречается ювелирный аметист самого высокого качества, сохраняющий при искусственном освещении красоту и сочность окраски [41].

Месторождение Обман расположено в Якутии в северной части Алданского щита в области погружения архейского фундамента под кембрийские и мезозойские породы осадочного чехла Сибирской платформы. Здесь развиты аляскитовые граниты архейского возраста, образующие дайки и интрузивные тела неправильной формы и нижнемеловые лейкократовые сиенит-порфиры. Среди гранитов и сиенитов встречаются ксенолиты биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов размером от $0,5 \times 3$ до 6×22 мм.

На месторождении известно восемь аметиноносных зон, представляющих собой участки гидротермально измененных гранитов и граносиенитов с многочисленными минерализованными трещинами и

глины и лишь изредка прикреплены к стенкам. Количество и величина кристаллов аметиста в отличие от горного хрусталя не зависят от размеров полостей. Замечено, что аметист присутствует главным образом в полостях, расположенных среди сиенит-порфиров (рис. 29).

Многие кристаллы в основании бесцветны, затем у них появляется дымчатый оттенок, сменяющийся в головке аметистовой окраской. Иногда наблюдаются чередующиеся зоны дымчатой и аметистовой окраски. Размер кристаллов по длинной оси достигает 8 см. Облик кристаллов скипетровидный.

США. Месторождение *Фор Пикс* в округе Марикопы, шт. Аризона приурочено к тектонической зоне, секущей граниты и докембрийские кварциты. Кристаллами аметиста, дымчатого кварца и бесцветного горного хрусталя обрастают угловатые обломки в тектонических брекчиях, они инкрустируют стенки пустот. Цвет аметиста от голубовато-фиолетового до темно-красного; размеры кристаллов достигают $12 \times 2,5$ см; масса хороших кристаллов обычно около 8 г. Благодаря высокому качеству аметист этого месторождения может конкурировать с уральским [80].

3. Эффузивные породы основного состава

Крупнейшие месторождения этого типа известны в Бразилии и Уругвае в бассейне р. Параны, где они связаны с раннемезозойской (триас — верхняя юра) трапповой формацией. Базальтовые покровы развиты на площади около 1,5 млн. км², общая мощность лавовой толщи составляет 800 м.

Скопления кристаллов аметиста локализованы в верхних частях лавовых покровов, сложенных миндалекаменными витробазальтами (мандельштейнами) и содержащих большое количество минерализованных пологих трещин отдельности. Аметист выполняет центральные части крупных миндалин и открытых трещин, образуя друзы тесно сросшихся кристаллов. Стенки таких жеод и трещин покрыты халцедоном (агатом). Кроме того халцедон цементирует обломки в брекчированных участках базальтов. Минерализованные агатом и аметистом зоны мандельштейнов залегают горизонтально, охватывая большие площади, и имеют мощность до 10 м и более. В районе месторождений повсеместно развита древняя кора выветривания базальтов мощностью 30 м.

Большинство месторождений этого типа находится в шт. Риу-Гранди-ду-Сул в Бразилии и в департаментах Такуарембо, Артигас, Сальто и Пайсанду в Уругвае [25, 85]. Они известны также в Австралии и базальтах Тасмании и Юго-Восточного Квинсленда и других местах.

Гораздо реже аметистовая минерализация бывает проявлена в кислых эффузивах. На северо-востоке СССР в пределах Омолонского срединного массива обнаружено *Кедонское место-*

рождение. На нем девонские флюидальные риолиты пересечены двумя зонами интенсивной трещиноватости длиной 150 и 300 м при ширине 60—100 м. Аметист и горный хрусталь инкрустируют щелевидные полости, расположенные со стороны лежащего бока трещин. Более ранний жильный шестоватый кварц ассоциирует с анкеритом и гётитом, а аметист с кальцитом и баритом. Длина кристаллов аметиста от нескольких миллиметров до 5—10 см, цвет красновато-фиолетовый. На месторождении добыто много эффективных друз небольших кристаллов аметиста, являющихся прекрасным коллекционным материалом.

Кроме того привлекают внимание проявления аметиста в железорудных скарнах, особенно на поствулканических магнетитовых месторождениях, связанных с трапповыми формациями. Так, на Юбилейном, Канаевском и Чаплинском месторождениях в рудных залежах и пироксен-гранатовых скарнообразных породах встречаются поздние кальцит-кварцевые жилы со щетками и жеодами бледно-фиолетового аметиста.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основное количество аметиста извлекается из россыпных месторождений, относящихся к элювиальному, элювиально-делювиальному и аллювиальному типам. Главное промышленное значение имеют остаточные — элювиальные месторождения, представленные древними корами выветривания аметистоносных базальтовых покровов (Бразилия, Уругвай) и коренных месторождений других типов (Мвакамбико, пегматиты о. Мадагаскар).

Существенным источником аметиста служат и аллювиальные россыпи, связанные с размывом элювиальных месторождений в корях выветривания. Аметист — один из компонентов широко известных россыпей драгоценных камней Шри-Ланка, Бирмы и Бразилии, сведения о которых приведены в предыдущих главах.

* * *

В заключение следует упомянуть о так называемых «аметистовых щетках» — друзах мелких ромбоэдрических кристаллов аметиста, которые в основном применяются для изготовления настольных украшений и сувениров. Кристаллы аметиста с блестящими гранями имеют примерно одинаковые размеры, от нескольких миллиметров до 1—2 см, редко более, и плотно примыкают друг к другу. Особенно красивы и высоко ценятся коллекционерами минерализованные жеоды эффузивных пород с густоокрашенными аметистами на полосчатом агатовом субстрате. Такие образования встречаются на поствулканических месторождениях аметиста и агата в траппах и других базальтовых и базальт-андезитовых формациях (Бразилия, Уругвай, Иджеван в Армении и др.).

Аметистовые щетки известны на некоторых железорудных месторождениях в скарнах (Дашкесан в Азербайджане, Ангари-Илимская группа в Восточной Сибири и др.), а также в близповерхностных зонах тектонической трещиноватости с телетермальной кварц-кальцит-баритовой и кварц-флюоритовой минерализацией. К последнему типу относится уникальное месторождение аметистовых щеток Мыс Корабль на побережье Кандалакшского залива Белого моря, известное еще в XVI в. Это месторождение находится в пределах Карело-Кольского регионального разлома, ограничивающего Кандалакшский грабен, и представляет собой серию штокверков — минерализованных зон дробления красноцветных палеозойских песчаников. Размер штокверков в плане от 20×40 до 60×120 м, в их центре интенсивно брекчированные породы сцементированы кварцем, халцедоном, флюоритом и кальцитом, а вдоль висячего бока развиты тонкие пересекающиеся трещины, инкрустированные мелкими кристаллами бесцветного горного хрусталя и аметиста. Размер некоторых аметистовых щеток и корок достигает 500 см^2 . Густота окраски кристаллов возрастает от светло-сиреневой в основании до темно-фиолетовой с дымчатым оттенком в вершине. В аметисте встречаются эффективные игольчатые включения гётита. Аналогичное геологическое строение имеют и другие проявления мелкокристаллического аметиста в юго-восточной части Кольского полуострова и Кижских островов в Заонежье.

XI

ХРИЗОПРАЗ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Ювелирным хризопразом принято называть прозрачные и просвечивающие разновидности халцедона, опал-халцедона или микрозернистого кварца, окрашенные в яркий зеленый цвет (рис. XII на вклейке). В древности это название, по-видимому, относилось ко многим желтовато-зеленым камням, включая хризолит и берилл, но постепенно закрепилось за яблочно-, травяно- и изумрудно-зеленым халцедоном и кварцем. Оно происходит от греческих слов: «хризос» — золотой и «празос» — лук.

По данным Р. Вебстера [99], сведения об интальо и камеях из хризопраза дошли до нас из Древней Греции и Рима, однако нельзя установить, откуда брался этот зеленый камень и был ли он настоящим хризопразом.

В XIV в. было открыто крупное месторождение Шкляры в Польше и хризопразом стали украшать церковную утварь в Австрии и Германии. К этому же времени относится отделка прекрасным хризопразом интерьеров капеллы Св. Вацлава и замка Карлштейн в Праге, сохранившаяся до наших дней. Минерал использовался и для художественных поделок. Так, во дворце Сан-Суси имелось два столика с мозаичными столешницами из хризопраза размером 60 × 90 см и толщиной около 5 см. В 1790 г. на месторождении побывал Гёте, собранные им образцы хризопраза можно увидеть и сейчас в музее в Веймаре. С конца 30-х годов XIX в. хризопраз стал очень популярен как ювелирный камень для вставок в броши, кольца, кулоны и для интальо. Кабошону обычно придавали почковидную или уплощенную форму с узким ободком граней вокруг края. Наиболее яркие и прозрачные камни нередко окружались мелкими бриллиантами.

В конце XIX в. несколько месторождений хризопраза было выявлено в Калифорнии, а в 1913—1921 гг. — в Австралии, где в 1963 г. в шт. Квинсленд разведаны большие запасы хризопраза [53].

В 1936 г. П. Л. Драверт сообщил о находках хризопраза на юге Карагандинской обл. Это месторождение, получившее название Сарыкул-Болды, сейчас является главным источником хризопраза в СССР. В 1950—1960 гг. хороший хризопраз отбирался на Черемшанском месторождении силикатного никеля в Челябинской обл.

На международном рынке цена ювелирного хризопраза в сырье достигает 200 долл. за килограмм. Довольно высокая

стоимость его лучших сортов стимулировала появление различных имитаций. Наиболее широко распространено окрашивание обыкновенного халцедона в зеленый цвет солями никеля или хрома. Окрашенный хромом халцедон легко распознается по коричнево-красному остаточному цвету под цветным фильтром Челси (настоящий хризопраз остается зеленым). Искусственную окраску солями никеля установить гораздо труднее, однако в этом случае в камне видны напоминающие мозаику окрашенные волокна, расположенные под прямым углом к слоям халцедона. Имитируется хризопраз и специально окрашенным стеклом.

В минералогии под хризопразом понимается халцедон микроволокнистой, реже микрозернистой структуры, окрашенный солями никеля в яблочно-зеленый цвет. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова полагали, что хризопраз представляет собой тонкую смесь халцедона с гарниеритом. Форма соединений никеля в хризопразе изучена недостаточно, однако в ряде случаев установлено, что они присутствуют в виде тончайшей примеси пимелита (никелевого сапонита) или гарниерита. Теоретический химический состав хризопраза: кремния 46,7 %, кислорода 53,3 %, однако за счет примесей содержание кремнезема уменьшается. Содержание обязательной примеси — окиси никеля колеблется от 0,29 до 3,3 %.

Блеск хризопраза от воскового до матового, твердость 6,5—7 по шкале Мооса. Текстура ювелирных разновидей массивная. Обладая микроволокнистой структурой, хризопраз легко адсорбирует многие химические соединения, что используется для его подкрашивания.

На месторождении Шкляры хризопраз представлен двумя разновидностями: в первой, изотропной, с содержанием воды до 5,48 %, преобладает опал с показателем преломления 1,445—1,447, а во второй, сложенной в основном халцедоном, обнаруживается оптическая анизотропность и резко уменьшается содержание воды. Состав хризопраза месторождения Сарыкул-Болды более разнообразен. Это либо опал-халцедоновый агрегат, где соотношение этих компонентов колеблется от 1:1 до 2:1, либо халцедон, среди основной массы которого расположены мельчайшие кварцевые зерна, либо скрытокристаллический кварц.

Хризопраз австралийских месторождений состоит из скрытокристаллического кварца или представлен агрегатом скрытокристаллического кварца и волокнистого халцедона. Хризопразы месторождения Марлборо-Крик представлены скрытокристаллическим кварцем, волокнистым халцедоном, опаловым материалом с волокнами халцедона и мозаичным кварцем. Первый имеет ровный, занозистый излом и полустеклянный блеск, халцедоновая разновидь — раковистый излом и смолистый блеск, опал-халцедоновая — раковистый излом и стеклянный блеск, последняя разновидность иногда поражена трещинками [53].

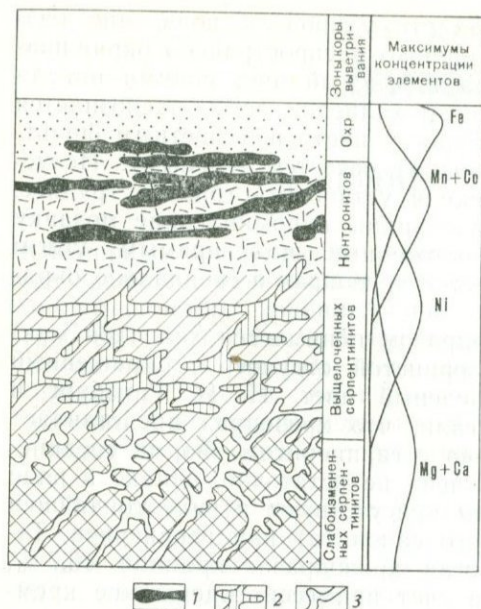


Рис. 30. Распределение типоморфных элементов в остаточной коре выветривания серпентинитовых массивов (по В. Н. Смирнову):

1 — гидроокислы марганца с сорбированным кобальтом; 2 — гидроокислы никеля; 3 — карбонаты магния и кальция

Высококачественный ювелирный хризопраз обычно представляет собой прозрачные или хорошо просвечивающие разности халцедон-опалового состава с преобладанием опала. Этот хризопраз ценится за естественность цвета, тонкость строения и золотую искорку, появляющуюся после полировки. Максимальная глубина просвечивания лучших образцов достигает 5—6 см. Прозрачные изумрудно-зеленые хризопразы встречаются крайне редко. В результате прокаливании или длительного пребывания на солнце окраска хризопраза постепенно бледнеет, но она восстанавливается, если камень закопать в землю или держать в сырой ткани [50].

Считается, что зеленый цвет хризопраза обусловлен окисью никеля и становится заметным при содержании ее более 0,05 %. Однако еще в 1788 г. М. Г. Клапрот установил, что составная окрашивающая часть хризопраза — глинистый минерал группы монтмориллонита, названный пимелитом, в состав которого входит до 27,66 % NiO.

По современным представлениям, подтвержденным оптической спектрометрией и электронной микроскопией [26], окраска хризопраза связана с неструктурной примесью двухвалентного никеля в форме аквакомплексов типа $\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6^{2+}$. Указанные комплексы могут образовывать слои геля на частицах кремнезема, содержаться в коллоидально-дисперсных включениях в зернах кварца или протокристаллических включениях слоистого силиката (монтмориллонита, серпентина).

Хризопраз — типичное минеральное образование никелено-содержащих кор выветривания ультраосновных пород. В процессе химического выветривания кремнезем и никель материнских пород перегруппировываются и распределяются по вертикали главным образом в зависимости от кислотности и щелочности минералообразующей среды (рис. 30). В окисленной среде близ поверхности никель извлекается из оливина и, мигрируя в виде

органических комплексов, выпадает в нижележащих зонах коры выветривания, где кислотность среды становится меньше. По данным А. И. Перельмана [29], предельная величина pH, при которой никель еще может находиться в растворе, равна 6,6—6,7. Никель накапливается в виде сорбированного элемента, изоморфно замещает в керолитах магний, а также образует собственные минералы — гарниерит, ревдинскит, непунит. Часть никеля может находиться в виде свободной окиси.

Минералы свободного кремнезема образуются как в кислой, так и в щелочной среде, встречаясь по всему вертикальному профилю коры выветривания. При этом кремнезем, выпавший из щелочных растворов, как правило, содержит больше примесей, и в нижних частях коры выветривания минералы кремнезема богаче никелем.

Таким образом, в результате снижения кислотности среды никель постепенно выпадает из раствора. В этих же условиях происходит замещение ранее образовавшихся минералов свободным кремнеземом. Одновременно образуется гарниерит, тесно ассоциирующий с кварцем и халцедоном. Часто встречаются переходы от кварца и халцедона через хризопраз к гарниериту. Это объясняется тем, что растворы с закисью никеля проникают в еще не застывшую коллоидную массу кремнезема, образуя смеси гарниерита с халцедоном. Дж. Матисон [82] полагает, что хризопраз образуется в результате замещения гарниерита кремнеземом и равномерно пигментирован субмикроскопическими реликтами гарниерита. Следует иметь в виду, что в остаточных и инфильтрационных корах выветривания серпентинитовых массивов хризопраз широко распространен в виде мелких зерен. Крупные обособления хризопраза, пригодные по качеству и размерам для ювелирных целей, редки и связаны лишь с некоторыми месторождениями силикатно-никелевых руд.

Иногда высказывается мнение и о гидротермальном происхождении хризопраза [28 и др.], который тогда связывается с зонами интенсивного окварцевания гипербазитов под воздействием поздних гранитоидных интрузий. Интересное предположение высказал Дж. Брукс [53], считающий процесс окварцевания гипербазитов эндогенным, а хризопразообразования — экзогенным.

Промышленные скопления ювелирного хризопраза известны в Польше (Судеты), Австралии (Квинсленд), США (Калифорния, Колорадо, Сев. Каролина, Пенсильвания, Орегон), СССР (Центральный Казахстан, Урал), Бразилии (Гояс). На судетских месторождениях, которые, по данным Р. Вебстера, как хризопразовые уже оработаны, большое количество хризопраза добывалось в XVIII—XIX вв. Калифорнийские месторождения интенсивно эксплуатировались в 1905—1925 гг. В настоящее время основная масса хризопраза поступает на мировой рынок из Австралии (1963 г.—1,7 т, 1964 г.—9,7 т, 1968—1970 гг.—64 т, 1974 г.—9 т). Имеются сведения о находках хризопраза в Новой Каледонии, Кении, Танзании и ЮАР.

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

Хризопраз — экзогенный минерал, образующийся в процессе выветривания серпентинитовых массивов. Его месторождения связаны с залежами силикатно-никелевых руд, однако, несмотря на значительную распространенность последних, промышленные скопления хризопраза редки.

Малое количество добываемого хризопраза, видимо, нужно объяснить не только его редкостью, но и тем, что на месторождениях силикатного никеля добыча руды, как правило, осуществляется крупноковшовыми экскаваторами. Хризопраз в таких случаях остается незамеченным, тем более, что силикатно-никелевые руды обычно не требуют обогащения, в процессе которого возможен отбор этого камня. Кроме того, неравномерное распределение хризопраза на месторождениях, невысокая стоимость по сравнению с большинством других драгоценных камней и непостоянный спрос обычно не позволяет вести разведку и эксплуатацию на прочной коммерческой основе. Эксплуатируемых месторождений хризопраза известно очень мало: Ви-

Промышленно-генетические типы

Генетическая группа	Генетический класс	Тип месторождений	Подтип	Вмещающие породы	Характеристика хризопразоносных тел	Тип скоплений хризопраза
Экзогенная	Кор выветривания	В никеленосных корях выветривания ультраосновных пород	В корях выветривания охристо-кремнистого профиля	Выщелоченные серпентиниты, редко охристо-кремнистые породы	Штокверкоподобные прожилковые зоны мощностью до 20 м в зоне выщелоченных серпентинитов и в верхах зоны карбонатизированных серпентинитов	Прожилки и гнездообразные скопления длиной от 1—2 до 10 м при мощности от 1 до 25 см
			В корях выветривания нонтропитового профиля	Слабо нонтропитизированные серпентиниты	Обособленные гарниерит-халцедоновые жилы мощностью 10—15 см, длиной 3—4 м в низах нонтропитовой зоны и в верхней части дезинтегрированных серпентинитов	Стяжения опала и халцедона с хризопразом

далия (шт. Калифорния, США), Марлборо-Крик (Австралия) и Сарыкул-Болды (СССР).

Залежи силикатного никеля встречаются в различных зонах коры выветривания гипербазитов. В верхах профиля они представлены окисными рудами, в средней части (в зоне незавершенного выветривания) — нонтронитовыми и в нижней (в зоне выщелоченных и полуразрушенных серпентинитов) — керолитовыми, гарниеритовыми и пимелитовыми рудами.

Все известные месторождения хризопраза приурочены к нижним частям никеленосных кор выветривания. Среди них можно выделить два подтипа (табл. 18), связанные с корами выветривания кремнистого и нонтронитового профилей. Собственно месторождения хризопраза относятся к первому подтипу. Месторождения второго подтипа могут быть источником его попутной добычи, так как качество камня на них обычно хуже.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НИКЕЛЕНОСНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРЕМНИСТОГО ПРОФИЛЯ

Месторождения этого подтипа связаны с нижними частями никеленосных кор выветривания, частично эродированных до зон выщелоченных серпентинитов. Они наиболее многочисленны и представлены различными минеральными формациями сили-

Таблица 18

месторождений хризопраза

Сопутствующие минералы	Характеристика ювелирного хризопраза	Промышленное значение	Месторождения
Халцедон, опал, кварц, гарниерит, керолит, пимелит, шухардит, магнетит, гидроокислы железа	Состав опал- и кварц-халцедоновый, микрозернистый кварцевый. Цвет от бледно-до яблочно- и изумрудно-зеленого. Нередко прозрачен и полупрозрачен. Встречаются образцы самого высокого качества	Основной источник получения высококачественного хризопраза	Шкляры (Польша), Марлборо-Крик (Австралия), Никель-Маунтин (США), Сарыкул-Болды (СССР) и др.
Нонтронит, гарниерит, ревдинскит, керолит, халцедон, опал, гидроокислы железа	Состав опал-халцедоновый. Цвет зеленый, иногда полупрозрачный, качество невысокое	Хризопраз может отбираться попутно с добычей	Кимперсайская группа (СССР)

катных никелевых руд: пимелитовой, гарниеритовой, керолитовой и смешанной гарниерит-керолитовой. Происхождение кор может быть остаточное или инфильтрационное, относятся они к площадному, линейному или трещинно-площадному типам.

Польша. К пимелитовой рудной формации относится уникальное месторождение хризопраза, до 1945 г. называвшееся Коземятцким, а в послевоенные годы — Шкляры. Это месторождение, содержащее большое количество превосходного хризопраза, расположено в восточных предгорьях Средних Судет в 65 км южнее г. Вроцлава. Оно эксплуатируется на никель и природно-легированные железные руды.

Геологическое строение района месторождения определяется наличием докембрийских гнейсов, разбитых многочисленными сбросами, заложенными в протерозойское время, и небольших массивов дунитов и перидотитов, тяготеющих к этим сбросам. Возраст дунитов и перидотитов раннедевонский. Массивы пересечены герцинскими дайками сиенит-диоритов, кварц-полевошпатовых пород («сахаритов») и аплитов. Контактное воздействие их на дуниты и перидотиты выразилось в образовании серпентинитов.

Кора выветривания, развитая по серпентинитам, относится к остаточному и инфильтрационному типам. Ее нижняя граница имеет извилистые очертания и опущена в местах развития даек кислых пород. Ее средняя мощность 20—30 м, местами 85 м. Образование коры выветривания большинство геологов относит к палеогену. В. П. Петров [30] допускает ее более древний возраст. Профиль коры выветривания охристо-кремнистый. Окремнение проявлено очень интенсивно и частично захватывает малоаргиллизированные серпентиниты, называемые в этом случае силицифитами. Строение коры отчетливо выраженное зональное.

Наиболее распространены кремнистые и охристо-кремнистые породы красного цвета, повсеместно обнажающиеся на поверхности. Текстура основной массы этих пород пещеристая или кавернозная, остов сложен тонкими прожилками кремнезема, полости выполнены гидроокислами железа. Внизу охристо-кремнистые породы отделены от материнских маломощной зоной зеленых выщелоченных серпентинитов, сохраняющих первоначальную структуру, или лежат прямо на них. В основании профиля расположена зона выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов белого цвета с сетью прожилков магнезита и керолита.

Залежи никелевых руд приурочены главным образом к выщелоченным и карбонатизированным серпентинитам, часто заполняя углубления в слабо измененных материнских породах. Руды — пимелитовые и реже шухардитовые; они представляют собой рыхлую зернистую массу или твердую, кремнистую породу. Пимелит и шухардит образуют в рудах многочисленные маломощные прожилки и гнездообразные скопления.

По всему вертикальному профилю коры выветривания развиты халцедон-кварцевые и опал-халцедоновые прожилки мощностью до 5—7 см, секущие рудные залежи или располагающиеся в трещиноватых зонах среди неизменных серпентинитов. Однако большинство их связано с участками развития кварцевых жил и окварцованных пород. Кроме того кварц и халцедон образуют гнездообразные скопления размером до 20—30 см в поперечнике. Кварц, халцедон и опал преимущественно молочно-белые; разности, окрашенные в зеленый цвет, встречаются сравнительно редко.

Хризопраз представляет собой опал-халцедоновый агрегат, в зависимости от преобладания опала или халцедона выделяются две основные его разновидности. Он ассоциирует с халцедоном, светло-зеленым и бесцветным опалом. Цвет хризопраза травяной, яблочно- и изумрудно-зеленый. Известны прозрачные разности, цветом напоминающие изумруд. Однако значительная часть хризопраза бледной окраски и загрязнена различными включениями.

Ряд других проявлений хризопраза относится к гарниеритовой рудной формации. Почти все они расположены в остаточных и инфильтрационных линейных и линейно-площадных корках выветривания и лишь одно в коре площадного типа. Ювелирный хризопраз, связанный с гарниеритовыми рудами, известен как на самих месторождениях никеля, так и вблизи них в бедных никелем корках выветривания.

Австралия. Месторождение *Марлборо-Крик* в настоящее время представляет собой крупный и практически единственный источник поступления ювелирного хризопраза на мировой рынок. Оно расположено недалеко от восточного побережья Австралии в 80 км северо-западнее г. Рокхэмптона на верхних склонах водораздельного хребта между реками Марлборо-Крик и Девелин-Крик.

Первые находки хризопраза датируются 1913 и 1921 гг. Промышленные скопления были открыты и начали разрабатываться в 1962—1963 гг. До этого времени небольшие количества хризопраза добывались в Западной Австралии в районе Спарджвилла.

Месторождение приурочено к самому крупному массиву гипербазитов Марлборо в серпентинитовом поясе Центрального Квинсленда, занимающему площадь более 600 км². Рельеф района расчлененный: остаточные плато, где сохранились серпентиниты, возвышаются над долинами на 400—450 м. На северо-востоке массива серпентиниты прорваны гранитами, на западе перекрыты вулканогенными породами нижней перми и осадочными отложениями палеогена. На востоке массив контактирует с нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями. Возраст серпентинитов предположительно карбоновый. Местами в серпентинитах наблюдаются дайки габбро и долеритов. Основные направления трещиноватости северное и северо-

ро-восточное. Текстура серпентинитов массивная и слоистая. Содержание никеля, присутствующего в форстерите, около 0,2 %. Серпентиниты Центрального Квинсленда, видимо, не всюду содержат оливины; там, где их нет, никеленосные латериты, никельсодержащий халцедон и хризопраз не образуются.

Возраст коры выветривания неогеновый, она первоначально покрывала весь массив, но затем подверглась глубокой эрозии и сохранилась только на остаточных плато в верхней части крутых склонов. Ее мощность от 17 до 60—75 м. В коре широко проявлена силицификация: породы на значительных площадях окремнены до яшмоподобных образований. Окремненные блоки залегают в темно-красной охристой массе и встречаются на глубине до 50 м. В нижней части коры около неизмененных серпентинитов породы обогащены магнезитом. Профиль коры охристо-кремнистый, зональность выражена слабо. С некоторой условностью в вертикальном профиле различаются две зоны: верхняя, охристо-кремнистая, с блоками и стяжениями окремненных пород (максимальная мощность 55 м) и нижняя, карбонатизированных магнезитсодержащих серпентинитов (мощность 20 м). В обеих зонах отмечаются жилы, прожилки и стяжения кварц-гарниеритового состава.

Проявления хризопраза расположены на большой площади в районах Марлборо, Принчестера и Яамбо. На месторождении Марлборо-Крик разрабатываемые участки следуют друг за другом в юго-восточном направлении на 2,4 км. Большинство жил с хризопразом ориентировано в этом же направлении либо отклоняется к югу. Почти все жилы вертикальны или круто наклонены на северо-восток, группируясь в жилыные зоны. Длина некоторых жил по простиранию достигает 20 м, мощность 3—10 см. В альбандах жил и между ними выщелоченные породы пронизаны мелкими и тонкими, переплетающимися между собой прожилками халцедона и имеют облик кремнистого туфа.

Хризопраз образует только жилы и прожилки, а халцедон с опалом кроме того стяжения (желваки). Хризопразоносные жилы встречаются как в охристых, так и в плотных окремненных породах; одна жила может пересекать те и другие. В жилах преобладают бесцветный кварц, халцедон и опал, содержание хризопраза не превышает 20 %.

Лучший хризопраз находится в жилах, сохранившихся в реликтах коры на высоких останцах плато. Предполагается, что скопления хризопраза распространены на глубину до 50—55 м. В жилах, выходящих на поверхность, хризопраз блеклый, с глубиной его окраска улучшается. Ювелирный хризопраз состоит из микрозернистого кварца или же из его агрегатов с волокнистым кварцем. Он монолитен, почти без трещин, излом занозистый, блеск полустеклянный или матовый. Хризопраз месторождения Марлборо-Крик высокого качества и очень ценится на мировом рынке.

Источником никеля для образования хризопраз, как полагают, являлся гарниерит, выщелачивание которого предшествовало окварцеванию. Существует также мнение, что хризопраз представляет собой силифицированный гарниерит [53, 82].

США. Месторождение *Никель-Маунтин* расположено около Ридла (шт. Орегон) в горах Клеменз-Маунтин на высоте 1100 м над уровнем моря, на северном окончании гипербазитового пояса, протягивающегося через Южный Орегон и Северную Калифорнию. В геологическом строении района участвуют эвстатитовые перидотиты (саксониты) с содержанием NiO до 0,10 % и дуниты, в которых содержание NiO 0,26—0,45 %. Возраст этих пород предположительно позднеюрский.

Образование коры выветривания и связанных с ней никелевых месторождений Тихоокеанского побережья американские геологи относят к неогену, однако В. П. Петров [30] считает, что возраст коры в этом районе мезозойский. Она в значительной степени уничтожена эрозией и сохранилась на широких водоразделах между глубокими долинами.

Месторождение *Никель-Маунтин* образовалось за счет выветривания серпентинитов. Мощность инфильтрационно-остаточной коры выветривания достигает здесь 15 м. Нижняя граница неровная, неизмененные породы в местах развития трещиноватости изобилуют карманами и углублениями. Профиль коры охристо-кремнистый, строение зональное, сверху вниз выделяются три зоны.

1. Зона охр, или «кирпично-красной почвы», которая сложена мягким, несцементированным материалом с округлыми агрегатами гидроокислов железа и обломками пористого кварца. С глубиной окраска пород становится оранжевой, а затем желтой. Содержание никеля в породе 0,61—0,02 %. Мощность охристых пород 0,6—0,9 м, местами доходит до 2,7—3 м.

2. Зона «коробчатых» агрегатов, для которой характерно наличие в желтом лимонитизированном серпентините кварц-гарниеритовых прожилков: тонких, образующих сотовые структуры, и более мощных, приуроченных к первичным трещинам. Мощность зоны 3—11 м.

3. Зона карманообразных залежей, по составу аналогичная предыдущей, но в отличие от нее заполняющая углубления в невыветрелых перидотитах. Мощность ее до 1,5—2,0 м.

Зона развития кварц-гарниеритовых агрегатов и представляет собой продуктивный горизонт, содержащий от 1,04 до 8,09 % никеля и хризопраз. В процессе формирования коры выветривания породы обогащались никелем. Гарниерит I с содержанием NiO от 2,62 до 27,6 % замещался гарниеритом II, в котором содержание NiO достигало 37 %, и кварцем.

Цвет гарниерита в зависимости от количества в нем никеля изменяется от желтовато- до яблочно-зеленого в верхних частях зоны коробчатых агрегатов. Цвет кварца от белого до светло-зеленого, размер зерен 0,01—0,05 мм. Скопления кварц-гарни-

ритовых жил образуют штокверкоподобные тела. Наиболее крупные жилы встречаются через 0,5—5 м, их мощность 0,3—0,6 м, длина по простиранию 5—10 м, по падению они быстро выклиниваются.

Зеленый, обогащенный никелем, гарниерит и кварц образуют прожилки в бледноокрашенном гарниерите первой генерации. В этих прожилках встречается и хризопраз. О размерах его выделений сведений нет, но, по данным Р. Вебстера [99], обособления качественного камня достигают 4—6 см в наибольшем измерении. Хризопраз состоит из скрытокристаллического кварца, халцедона и в меньшей степени опала. Цвет его темно- и изумрудно-зеленый. Данных о количестве добываемого хризопраза нет, но он популярен на мировом рынке [50].

Месторождение Портевилла расположено в шт. Сев. Калифорния в горах Сьерра-Невада. Кора выветривания, развитая по серпентинитам, глубоко денудирована: жилы магнезита обнажаются на склонах невысоких хребтов. Кора инфильтрационно-остаточная, трещинно-площадная, профиль ее охристо-кремнистый. Верхняя зона охристых пород не сохранилась, а от нижней зоны, представленной выщелоченными серпентинитами с жилами магнезита, остались лишь корневые части.

Жилы молочно-белого халцедона, опала и гарниерита, с которыми связан хризопраз, отмечены как в выщелоченных серпентитах, располагающихся в углублениях среди более свежих пород, так и в трещиноватых зонах среди неизмененных серпентинитов. Мощность прожилков и жил от 2 до 20—25 см, вместе с окремненными вмещающими породами они образуют штокверкоподобные тела.

Хризопраз ассоциирует с опалом и гарниеритом, его окраска изменяется от светло- до темно-зеленой. Значительная часть его непрозрачна, но известны просвечивающие камни изумрудно-зеленого цвета. Хризопраз добывался с 1853 г. на четырех участках, расположенных в 10—80 км друг от друга. В 1910 г. эксплуатация месторождения практически прекратилась, но в 1936 г. снова было добыто около 3 т сырья [94, 99].

Новая Каледония. Месторождения силикатного никеля грандиозны по запасам и эксплуатируются с 1864 г. Около 40 % площади острова занято кайнозойскими ультраосновными породами, главным образом серпентинизированными саксонитами, гарцбургитами и дунитами. Богатые никелевые руды и хризопраз связаны с инфильтрационно-остаточной корой выветривания. Профиль коры охристо-кремнистый, зональный, во многом аналогичный профилю месторождений Никель-Маунтин, но с менее выраженной силификацией.

Красные глины с участками окремнения мощностью до 6 м, образующие верхнюю зону, представляют собой железную руду с содержанием окиси никеля не более 2 %. Нижняя зона сложена богатыми гарниеритовыми рудами в интенсивно трещиноватых серпентинитах, залегающих под площадной корой,

Мощность кварц-гarnиеритовых жил не превышает 0,8—1 м, они ориентированы в различных направлениях и, пересекаясь, образуют штокверки, линзо- и гнездообразные скопления, разветвляющиеся с глубиной. Оруденение прослежено до глубины 150 м. Содержание окиси никеля в руде до 10—16 %, с глубиной снижается до 2—3 %. Кварц-гarnиеритовые жилы в верхней части этой зоны нередко содержат зеленый халцедон и опал, среди которых встречается хризопраз хорошего качества.

Бразилия. Месторождения шт. Гояс также связаны с гарниеритовыми рудами кор выветривания. Прожилки с хризопразом имеют мощность 2—8 см и расположены в серпентинизированных перидотитах в участках развития трещиноватости. Бразильский ювелирный хризопраз хорошо известен на мировом рынке.

СССР. Месторождение Сарыкул-Болды, относящееся к никелево-керолитовой рудной формации, разведывалось как на силикатный никель, так и на хризопраз. Оно расположено на юге Карагандинской обл., в 17 км северо-восточнее пос. Бесоба.

Район месторождения приурочен к сводовой части Тектурмасского антиклинория, находящегося в краевой части палеозойской Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны. В геологическом строении района принимают участие осадочные и метаморфические породы докембрия, среднего и верхнего палеозоя, а также широко распространенные ультраосновные и основные породы предположительно синийского возраста и позднепалеозойские гранитоиды. Пластовые тела гарцбургитов и дунитов, преобразованных в змеевикки, пронизывают свод Тектурмасского антиклинория, образуя одноименный серпентинитовый пояс, вытянутый в широтном направлении на 300 км. На поверхности эти породы обнажаются в виде небольших массивов площадью 0,5—10 км².

На серпентинитовых массивах развита древняя кора выветривания, сохранившаяся на возвышенных частях рельефа в виде останков площадью 0,6—2 км² и мощностью до 90—100 м. Реликты нонтронитов свидетельствуют о первоначальном нонтронитовом профиле коры. Возраст коры трактуется по-разному: триас-юрский или позднемеловой — палеогеновый. Тип коры в основном остаточный, площадной. С корой выветривания серпентинитов связано никель-кобальтовое и магниевое оруденение.

Хризопраз встречен в никеленосной коре выветривания трех массивов: Сарыкул-Болды, Кенеспай и Уртын-Джал, но лишь в первом установлены промышленные скопления ювелирного сырья.

Пластообразный массив Сарыкул-Болды возвышается над долинами на 80—120 м и вытянут в северо-западном направлении. Размеры массива 1,4×2,2 км. Вмещающие породы — яшмо-кварциты и эффузивы синия, терригенные нерасчленен-

ные образования среднего — верхнего девона, андезитовые и реже дацитовые порфиры среднего — нижнего карбона. В эндоконтактной части массива развиты дайки гранит-порфиров, в серпентинитах наблюдаются тела амфиболизированных габбро-диабазов, дайки диабазовых порфиритов и кварцевые жилы.

По серпентинитам развита кора выветривания мощностью 1—30 м по периферии массива и до 90 м в его центре. Неизмененные серпентиниты обнажены узкой полосой у подножия возвышенности. Нижняя граница коры неровная с карманами и углублениями. Тип коры остаточно-инфильтрационный, профиль охристо-кремнистый, строение зональное. Здесь выделяются следующие зоны (сверху вниз).

1. Зона охр — глинистая масса с обломками и глыбами сливных и кавернозных, окремнелых и сильноожеженных пород, в которых могут встречаться прожилки яблочно-зеленого халцедона и опала. Мощность 1—5 м.

2. Зона окремнелых и ожеженных серпентинитов буровато-коричневого цвета. Различаются массивные, сетчато-сотые и талькосодежащие разновидности, связанные постепенными переходами. Преобладают образования сетчато-сотого строения. Состав интенсивно окремнелых пород следующий (%): халцедона и кварца до 60, скрытокристаллического лимонита до 40, талька 2—3, редко до 10; в небольших количествах встречаются гематит и магнетит. Полости в породах заполнены гидроокислами железа. Окремненные породы часто образуют вытянутые в северо-западном направлении крутозалегающие зоны мощностью до 3—5 м.

3. Зона рыхлых выщелоченных, слабоокремнелых серпентинитов с жилами и прожилками опала, халцедона и хризопраза. Сравнительно плотные разности сохраняют реликты петельчатой структуры серпентинитов. Породы интенсивно керолитизированы. Они содержат лимонит, тальк, халцедон, магнетит, хризотил, антигорит, кварц и очень редко хлорит. Мощность зоны 15—40 м.

4. Зона карбонатизированных серпентинитов, представляющих собой плотные, местами окремнелые породы с прожилками аморфного магнезита мощностью 0,5—40 см и халцедона мощностью не более 2—3 см. Хризопраза нет. Степень обожженности уменьшается вниз по разрезу. Карбонатизированные породы постепенно сменяются неизмененными серпентинитами. Мощность зоны 10—20 м.

Окремнение пород проявлено повсеместно, но неравномерно, захватывает три верхние зоны и частично нижнюю (рис. 31). Редкие кварцевые жилы ориентированы в северо-западном направлении, длина их не превышает 25 м. Кварц серого цвета с размерами зерен 2—3 мм катаклазирован. Некоторые жилы содержат игольчатый турмалин и тальк, по трещинам в жильном кварце развит халцедон.

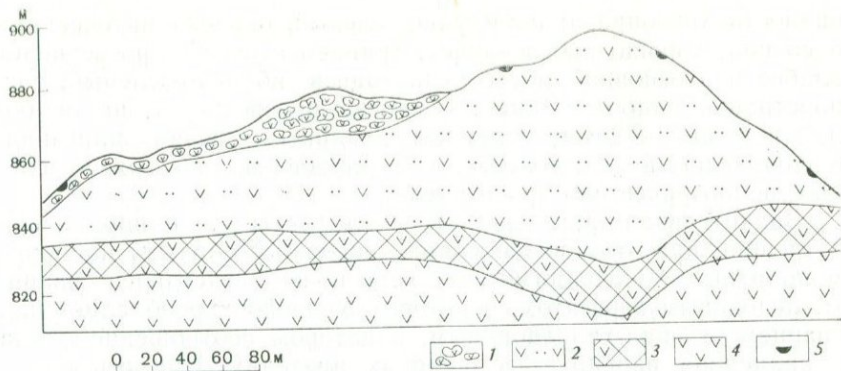


Рис. 31. Схема геологического строения месторождения хризопраза Сарыкул-Болды (разрез), Центральный Казахстан (по Х. Д. Косубаеву):

1 — охры и охристо-кремнистые породы; 2 — выщелоченные серпентиниты; 3 — карбонатизированные серпентиниты; 4 — серпентиниты; 5 — элювиально-делювиальные развалы хризопраза

Никелевое оруденение связано в основном с интенсивно керолитизированной нижней частью зоны выщелоченных серпентинитов, а также отмечается вверху зоны карбонатизированных серпентинитов. Основной рудный минерал — керолит, в небольших количествах присутствует гарниерит и в незначительных — нонтронит. В охрах верхней зоны обнаружены скопления кобальтовых руд, с карбонатизированными серпентинитами связано месторождение магнезита.

Халцедоновые и опал-халцедоновые прожилки и гнездообразные скопления встречаются во всех зонах, тяготея в основном к окремнелым и ожелезненным серпентинитам. Тонкие прожилки того же состава отмечены и в неизмененных серпентинитах. Количество и мощность прожилков уменьшаются с глубиной. Иногда халцедон замещает фарфоровидный магнезит, редко магнезит замещается кварцем и хризопразом.

Текстура жильной массы массивная или ноздреватая, пустоты выполнены керолитом, зеленым тальком, реже гарниеритом, а также окислами железа. Цвет породы серовато-белый, кое-где со слабым зеленоватым или голубоватым оттенком. По составу преобладают халцедоновые жилы, хризопраз встречается редко, еще реже опал.

Хризопраз может образовывать самостоятельные прожилки или находиться в ассоциации с халцедоном и опалом. Он образует два типа обособлений: крупные штокверкообразные и мелкие линзовидные, причем качественный хризопраз, как правило, встречается только в первых. Мощность штокверковых зон 10—20 м, длина до 100 м, на глубину они прослеживаются до 20 м, падение крутое до вертикального. Хризопраз в них представлен различно ориентированными прожилками длиной 0,2—5 м и мощностью 0,5—20 см. Выделяются следующие цветовые разно-

видности хризопраза: изумрудно-зеленый, окраска интенсивная и сочная, хорошо просвечивает; травяно-зеленый, просвечивает слабее и в основной массе непрозрачен; яблочно-зеленый, распространён наиболее широко, иногда просвечивает, но не более чем на 1—2 см, содержит дендриты окислов марганца; бледно-зеленый с оттенками от голубоватых до грязно-зеленых, непрозрачен или просвечивает.

Значительная часть камня имеет дефекты в виде пор, каверн и трещин, при этом интенсивно окрашенные образцы наиболее монолитны. Минералогически хризопраз представлен кварц-халцедоновым агрегатом, в котором халцедон преобладает над кварцем, и опал-халцедоновым, в котором соотношение опала и халцедона варьирует в широких пределах. Примесь опала снижает прозрачность и уменьшает интенсивность окраски камня. На остальных серпентинитовых массивах Тектурмасского пояса хризопраз встречается в незначительных количествах и характеризуется плохим качеством.

Ново-Аккермановское месторождение расположено на Южном Урале в восточной части Хабаровинского массива ультраосновных пород турнейского возраста, сложенного верлитами, лерцолитами и почти полностью серпентинизированными дунитами.

Месторождение является примером инфильтрационной коры выветривания охристо-кремнистого профиля. Формирование коры и залежей силикатного никеля относится к позднему триасу — юре. Промышленные скопления никеля локализованы вдоль меридионального надвига. Ширина рудной залежи 100—600 м, длина более 3 км, мощность 150—300 м.

В разрезе форма коры выветривания клиновидная с многочисленными ответвлениями. От висячего к лежащему боку выделяются следующие зоны: 1) охр и охристо-кремнистых пород; 2) охристо-глинистых, разложенных, карбонатизированных или керолитизированных серпентинитов с гарниеритом; 3) частично разложенных серпентинитов.

Руды никеля представлены охрами, охристо-глинистыми образованиями и разложенными серпентинитами с прожилками и скоплениями гарниерита и керолита. Никель-керолитовые и гарниеритовые руды залегают по периферии зон трещиноватости. Многочисленные кварц-гарниеритовые и кварц-халцедоновые жилы и прожилки, с которыми связан хризопраз, пронизывают залежи никелевых руд. Находки хризопраза хорошего качества известны в зоне разложения серпентинитов и в глыбах кремнистых пород.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НИКЕЛЕНОСНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ НОНТРОНИТОВОГО ПРОФИЛЯ

Месторождения хризопраза в коре выветривания такого профиля связаны с нонтронитовыми рудами. Скопления хризопраза находятся не в основной нонтронитовой массе, а в нижележа-

щих зонах измененных серпентинитов на участках с повышенным содержанием никеля. Примером могут служить *месторождения* силикатного никеля *Кимперсайской группы* в Северном Казахстане. Эта группа расположена в Актюбинской обл. и включает более 30 разведанных месторождений силикатного никеля. Пространственно и генетически месторождения никеля и хризопраза связаны с корой выветривания крупного Кимперсайского серпентинитового массива позднекаледонского возраста. Массив вытянут на 80 км в меридиональном направлении при ширине от 4 до 20 км.

Кора выветривания сохранилась только на высоких участках современного рельефа. Мощность площадной коры увеличивается к периферии массива и в среднем равна 400 м. Нижняя граница коры понижается в сторону эндоконтакта, где площадная кора сменяется линейно-трещинной.

Залежи нонтронитовых руд расположены главным образом вдоль западного и восточного контактов массива в зонах сбросовых нарушений (рис. 32). Профиль коры в основном нонтронитовый, окремнение имеет резко подчиненное значение. Переходы между зонами постепенные. По зонам повышенной трещиноватости и вдоль контактов даек габбро наблюдаются многочисленные карманообразные углубления коры. Вертикальный разрез коры выветривания в обобщенном виде выглядит следующим образом (сверху вниз).

1. Зона охр — рыхлых и пористых пород с содержанием гематита и гидрогематита до 70 %. В небольших количествах присутствуют халцедон и опал, являющиеся остаточными минералами. Мощность охр 5—10 м.

2. Нонтронитовая (рудная) зона — буровато-зеленый рыхлый глинистый материал, состоящий в основном из водных ферросиликатов.

Руды представлены нонтронитами и нонтронитизированными серпентинитами с максимальными содержаниями никеля в ни-

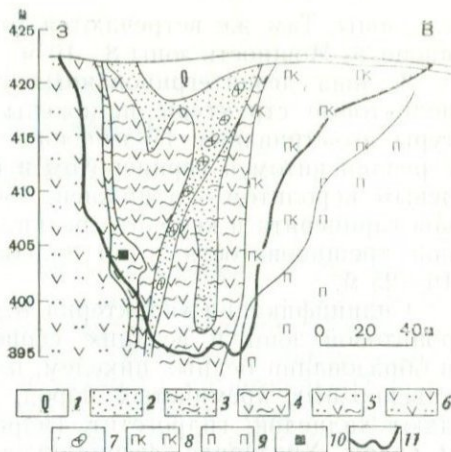


Рис. 32. Схема геологического строения месторождения Промежуточное, разрез (по материалам Кимперсайского рудоуправления):

1 — четвертичные породы; 2 — охры; 3 — обожженные нонтрониты; 4 — нонтрониты; 5 — выщелоченные, слабононтронитизированные серпентиниты; 6 — выщелоченные серпентиниты; 7 — окремненные породы; 8 — кора выветривания пород «полосчатого комплекса»; 9 — породы «полосчатого комплекса»; 10 — скопления габбро-халцедон-хризопразовых жил; 11 — контур карьера

зах зоны. Там же встречаются тонкие и редкие прожилки гарниерита. Мощность зоны 8—10 м.

3. Зона дезинтегрированных серпентинитов, в которых на реликтовые структуры наложены сетчатые и ячеистые структуры выветривания. Повышенные содержания никеля связаны с ревдинским и гарниеритом в верхней части зоны и с никелевым керолитом — в нижней. Участки концентрации прожилков гарниерита и керолита редки, находятся в местах повышенной трещиноватости и по зальбандам даек. Мощность зоны 16—25 м.

Силицификация характерна только для нижних частей нонтронитовой зоны и верхних серпентинитовой. Она выражена в образовании бедных никелем, плотных роговикоподобных или кавернозных кремнистых пород, в составе которых преобладают халцедон, гидрогётит, гидрогематит и встречаются опал и кварц. Хризопраз ассоциирует с гарниеритом и зеленым опалом.

Находки хризопраза известны на многих месторождениях Кимперсайской группы, но крупные скопления качественного камня весьма редки.

Л. А. Гузовским [14] описаны проявления хризопраза на Черноозерском и Черемшанском месторождениях силикатного никеля на Среднем Урале. Главная особенность этих месторождений заключается в развитии зон окремнения вдоль контакта серпентинитов с закарстованными мраморами.

XII

ПРОЧИЕ ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Кроме самых популярных драгоценных камней, охарактеризованных в предыдущих главах, в ювелирном деле довольно широко используются и некоторые другие прозрачные, красиво окрашенные и твердые минералы. Упоминания заслуживают прежде всего благородные разновидности магнезальной шпинели, хризоберилл (александрит), циркон (рис. XIII на вклейке) и благородный сподумен (гидденит, кунцит, рис. XIV на вклейке). Они обычно не имеют самостоятельных промышленных месторождений и добываются попутно с другими драгоценными камнями: шпинель с рубином, александрит с изумрудом, циркон с сапфиром, сподумен с эльбантовыми турмалинами.

Ш П И Н Е Л Ь

Прозрачная шпинель принадлежит к числу традиционных драгоценных камней и известна так же давно, как рубин или сапфир. Кроваво-красную шпинель нередко принимают за рубин из-за большого сходства окраски, яркого блеска и высокой твердости. Даже такие знаменитые камни, как «Черный принц» и «Тимур-рубин», вставленные в корону английских королей, долгое время считались рубинами и лишь сравнительно недавно было доказано, что это шпинель.

Происхождение названия минерала точно неизвестно. Предполагают, что оно образовалось от латинского «*spina*», означающего «шип» и указывающего на специфическую октаэдрическую — остrokонечную форму кристаллов.

Химический состав благородной шпинели отвечает формуле $MgAl_2O_4$ (MgO 28,2 %; Al_2O_3 71,8 %). В качестве примесей могут присутствовать хром, цинк, железо и двухвалентный марганец. Наиболее близка к теоретическому составу шпинели ее красная разновидность. Так, ювелирная красная шпинель о. Шри-Ланка содержит (%): MgO 28,10, Al_2O_3 70,16, SiO_2 0,74, TiO_2 0,10, Cr_2O_3 0,39, FeO 0,45, CaO 0,06.

Среди ювелирной шпинели выделяются следующие разновидности: шпинель рубиновая — кроваво-красная; шпинель балэ — розово-красная; шпинель альмандиновая — фиолетово-красная; рубицелл — оранжево-красная или желтая; сапфировая шпинель, или кандит, — голубая; хлоршпинель — травяно-зеленая; плеонаст, или цейлонит, — темно-зеленая; ганношпинель — синяя.

Установлено, что красная и розовая окраска шпинели обусловлена примесью Cr^{3+} , замещающего Al^{3+} в октаэдрических позициях, зеленая и бурая — Fe^{2+} , а фиолетовые и краснорубые тона — одновременным присутствием хрома и железа.

Шпинель кристаллизуется в гексооктаэдрическом виде симметрии кубической сингонии, образуя кристаллы октаэдрического габитуса с хорошо развитыми гранями (111). Характерны простые или полисинтетические двойники по шпинелевому закону (срастание по грани октаэдра). Минерал оптически изотропен, блеск яркий, стеклянный, излом раковистый, спайность отсутствует, хрупок. Твердость высокая — 8—8,25 по Моосу. Плотность изменяется от 3,58—3,61 в розовых и красных образцах до 3,63—3,90 г/см³ в железистых разновидностях (цейлонитах), а в богатой цинком ганношпинели — до 3,58—3,98. Показатель преломления варьирует от 1,712 до 1,80; у красных камней он не превышает 1,74, у ганношпинели снижается до 1,712, а у цейлонитов достигает 1,77—1,80 [99].

Явления астеризма в шпинели в отличие от рубина и сапфира проявляются редко. Звездчатая шпинель с оптическим эффектом четырехлучевой звезды обычно имеет синеватую, почти до черной окраску. Астеризм в шпинели, как и в благородном корунде, обусловлен закономерно ориентированными включениями рутила или сфена. Под воздействием ультрафиолетовых лучей красная и розовая шпинель обнаруживает малиновое свечение, а бледно- и фиолетово-синяя — зеленое. Ювелирная шпинель имеет слабую игру света (дисперсия около 0,020) и для лучшего выявления блеска и цвета гранится в ступенчатой или комбинированной форме.

Шпинель — довольно распространенный в природе минерал. Она широко развита в глубокометаморфизованных глиноземистых породах — кристаллических сланцах и гнейсах, а также в доломитовых или магнезитовых мраморах. Кроме того, она встречается в контактовых роговиках, ультраосновных породах, пегматитах и различных метасоматических образованиях. Среди последних наибольший интерес представляют магнезиальные скарны, образовавшиеся по магнезитовым мраморам на контакте с мигматизированными гнейсами и другими алюмосиликатными породами. В скарнах ювелирная шпинель ассоциирует с флогопитом, форстеритом, хондродитом, серпентином и кальцитом.

Шпинель устойчива к процессам выветривания и накапливается в россыпях. Основной ее источник — россыпные месторождения, возникшие главным образом за счет шпинеленосных магнезиальных скарнов.

Ювелирная шпинель обычно сопутствует рубину в скарновых месторождениях, например в Верхней Бирме (см. II). Крупнейшие поставщики ювелирной шпинели — Шри-Ланка, Кампучия, Бирма, Таиланд. Второстепенные месторождения из-

вестны в Афганистане, Индии, на о. Мадагаскар, в Австралии, Бразилии и СССР.

О благородной шпинели Юго-Западного Памира сообщил еще в XIII в. Марко Поло. Известное здесь *месторождение Кухилал* находится в 47 км к югу от г. Хорога на западном склоне Ваханского хребта. В геологическом строении этого района участвуют породы горанской свиты: мигматизированные биотитовые и роговообманковые гнейсы с силлиманитом, в которых заключены прослои кальцитовых, доломитовых и магнезитовых мраморов. Широко развиты линзы амфиболитов, а также жилы, дайки и пластовые тела гранито-гнейсов, гранит-аплитов и пегматитов.

Шпинель связана с магнезиальными скарнами. Последние образуют семь зон, согласных с залеганием вмещающих пород. Каждая из них расположена на контакте мигматизированных гнейсов с магнезитовыми мраморами. Наиболее крупная зона магнезиальных скарнов прослежена по простиранию на 700 м и по вертикали на 50 м. Строение тел магнезиальных скарнов зональное: энстатитовая зона с подчиненным развитием жедритовых и дистен-жедритовых скарнов и зона шпинель-форстеритовых скарнов. Первая образовалась по мигматизированным гнейсам, а вторая является продуктом биметасоматического изменения магнезитовых мраморов на контакте с гнейсами. Мощность шпинель-форстеритовых скарнов варьирует от долей метра до 17 м.

Шпинель-форстеритовые скарны расположены в крыльях изоклинальных складок, где они подстилается белыми форстеритовыми кальцифирами и перекрываются энстатитовыми скарнами.

Различаются две разновидности шпинель-форстеритовых скарнов. Одна — плотная, не представляющая практического интереса из-за отсутствия пригодных для использования кристаллов шпинели. Другая — рыхлая, серпентинизированная с гнездами («магалями») чешуйчатого серпентина, прозрачной шпинелью и клиногумитом. Рыхлые шпинель-форстеритовые скарны образуют согласные, линзовидные тела мощностью до 15 м. В их минеральном составе присутствуют форстерит, розовая шпинель, клиногумит, нигрин, апатит, магнезит, доломит, пирит, серпентин, брусит, хлорит, тальк и сепиолит.

Форма кристаллов шпинели, извлеченных из серпентиновых гнезд, кривогранная, нередко она окаймлена оболочкой манассеита — редкого минерала из группы гидроталькита. Размеры кристаллов изменяются от долей миллиметра до 6—12 мм в поперечнике, редко больше. Прозрачные кристаллы клиногумита имеют зеленовато-желтую, золотистую до оранжевой окраску, размер кристаллов 1,5—2 см. Они также бывают пригодны для огранки, представляя собой драгоценный камень IV порядка.

Кроме приконтактных биметасоматических шпинель-форстеритовых зон на месторождении Кухилал встречаются скарны

инфильтрационного типа. Это четковидные тела, приуроченные к послойным трещинам в магнетитовых мраморах. Протяженность тел по простиранию достигает нескольких десятков метров, при средней мощности около 0,5 м. Внутреннее строение зональное со следующей последовательностью зон (от центра тел к зальбандам): 1) шпинель-форстеритовая (минеральный состав (в %): форстерита 70—90, клиногумита до 20, розовой шпинели 10—15, доломита и магнетита до 5, моноклинного амфибола до 5, флогопита и графита до 3—5); 2) форстеритовая, связанная постепенными переходами с предыдущей зоной; 3) форстеритовый кальцифир. В раздувах таких тел и в узлах пересечения трещин встречаются редкие и мелкие гнезда серпентина, иногда содержащие кристаллы прозрачной розовой шпинели в оболочке из серпентина.

ХРИЗОБЕРИЛЛ

В качестве драгоценного камня используется прозрачный хризоберилл зеленовато-желтого или оливкового цвета, его опалесцирующая разновидность — цимофан («кошачий глаз»), но особенно ценится александрит — изумрудно-зеленый при дневном освещении и фиолетово- или вишнево-красный при электрическом (в лампах накаливания) и особенно при свечах.

Название хризоберилла указывает на золотисто-желтый цвет его лучших образцов, очень редкий александрит назван по имени русского царя Александра II.

Химический состав хризоберилла (BeAl_2O_4) следующий (%): BeO 19,71, Al_2O_3 80,29; в реальных кристаллах обычно содержится до 1 % примеси Fe_2O_3 , а в александрите около 0,30 % Cr_2O_3 . По данным С. В. Грум-Гржимайло [13], зеленовато-желтая окраска минерала обусловлена окисным железом, а александритовая — трехвалентным хромом. Александритовые центры окраски весьма чувствительны к спектральному составу проходящего света: в солнечном свете с преобладающей коротковолновой частью камень кажется зеленым, а при искусственном освещении с интенсивным длинноволновым излучением — красным.

Кристаллизуется хризоберилл в ромбо-дипирамидальном виде симметрии ромбической сингонии. Облик кристаллов таблитчатый, у двойников псевдогексагональный. На гранях (100) наблюдается вертикальная штриховка. Спайность несовершенная по (110), излом неровный или раковистый, блеск стеклянный, твердость 8,5 по Моосу, плотность 3,5—3,84 г/см³, $n_g = 1,753$; $n_m = 1,748$; $n_p = 1,744$. Интенсивно проявлен плеохроизм: цвет минерала оранжево-желтый вдоль оси в, зеленый по оси с и красный по оси а. Основные формы огранки — ступенчатая и комбинированная. Цимофан обрабатывается в форме кабошонов.

Хризоберилл встречается в бериллоносных пегматитах (Минас-Жерайс в Бразилии, о. Мадагаскар, в США — штаты Коннектикут, Мэн, Нью-Йорк, Колорадо и др.). Наиболее существенный источник александрита — изумрудоносные биотит-флогопитовые метасоматиты в ультраосновных породах (Урал, Южная Африка, Индия). Цимофан и александрит находят в комплексных россыпях драгоценных камней островов Шри-Ланка и Мадагаскар.

На *Изумрудных копях* Урала александрит тяготеет к южной части главной изумрудоносной полосы. Имеются сведения о том, что с момента открытия изумрудных копей в 1831 г. и по 1921 г. было добыто около 80 кг александрита, главным образом на Краснобоготном прииске.

По К. А. Власову и Е. И. Кутуковой [9], желтые и травяно-зеленые таблитчатые кристаллы размером до $3,5 \times 5 \times 6$ см встречались в хлоритовой зоне изумрудоносных жил, реже во флогопитовой и очень редко в плагиоклазитах. Густо-зеленый при дневном свете александрит находился в основном во флогопитовой зоне вместе с изумрудом. Он кристаллизовался вслед за изумрудом и турмалином до образования апатита и флюорита.

Кристаллы александрита имеют таблитчатый облик, размер их от $0,7 \times 1,5 \times 1,5$ до $1,5 \times 2 \times 4$ см. Распространены уплощенные псевдогексагональные двойники и тройники, называемые уральскими старателями «пешками».

ЦИРКОН

Идеально прозрачные кристаллы циркона, бесцветные или окрашенные с ярким алмазным блеском, являются довольно популярным ювелирным камнем. Ювелиры различают гиацит — оранжевый и коричневатокрасный, жаргон («сиамский алмаз») — соломенно-желтый, дымчатый; матура-алмаз — бесцветный, водянопрозрачный и старлит — голубой или зеленоватоголубой, необычная окраска которого получена термической или термохимической обработкой [99].

Химический состав циркона — $ZrSiO_4$ следующий (%): SiO_2 32,99 и ZrO_2 67,01; в природе он обычно содержит железо, замещающее цирконий, а также примеси тория, редких земель, кальция, марганца, магния, ванадия, урана и гафния. Циркон кристаллизуется в дитетрагонально-дипирамидальном виде симметрии тетрагональной сингонии. Габитус кристаллов призматический и дипирамидальный, часты неправильные образования и зерна. Распространены двойники по (101), иногда колеччатые, как у рутила. Спайность несовершенная по (110) и (111). Излом раковистый, хрупок, твердость 7,5 по Моосу, плотность в связи с неустойчивостью минерала и метамиктным распадом изменяется от 3,98 до 4,86, составляя у ювелирных

разностей около 4,7—4,8 г/см³. Характеризуется высокими показателями преломления и двупреломления света: у свежих кристаллов $n_0=1,940-1,960$, $n_e=2,000-2,015$. Оптически положительный, иногда аномально двухосный. Плеохроизм обычно не выражен, и только голубые образцы, цвет которых получен в результате термической обработки, изменяют небесно-голубую окраску по n_0 на почти бесцветную по n_e .

По данным М. Н. Тарана, желтая и оранжевая окраски циркона определяются дырочными центрами O^- , а красная или коричнево-красная — примесными ионами U^{4+} или комплексными центрами окраски типа $(Y, TR)^{3+}O_2^-$ или $(Y, TR)O_2$. Зеленые оттенки окраски обусловлены электронными переходами в ионах Zr^{4+} . А. Н. Платонов [31] окраску темно-зеленого циркона объясняет суммарным влиянием входящих в структуру минералов ионов U^{4+} и редкоземельных ионов Ho^{3+} , Sm^{3+} , Er^{3+} , Nd^{3+} .

По интенсивности игры света циркон почти не уступает алмазу (дисперсия 0,039). Наиболее распространенные формы огранки — бриллиантовая и комбинированная (бриллиантово-ступенчатая для гиацнта).

Большинство кристаллов циркона в природе имеет чрезвычайно густую, малопривлекательную окраску и нуждается в облагораживании. В результате прокаливания, например, темно-зеленые, почти черные цирконы о. Шри-Ланка значительно снижают интенсивность окраски, а красновато-бурые — полностью обеспечиваются и становятся алмазоподобными. Бурые и красновато-коричневые цирконы п-ова Индокитай после термической обработки приобретают золотистый или великолепный голубовато-синий или зеленовато-голубой цвет.

Отжигом цирконов в Индокитае занимаются сами рудокопы; по описанию Р. Вебстера [99], ими используются тигли из обожженной глины, которые помещают в специальные печи-барабаны с перфорированными стенками. Обжиг ведут в течение 1,5—2 ч при температуре 900—1000 °С; с помощью древесного угля, засыпаемого в тигли, создается восстановительная обстановка.

Циркон — широко распространенный аксессуарный минерал щелочных магматических пород и пегматитов. В значительных количествах он встречается в цирконовых и циркон-пироксеновых альбититах и мариуполитах, а также в морских монацит-циркон-ильменитовых россыпях. Однако ювелирные разновидности циркона очень редки и связаны преимущественно с кимберлитами, сапфиросными щелочными базальтами и сиенитовыми или миаскитовыми пегматитами.

Главным источником ювелирного циркона служат россыпные циркон-сапфировые и цирконовые месторождения Индокитай (Бо-Кео и Пайлин в Кампучии, Чампасак в Таиланде, Кха в Хуан Лок во Вьетнаме), а также комплексные россыпи драгоценных камней островов Шри-Ланка и Мадагаскар.

Россыпи ювелирного циркона в Индокитае связаны с молодыми континентальными щелочными базальтами, принадлежащими к различным петрохимическим типам: собственно щелочным базальтам или трахибазальтам, лимбургитам, базанитам и нефелиновым тефритам.

На *месторождении Бо-Кео* источником россыпей ювелирного циркона служат цирконсодержащие лавы стекловатых лимбургитов. По химическому составу они характеризуются недосыщенностью кремнеземом и глиноземом и отличаются повышенным содержанием магнезии. На *месторождении Пайлин* источник россыпей — стекловатые и щелочные базальты с санидином и с крупными (до 20 см в поперечнике) нодулями оливина. По химическому составу породы идентичны среднему базаниту, по Дэли.

На о. Мадагаскар *россыпи* ювелирного циркона в районах *Нтази* и *Анкаратры* образовались при размыве цирконсодержащих плиоценовых туфов базанитов. Небольшие аллювиальные россыпи драгоценного циркона, связанные с щелочными базальтами, известны также во Франции (Верхняя Луара, вблизи г. Эспали), в ФРГ, Японии, Нигере и Сенегале.

В щелочных базальтах ювелирный циркон кристаллизуется непосредственно из богатой цирконием щелочной магмы, в стадии протокристаллизации. В Индокитайских месторождениях иногда наблюдаются довольно крупные непрозрачные ксенокристаллы циркона, заключенные в оболочку прозрачного циркона, образованную из расплава.

А. П. Бобрневич и др. [1] указали на наличие циркона в *кимберлитовых трубках Якутии* «Зарница», «Мир» и «Удачная». Зерна коричнево- или розовато-бурового циркона — гиацинта в большинстве своем прозрачны и почти лишены трещин. Размер их невелик: от 1 до 7—8 мм, в среднем 2—3 мм в диаметре. Качество ювелирного сырья и целесообразность его извлечения при обогащении алмазных концентратов пока не выяснены.

Циркононосные щелочные пегматиты хорошо изучены в *Ильменских горах* на Урале. Скопления прозрачных кристаллов циркона связаны главным образом с сиенитовыми пегматитами, залегающими среди сиенитов и миаскитов (биотитовых нефелиновых сиенитов).

Жилы сиенитовых пегматитов сложены калиевым полевым шпатом и цветными минералами: биотитом, эгирин-авгитом, эгирином, щелочной роговой обманкой. Текстура неравномерно-зернистая, иногда в центральной части жил находится гигантозернистый полевошпатовый агрегат. Циркон сравнительно равномерно рассеян в массе жилы, иногда встречаясь в гнездообразных скоплениях вместе с мелкочешуйчатым биотитом. Постоянные спутники циркона — магнетит, пирохлор, ильменит, иногда сфен, апатит, эшенит, мусковит, флюорит, пироп, корунд.

В меньших количествах циркон встречается в мискиловых пегматитах, состоящих из нефелинового ядра, промежуточной биотит-нефелин-микроклиновой и краевой мономинеральной микроклин-пертитовой зон. Циркон мелко вкраплен в нефелин и полевой шпат и тесно ассоциирует с ильменитом и апатитом.

Кристаллы циркона Ильменских гор из миаскиловых пегматитов окрашены в светло- или медово-желтый цвет, а из сиенитовых пегматитов — в красновато- или коричневатобурый. Размер прозрачных кристаллов, пригодных для огранки, не более 5 мм, встречаются они редко.

СПОДУМЕН

Прозрачные, красиво окрашенные или бесцветные кристаллы сподумена только в текущем столетии стали использоваться в качестве драгоценного камня. Название минералов обязано его серовато-белой окраске и происходит от греческого «spodumēnos» — пепельный.

По химическому составу это литиевый алюмосиликат из группы пироксенов, отвечающий формуле $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ (теоретический состав (в %): Li_2O 8,1; Al_2O_3 27,4, SiO_2 64,5). В качестве примесей обычны натрий, кальций, магний, железо, галлий. Некоторые разновидности содержат хром, марганец и ванадий. Сподумен кристаллизуется в призматическом виде симметрии моноклинной сингонии в форме призматических сплюснутых по (110) кристаллов. Характерна штриховка призматических граней, совершенная спайность по (110), отдельность по (100), неровный излом, стеклянный блеск с перламутровым отливом. Твердость 6,5—7 по Моосу; минерал оптически двухосный, положительный, показатели преломления: $n_g=1,662\text{—}1,679$, $n_p=1,648\text{—}1,663$, $n_m=1,655\text{—}1,669$. В более узких пределах изменяются показатели преломления кунцитов: $n_g=1,675\text{—}1,678$, $n_p=1,659\text{—}1,660$, $n_m=1,665\text{—}1,666$.

Плотность прозрачных разновидностей сподумена 3,15—3,19 г/см³, дисперсия низкая (0,017) и кристаллы почти лишены игры света.

Различают три цветовые разновидности ювелирного сподумена: кунцит — розовая до фиолетовой; гидденит — изумрудно-зеленая, содержит повышенное количество MnO (до 0,29 %); обыкновенный сподумен, или трифан, — бесцветная, соломенно-желтая или желтовато-зеленая. Окраска кунцита, по данным А. Н. Платонова [31], обусловлена ионами Mn^{3+} , а гидденита — ионами V^{3+} , желтые оттенки, судя по характеру спектра поглощения, вызваны ионами Fe .

Кунцит и гидденит обладают отчетливым дихроизмом и плеохроизмом: кунцит по n_p — темно-фиолетовый, по n_m — фиолетовый, по n_g — бесцветный; гидденит по n_p — изумрудно-зеленый, по n_m — голубовато-зеленый до аквамаринового, по

n_g — бесцветный. Многие, особенно бледноокрашенные, кристаллы под длительным воздействием солнечных лучей обесцвечиваются.

Сподумен хрупок и обрабатывать его трудно. Обычно применяется ступенчатая форма огранки, при этом для получения наиболее интенсивного и красивого цвета камни ориентируются перпендикулярно к удлинению кристаллов.

Сподумен — характерный минерал богатых литием гранитных пегматитов. Он образуется, по А. И. Гинзбургу, главным образом в первый литиевый этап, которым завершается магматическая стадия кристаллизации пегматитового расплава. Ювелирные разновидности сподумена появляются значительно позднее, в конце пневматолито-гидротермальной стадии пегматитового процесса после замещения пегматита клевеландитом и литиевыми слюдами. А. И. Гинзбург полагает, что кунцит и гидденит кристаллизуются в трещинах и пустотах пегматита из остатков растворов, обеспечивших процессы замещения второго литиевого этапа.

Крупные месторождения ювелирного сподумена связаны с миароловыми микроклин-альбитовыми пегматитами, имеющими кварц-сподуменовую зону и интенсивно замещенными клевеландитом и лепидолитом. Они известны в штатах Калифорния и Сев. Каролина в США, в шт. Минас-Жерайс в Восточной Бразилии, на о. Мадагаскар, в Афганистане и в Китае. Проявления кунцита в пегматитах такого же типа отмечены в США в штатах Коннектикут (Бранвиль, Ходдам-Некк, Портленд), Мэн (Виндхем Уентер, Кумберленд), Нью-Гэмпшир (Честер, Гошен) и Массачусетс (Стирлинг), а также в Верхней Бирме (район «Каменного пояса»).

Крупнейший пегматитовый район Пала в округе Сан-Диего в Калифорнии, в центральной и восточной частях которого расположены копи кунцита, охарактеризован в главе VI. Как уже сообщалось, главная *кунцитовая копь Пала-Чиф* находится на холме Чиф-Маунтин, а копи Сан-Педро, Вандебург, Катарина и др. — на холме Хариарт-Маунтин. За 1904—1929 гг. в этом районе было добыто около 600 кг кунцита на сумму 152 тыс. долл.

Пегматитовые жилы с кунцитом характеризуются полнодифференцированным, нередко асимметричным строением с хорошо развитой в раздувах кварц-сподуменной зоной, в которой многочисленные кристаллы обыкновенного сподумена включены в блоковый кварц. Средний размер кристаллов $50 \times 7,5 \times 4$ см. Многие из них, особенно в жилах, богатых лепидолитом, сильно изменены.

Ювелирный сподумен встречается в миароловых полостях в краевых частях кварц-сподуменной зоны, богатых клевеландитом, мусковитом и лепидолитом. Масса некоторых его кристаллов до 1 кг. Они залегают в глинистом материале, иногда вместе с кристаллами дымчатого кварца, воробьевита и поле-

вого шпата. Из одной полости в 1947 г., по свидетельству Дж. Синканкаса [94], было извлечено 60 кг ювелирного кунцита и огранены камни массой 200 каратов и более.

На *месторождении Вандебург* с кунцитом ассоциируют кварц и апатит, а на *месторождении Сан-Педро* он сопровождается гигантскими кристаллами обыкновенного сподумена. Прозрачные участки цветного сподумена обычно имеют размер 5 см, некоторые обособления достигают 45 см. Окраска кунцита — от розовой до густо-фиолетовой, реже встречаются бледноокрашенный гидденит и желтый или бесцветный трифан.

В *районе Стоуни-Пойнт* (Сев. Каролина, США) с 1879 г. разрабатывались миароловые микроклиновые пегматиты, содержащие гидденит и изумруд. Из прозрачных участков кристаллов сподумена очень красивой изумрудно-зеленой окраски гранились в основном мелкие камни, масса которых редко превышала 2 карата. Наряду с изумрудно-зеленым гидденитом здесь встречался желто-зеленый, желтый и водянопрозрачный сподумен.

По соседству с пегматитами в амфиболитах и биотитовых гнейсах отмечаются минерализованные трещины с гидденитом, которые, по мнению А. И. Гинзбурга, имеют гидротермально-метасоматический генезис и подобны альпийским жилам. На стенках таких трещин наблюдаются друзы кристаллов гидденита с адуляром, гранатом и кварцем.

В *шт. Минас-Жерайс* (Бразилия) прозрачный сподумен известен в миароловых пегматитах с 1877 г. В бассейне р. Риу-Доси широко распространены миароловые пегматиты с аквама-рином и цветным турмалином. Кристаллы гидденита здесь больших размеров, но довольно бледной окраски.

Миароловые пегматиты с кунцитом, цветным турмалином, бериллом и литиевыми слюдами находятся вблизи Говернадор-Валадарис, в округах Капелинья (ювелирный берилл и кунцит) и Санта-Мария-ду-Суази (кунцит, цветной турмалин и др.).

На Мадагаскаре в 20-х годах текущего столетия в существенных количествах добывался кунцит, а также зеленый и желтый ювелирный сподумен. Миароловые пегматиты с прозрачным сподуменом расположены в районе турмалиновых копей. Главный источник кунцита — *месторождение Анжанабоиннуана*, представленное миароловой пегматитовой жилой в архейских мраморах. Кунцит здесь ассоциирует с воробьевитом, рубеллитом, клевеландитом, лепидолитом, цинвальдитом и данбуритом.

В Афганистане крупное *месторождение* фиолетово-красного кунцита *Кулам* находится в Нуристане, в 40 км от сел. Нангарач. Это восточная часть жилы микроклинового пегматита общей длиной более 3 км.

Продуктивный участок жилы прослежен по простираанию на 1200 м. Падение жилы пологое под углом 10—20°, мощность

5—40 м. Форма минерализованной части жилы сложная, с раздувами, пережимами и крупными апофизами. Вмещающие породы — габбро-нориты.

По данным Л. Н. Россовского и др., в строении жилы участвуют альбитизированный микроклиновый пегматит с мусковитом и сахаровидный альбит и клевеландит с обособлениями кварц-мусковитового агрегата. Подчиненное развитие имеют кварц-сподуменовый блоковый пегматит, а также клевеландит-лепидолитовый комплекс с минерализованными миароловыми полостями.

Перечисленные выше минеральные комплексы распределены в жиле и ее апофизах незакономерно. И только в раздуве основной жилы отмечается асимметрично зональное строение (от лежащего бока жилы к висячему): 1) зона сахаровидного альбита и среднезернистого клевеландита с кварц-мусковитовыми обособлениями; 2) зона альбитизированного микроклинового блокового пегматита с мусковитом; 3) прерывистая зона кварц-микроклинового гиганто-блокового пегматита.

Полости с кристаллами кунцита тяготеют к висячему боку жилы и расположены в зоне клевеландит-лепидолитового замещения. Размер их 0,5—1,5 м в поперечнике. Кристаллы кунцита находятся в полостях вместе с горным хрусталем, гребенчатым альбитом, поллуцитом и воробьевитом, чешуйчатым лепидолитом и тонкоигольчатым светло-зеленым турмалином.

Крупные минерализованные полости с кристаллами ювелирного сподумена, горного хрусталя и микроклина наблюдаются также в висячем боку жилы, среди биотит-микроклинового блокового пегматита графической и субграфической структуры. Размер полостей от 0,5 и до 2,6×3,4×3,3 м. Вокруг них развит агрегат пластинчатого клевеландита, лелидолита, мусковита с кристаллами воробьевита, кунцита, поллуцита и реликтовым розовым сподуменом.

На месторождении в 1973—1975 гг. было добыто 1200 кг кунцита и голубовато-зеленого, желтого и полихромного ювелирного сподумена. Размер кристаллов, пригодных для фасетной огранки, варьирует от 1×1×1 до 3×15×15 см. Наиболее крупный кристалл кунцита имел размер 4×20×15 см.

* * *

В заключение необходимо хотя бы кратко упомянуть о благородном жадеите и драгоценных полевых шпатах — лунном и солнечном камнях. Благородный жадеит («империял джейд») — прозрачный ярко-зеленый твердый и вязкий камень ценится очень дорого, иногда конкурирует с рядовым изумрудом. Химический состав его $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$. Окраска вызвана примесью хрома. Встречен только в Бирме, в верховьях р. Чиндуин в виде вкраплений и прожилков в обыкновенном белом и зеле-

новато-сером поделочном жадеите. Образуется в гипербазитах при высоких давлениях как метасоматический минерал.

К драгоценным камням III и IV порядка относятся прозрачные иризирующие полевые шпаты — лунные и солнечные камни. Первые иризируют в жемчужно-белых и голубых тонах и представлены чаще всего бесцветным адуляром ($KAlSi_3O_8$) или альбитом-перистеритом ($NaAlSi_3O_8$), содержащими тончайшие пертитовые или антитеритовые вроски. Солнечным камням — санидинам и ферриортоклазам — свойственна иризация в желтых, золотистых и красноватых тонах, вызванная правильно ориентированными микровключениями гематита или гётита. Находятся они главным образом в редкоземельных олигоклаз-микроклиновых или щелочных сиенитовых пегматитах (месторождение Итронги на о. Мадагаскар, Ильмены и Вишневые горы на Урале и др.). Лучшие в мире лунные камни о. Шри-Ланка (месторождения Думбара, Амбалангода и др.) метаморфогенного происхождения, они представляют собой порфиروбласты ортоклаза в лептинитах (очковых гнейсах) кондалитовой серии архея [17].

Драгоценные камни — наиболее совершенные представители своего минерального вида, и потому их месторождения возникают лишь при сочетании ряда благоприятных геологических факторов. В предыдущих главах показано большое разнообразие геолого-генетических типов месторождений драгоценных камней и их геологической обстановки. Минерагенический анализ этого материала приведен в работе Е. Я. Киевленко «Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней» (1980 г.), в которой рассмотрены основные закономерности размещения месторождений в пределах важнейших геологических формаций: ультрамафитах, эффузивах разного состава, метаморфических толщах, гранитных пегматитах, древних корях выветривания и др. В этой связи в данной книге целесообразно отметить только главные черты минерагении и основные процессы минералообразования, приводящие к промышленным скоплениям самоцветов:

1) протокристаллизация из расплавов в глубинных магматических очагах при условии последующего быстрого застывания основной массы расплава (порфировые вкрапленники сапфира, хризолита, циркона, пиропы и некоторых других минералов в базальтах и кимберлитах);

2) свободной кристаллизации из газово-жидких растворов в открытых полостях трещин и других пустотах горных пород. Таким путем образуются крупные прозрачные кристаллы топаза, берилла, турмалина и кунцита в миаролах гранитных пегматитов или аметиста в полостях кварцевых жил и эффузивных покровов. Полости могут быть различного происхождения (газовые пустоты и контракционные трещины вулканических пород, тектонические трещины, полости растворения и т. п.);

3) метасоматического замещения и собирательной перекристаллизации первичных минералов, особенно в тех случаях, когда наряду с драгоценными камнями возникают сравнительно рыхлые слюдисто-глинистые агрегаты (изумруд и рубин в биотит-флогопитовом слюдите, эльбаитовый турмалин в лепидолите, хризолит или шпинель и рубин в антигорите и гидроталькитовом и т. д.). Метасоматический процесс нередко развивается на фоне десилификации алюмосиликатных пород, чаще всего гранитоидов, контактирующих с ультрамафитами или магнезиальными мраморами.

Многие ювелирные камни, в первую очередь топаз, прозрачные бериллы, турмалин, кунцит, дымчатый кварц и цитрин связаны с гранитными пегматитами. Большинство из них обычно извлекается совместно с другим минеральным сырьем пегмати-

тов: пьезокварцем, слюдой, рудами редких металлов и керамическим полевым шпатом.

Пегматиты, содержащие драгоценные камни, менее изучены, чем сходные с ними по ряду признаков редкометалльные пегматиты, и прежде не выделялись из этой пегматитовой формации. Так, А. Е. Ферсман считал источником драгоценных камней гранитные пегматиты фтор-бериллиевого и натро-литиевого типов, которые, по К. А. Власову, в основном соответствуют полнодифференцированному и редкометалло-замещенному типам. И только А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов впервые наметили особую субформацию редкометалльных пегматитов с драгоценными камнями, занимающую промежуточное положение между редкометалльными и хрусталеносными пегматитами.

Специально рассматривая этот вопрос, можно сделать следующий вывод: драгоценные камни спорадически встречаются среди типичных редкометалльных пегматитов, но характерны они главным образом для миароловых пегматитов формации малых глубин. В нашем понимании, эта формация объединяет хрусталеносные пегматиты и так называемые пегматиты с драгоценными камнями, по А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову.

Все миароловые пегматиты, независимо от преобладания в них кристаллов кварца или драгоценных камней, характеризуются полным комплексом признаков формирования на глубинах около 1,5—2 км от поверхности в сравнительно спокойной тектонической обстановке платформ или других консолидированных участков земной коры. С учетом уже сложившейся терминологии, по которой фация глубинности увязывается с ведущим полезным ископаемым, формацию миароловых пегматитов малых глубин в целом можно назвать пегматитами с драгоценными камнями, различая среди них камерные внутригранитные, в основном топаз-хрусталеносные, и занорышевые пегматиты с аквамавром или эльбаитовыми турмалинами. Последние могут рассматриваться как образования, переходные к редкометалльным пегматитам. По классификации Н. А. Солодова, пегматиты с драгоценными камнями относятся преимущественно к микроклиновому, реже к микроклин-альбитовому типам.

Материнскими для этих пегматитов являются гипабиссальные порфири- и аплитовидные, а также пегматоидные граниты, по составу близкие к аляскитам. По сравнению со средним составом гранитов они обогащены кремнеземом и щелочами, причем калий резко преобладает над натрием. Из аксессуарных минералов более всего распространены циркон, монацит, флюорит, иногда касситерит. В сложно построенных многофазных гранитоидных массивах Казахстана и Забайкалья аляскиты принадлежат к самой поздней интрузивной стадии, внедряясь за биотитовыми гранитами.

Очень важная геохимическая особенность миароловых пегматитов, отмеченная А. И. Гинзбургом,— высокое содержание

фтора в составе летучих компонентов. Он фиксируется в форме флюорита или топаза, а также циннвальдита и лепидолита.

Некоторые ювелирные камни, главным образом берилл, цветной турмалин, иногда гранат, отбираются при разработке бесполостных редкометалльных и слюдоносных пегматитов, особенно из элювиальных остаточных месторождений в древних корях выветривания.

Наиболее интересны в этом отношении микроклиновые берилл-мусковитовые (по А. И. Гинзбургу) пегматиты с крупными кристаллами полупрозрачного, местами прозрачного берилла, которые располагаются в блоковой кварц-микроклиновой зоне вблизи кварцевого ядра (Стаунхем Тауншип, шт. Мэн, США). Цветные эльбаитовые турмалины и берилл (включая розовый воробьевит), пригодные для огранки, встречаются в микроклин-альбитовых редкометалльных пегматитах с комплексной бериллий-тантал-цезий-литиевой минерализацией (Алту-Лигонья в Мозамбике и др.). От занорышевых микроклин-альбитовых турмалиноносных пегматитов они отличаются значительно лучшей дифференциацией, отсутствием миароловых полостей, постоянным наличием сподумена и более мощным развитием лепидолитовой зоны, занимающей иногда до 20 % объема всего пегматита.

Исключительно важную роль в размещении месторождений многих важнейших драгоценных камней, таких как алмаз, изумруд, рубин, александрит, пироп, хризолит и других, играют ультраосновные породы. Происхождение их магматическое или они являются продуктами пневматолито-гидротермальных процессов. В древних корях выветривания никеленосных серпентинитов встречаются хризопраз. Эта связь не случайна и во многом объясняется тем, что великолепный зеленый или красный цвет большинства перечисленных камней обусловлен примесью хрома — типичного химического элемента ультраосновных пород.

Месторождения драгоценных камней известны среди горных пород ультраосновных — щелочных формаций древних платформ и их складчатого обрамления — кимберлитов и карбонатитов, метаморфизованных базит-гипербазитовых комплексов щитов древних платформ, альпинотипных дунит-гарцбургитовых и габбро-пироксенит-дунитовых формаций складчатых областей.

Драгоценные камни кимберлитов — алмаз, хризолит и пироп — магматического происхождения, причем хризолит и пироп распространены очень широко и являются пороодообразующими минералами. Почти все разновидности кимберлитов, особенно туфобрекчии, интенсивно серпентинизированы и карбонатизированы, поэтому хризолит ювелирного качества сохраняется только в сравнительно свежих порфиридных кимберлитах базальтового облика. Пироп как более устойчивый минерал встречается значительно чаще хризолита, образуя

обильные включения в обломках гранатовых перидотитов и в основной, свежей или серпентинизированной массе кимберлитов. В кимберлитах наблюдается несколько генераций оливина и гранатов; ювелирный хризолит почти всегда представлен самыми ранними, сравнительно крупными протоматматическими вкрапленниками в микролитовом кимберлите.

С формацией ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов связаны пневматолито-гидротермальные метасоматические месторождения хризолита и прозрачного темно-зеленого хромдиопсида. Большинство таких интрузивов имеет штоко- или трубообразную форму и зонально-кольцевое строение, обусловленное чередованием горных пород ультраосновной (оливиниты, пироксениты), ультраосновной — щелочной (якупирангиты, ийолиты, уртиты), щелочной (нефелиновые и канкринитовые сиениты) серий и собственно карбонатитов. Скопления хризолита приурочены к многочисленным клиногумит-серпофит-оливиновым прожилкам, а хромдиопсида — к флогопит-вермикулитовым зонам среди ультраосновных пород и образовались под воздействием поздних постмагматических газовой-жидких растворов. Наиболее интересны для выявления ювелирных камней, по-видимому, зональные массивы, сложенные главным образом ультрабазитами и пегматитами щелочных пород при подчиненном значении сиенитов и карбонатитов.

Сходное происхождение имеют и месторождения хризолита в дунит-гарцбургитовых формациях складчатых областей.

Изумруды обычно образуются в древних докембрийских или палеозойских сильнометаморфизованных гипербазитах, нередко серпентинизированных и преобразованных в амфиболовые, тальковые, хлоритовые и другие сланцы. Толщи измененных перидотитов и габбро-пироксенитов вблизи контакта с поздними гранитоидами пронизаны дайками гранитов, бериллоносных пегматитов, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, а также инфильтрационными и инфильтрационно-биметасоматическими зонами биотит-флогопитовых слюдитов с изумрудом. Метасоматический процесс характеризуется привнесением калия, кремнезема, глинозема, фтора, бериллия и выносом железа, магния и хрома; последний элемент частично улавливается бериллом (изумрудом), флогопитом и эпидотом.

Рубиноносные плагиоклазиты со слюдитовыми и тальк-актинолитовыми оторочками по условиям залегания и внутреннему строению напоминают изумрудоносные слюдиты. Они могут находиться среди гипербазитов различных формационных типов и, в частности, известны в дунит-гарцбургитовых альпинотипных формациях (Урал) и в сильно метаморфизованных докембрийских пироксенит-норит-анортозитовых комплексах Восточной Африки. Однако в данных случаях минералообразующие растворы не содержат бериллия, значительно беднее фтором и кремнеземом и осуществляют в основном натро-калиевый метасоматоз. Избыток глинозема, необходимый для кристаллизации

корунда, как правило создавался на контактах гипербазитов с дайками кислых или основных полевошпатовых пород. Такого рода биметасоматические процессы возможны не только в гипербазитах, но и в доломитовых мраморах, контактирующих с пегматитами (Кашмирские месторождения рубина).

Уваровит и демантоид — хромсодержащие гранаты андрадитового ряда, как правило, добываются попутно с другими полезными ископаемыми гипербазитов. Так, уваровит известен в хромитовых дунитах, входящих в состав дунит-гарцбургитовой формации или стратифицированных (расслоенных) интрузивов. Демантоид вместе с магнетитом, серпофитом, кальцитом и магнетитом встречается в интенсивно серпентинизированных гипербазитах платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации или на месторождениях хризотил-асбеста.

В эффузивных породах различного состава отмечаются скопления сапфира, хризолита и альмандина магматического происхождения, а также такие поствулканические гидротермальные минералы, как аметист, опал, иногда топаз. Косвенно с некоторыми эффузивными комплексами иногда связаны месторождения бирюзы. Следует напомнить, что эффузивы с магматогенной вкрапленной минерализацией представляют практический интерес только как коренные источники россыпных иногда очень богатых месторождений. Наиболее благоприятны для образования месторождений драгоценных камней формации щелочных оливиновых базальтов областей автономной тектонической активизации, трапповая формация древних платформ и позднеорогенные формации эффузивов смешанного состава.

Основная петрохимическая черта щелочных базальтов — насыщенность кремнеземом, в связи с чем они богаты оливином и могут содержать нефелин или лейцит. Так, хризолитовые базальты шт. Аризона и Гавайских островов несут многие черты лейцит-базальтовой субформации: они не насыщены глиноземом и сильно магнезиальны. Протокристаллические вкрапленники форстерита особенно обильны в лавовых потоках, расположенных вблизи каналов излияния. Ювелирный хризолит легко разрушается и находится только в молодых, как правило, четвертичных базальтовых лавах, не затронутых метаморфизмом или поствулканической гидротермальной переработкой.

С третичными лавами нефелин-базальтовой субформации, содержащими существенный избыток глинозема, связаны знаменитые месторождения сапфиров и циркона Индокитая и Восточной Австралии. Аналогично хризолиту вкрапленники сапфира встречаются преимущественно в эффузивных образованиях, слагающих вулканические аппараты, или в окружающих их лавовых потоках. Корунд, реализуя избыточный глинозем магматического расплава, кристаллизовался, вероятно, еще на большей глубине и мог сохраниться при быстром подъеме магмы на поверхность.

Трапповая формация древних платформ, соответствующая платобазальтам или ассоциации толеитовых покровных базальтов, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену, занимает огромные площади континентов. Толеитовые базальты насыщены или даже перенасыщены кремнеземом, что, вероятно, способствует обогащению поствулканических термальных вод этим компонентом и образованию в условиях низкотемпературного гидротермального процесса скоплений халцедона, агата и иногда аметиста.

Поствулканическая минерализация такого типа локализована преимущественно в миндалекаменных породах лавовых покровов, содержащих многочисленные крупные протоэффузивные пустоты и концентрационные трещины отдельности. Благодаря очень широкому площадному развитию минерализованных лав в трапповых формациях могут находиться огромные по своим запасам месторождения агата и аметиста, подобные известным в бассейне р. Параны на территории Бразилии и Уругвая.

Древние коры выветривания горных пород играют важнейшую роль в образовании россыпных месторождений драгоценных камней. Кроме того, непосредственно в процессе их формирования возникают скопления благородного опала, хризопраза и бирюзы. Благородный опал с правильной внутренней структурой встречается крайне редко, и его месторождения в корях выветривания известны только в Австралии.

Наиболее существенная особенность австралийских месторождений — тесная связь скоплений опала с горизонтами, обогащенными остатками фауны и расположенными в нижней части коры выветривания. Благородный опал образует псевдоморфозы по раковинам брахиопод и пелелипод, криноидеям, белемнитам, костям рептилий, а также по глаубериту, кальциту и гипсу, встречается внутри железо-кремнистых конкреций и т. п. Несомненно, что правильное внутреннее строение костей и раковин, тонких полисинтетических двойников кальцита или волокнисто-пластинчатых агрегатов гипса способствует упорядочению структуры опала.

Хризопраз связан исключительно с никеленосными корами выветривания серпентинизированных гипербазитов, в составе которых преобладают дуниты, образуясь за счет кремнезема и изоморфного никеля, оливина и пироксенов. Еще И. И. Гинзбургом в корях выветривания гипербазитов различались нонtronитовый и силифицированный профили. Скопления хризопраза свойственны главным образом корам кремнистого профиля, состоящим (снизу вверх) из зон дезинтегрированных и карбонатизированных серпентинитов, выщелоченных серпентинитов и охристо-кремнистых образований. Высококачественный хризопраз тяготеет к низам зоны выщелоченных серпентинитов и встречается вместе с никелевыми, керолитовыми, гарниеритовыми или пимелитовыми рудами. Отмечается постоянная связь прожилков хризолита с линейно-вытянутыми участками окрем-

нения выщелоченных серпентинитов и развития кварцевых и кварц-халцедоновых жил.

Значительно более сложны и своеобразны процессы формирования бирюзовых месторождений. Химический состав бирюзы предопределяет возможность ее появления только в инфильтрационных трещинно-линейных корах выветривания горных пород, содержащих сульфиды меди (халькопирит, медьсодержащий пирит и т. п.), фосфаты, а также богатых свободным кремнеземом и глиноземом.

Этим условиям полностью отвечают эффузивные образования порфировой формации позднепалеозойских и мезо-кайнозойских складчатых областей вместе с сопровождающими их комагматическими субщелочными и щелочными гранитами фаций малых глубин. Такие кислые эффузивы и граниты обычно содержат акцессорный апатит и нередко подвергаются поствулканическому окварцеванию и пропилитизации, сопровождающимся сульфидной минерализацией.

В сланцах, алевролитах и песчаниках фосфаты могут быть биогенного или хемогенного происхождения, как например, в Центральных Кызылкумах и горах Каратау, где палеозойские и мезозойские осадочно-метаморфические толщи повсеместно фосфоритовосны. Происхождение сульфидов здесь может быть различным — гидротермальным или каким-либо иным.

Важное практическое значение имеют россыпные месторождения, в которых драгоценные камни естественным путем освобождены из крепких вмещающих пород и сконцентрированы по сравнению с коренным источником. Некоторые коренные месторождения с рассеянной минерализацией (например, базальты с акцессорным сапфиром) следует вообще рассматривать только как первичные источники россыпей. Лучшие россыпи драгоценных камней связаны с формированием и последующим размывом древних кор выветривания минерализованных горных пород. Наиболее распространены остаточные элювиальные, элювиально-делювиальные и делювиально-аллювиальные (ложковые) россыпи. Мелкие зерна таких устойчивых минералов, как рубин, сапфир, шпинель, гранат, способны к дальнейшему переносу и могут скапливаться в аллювиальных отложениях.

В СССР пока известно немного месторождений ювелирных камней, в частности, таких, как рубин, сапфир и благородный опал. Значительно истощены некогда известные копи самоцветов Урала и Забайкалья. Между тем многообразие геологического строения огромной территории СССР — надежная предпосылка наличия месторождений различных ювелирных и поделочных камней. Особенно перспективными в этом отношении представляются кристаллические щиты докембрийских платформ (Кольский полуостров), а также древние метаморфические толщи и офиолитовые пояса складчатых областей (Алтай, Саяны, Казахстан, Урал, Дальний Восток).

Месторождения драгоценных камней встречаются очень редко и для их выявления необходимы широкие попутные поиски в процессе геологического картирования и геологоразведочных работ на другие полезные ископаемые. При этом должны фиксироваться все проявления драгоценных и близких к ним по качеству камней, а объекты, получившие положительную оценку, специально изучаться. Перспективная оценка обнаруженных проявлений базируется на геологической аналогии с промышленными месторождениями драгоценных камней, главные типы которых охарактеризованы в книге. Следует подчеркнуть особенно важное значение прямых поисковых признаков.

Существенным источником многих самоцветов может стать их попутное извлечение при добыче алмазов (пироп, хризолит, циркон), руд редких металлов и пьезокварца (берилл, топаз, турмалин, аметист, цитрин), россыпного золота и платины (рубин, сапфир, демантоид), абразивного сырья (сапфир, алмадин) и т. д. Это необходимо иметь в виду при разведке и опробовании соответствующих месторождений.

Не подлежит сомнению, что расширение поисковых работ приведет к новым открытиям и возрождению мировой славы русского цветного камня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазные месторождения Якутии/А. П. Бобриевич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др. М., Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.
2. Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А. Некоторые особенности геохимических условий образования аметистов.—В кн.: Синтез и экспериментальные исследования. М., 1970 (ВСЕГЕИ. Труды. Т. 8, с. 75—82).
3. Барabanов В. Ф. К вопросу о генезисе топазовых жил Шерловой горы.—В кн.: К минералогии постмагматических процессов. Л., 1959, с. 119—151.
4. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Эльбаит и некоторые редкие разновидности турмалина.—Труды Минер. музея им. А. Е. Ферсмана, 1966, вып. 17, с. 3—25.
5. Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 330 с.
6. Беус А. А., Минеев Д. А. К геологии и геохимии изумрудоносной зоны Музо-Коскуз, Восточные Кордильеры (Колумбия).—Геология рудных месторождений, 1974, № 4, с. 18—30.
7. Богданович К. И. Поездка на бирюзовые копи Маадена Нишапура в Персии.—Горный журнал, 1888, № 4, с. 330—355.
8. Борискин В. П. Некоторые минералого-геохимические особенности месторождений бирюзы района Букантау.—Труды Ташкент. ун-та, 1976, вып. 496, с. 112—114.
9. Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960. 252 с.
10. Гахария Г. В., Назаров Ю. И. Бирюза из месторождения Маднеули (ГрузССР).—Минер. сб. Львовского геол. о-ва, 1962, № 16, с. 410—415.
11. Гинзбург А. И. Пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия.—В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 4 М., 1959, с. 4—13.
12. Градчикова Б. Г., Никольская Л. В., Самойлович М. И. О природе окраски натуральных и синтетических сапфиров и экспрессный метод их идентификации.—Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 3, с. 599—601.
13. Грум-Гржимайло С. В. Окраска самоцветов.—Зап. Всес. минер. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 2, с. 129—150.
14. Гузовский Л. А. Подделочные хризопразы Среднего Урала.—В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., 1973, с. 255—256.
15. Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.
16. Кашкай М. А. О демантоиде из ультраосновных пород Азербайджана.—Докл. АН СССР, 1939, т. 22, № 8, с. 512—514.
17. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений подделочных камней. М., Недра, 1976. 280 с.
18. Киевленко Е. Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и подделочных камней. М., Недра, 1980. 166 с.
19. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953, с. 332—450.
20. Корнетова В. А. О классификации минералов группы турмалина.—Зап. Всес. минер. о-ва. Новая серия, 1975, ч. 103, вып. 3, с. 332—336.
21. Кунов А., Пунев Л., Караджова Б. Тюркоаз—нов минерал за България.—Докл. Българ. АН, 1977, т. 30, № 8, с. 1153—1155.
22. Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М., Недра, 1979. 192 с.
23. Леммлейн Г. Г. Распределение окраски в кристаллах кварца.—Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1951, вып. 6, с. 255—268.

24. Менчинская Т. И. Бирюза в Советском Союзе.— В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезные ископаемые. М., 1973, с. 36—55.
25. Меренков Б. Я. Драгоценные, технические и поделочные камни. ОНТИ НКТП СССР, 1936. 90 с.
26. Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема/В. Г. Балакирев, Е. Я. Киевленко, Л. В. Никольская и др. М., Недра, 1979. 149 с.
27. О природе окраски железосодержащих бериллов/А. Н. Платонов, М. Н. Таран, Э. В. Польшин, О. Е. Минько.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1979, № 10, с. 54—68.
28. Осипов П. В., Климовицкая Е. Ф. Условия формирования хризопраза на месторождении Сарыкул-Болды в Центральном Казахстане.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М., 1977, с. 153—164.
29. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипербазитов). М., Недра, 1968. 331 с.
30. Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., Недра, 1967. 344 с.
31. Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев, Наукова думка, 1976. 264 с.
32. Россовский Л. Н., Коноваленко С. Н., Бовин Ю. П. Десилицированные пегматиты с драгитом и корундом (Юго-Западный Памир).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1978, № 11, с. 40—53.
33. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., Недра, 1971. 328 с.
34. Самойлович М. И., Ченцова Л. Г. О природе окраски облученных топазов. М., 1969. (ВНИИСИМС. Труды. Т. X, с. 129—130.)
35. Сливко М. М. Исследования турмалинов некоторых месторождений СССР. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1955. 127 с.
36. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964. 218 с.
37. Соболевский В. И. Замечательные минералы. М., Просвещение, 1971. 182 с.
38. Сорокин Ю. П. Месторождение аметистов Ватиха (Средний Урал).— Труды Тюменского индустр. ин-та, вып. 1, 1968.
39. Соседко А. Ф. Современное состояние Нишапурских бирюзовых копей.— Природа, 1932, № 5, с. 445—448.
40. Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
41. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Избр. труды, т. 7. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 7—531.
42. Хризолиты кимберлитовых трубок Якутии как драгоценные камни для ювелирной промышленности/И. В. Ильин, Н. А. Курылева, Л. А. Попугаева, Я. Б. Сигал.— Разведка и охрана недр., 1968, № 2, с. 8—9.
43. Чижик О. Е. Предварительное разделение слюдитовых тел по продуктивности на Уральских месторождениях изумруда.— В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического и камнесамоцветного сырья. М., 1980, с. 91—93.
44. Шерстюк А. И. Слюдитовые комплексы и их классификация.— Зап. Всес. минер. о-ва. Серия 2, 1965, т. 94, вып. 1, с. 62—70.
45. Щербакова С. В. О двух типах рубиновой минерализации в ультраосновном массиве Рай-Из на Полярном Урале. Л., 1976. (ВСЕГЕИ. Труды. Т. 210, с. 111—119.)
46. Adams S. W. Beryllium deposits of the Mount Antero Region, County Colorado.— Geol. sur. Bull., 1935, N 982—D, p. 95—118.
47. Bank H. Smaragdorkommen in Südrhodesien.— In Leitschrift der Deutschen Gesellschaft für Edelsteinkunde, 1964, N 48, S. 14—21.
48. Bank H. The emerald occurrence of Miku, Zambia.— J. Gemmol., 1974, vol. 14, N 1, p. 8—15.
49. Bastin E. S. Geology of the pegmatites and associated rocks of Maine.— US Geol. sur. Bull. 1911, N 445, p. 152.
50. Bauer M. Edelsteinkunde. Leipzig, 1895, S. 871.

51. *Bressler C. T.* Garnet deposits near Wrangel South-Western Alaska.—US Gov. Print. off., 1950, p. 175—184.
52. *Bridges C. R.* Green grossularite garnets ("tsavorites") in East Africa.—Gems and Gemol., 1974, vol. XIV, N 10, p. 290—295.
53. *Brooks J. H.* Marlborough Creek chrysoprase deposit.—Gems and Gemol., 1963, vol. 11, N 11, p. 323—330.
54. *Bromfield C. S., Shride A. F.* Mineral resources of the San Carlos Indian Reservation, Arizona.—Geol. sur. Bull., 1956, N 1027, p. 613—748.
55. *Brown A. G.* Amethyst deposits in Mvacambiko.—Rhodesian Mining and Engineer., 1962, N 12, p. 28.
56. *Brown J. C.* Sapphires of India and Kashmir.—The Gemmologist, 1956, vol. 25, N 229, p. 97—100.
57. *Carbonell J., Robin C.* Les zircons gemmes dans les roches in gées basiques. Le gisement d'Espaly (Haute-Loire, France). Implications génétiques.—Rev. géogr., phys. et géol. dyn., 1972, vol. 14, N 2, p. 159—169.
58. *Clabaugh S. E.* Corundum deposits of Montana.—US Geol. sur. Bull., 1952, vol. 983, p. 1—100.
59. *Clements T.* The emerald mines of Muzo, Colombia, South America.—Gems and Gemol., 1941, vol. 111, N 9, p. 130—138.
60. *Connah T. H., Habbie J. D.* Laterites.—J. Geol. soc. Australia, 1960, vol. 7, p. 113—121.
61. *Datta A. K.* Geological Milieu of Emeralds in the Rajgarh Area, Ajmer District, Rajasthan.—Geol. soc. of India Bull., 1966, vol. 3, N 2, p. 45—48.
62. *David T. W., Brown W. R.* The geology of the Commonwealth of Australia. vol. 11. London, 1950, p. 379—382.
63. *Fayaz H., Forghani A.-H.* The turquoise of Iran.—Rocks and Miner., 1975, vol. 50, N 9, p. 526—528.
64. *Fernando L. J. D.* The geology and minerals resources of Ceylon.—Bull. Imperial instit., 1948, vol. 46, N 2—4, p. 303—325.
65. *Gubelin E.* Die Lagerstätten der Rubine und Saphire Thailands.—Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Edelsteinkunde, 1965, N 53, S. 27—29.
66. *Gubelin E. J.* The emerald deposit at Lake Manyara, Tanzania.—Lapidary Journal, 1974, vol. 28, N 2, p. 338—360.
67. *Heinrich E. W.* Paragenesis of the rhodolite deposit Masons mountain, North Carolina.—Am. Miner., 1950, vol. 35, N 9—10, p. 764—771.
68. *Hume W. F.* Geology of Egypt. Cairo. Vol. 2, pt. 2, 1935, p. 433—445.
69. *Hutchinson R. W., Claus B. X.* Pegmatite deposits, Alto Ligonía—Econ. Geol. and the Bull. of soc. of Econom. Geol., 1956, vol. 51, N 8, p. 757—780.
70. *Iyer L. A. N.* The geology and gemstones of the Mogok stone tract.—Burma Minoirs of the Geolog. sur. of India. 1953, vol. 82, p. 7—100.
71. *Jackson C. F. V.* The opal mining industry and the distribution of opal deposits in Queensland.—Dep. of Mines. Geol. sur. of Queensland, 1958, N 291, p. 44—59.
72. *Jahns R. H., Wright L. A.* Gem and lithium pegmatites of the Pala district, San Diego County, California.—Calif. Div. Mines Special Rept., 7—A, 1951, 72p.
73. *Jahns R. H.* Gemstones and allied materials.—Industr. Miner. and Rocks, 1960, p. 383—444.
74. *Johnson P. W.* The Chivor emerald mine.—The J. of Gemology, 1961, vol. 8, N 4, p. 27—34.
75. *Johnston W. D.* Beryl-tantalite pegmatites of Northeastern Brazil.—Bull. of the Geol. soc. of America, 1945, vol. 56, N 11, p. 1015—1070.
76. *Jones J. B., Sanders J. V., Segnit E. R.* Structure of opal.—Nature, 1964, vol. 204, N 4962, p. 991—992.
77. *Jones J. B., Segnit E. R.* The occurrence and formation of opal at Coober Pedy and Andamooka.—The Australian J. of Science, 1966, vol. 29, N 5, p. 30—48.
78. *Lacombe P.* Le massif basaltique guatémaltèque a zircongemmae de Patanakiri (Cambodge nordoriental).—Bull. bur. rech. géol. et miner. sec. IV, 1970, N 4, S. 29—57.

79. *Lacroix A.* Mineralogie de Madagascar. Paris, 1922, S. 694.
80. *Lowell J., Rybicki T.* Mineralization of the Four Peaks amethyst deposit. Maricopa Country, Arizona.—*Miner. Rec.*, 1976, vol. 7, N 2, p. 72—77.
81. *MacNewin A.* Sapphires in the New England District, New South Wales.—*Rec. geol. sur.*, New South Wales, 1972, N 14, p. 19—35.
82. *Mathison J. D.* Notes on the formation and geological setting of chrysoprase in the Marlborough deposits.—*Queensl. and Govt. Mining J.* 1967—1968, vol. 68, N 793, p. 495—497.
83. *Mikhailov N. P., Rousha V. S.* Pyrope-bearing peridotites of the Bohemian Massiv and their genesis.—*Kristalinikum*, 1966, N 4, p. 87—107.
84. *Millot G., Lucas J., Wey R.* Some researches on evolution of clay minerals and argillaceous and siliceous neoformation.—*Clays and clay minerals* (10 th Natur. Conf.), 1961. 100 p.
85. *Obenauer K.* Nach den Edelsteingruben Brasiliens.—*Aufschluss*, 1963—1964, N 3—5, S. 57—59, 123—140.
86. *Olsen D. R.* Origin of topaz deposits near Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil.—*Econ. Geol.*, 1971, vol. 66, N 4, p. 627—631.
87. *Origin of precious opal/ P. J. Darragh, A. J. Gaskin, B. C. Terrelle, J. V. Sanders.*—*Nature*, 1966, vol. 209, N 5018, p. 13—16.
88. *Pabst A.* Large and small garnets from Fort Wrangell, Alaska — *Am. Miner.*, 1943, vol. 28, N 4, p. 233—245.
89. *Palachi C.* Topaz deposit in Topsham, Maine.—*Am. J. Sci.*, 1934, vol. 27, N 157, p. 37—48.
90. *Raman C. V.* The origin of the colours in precious opal. *Memoirs of the Raman Research instit.* 1953, N 44, p. 101—108.
91. *Sanders J. V.* Colour of precious opal.—*Nature*, 1964, vol. 204, N 4964, p. 1151—1153.
92. *Scheibe R.* Die Smaragdlagerstätte von Muzo (Kolumbien) und ihre nähere Umgebung.—*N. J. f. Min. Geol. u. Paläont.* 1926, S. 15—85.
93. *Sicora L.* Loziska pyropu v českem středohorí.—*Geotechn. Sbírka práce z praktike geol.*, 1952, t. 14, st. 3—15.
94. *Sinkankas J.* Gemstones of Nort America.—*D. van Nostrand Company*, 1959, N 1, p. 655.
95. *Sinkankas J.* Bergl in Brazil.—*Lapidary J.*, 1974, N 5, p. 28, 324—332, 506—515, 646—655.
96. *Saurin E.* Some gem occurences in Cambodia.—*Rocks and Miner.* 1957, vol. 32, N 7—8, p. 397—398.
97. *Solesbury F. W.* Gem corundum pegmatites in NE Tanganyika.—*Econ. Geol.*, 1967, vol. 62, N 7, p. 983—991.
98. *Sterret D. B.* Old plantation emerald mine.—*Rocks and Miner.* 1958, vol. 33, N 78, p. 335—342.
99. *Webster R.* Gems. Their sources, descriptions and identification, vol. 1, London, 1962, p. 464.
100. *Wells A. J.* Corundum from Ceylon.—*Geol. Mag.* 1956, vol. 43, N 1, p. 25—31.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А л ь м а н д и н

Кительское, СССР 187, 190
Поко дос Ковалос, Бразилия 187, 189
Ратнапура, Шри-Ланка 23, 192
Форт Врангель, США, 174, 187, 191

А м е т и с т

Артигас, Уругвай 22, 223
Ватиха, СССР 226
Гроту-до-Кошо, Бразилия 224
Жоанина, Бразилия 224
Коруджа, Бразилия 224
Мвакамбико, Зимбабве 22, 225, 226, 230
Монтесума, Бразилия 224
Обман, СССР 228
Тальян, СССР 226
Такуарембо, Уругвай 223, 229
Фор Пикс, США 229
Хасаварка, СССР 221, 223

Б е р и л л (аквамарин, воробьевит, гелиодор, зеленый берилл)

Адун-Чолонское, СССР 105, 109
Алабашско-Мурзинские копи, СССР 105, 111, 112
Анказобе, о. Мадагаскар 107, 123
Бикита, Зимбабве 119
Ильхе-Алегре, Бразилия 124
Ифемпина, о. Мадагаскар 107, 123
Кибереевские копи, СССР 113, 114
Мерриал копь, США 119
Миами, Зимбабве 119
Пала-Чиф, США 22, 105
Педра-Асул, Бразилия 107, 124
Семеновские копи, СССР 113, 114
Солсбери, Зимбабве 119
Стоунхем, Тауншип, США 105, 119, 262
Украинское, СССР 22, 105, 108
Фишер Квори, США 117

Б и р ю з а

Аякаши, СССР 203, 212—214
Бирюзакан, СССР 23, 203, 209

Бурро-Маунтин, США 203, 207, 208
Вади-Махаре, АРЕ 203, 211
Вилла-Гроув, США 203, 205—206
Джарилла, США 208
Кальмакырское, СССР 203, 215, 216
Кертленд, США 203, 206, 207
Касл-Доум, США 203, 214, 215
Кингмен, США 207
Кортец, США 208
Ла-Хара, США 206
Нишапур, Иран 23, 198, 203—205
Техутское, СССР 203, 216
Унгурликан, СССР 209
Хачита, США 208
Цериллос, США 22, 207
Де м а н т о и д
Бобровское, СССР 193—197
Валь-Малено, Италия 193, 196
Полдневское, СССР 193—195

И з у м р у д

Джебель Зебрах, АРЕ 60
Изумрудные копи, СССР 60, 61, 63, 64—67
Калигуман, Индия 60, 63, 71, 72
Карнаиба, Бразилия 58, 60, 73
Коскуэс, Колумбия 60, 63, 73
Лейк-Маньяра, Танзания 60, 69
Мику, Замбия 69
Музо, Колумбия 59, 60, 63, 73—78
Мустард-Пеппер, Зимбабве 60, 63, 67—69
Новелло-Клаймс, Зимбабве 60, 63, 67—69
Панджшер, Афганистан 63, 78, 79
Раджгарх, Индия 59, 60, 63, 71—72
Сандавана, Зимбабве 22, 60, 63, 67, 68, 79
Сомерсет, ЮАР 59, 60, 63, 69—70
Старая Плантация, США 61, 63
Фазенда до Помбо, Бразилия 60, 73, 78
Фазиендо-Сео-Тиано, Бразилия 53, 79
Хабахталь, Австрия 59, 60, 63, 70
Чивор, Колумбия 58, 59, 60, 63, 73—78
Чикванда, Зимбабве 60, 67—68
Якопи, Колумбия 63, 79

О п а л б л а г о р о д н ы й

Андамука, Австралия 23, 89, 97
Грациос-а-Диас, Гондурас 87, 89
Иовах, Австралия 89, 95—96

Керетаро, Мексика 22, 87, 89
 Кубер-Педи, Австралия 23, 89, 97
 Лайтинг-Ридж, Австралия 23, 89, 92—94, 97
 Либанка, СССР 86, 87, 89
 Рейнбоу-Ридж, США 89, 90, 91
 Рио-Коренте, Бразилия 89, 91
 Спенер, США 91
 Спрингшуэ, Австралия 89, 91
 Тинтенбар, Австралия 89, 91
 Уайт-Клифс, Австралия 23, 89, 92—94
 Харт-Маунтин, США 89, 90
 Хейрикс, Австралия 89, 96

Пироп

Бота, СССР 181, 183
 Гарнет-Ридж, США 179, 181, 182
 Де-Бирс, ЮАР 179, 181, 182
 Лингорка, СССР 22, 181, 183, 184
 Мир, СССР 23, 172, 179—182, 188
 Удачная, СССР 23, 179—181

Рубин

Ахмедабад, Пакистан 51
 Джигдаллек, Афганистан 33, 51
 Дорхан, Пакистан 51
 Кови-Крик, США 35, 53, 54
 Лейк-Маньяра, Танзания 46
 Лонгидо, Танзания 46
 Макар-Рузь, СССР 33, 47
 Могок, Бирма 23, 35
 Пайнтнован, Таиланд 51
 Умба, Танзания 23, 33
 Холмы Садшижин, Бирма 55

Сапфир

Анаки, Австралия 40
 Банг-Кхаг, Таиланд 38
 Биг-Нил, Кампучия 39
 Бо-Кео, Кампучия 23, 37, 38, 39
 Бо-Плой, Таиланд 9
 Инверелл, Австралия 40, 41
 Його-Галч, США 22, 33, 34, 35
 Канбури, Таиланд 38, 39
 Кови-Крик, США 35
 Пайлин, Кампучия 23, 38
 Ратнапура, Шри-Ланка 2, 35, 43, 55
 Ретрик-Крик, Австралия 40, 41

Рок-Крик, США 56
Рубивейл, Австралия 40, 41
Сапфиртаун, Австралия 40, 41
Сумджам, Индия 33, 44, 45

Т о п а з

Адун-Чолонское, СССР 105, 109
Алабашско-Мурзинские копи 105, 111, 112
Анказобе, Мадагаскар 107, 123
Вила-Рика, Бразилия 107, 123
Ифемпина, Мадагаскар 107, 123
Кибиревские копи, СССР 113, 114
Оуру-Прету, Бразилия 105, 107, 115, 123
Педра-Асул, Бразилия 107, 124
Семеновские копи, СССР 113, 114
Томас, США 107
Украинское, СССР 22, 105, 108
Фишер Квори, США 117

Т у р м а л и н

Алту-Лигонья, Мозамбик 22, 131, 133, 150, 151, 155, 262
Анцонгомбато, Мадагаскар 148
Апатитовая сопка, США 131, 137, 145
Барра-де-Салинас, Бразилия 149
Вандебург, США 137, 138, 141
Голконда, Бразилия 149
Гремяченская копь, СССР 134, 135
Гринвуд, США 145, 147
Итатийя, Бразилия 128, 149
Катарина, США 137, 141
Липовское, СССР 131, 152
Манжака, о. Мадагаскар 148
Мариано I, о. Мадагаскар 137
Мариано II, о. Мадагаскар 148
Махаритра, о. Мадагаскар 148
Моховая копь, СССР 134, 136
Ньюри, США 131, 153
Пала-Чиф, США 22, 105, 137, 138, 140, 141, 142
Полиминеральная жила, СССР 131, 149
Савватеевская копь, СССР 134
Сан-Диего, США
Сарапулка копь, СССР 136
Слюдяная сопка, США 131, 145, 146
Стюарт, США 137, 141
Турмалин-Квин, США 137, 138, 142, 144
Турмалин-Кинг, США 137, 138, 142, 144

Турмалино, Бразилия 149
Хималей, США 131, 143, 144, 145

Хризолит

Бор-Уряхское, СССР 161, 169, 170
Буэлл-Парк, США 161, 165, 166
Де-Бирс, ЮАР 161
Зебергет, остров, АРЕ 22, 156, 158, 161, 166, 167
Кугдинское, СССР 23, 158, 161, 168—170
Мвадун, Танзания 59, 161, 164
Сан-Карлос, США 22, 161, 165, 166
Удачная, СССР 23, 158, 161, 162—164, 170

Хризопраз

Марлборо-Крик, Австралия 23, 223, 237, 239, 240
Никель-Маунтин, США 237, 241
Ново-Аккермановское, СССР 246
Портевилла, США 22, 242
Сарыкул-Болды, СССР 232, 237, 243, 245
Шкляры, Польша 232, 237, 238

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
I. Драгоценные камни, их классификация и распространение	5
1. Общая классификация ювелирных и поделочных камней	5
2. Основные сведения о драгоценных камнях	9
3. Искусственные ювелирные камни	16
4. Генетическая классификация и размещение главных месторождений драгоценных камней	19
II. Рубин и сапфир	26
1. Общие сведения	26
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	31
III. Изумруд	58
1. Общие сведения	58
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	60
IV. Благородный опал	80
1. Общие сведения	80
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	85
V. Берилл и топаз	99
1. Общие сведения	99
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	103
VI. Турмалин	125
1. Общие сведения	125
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	129
VII. Хризолит	156
1. Общие сведения	156
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	158
VIII. Гранаты	171
1. Общие сведения	171
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	178
Пироп	178
Альмандин	188
Демантоид	193

IX. Бирюза	198
1. Общие сведения	198
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	201
X. Аметист	217
1. Общие сведения	217
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	220
XI. Хризопраз	232
1. Общие сведения	232
2. Промышленно-генетические типы и основные черты геологического строения месторождений	236
XII. Прочие драгоценные камни	249
Шпинель	249
Хризоберилл	252
Циркон	253
Сподумен	256
Заключение	261
Список литературы	269
Указатель месторождений	273

Евгений Яковлевич Киевленко
Николай Николаевич Сенкевич
Алексей Петрович Гаврилов

**ГЕОЛОГИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДРАГОЦЕННЫХ
КАМНЕЙ**

Редактор издательства **Л. Г. Рожкова**
Переплет художника **В. В. Киреева**
Художественный редактор **Е. Л. Юрковская**
График-иллюстратор **З. Т. Шапиро**
Технический редактор **Е. С. Сычева**
Корректор **Р. Я. Ускова**

ИБ № 4095

Сдано в набор 09.06.82. Подписано в печать 10.11.82. Т-20826.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1 и мелованная.
Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 18,0
с вкл. Усл. кр.-отт. 19,5. Уч.-изд. л. 19,65. Тираж 13 800 экз.
Заказ 1511/8298—4. Цена 1 р. 80 к.

Ордена «Знак почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного
Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга»
им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государ-
ственном комитете СССР по делам издательств, полигра-
фии и книжной торговли, 191126, Ленинград, Социалисти-
ческая ул., 14.

3852