Т34
В-58

К.А.ВЛАСОВ, Е.И.КУТУКОВА

ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ

Т 34
В-58
Б-ка Ферсманова

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

К. А. ВЛАСОВ, Е. И. КУТУКОВА

ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ

49 21

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва 1960

БИБЛИОТЕКА
...ного музея
...наук СССР

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геолого-минералогических наук профессор

Д. П. СЕРДЮЧЕНКО

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение изумрудов Урала, хорошо известное в мировой литературе под названием Изумрудные Копи, на протяжении почти 130 лет изучалось многими исследователями. Основной интерес вызвал генезис изумрудоносных жил и, в частности, вопрос о генетической связи изумрудов с теми или иными интрузиями.

Большинство исследователей связывало генезис изумрудов с Мурзинской гранитной интрузией, а некоторые из них — с жильными дериватами диоритового массива. В настоящее время последняя гипотеза оставлена, как неподтвержденная фактическим материалом. Теория о генетической связи изумрудов с гранитным массивом получила дальнейшее развитие на основе богатого фактического материала, собранного за последние годы.

Изумрудные Копи Урала представляют исключительный интерес как пример редко встречающихся в земной коре процессов взаимодействия разнообразных дериватов гранитной интрузии с различными по составу вмещающими породами. В этом месторождении в настоящее время установлено 80 минералов, в состав которых в различных количествах входит около 60 элементов. Особый интерес при исследовании Изумрудных Копей заключается в выявлении химизма взаимодействия пегматито-пневматолитовых расплавов-растворов с вмещающими породами, а также процессы минералообразования и геохимия участвующих в этом процессе элементов.

Жильный комплекс Мурзинской гранитной интрузии наряду с десилицированными пегматитами представлен гранитными пегматитами, пневматолит-гидротермальными и гидротермальными образованиями. Взаимодействие разнообразных дериватов гранитной интрузии с различными по химико-минералогическому составу вмещающими породами привело к развитию исключительно интересных минералообразующих процессов и образованию необычных ассоциаций химических элементов и минералов, особенно в пегматитах линии скрещения (десилицированных пегматитах), в которых и встречаются такие редкие минералы, как изумруд, фенакит, хризоберилл и александрит. Изумруды Урала, благодаря их приятной зеленой окраске и чистоте, получили мировую известность.

Анализ большого фактического материала, собранного авторами и имеющегося в литературе, позволил классифицировать жильный комплекс, установить связь между отдельными его составными частями и выявить факторы, обусловившие его разнообразие. Все это позволило расширить наши представления о минералогии, геохимии и генезисе месторождения.

Изумрудные Копи являются классическим, наиболее хорошо изученным примером изумрудных месторождений мира. За последнее десятилетие были открыты новые месторождения изумрудов в ряде зарубежных стран (Индия и др.). Обращает на себя внимание общность геологической обстановки формирования этих месторождений и Изумрудных Копей Урала. Изучение Изумрудных Копей и анализ фактического материала по зарубежным месторождениям изумрудов дает возможность более обоснованно подходить к поискам аналогичных месторождений.

Химические, спектральные, рентгено-химические, термические и рентгеновские анализы, приведенные в настоящей работе, выполнены в лабораториях Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов и в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Академии наук СССР. Большинство химических анализов минералов было выполнено М. Е. Казаковой. Бериллий в малых количествах ($<0{,}01\%$) определялся химиком С. Н. Федорчук.

Авторы признательны Н. В. Белову и Е. А. Кузнецову, прочитавшим рукопись и сделавшим ряд ценных замечаний. Особую благодарность они приносят Д. П. Сердюченко, любезно согласившемуся взять на себя труд по научному редактированию настоящей работы.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 1830 г. крестьянином Белоярского района Кожевниковым в корнях вывороченного дерева на берегу р. Токовой было найдено несколько небольших кристаллов и обломков «зеленого камня», первоначально принятого за аквамарин. В 1831 г. Каковин установил, что найденные кристаллы являлись изумрудами. На участке их находки возник Сретенский прииск, в 4 км к северу от которого в скором времени был открыт Троицкий прииск.

В 1831 г. Каковин в своем донесении удельному ведомству приводит первые научные сведения о месторождении. Он отмечает, что главнейшей породой изумрудоносной жилы является слюдяной сланец, залегающий в тальковом. По его указаниям, верным признаком отыскания изумрудов служит желтоватая или белая глина, которая «тянется продолговатыми шариками, облитыми сланцем». В то время работы проводились только в верхних интенсивно разрушенных частях жил, и исследователи не могли установить, что каолиновые «шарики» представляют собой измененные выветриванием плагиоклазитовые ядра десилицированных пегматитов.

В 1833 г. крестьянином Карелиным был открыт Мариинский прииск, на котором с небольшим перерывом разведочные работы продолжались до 1839 г. под руководством И. И. Вейца (1842). Затем разведочные работы постепенно сокращались и в 1852 г. были приостановлены.

С 1853 по 1855 г. исследование района производил Гревингк с целью выявления промышленного значения месторождения на изумруд; в связи с полученными им отрицательными результатами работы по добыче изумрудов были прекращены.

В 1860—1861 гг. изучением района занимался горный инженер И. Н. Миклашевский (1862), которым была составлена геологическая карта района в масштабе 1 верста в дюйме; им впервые было дано довольно подробное геологическое описание Изумрудных Копей. Основываясь на пространственной связи изумрудов с жилами диоритов, И. Н. Миклашевский пришел к неправильному заключению о их генетической связи. Эта точка зрения на генезис изумрудов нашла себе сторонников и в более позднее время.

После исследований И. Н. Миклашевского прииски, в связи с признанной сложностью их разработки, были сданы в аренду частным лицам. До 1900 г. разведочные работы и изучение Изумрудных Копей не производились. В 1900 г. они были переданы в аренду компании Нью Эмералдс, результаты работ которой нам неизвестны, так как основные архивы были вывезены этой компанией.

В 1913 г. в печати появилась работа А. Е. Ферсмана «Изумруды Урала». А. Е. Ферсманом и Н. С. Михеевым впервые был поставлен

отчетливо вопрос о генетической связи месторождений изумрудов с гранитными пегматитами Мурзинской интрузии. Эта мысль высказывалась ранее Каковиным и И. И. Вейцем, но в последующие годы была оттеснена теорией И. Н. Миклашевского, который связывал генезис изумрудоносных жил с диоритами.

В 1914 г. изучением Изумрудных Копей занимался, по поручению Геологического комитета, В. А. Вознесенский (1923). В результате его исследований была уточнена и расширена изумрудоносная полоса, а также подтверждена тесная связь изумрудов с жилами пегматита. В это же время на Изумрудных Копях велись работы Комиссией по изучению производительных сил Академии наук под руководством А. Е. Ферсмана.

В своих более поздних работах А. Е. Ферсман ($1925_{1,2}$) детально обосновывает генетическую связь изумрудоносных жил с гранитными пегматитами, анализирует процесс образования изумрудов, рассматривая его как результат взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами, богатыми магнием, железом и относительно бедными кремнеземом. В результате такого взаимодействия главные составные части пегматитового расплава-раствора уходят на формирование контактных минералов, что ведет к резкому изменению состава пегматитового расплава и кристаллизации его в виде десилицированных пегматитов.

В период с 1928 по 1933 г. геологическим изучением Изумрудных Копей занимались А. П. Буров и Н. М. Успенский (1934), которые продолжили работы В. А. Вознесенского. Н. М. Успенским была составлена геологическая карта района Изумрудных Копей. В своих работах он дал краткий геолого-петрографический очерк района и описание изумрудоносного жильного комплекса (Успенский, 1937, 1939). Жилы гранитного пегматита, секущие вмещающие породы, этот исследователь генетически связывает с Западным гранитным массивом и считает, что к генезису изумрудоносного жильного комплекса они отношения не имеют. Генезис изумрудов, а следовательно, и изумрудоносных жильных тел Н. М. Успенский связывает с жильной фацией Восточной диоритовой интрузии, представляющей собой комплекс пород, образовавшихся, по его мнению, в результате дифференциации основной Асбестовской интрузии. Следовательно, генетически он связывает Изумрудные Копи с диоритовой интрузией и развивает точку зрения И. Н. Миклашевского.

В течение короткого отрезка времени изучением Изумрудных Копей занимался П. П. Пятницкий (1929, 1932_2 и 1934). В своих работах он освещает ряд генетических вопросов. Кристаллические сланцы, слагающие изумрудоносную полосу, П. П. Пятницкий рассматривает как продукт метаморфизма диоритов, а образование плагиоклазовых жил он объясняет взаимодействием гранитного пегматита с метаморфизованными диоритами, а не с ультраосновными породами, как это считал А. Е. Ферсман и др. В статье, опубликованной в 1934 г., П. П. Пятницкий разбирает химизм процесса десиликации гранитного пегматита и подразделяет пегматиты на два типа — монофазные и полифазные, причем монофазные он делит на три группы — жидкомагматические, пневматолитические и гидротермальные. Изумрудоносный комплекс, по его представлению, связан с пневматолитическими пегматитами.

А. Е. Ферсман в известной монографии «Пегматиты, их научное и практическое значение» (1932), исходя из генетической связи месторождения с гранитной Мурзинской интрузией, более подробно, чем раньше, останавливается на анализе происхождения десилицированных пегматитов.

В течение 1934—1936 гг. изучением Изумрудных Копий занимался К. А. Власов (1936, $1938_{1,2}$), который, развивая идеи А. Е. Ферсмана, пришел к выводу о химико-минералогическом сходстве пегматитовых жил, залегающих в гранитной интрузии, с изумрудоносными жилами. Придерживаясь теории десиликации и признавая генетическую связь месторождения с гранитной интрузией и ее дериватами, К. А. Власов пришел к выводу, что только пегматитовые расплавы-растворы, обогащенные летучими соединениями, способны активно реагировать с вмещающими породами и образовывать реакционные зоны. В указанных выше работах К. А. Власова разбирается химизм взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами, рассматриваются каталитическая роль фтористоводородной кислоты и значение воды в процессе взаимодействия пегматитового расплава-раствора с ультраосновными породами.

Минералогия жильного комплекса Изумрудных Копей наиболее детально изучалась авторами настоящей работы в период 1938—1941 гг. После значительного перерыва эти исследования были возобновлены в 1955 г. Изучением минералогии и геологии изумрудоносной полосы занимались также уральские геологи А. К. Подногин, Н. С. Симбирцев, Г. Н. Вертушков и др. Значительный вклад в изучение изумрудоносной полосы внесли местные геологи Б. Е. Митрофанов, Л. А. Изергин, М. Н. Григорьев, П. К. Олерский, И. С. Коган и Е. А. Потапов.

Глава I

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Несмотря на значительный объем геологических работ, проведенных на Изумрудных Копях, геология и петрография района остаются еще недостаточно изученными.

Изумрудные Копи приурочены к восточному крылу антиклинория, осложненному серией синклинальных и антиклинальных складок второго порядка, ориентированных согласно с общим простиранием основной структуры района. В геолого-петрографическом отношении район Изумрудных Копей (фиг. 1) можно подразделить на три зоны — восточную, западную и центральную.

В восточной зоне развиты основные и ультраосновные породы Асбестовской интрузии, представленные перидотитами, дунитами, пироксенитами и габбро. В центральной части района Асбестовская интрузия граничит с небольшим Восточным массивом гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов.

Западная зона сложена гранитами Мурзинской интрузии. В структурно-петрографическом отношении этот гранитный массив довольно неоднороден. Центральная его часть представлена мелко- и среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, содержащими небольшие тела мелкозернистых пегматитов. В эндоконтактовой зоне развиты мусковитовые пегматоидные граниты, среди которых наблюдаются участки мелко- и среднезернистых гранитов, двуслюдяных и мусковитовых, а также значительное количество шлирообразных и жильных тел пегматитов и ксенолиты амфиболита. Ширина этой зоны 0,5—0,7 км.

Центральная зона сложена метаморфическими породами палеозойского возраста, прослеживающимися вдоль контакта гранитной интрузии более чем на 25 км. Ширина полосы развития этих пород 0,4—5 км. Они представлены серпентинитами, оталькованными серпентинитами, тальковыми, хлорит-тальковыми, флогопит-тальковыми, тремолитовыми породами, амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, кварцитами и углистыми сланцами. Кроме того, наблюдаются небольшие линзовидные тела перидотитов и оталькованных перидотитов, обычно превращенных в серпентиниты. Все перечисленные породы прорваны большим количеством даек кварцевого диорита и диоритового порфирита. Описанная метаморфическая толща является вмещающей для жильного изумрудоносного комплекса.

Общее простирание метаморфической полосы юго-юго-восточное, почти меридиональное, с падением на северо-восток под углом 50—85°, и только на юге района простирание пород меняется на северо-западное

300—305°. Здесь полоса метаморфических пород расширяется до 5 км, затем, несколько сужаясь, она вновь принимает юго-юго-восточное направление и уходит за пределы района. Контакт гранитов с породами метаморфической толщи очень сложный. В непосредственной близости к контакту развита инъекционная зона (мощностью 0,3—0,5 км), представленная амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, интенсивно инъецированными по сланцеватости гранитами и пегматитами.

Ниже приводится описание пород, слагающих район Изумрудных Копей. Чтобы оттенить генетическую связь пород, метаморфические их разности описываются после той породы, производными которой они являются.

Осадочные породы:
- углистые сланцы,
- кварциты.

Эффузивные породы:
- плагиоклазовые порфириты,
- роговообманковые порфириты,
- амфиболиты с порфировой структурой.

Ультраосновные и основные породы, продукты их метаморфизма:
- Дуниты, перидотиты,
- серпентиниты и отальк ованные серпентиниты,
- тальковые сланцы,
- хлорит-тальковые породы,
- тальк-доломитовая порода,
- тремолитовая порода,
- флогопит-тремолитовые сланцы,
- тремолит-хлорит-тальковые сланцы и др.

Метаморфизованные пироксениты:
- амфиболиты, содержащие хром.

Габбро.

Восточный гранодиоритовый массив:
- диориты,
- гранодиориты,
- амфиболовые гнейсы.

Жильные породы:
- кварцевые диориты,
- диоритовые порфириты.

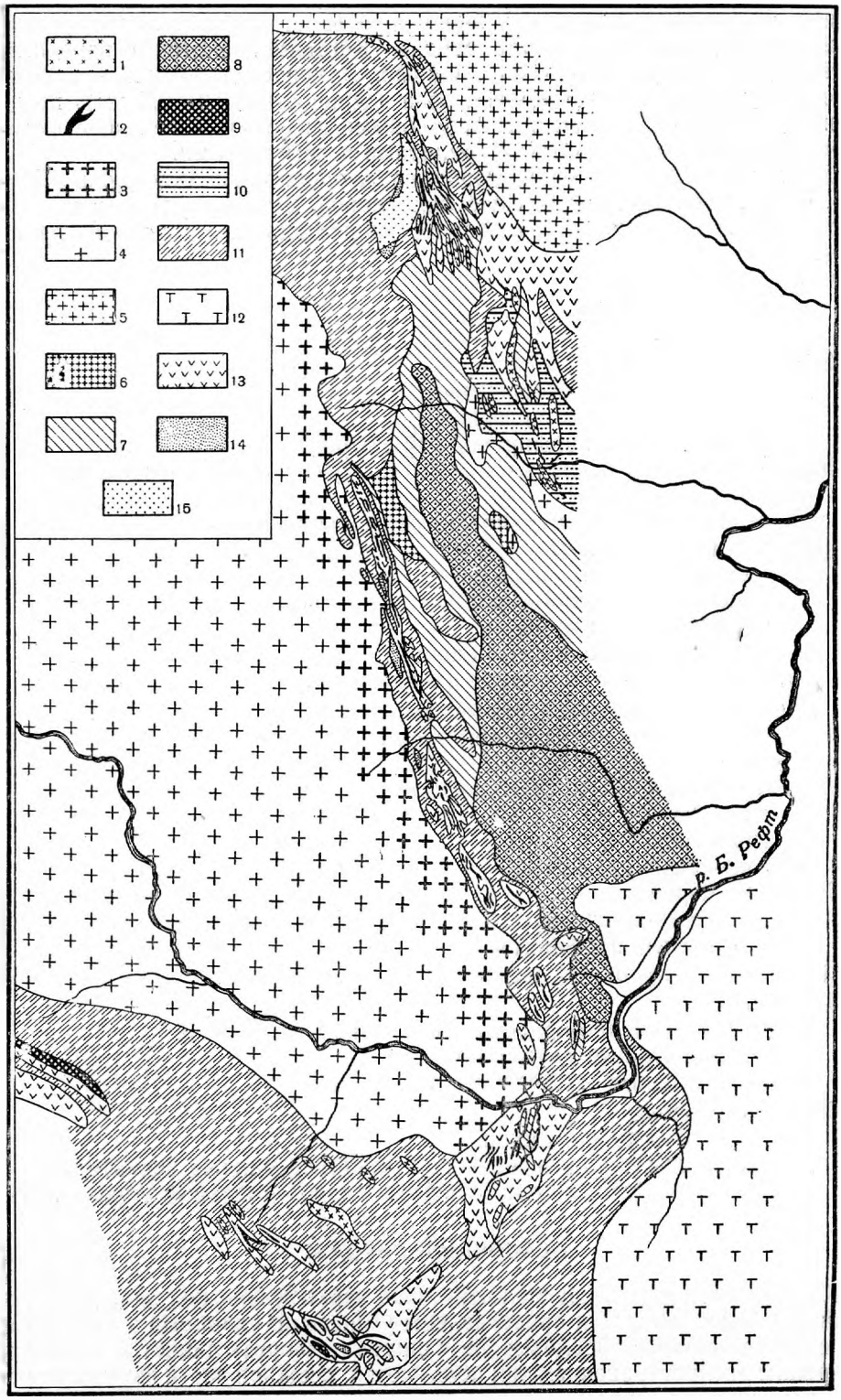
Мурзинский гранитный массив:

Граниты:
- мелко- и среднезернистые биотитовые, двуслюдяные,
- порфировидные двуслюдяные,
- пегматоидные мусковитовые.

Жильные породы:
- пегматиты чистой линии,
- пегматиты линии скрещения (десилицированные пегматиты),
- пневматолито-гидротермальные и гидротермальные образования.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы, предположительно верхнедевонские, занимают незначительную площадь и представлены углистыми сланцами и кварцитами с маломощными прослоями песчаников и хлорит-глинистых сланцев. Широким распространением они пользуются в южной части изумрудоносной полосы. Осадочные породы в виде полос шириной до 0,5—0,75 км прослеживаются с перерывами иногда на 3,5—4 км. Простирание их


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
р. Б. Рефт

обычно близко к меридиональному от СЗ 345° до СВ 45°, падение на северо-восток и юго-восток под углом 45—60°, редко больше.

Углистые сланцы развиты почти повсеместно в виде пластообразных тел мощностью до 10 м; они залегают среди серпентинитов, амфиболитов и диоритов. Иногда встречаются своеобразные углистые магматические брекчии, в которых интенсивно раздробленный углистый материал сцементирован ультраосновными породами и диоритовыми порфиритами.

Углистые сланцы тонкозернистые, сильно рассланцованные, состоят из мельчайших зерен кварца с большим количеством углистого вещества и чешуек биотита. Углистое вещество обычно распределено неравномерно. Часто порода сечется в различных направлениях прожилками кварца мозаичной структуры.

В углистых сланцах спектральным анализом, кроме главных компонентов, установлены (в %): титан, ванадий, хром, никель, кобальт (0,05), барий, цирконий (0,035), бериллий, стронций и медь (0,005). Германий не обнаружен. Содержание B_2O_3 равно 0,01% (химическое определение).

Между углистыми сланцами и диоритами обычно наблюдаются постепенные переходы; граница между ними, как правило, расплывчатая. На контакте диорит сильно изменен, рассланцован, обогащен углистым веществом, биотитом и хлоритом. Углистое вещество в нем распределяется неравномерно — по мере приближения к углистому сланцу количество его заметно увеличивается. Мощность переходной зоны 25—30 см. Иногда граница углистого сланца с диоритами ровная и резкая; в таких случаях на контакте может присутствовать тонкий прослой хлорита. Согласно Н. М. Успенскому, углистые сланцы являются продуктом метаморфизма диоритовых порфиритов, о чем, по его мнению, свидетельствуют постепенные переходы между этими породами, а также реликты фенокристов плагиоклаза в сланцах. Мы склонны рассматривать углистые сланцы как метаморфизованные остатки кровли осадочных пород, представлявших собой, вероятно, битуминозные глинистые сланцы. Обогащение диоритов углистым веществом происходило за счет ассимиляции ими углистых сланцев, что иногда замаскировывало резкость контакта этих пород. Наблюдавшиеся в углистых сланцах фенокристы плагиоклаза А. К. Подногин рассматривает как новообразования, связанные с фельдшпатизацией глинистого вещества при воздействии диоритовой интрузии, что вполне возможно.

Кварциты представляют собой продукт метаморфизма песчаников. Они встречаются в виде линзообразных тел и полос совместно с углистыми сланцами. Контакт их с последними обычно ровный, отчетливый. Порода мелкозернистая, массивная, светло-серого цвета, в основном состоит из кварца (85—95%) с незначительным количеством биотита. В качестве акцессорных наблюдаются апатит, циркон и магнетит.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Согласно мнению Н. С. Симбирцева, А. К. Подногина и П. К. Олерского, эффузивные породы, предположительно девонского возраста, прослеживаются в виде отдельных выходов в меридиональном направлении

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Изумрудных Копей (составил Н. М. Успенский с дополнениями Л. А. Изергина).

1 — аплиты и пегматиты; *2* — изумрудоносный жильный комплекс; *3* — пегматоидный гранит; *4* — двуслюдяной равномернозернистый гранит; *5* — порфировидный гранит; *6* — гранодиориты; *7* — кварцевые диориты и диоритовые порфириты; *8* — диориты; *9* — диоритовые гнейсы; *10* — талькжарбонатные породы; *11* — амфиболиты и амфиболовые гнейсы; *12* — габбро; *13* — ультраосновные метаморфизованные породы; *14* — песчаники; *15* — кварциты.

восточнее изумрудоносной полосы. Они обычно представлены сильно метаморфизованными плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами. Нами выходы эффузивных пород (андезитовых порфиритов и метаморфизованных кварцевых альбитофиров) встречены восточнее пос. Малышева. Вероятно, эффузивные породы были распространены и в изумрудоносной полосе. Амфиболиты с характерной порфировой структурой, пользующиеся здесь значительным распространением, возможно, образовались за счет роговообманковых порфиритов.

Плагиоклазовые порфириты встречены в виде пластообразных тел или жил, залегающих согласно с метаморфической толщей. Порода сильно метаморфизована, зеленовато-серого цвета, с порфировой структурой. Под микроскопом видно, что основная масса ее состоит из плагиоклаза (№ 20—25), актинолита, эпидота, хлорита и кварца. Акцессорные — циркон, апатит. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 25—40), сдвойникованным по альбитовому и периклиновому законам.

Роговообманковые порфириты темно-зеленого цвета, с порфировой структурой. Основная масса сложена мелким агрегатом альбита, кварца, эпидота и хлорита. Порфировые вкрапленники представлены роговой обманкой и реже плагиоклазом (№ 25—40).

Амфиболиты представляют собой интенсивно рассланцованную темно-зеленую породу с характерной порфировой структурой, что отличает их от хромсодержащих амфиболитов. Основная масса породы имеет нематобластовую структуру и состоит из параллельно ориентированных кристаллов роговой обманки и плагиоклаза с редкими зернами кварца. Акцессорные — сфен и пирит. Порфировые вкрапленники овальной, реже округлой формы представлены уралитовой роговой обманкой. Иногда роговая обманка вкрапленников и основной массы биотитизирована.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ И ПРОДУКТЫ ИХ МЕТАМОРФИЗМА

Ультраосновные и основные породы

Ультраосновные и основные породы — дуниты, перидотиты, пироксениты и габбро — в районе Изумрудных Копей являются краевой частью мощной Асбестовской интрузии (см. фиг. 1). Они, как правило, интенсивно метаморфизованы и превращены в серпентиниты и различные сланцы: хлорит-тальковые, флогопит-тремолитовые, тремолит-хлорит-тальковые, а также в тальк-доломитовые и тремолитовые породы; продукты метаморфизма пироксенита представлены хромсодержащими амфиболитами.

Из ультраосновных пород наибольшим распространением пользуются дуниты и перидотиты, среди которых в виде небольших участков развиты пироксениты.

Дуниты

Дуниты в районе изумрудоносной полосы распространены довольно широко. Они залегают в виде небольших линзообразных тел (до 0,25× ×0,75; 0,5×1,5 км), вытянутых почти в меридиональном направлении согласно с метаморфической свитой изумрудоносной полосы. Дуниты, сравнительно хорошей сохранности, нами были встречены в районе пос. Черемшанского. Порода мелкозернистая, плотная, массивная, зеленовато-серого цвета. При исследовании под микроскопом видно, что дуниты состоят из изометрических зерен оливина, рассеченных неправильной густой сетью тонких прожилков антигорита (фиг. 2) и талька, обра-

зующих характерную для этих пород петельчатую микротекстуру. Второстепенные минералы — тремолит, клиногумит и магнетит (табл. 1). Химический состав дунита приведен в табл. 2.

Оливин в шлифе бесцветный, оптически положительный, двуосный; 2V=86—88°. Показатели преломления: Ng=1,692, Nm=1,673, Np=1,657, Ng — Np=0,035.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав дунитов (в объемных %)

Минералы	Серпентинизированный дунит		Отальк ованный дунит
	1	2	3
Оливин	59,6	51,5	61,0
Антигорит . . .	22,8	28,8	—
Тальк	14,5	13,3	35,4
Тремолит	—	2,1	—
Магнетит	1,6	2,3	1,3
Клиногумит . .	1,5	2,0	2,3
Сумма . .	100,0	100,0	100,0

Тальк представлен мелкими бесцветными листочками и чешуйками. Одноосный. Оптически отрицательный. Обычно развивается по трещинкам в оливине; его образование сопровождается выделением мелких зерен магнетита.

Тремолит встречается в виде тонкопризматических кристаллов, иногда собранных в радиально-лучистые агрегаты. Последние в некоторых случаях проникают в зерна оливина, замещая его. Размер кристаллов 0,5—1 мм. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный. Угол погасания Ng=18—20°. Кристаллы обладают хорошо выраженной поперечной отдельностью, по которой наблюдается замещение тремолита антигоритом.

Магнетит присутствует в виде мелкозернистых скоплений и прерывистых тонких прожилков, располагающихся по трещинкам в оливине.

Таблица 2

Химический состав дунита
(аналитик Л. Б. Тумилович)

Компоненты	Содержание, %	Компоненты	Содержание, %
SiO_2	43,74	K_2O	Сл.
TiO_2	Сл.	B_2O_3 . . .	0,018
Al_2O_3 . . .	2,03	F	0,41
Cr_2O_3 . . .	0,39	Cl	Не обн.
Fe_2O_3 . . .	1,01	SO_3	» »
FeO	5,60	H_2O^- . . .	0,46
BeO . . .	0,0008	П. п. п. . .	6,42
MnO . . .	0,07	Сумма . . .	100,36
MgO . . .	40,22	O=—F_2 . .	—17
CaO	Сл.		100,19

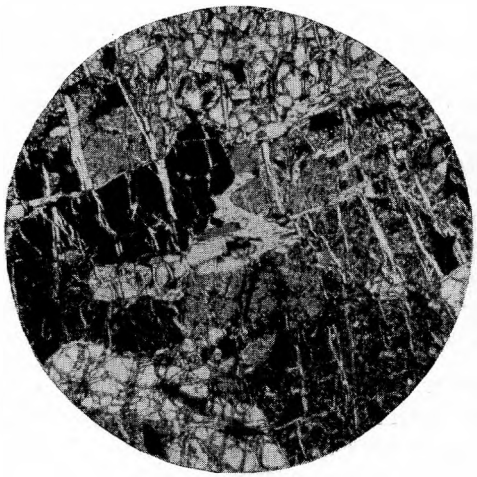
Спектральным анализом в дуните обнаружены (в %): никель (0,35), кобальт (0,01), ванадий (<0,005), медь (0,0025), галлий (0,001), бериллий (0,0005). Наличие в дунитах бериллия, галлия и фтора свидетельствует о влиянии гранитной интрузии на метаморфизм этих пород. Продуктами метаморфизма дунитов являются серпентиниты, хлорит-тальковые, тальковые сланцы и тальк-доломитовые породы.

Серпентиниты обычно являются главной вмещающей породой жильного изумрудоносного комплекса. Вблизи поверхности они, как правило, интенсивно отальк ованы. Это плотные, массивные, зеленовато-серого цвета породы. При исследовании под микроскопом обнаруживают лепидобластовую и параллельно-тонковолокнистую структуры; состав их следующий (в %): антигорит (87,9), оливин (3,2), доломит (2,7), магнетит (4,2), тальк (1,5) и тремолит (0,5). Иногда содержание тремолита заметно возрастает.

Антигорит встречается в виде мелких чешуек, реже листочков, размером до 0,2 мм. Чешуйки часто ориентированы параллельно друг

другу и слагают прожилки (0,1—0,2 мм мощностью), вытянутые по удлинению кристаллов оливина, который или полностью замещается антигоритом, или сохраняется в виде небольших зерен. В центральной части прожилков часто наблюдаются нитевидные выделения магнетита. Антигорит бесцветен. Оптически двуосный, отрицательный, реже положительный. Показатели преломления: Ng=1,577, Np=1,568, Ng — Np=0,009.

Оливин встречается в виде мелких удлиненных зерен, заключенных в петлях антигорита.



Фиг. 2. Замещение оливина антигоритом, образующим сеть прожилков. Увел. 20. Ник.+.

Фиг. 3. Полисинтетическая структура клиногумита (*Кл*) в оталькованном серпентините. Увел. 45. Ник.+.

Доломит образует мелкозернистые агрегаты, обычно тесно ассоциирующие с оливином. Он или обволакивает зерна оливина, или, если последний нацело замещен, заключен в петлях антигорита. В шлифе бесцветный. Оптически отрицательный. Показатели преломления: No= =1,680, Ne=1,502. В качестве включений в доломите наблюдаются зерна магнетита.

Магнетит встречается в виде ксеноморфных мелких зерен, равномерно рассеянных по всему шлифу, и пылевидных скоплений, приуроченных к трещинкам оливина.

Тремолит образует шестоватые, бесцветные кристаллы размером 0,25×1 мм. В шлифах оптически отрицательный; cNg=18—20°. Часто наблюдается замещение тремолита тальком.

Оталькованные серпентиниты состоят из антигорита и мелкочешуйчатого талька. Иногда серпентинит полностью замещается тальком и переходит в тальковую породу. Тальк присутствует в количестве от 25 до 72,6%. Бесцветный, развивается по антигориту и частично по клиногумиту. Показатели преломления: Ng=1,579, Np=1,542, Ng — Np=0,037. Из второстепенных минералов, кроме тремолита и магнетита, присутствует клиногумит (до 4,8%) в виде идиоморфных выделений (до 0,3 мм) с хорошо выраженным полисинтетическим двойникованием. Под микроскопом клиногумит плеохроирует: по Ng — лимонно-желтый, по Np — бесцветный; cNg=32°. Часто замещается тальком, чешуйки которого располагаются параллельно друг другу и как бы подчеркивают полисинтетическую структуру клиногумита (фиг. 3).

Результаты химических анализов (табл. 3) серпентинитов показывают, что их состав значительно колеблется. Это особенно относится

Таблица 3

Химический состав серпентинита (в %)

Компоненты	Слабо измененный	Отальк ованный	С глубины 146,34 м	С глубины 152,5 м
SiO_2	42,18	43,18	51,53	45,37
TiO_2	Не обн.	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	4,84	1,23	1,19	0,46
Cr_2O_3	0,15	0,28	0,33	0,53
Fe_2O_3	3,12	4,22	Не обн.	Не обн.
FeO	5,30	4,81	6,82	9,72
NiO	—	—	0,19	0,10
BeO	0,0018	—	—	—
MnO	0,26	0,05	—	—
MgO	26,86	34,76	26,68	30,76
CaO	4,70	0,38	7,38	1,62
Na_2O	Сл.	0,32	0,18	Сл.
K_2O	0,29	0,28		
B_2O_3	0,014	—	—	—
P_2O_5	0,36	Сл.	—	—
Cl	Сл.	»	—	—
F	0,24	Не обн.	—	—
SO_3	0,78	» »	0,71	1,07
H_2O^+	11,35	10,52	4,20	9,48
H_2O^-	0,05	0,21	0,23	0,27
Сумма	100,49	100,24	99,44	99,38
$O=-F_2$	—0,10			
	100,39			
Аналитик	Т. А. Ковалева	М. Е. Казакова	Данные П. П. Пятницкого	

к содержанию кальция (0,38—7,38% CaO), алюминия (0,46—4,84% Al_2O_3) и хрома (0,15—0,53% Cr_2O_3). Все это свидетельствует о том, что серпентинизации были подвержены нетождественные по химико-минералогическому составу ультраосновные породы. Кроме того, разная степень метаморфизма пород обусловлена различным химическим составом метаморфизующих растворов. Значительное колебание в содержании кальция может быть объяснено присутствием в породе мелких зерен доломита. Обращает на себя внимание значительное содержание фтора (0,24%), большая часть которого, видимо, связана с клиногумитом.

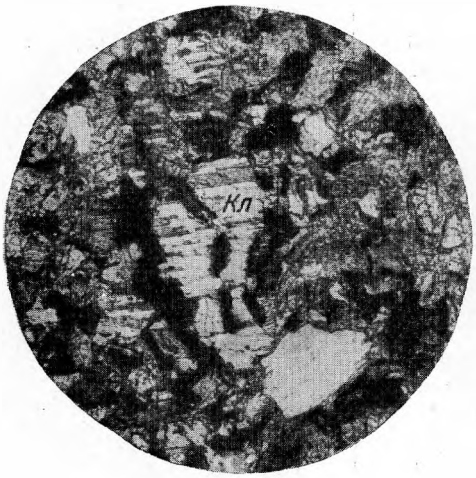
Спектроскопически в слабо измененном серпентините дополнительно к данным химического анализа обнаружены (в %): титан (0,025), никель (0,2), кобальт (0,01), ванадий (0,005), бериллий, медь (0,0025).

Тальковые сланцы широко распространены; они развиваются по дунитам, перидотитам и тремолитовым породам. Под микроскопом тальковые сланцы обнаруживают лепидобластическую структуру; состоят они из мелких чешуек талька (74,8%), среди которых наблюдаются крупные зерна сильно трещиноватого оливина (22,9%). Последний замещается тальком, с выделением мелкорассеянного магнетита, тремолитом (0,3%) и клиногумитом. При воздействии углекислых растворов тальковые сланцы интенсивно доломитизируются.

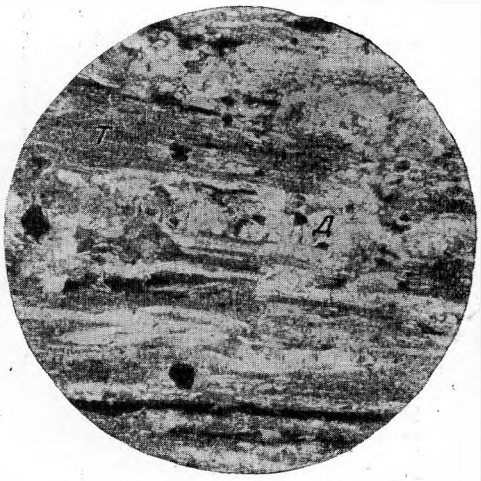
Клиногумит (до 1%) образует идиоморфные выделения (0,1××0,3 мм) с характерным полисинтетическим двойникованием, облада-

ющие ясным плеохроизмом: Ng — лимонно-желтый, Np — почти бесцветный. Оптически двуосный, положительный. Погасание косое, cNg=25—30°. Удлинение положительное.

Хлорит-тальковые породы сильно рассланцованы, зеленовато-серого цвета. Состоят из мелких бесцветных чешуек талька (84%) с значительным содержанием хлорита (15%). Последний в виде мелких чешуек рассеян среди талька или образует прожилки в нем. Из второстепенных минералов наблюдаются тремолит (около 1%), редкие зерна магнетита, а также реликты оливина.



Фиг. 4. Полисинтетический сдвойникованный клиногумит (*Кл*) в тальк-доломитовой породе. Увел. 86. Ник.+.



Фиг. 5. Параллельно-полосчатая текстура тальк-доломитовой породы.
Т — тальк, *Д* — доломит. Увел. 20. Ник. +.

Тальк-доломитовые породы довольно широко распространены в районе пос. Черемшанского. Они образуются в результате воздействия углекислых растворов на метаморфизованные дуниты или на тальковые зоны десилицированных пегматитов. В первом случае порода плотная, массивная, сложена зеленоватыми чешуйками талька и округлыми стяжениями (до 1 см) доломита, окрашенными водными окислами железа. В значительном количестве присутствует клиногумит, иногда полисинтетически сдвойникованный (фиг. 4), и магнетит. Во втором случае тальк-доломитовая порода имеет светло-зеленоватый цвет, жирная на ощупь, сильно рассланцованная и довольно рыхлая. Текстура породы параллельно полосчатая (фиг. 5), обусловленная чередованием полос, сложенных тальком или доломитом. Второстепенный минерал — магнетит.

Тремолитовые породы на некоторых участках являются главной вмещающей породой жильного изумрудоносного комплекса. Это — плотная, массивная, тонковолокнистая порода, серовато-зеленого цвета. Иногда наблюдается слабо выраженная сланцеватая текстура. Под микроскопом видно, что порода состоит из крупных кристаллов тремолита (95,4%), ориентированных в различных направлениях (фиг. 6), промежутки между которыми обычно выполнены выделениями сильно измененного плагиоклаза. Иногда наблюдаются реликты оливина. Акцессорные минералы — магнетит (0,3%) и апатит; вторичные — тальк и хлорит.

Тремолит встречается в виде призматических и шестоватых кристаллов до 2 мм в длину. Плеохроизм очень слабый; cNg = 16—18°. Показатели преломления: Ng = 1,627, Nm = 1,616, Np = 1,602, Ng — Np = 0,025. По тремолиту иногда развиваются тальк и хлорит.

Плагиоклаз представлен ксеноморфными выделениями, сильно пелитизирован и серицитизирован.

Апатит встречается в виде мелких призматических кристаллов, размером от 0,01 до 0,1 мм, заключенных в тремолите.

Магнетит наблюдается в виде ксеноморфных зерен, измеряемых сотыми долями миллиметра. Приурочен к кристаллам тремолита и образуется при его отальковании.

Таблица 4

Химический состав тремолитовой породы

Компоненты	Содержание, в %	Молекулярные количества	Компоненты	Содержание, в %	Молекулярные количества
SiO_2	62,01	1,0335	Na_2O	1,77	0,0285
TiO_2	0,43	0,0054	K_2O	Сл.	—
Al_2O_3	6,90	0,0677	Cl	Не обн.	—
Cr_2O_3	0,08	0,0005	F	0,30	0,0150
Fe_2O_3	1,59	0,0095			
FeO	4,52	0,0630	H_2O^+	1,14	0,0630
BeO	0,0017	—	H_2O^-	0,15	0,0080
MnO	0,21	0,0030	Сумма	100,49	
MgO	12,69	0,3148	O=—F_2	—0,13	
CaO	8,70	0,1553		100,36	
			Аналитик	М. Е. Казакова	

Дополнительно к данным химического анализа (табл. 4) при спектроскопическом изучении тремолитовой породы обнаружены (в %): ванадий (0,05), никель (0,2), кобальт (0,01), медь, стронций (0,005) барий (0,0025), галлий (0,001) и висмут (<0,0005).

Флогопит-тремолитовые сланцы пользуются широким распространением на юге района. Породы серовато-коричневого цвета, интенсивно рассланцованные; на плоскостях сланцеватости часто наблюдается тонкая пленка пирита. Сложены они волокнистым тремолитом (61,5%) с реликтами актинолита и оливина (3,8%) и флогопитом (24,3%). Второстепенные и акцессорные минералы — тальк (5,6%), магнетит (4,8%, иногда до 10—15%), циркон.

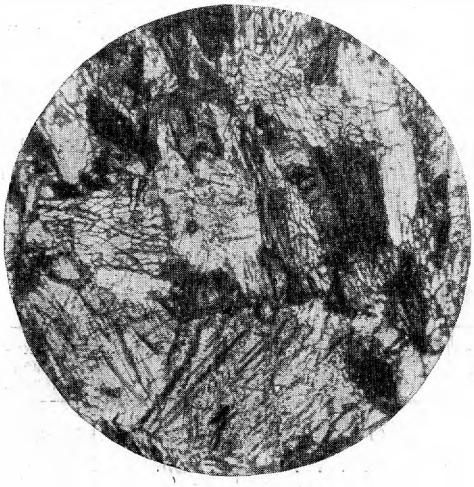
Тремолит развивается по актинолиту и оливину. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный, cNg = 18—20°. Иногда интенсивно замещен тальком, при этом наблюдается как бы расщепление концов его кристаллов на отдельные иглы и волокна, часто изогнутые и расходящиеся в разные стороны (фиг. 7).

Флогопит слабо плеохроирует: Ng — оранжево-желтый, Np — бесцветный. Оптически почти одноосный, отрицательный. Листочки флогопита содержат значительное количество мельчайших кристалликов циркона с плеохроичными ореолами. Иногда наблюдается замещение флогопита тальком.

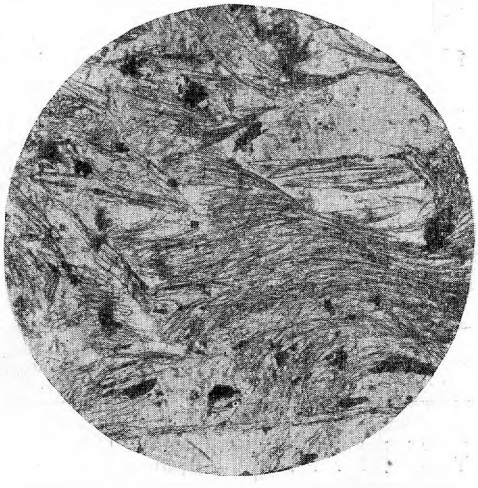
Тремолит-хлорит-тальковые сланцы развиты вблизи жильного изумрудоносного комплекса. Породы серовато-зеленого цвета, интенсивно рассланцованы, несколько жирные на ощупь. Сложены тремолитом, который в значительной степени замещен тальком и хлоритом.

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского музея
Академии наук СССР

Из акцессорных минералов наблюдаются апатит и зерна магнетита. Хлорит и тальк образуют мелкочешуйчатый агрегат, в котором заключены реликты кристаллов тремолита.



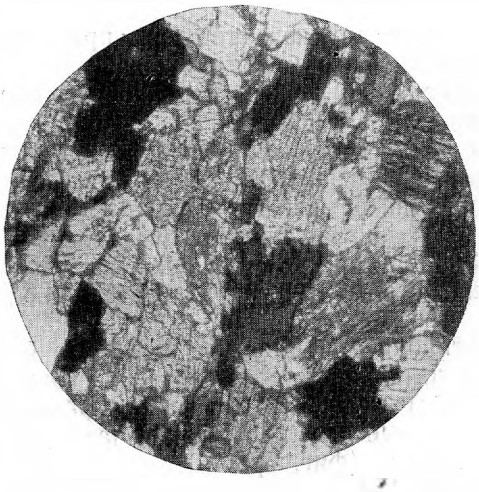
Фиг. 6. Тремолитовая порода. Увел. 38. Ник.+.



Фиг. 7. Метельчатая структура флогопит-тремолитовых пород. Увел. 20. Ник.+.

Метаморфизованные пироксениты

Метаморфизованные пироксениты обнажаются в виде небольшого выступа на левом берегу р. Токовой. Это мелкозернистая, плотная, серовато-зеленого цвета порода. В некоторых участках она рассланцована и инъецирована прожилками плагиоклаза (до 1 см), вблизи которых имеет более лейкократовый облик. Под микроскопом обнаруживается непостоянство ее минералогического состава. Наиболее свежие участки (фиг. 8) сложены моноклинным пироксеном (92,2%), незначительные промежутки между которыми выполнены интенсивно изменен-



Фиг. 8. Метаморфизованный пироксенит. Увел. 45. Ник.+.

Фиг. 9. Лейкократовые участки в метаморфизованном пироксените. Увел. 20. Ник. +.

ным плагиоклазом (7,8%). Более лейкократовые участки породы (фиг. 9) имеют несколько иной минералогический состав. Главными породообразующими минералами здесь являются актинолит, моноклинный пироксен, плагиоклаз, минералы группы эпидота-цоизита, иногда кварц. Из акцессорных наблюдается сфен.

Моноклинный пироксен встречается в виде короткопризматических кристаллов (до 0,2—0,5 мм), иногда почти полностью замещенных актинолитом и эпидотом. В шлифе зеленоватый. Оптически двуосный, положительный, $cNg=44°$, $Ng=1{,}711$, $Nm=1{,}695$, $Np=1{,}688$, $Ng—Np=0{,}023$; $2V=57°$. Эти свойства позволяют отнести пироксен к диопсиду.

Актинолит образует удлиненно-призматические кристаллы, иногда собранные в пучки. Плеохроизм слабый: Ng — светло-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светло-желтый; $cNg=15°$.

Плагиоклаз встречается двух генераций. К первой генерации относится сильно измененный плагиоклаз; определить его состав не представляется возможным. Он обычно выполняет промежутки между кристаллами авгита. Плагиоклаз II свежий, по составу соответствует олигоклазу; по отношению к породе является более поздним, инъецированным по сланцеватости. Он встречается в виде зерен с слабо выраженным зональным строением и в виде полисинтетически сдвойникованных кристаллов.

Эпидот наблюдается в значительных количествах как вторичный минерал по авгиту. Представлен ксеноморфными зернами размером 0,1—0,2 мм. Плеохроизм ясный: Ng — лимонно-желтый, Nm — светло-желтый, Np — бесцветный.

Клиноцоизит развивается по плагиоклазу. Образует бесцветные ксеноморфные зерна, измеряемые сотыми долями миллиметра, в единичных случаях достигающие 0,1 мм.

По минералогическому и химическому составу (табл. 5) описываемую породу можно отнести к метаморфизованным пироксенитам. В настоящее время останец представлен главным образом амфиболитами, среди которых пироксениты сохранились лишь в виде незначительных реликтов. Наличие в амфиболитах остатков метаморфизованных пироксенитов и присутствие в тех и других породах почти в равных количествах хрома указывают на их генетическую связь.

Учитывая, что амфиболиты играют значительную роль в строении метаморфической толщи жильного изумрудоносного комплекса и генетически могут быть различны, расчленение их и выделение хромсодержащей разности амфиболитов являются очень важными. Ниже дается подробное описание этой разновидности амфиболитов.

Амфиболиты, содержащие хром, встречаются с некоторыми перерывами на всем протяжении изумрудоносной полосы. Простирание сланцеватости породы СЗ 335—355° совпадает с простиранием изумрудоносного комплекса. Падение на северо-восток под углом 52—82°. Порода тонковолокнистая, серовато-зеленого цвета, обычно пересекается двумя системами прожилков. Прожилки, располагающиеся параллельно сланцеватости, сложены плагиоклазом, обычно интенсивно пелитизированным; прожилки, ориентированные перпендикулярно сланцеватости (фиг. 10), представлены кальцитом, плагиоклазом, хлоритом и обычно секут первые. По этим прожилкам порода очень легко колется, чем и обусловливается характерная для нее столбчатая отдельность.

Под микроскопом видно, что порода имеет нематобластовую структуру и состоит из следующих минералов (в %): актинолит 62,1, эпидот-клиноцоизит 20,1, плагиоклаз (№ 38—40) 17,5, сфен и апатит 0,3. В одном из шлифов были встречены остатки моноклинного пироксена.

Актинолит образует удлиненные призматические кристаллы. Часто наблюдаются простые двойники по (001). Оптически двуосный, отрицательный. Плеохроизм выражен слабо: Ng — светло-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светло-зеленовато-желтый. Схема абсорбции: Ng>Nm>Np; cNg=12—15°. Показатели преломления: Ng= =1,650, Nm=1,637, Np=1,625, Ng—Np=0,025. В виде включений в актинолите встречаются апатит, сфен и зерна ильменита.

Таблица 5

Химический состав метаморфизованного пироксенита (р. Токовая)

Компоненты	Анализ 1		Анализ 2*
	вес. %	молекулярные количества	вес. %
SiO_2	48,94	0,8149	50,33
TiO_2	0,29	0,0036	0,26
Al_2O_3	11,54	0,1132	11,00
Cr_2O_3	0,11	0,0007	Не обн.
Fe_2O_3	1,83	0,0115	1,26
FeO	6,83	0,0951	5,94
BeO	0,0011	—	—
MnO	0,11	0,0016	0,09
MgO	10,46	0,2594	8,74
CaO	17,70	0,3156	19,65
Na_2O	1,41	0,0227	1,27
K_2O	0,48	0,0051	0,41
H_2O^+	0,34	0,0189	1,94**
H_2O^-	0,08	0,0044	0,06
Сумма	100,12		100,95
Аналитик	М. Е. Казакова		

* Анализ 2 заимствован из работы П. П. Пятницкого (1934).
** П. п. п.

Плагиоклаз относится к андезину № 38—40. Обычно наблюдается в виде вытянутых зерен, реже кристаллов, полисинтетически сдвойникованных по периклиновому закону. Процессы пелитизации и серицитизации развиты слабо. Показатели преломления: Ng=1,558, Np=1,550; 2V колеблется от +74 до +83°.

Моноклинный пироксен (диопсид) образует округлые зерна размером от 0,1 до 0,3 мм. В шлифе зеленоватый, несколько мутный. Часто почти нацело замещен актинолитом или эпидотом.

Эпидот развивается по актинолиту и диопсиду. Представлен мелкими зернами (до 0,2 мм в длину) с ясным плеохроизмом: Ng — лимонно-желтый, Nm — светло-желтый, Np — бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный.

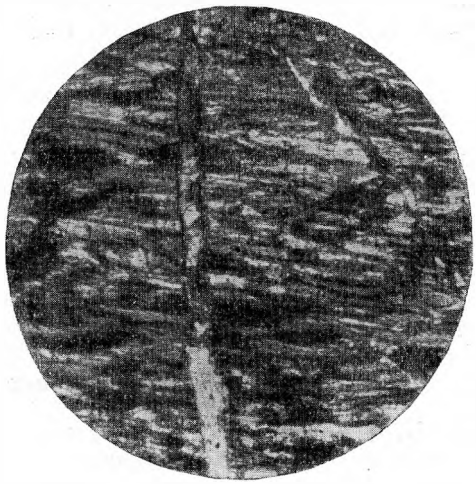
Клиноцоизит образуется по плагиоклазу, размер его ксеноморфных выделений варьирует от 0,01 до 0,3 мм. Оптически двуосный, положительный.

Апатит в виде мелких призматических кристаллов заключен в актинолите.

Сфен присутствует в виде мелких зерен, измеряемых сотыми долями миллиметра, обладающих очень высокими рельефом и интерференцион-

ной окраской. Обычно развивается по ильмениту. Последний встречается редко в виде мелких зерен (до 0,1 мм).

Хромсодержащие амфиболиты образовались за счет вышеописанных пироксенитов. При микроскопическом изучении можно наблюдать все переходы от метаморфизованного пироксенита к амфиболитам, в которых нередко сохраняются реликты диопсида. О генетической связи этих пород свидетельствует также близость их химических составов (см. табл. 5 и 6).



Фиг. 10. Хромсодержащий амфиболит, пересеченный кальцит-плагиоклазовым прожилком перпендикулярно сланцеватости. Увел. 45. Ник +.

Помимо двух полных анализов амфиболита, приведенных в табл. 6, было произведено несколько определений хрома, так как последний имеет решающее значение для окраски изумрудов, и его наличие в той или иной вмещающей породе может служить поисковым признаком. Первоначально материал анализировался спектроскопически, затем химическим методом (табл. 7).

Дополнительно к данным химического анализа (см. табл. 5, ан. 1 и табл. 6, ан. 1) спектроскопически в пироксените были обнаружены: никель 0,2%, ванадий, стронций 0,05%, кобальт 0,01%, галлий 0,005%, бериллий 0,0005%. Эти же элементы в тех же количествах, кроме бериллия, встречаются и в амфиболите; бериллий в нем содержится в количестве 0,005%.

Таблица 6

Химический состав хромсодержащего амфиболита (в %)

Компоненты	Анализ 1	Анализ 2	Компоненты	Анализ 1	Анализ 2
SiO_2	50,12	52,10	K_2O	0,57	0,16
TiO_2	0,60	0,03	P_2O_5	0,25	0,13
Al_2O_3	12,22	6,17	Cl	Сл.	0,06
Cr_2O_3	0,14	0,08	F	0,04	0,14
Fe_2O_3	1,60	9,14	SO_3	0,17	0,20
FeO	7,32	5,60	H_2O^+	1,54	0,51
BeO	0,0051	—	H_2O^-	0,05	0,17
MnO	0,63	—	Сумма	99,76	100,05
MgO	11,22	11,36	$O=-F_2$	—0,01	—0,06
CaO	12,21	12,00		99,75	99,99
Na_2O	1,08	2,20	Аналитик	Т. А. Ковалева	

Таблица 7

Содержание хрома в амфиболитах в (%)

Метод	Анализы					
	1	2	3	4	5	6
Спектральный	—	0,08	0,07	0,1	0,20	—
Химический	0,18	—	0,08	0,15	0,24	0,08

При сравнении результатов химических и спектральных анализов пироксенита и хромсодержащих амфиболитов наблюдается расхождение в содержании кальция и алюминия, что может быть объяснено разной степенью метаморфизма этих пород. Близкое содержание хрома в амфиболитах и пироксенитах свидетельствует о том, что изумрудоносные жилы могут образоваться не только в ультраосновных породах и тальках, но и в хромсодержащих амфиболитах.

Габбро

Габбро слагает периферическую часть Асбестовской ультраосновной интрузии. Согласно А. К. Подногину (данные 1941 г.), габбро из района г. Асбест представляет собой среднезернистую, массивную, светло-зеленого цвета породу. Состоит из пироксена и интенсивно соссюритизированного плагиоклаза, номер которого определить не удалось. Вторичные минералы — тремолит, эпидот и альбит. Пироксен представлен диопсидом, который почти нацело замещен бесцветным амфиболом актинолит-тремолитового ряда.

Восточный гранодиоритовый массив

Этот массив примыкает с востока к метаморфической толще. В южной своей части он, расширяясь, соединяется с Асбестовским габбро-перидотитовым массивом, в северной части резко сужается и образует в метаморфической толще целую серию жилообразных апофиз (см. фиг. 1). Массив вытянут почти в меридиональном направлении, длина его 10 км, ширина 1,5—4 км.

В отношении генезиса массива существуют две точки зрения. Н. М. Успенский (1937) рассматривает его как кислый дифференциат Асбестовской ультраосновной интрузии. По его мнению, массив имеет зональное строение и сложен комплексом пород: габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов и порфировидных гранитов. Н. С. Симбирцев, проводивший в 1938 г. геологическую съемку района, также отмечает сложность петрографического состава массива, но зональное его строение отрицает. Согласно П. К. Олерскому (данные 1943—1948 гг.), центральная часть массива сложена диоритами, периферическая — кварцевыми диоритами и гранодиоритами на севере, диоритами и габбро-диоритами — на юге и гранитами — на востоке.

При изучении изумрудоносной полосы нами неоднократно наблюдалось, что породы, близкие по составу к гранодиоритам, обычно развиты вблизи гранитных пегматитов или вблизи контактов с Западным гранитным массивом. По мере удаления от этих пород калиевый полевой шпат в породах гранодиоритового массива обычно исчезает, и они имеют минералогический состав, аналогичный диоритам. Н. М. Успенский (1937) также отмечал, что гранодиориты занимают краевые части массива и наибольшего развития достигают вблизи выходов гранитов.

Мы склонны считать, так же как и А. К. Подногин, что гранодиориты и диориты, слагающие Восточный массив, являются гибридными породами, образовавшимися вследствие ассимиляции Мурзинской интрузией вмещающих пород основного и ультраосновного ряда. В зависимости от степени ассимиляции наблюдаются все переходы от гранитов до диоритов и габбро-диоритов. В процессе геологического развития района произошли интенсивные изменения как пород кровли, так и гранодиоритового массива. Гранодиориты приобрели гранобластовую и нематогранобластовую структуры и перешли местами в амфиболовые гнейсы, а диориты — в плагиоклазовые амфиболиты, не содержащие хрома.

А. К. Подногин также отмечает, что по мере приближения к контакту

с метаморфической изумрудоносной свитой в гранодиоритах наблюдается уменьшение количества калиевого полевого шпата, кварца и постепенное увеличение темноцветных минералов, и порода приобретает характерные черты плагиоклазово-роговообманкового амфиболита, а по составу отвечает диориту.

Гранодиориты и диориты, слагающие Восточный массив, нами не изучались, их очень краткая характеристика приводится по литературным данным. Жильные дериваты массива — кварцевые диориты и диоритовые порфириты — исследовались нами достаточно подробно.

Диориты. Макроскопически массивная, среднезернистая, зеленовато-серая порода (Успенский, 1939). Под микроскопом она существенно состоит из основного олигоклаза и роговой обманки; наблюдаются остатки моноклинного пироксена. Акцессорные — апатит, кварц и магнетит. Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда порфировая с вкрапленниками олигоклаза и роговой обманки.

Олигоклаз составляет около 40% породы, сильно замещен агрегатом вторичного альбита и эпидота. Он представлен довольно идиоморфными табличками, то простыми, то полисинтетически сдвойникованными. Согласно измерениям на федоровском столике, плагиоклаз относится к № 30—32. Зерна олигоклаза трещиноваты и иногда обладают волнистым погасанием.

Моноклинный пироксен встречается в виде редких зерен, которые почти полностью замещены роговой обманкой. В шлифе бесцветный, иногда сероватый от продуктов разложения. Зерна неправильной, слабо удлиненной формы с округленными контурами. Удлинение положительное. Угол $cNg = 42°$; $Ng - Np = 0{,}026$. Эти константы позволяют отнести пироксен к диопсиду.

Обыкновенная роговая обманка встречается или в виде псевдоморфоз по пироксену (содержит иногда его реликты), или в виде волокнистых агрегатов. По роговой обманке, в особенности по волокнистой ее разновидности, наблюдается развитие биотита.

Альбит встречается в значительном количестве. Совершенно свежие зерна его ксеноморфны, иногда тонко полисинтетически сдвойникованы.

Эпидот присутствует в значительном количестве в виде мелких зерен изометрической или несколько удлиненной формы с высокой интерференционной окраской и косым погасанием.

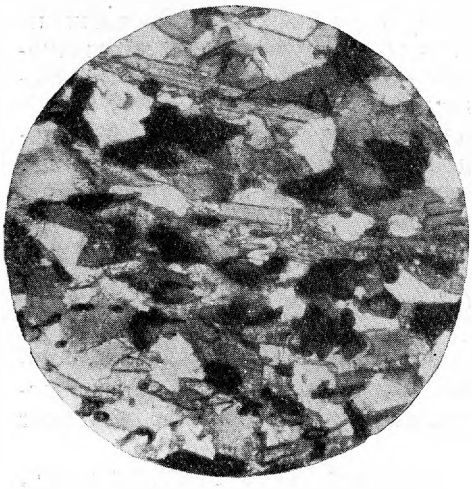
Биотит представлен мелкочешуйчатым агрегатом, развивающимся по роговой обманке. Замещение идет от центра зерен роговой обманки или вдоль трещин спайности с образованием тончайших жилок или расплывчатых пятен.

Кварц встречается в виде редких мелких ксеноморфных зерен.

Гранодиориты. Породы среднезернистые, массивные, светло-серого цвета, существенно состоят из плагиоклаза № 15—20 (35—40%), калиевого полевого шпата (25—40%), представленного микроклином и микроклин-пертитом, и кварца (15—20%). Из цветных минералов присутствуют биотит (5—10%) и роговая обманка (5—10%). Структура породы гипидиоморфнозернистая, реже порфировидная, в периферийных частях массива часто катакластическая.

В районе пос. Первомайского были встречены породы, близкие по составу к гранодиоритам, рассеченные гранитными пегматитами. Вблизи контакта с пегматитами эти породы обогащены калиевым полевым шпатом, который на расстоянии 2—3 м от пегматитовых жил обычно исчезает, и породы имеют аналогичный минералогический состав с диоритовыми жилами, но интенсивно метаморфизованы и превращены в амфиболовые гнейсы

Амфиболовые гнейсы мелкозернистые, массивные, серого цвета, вблизи контакта с пегматитовыми жилами несколько рассланцованы и обогащены чешуйками слюды. Под микроскопом видно, что порода имеет гранобластовую и нематогранобластовую структуры и существенно состоит из плагиоклаза (35—40%), калиевого полевого шпата (25—30%), амфибола (18—20%), кварца (10—12%) и биотита (5—7%). Из акцессорных наблюдаются сфен (1—3%), апатит (1—1,5%) и ильменит (0,5—1%). Структура породы гранобластическая (фиг. 11).



Фиг. 11. Амфиболовый гнейс с гранобластической структурой. Увел. 38. Ник.+.

Плагиоклаз — олигоклаз (№ 20—25), обычно встречается в виде кристаллов со слабо выраженным полисинтетическим двойникованием. Размер кристаллов варьирует от 0,05 до 0,2 мм, редко достигает 0,3 мм.

Калиевый полевой шпат — микроклин наблюдается в виде неправильных выделений, выполняющих промежутки между другими минералами; по сравнению с кварцем более ксеноморфен. Размер зерен микроклина варьирует от 0,1 до 0,3 мм. Замеры на федоровском столике дали следующие результаты:

$$PNg = 74°;$$

$$PNm = 17°; \quad 2V = 80°;$$

$$PNp = 86°.$$

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Встречается в виде призматических кристаллов размером от 0,3 до 0,5 мм, иногда до 1 мм. Плеохроизм резкий: Ng — синевато-зеленый, Nm — желто-зеленый, Np — зеленовато-желтый. Оптически двуосный, отрицательный; $cNg = 23—25°$. Показатели преломления: Ng=1,671, Nm=1,664, Np=1,654, Ng—Np=0,017; 2V=78°. Из включений в роговой обманке встречаются: апатит, сфен, ильменит, плагиоклаз. Роговая обманка часто замещается биотитом, причем процесс замещения идет от центра к периферии с выделением в центральной части зерен мелкозернистого магнетита.

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен размером 0,1—0,2 мм, с хорошо выраженным волнистым угасанием. Иногда образует мирмекитовые вростки в плагиоклазе.

Биотит представлен ксеноморфными листочками, содержащими большое количество включений сфена. Размер листочков 0,1 — 0,3 мм. Плеохроизм резкий: Ng — темно-бурый, Np — светло-желтый. Оптически одноосный, отрицательный.

Апатит приурочен к кристаллам обыкновенной роговой обманки. Образует призматические кристаллы размером от сотых долей миллиметра до 0,1 мм.

Ильменит наблюдается в виде неправильных зерен размером 0,1—0,3 мм, часто с оторочкой лейкоксена.

Сфен встречается в виде ксеноморфных зерен размером до 0,2 мм.

Дополнительно к данным химического анализа (табл. 8) спектроскопически в амфиболовом гнейсе были обнаружены: барий, стронций (0,5%), ванадий (0,05%), кобальт (0,005%), цирконий (0,025%), свинец, никель, хром (<0,005%), бериллий, медь (0,0025%), галлий (0,001%). Амфиболовые гнейсы в отличие от амфиболитов не содержат хрома (определяемого химическим методом), что является характерным и для диоритов.

Таблица 8

Химический состав амфиболового гнейса* (в %)

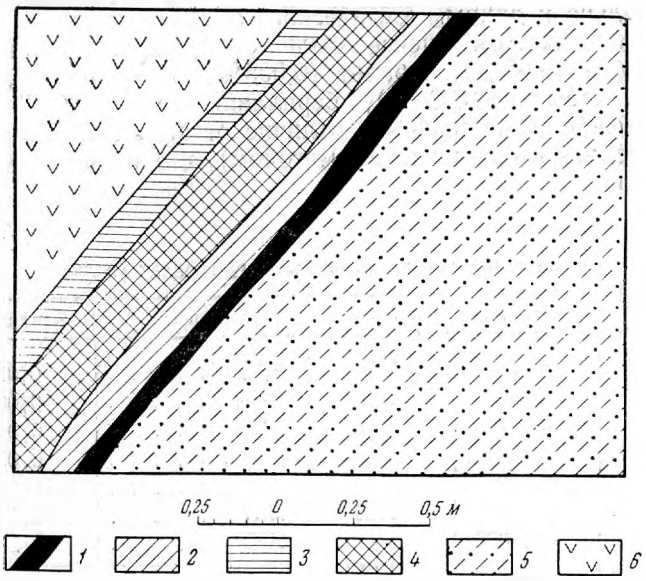
Компоненты	Анализ 1	Анализ 2	Компоненты	Анализ 1	Анализ 2
SiO_2	63,98	51,30	P_2O_5	0,32	0,65
TiO_2	0,03	0,04	B_2O_3	0,004	—
Al_2O_3	13,87	8,38	Cl	0,04	0,03
Cr_2O_3	Не обн.	Не обн.	F	0,05	0,05
Fe_2O_3	5,08	13,27	SO_3	0,34	0,48
FeO	2,80	4,64	H_2O^+	0,19	0,60
BeO	0,0028	—	H_2O^-	0,23	0,24
MnO	Сл.	0,017	Сумма	100,27	100,22
MgO	2,68	5,95	$O=-F_2$	—0,02	—0,02
CaO	5,20	8,30		100,25	100,20
Na_2O	4,06	3,02			
K_2O	1,40	3,26	Аналитик	Т. А. Ковалева	

* Образцы были взяты в 5 м от висячего бока жилы гранитного пегматита.

Кварцевые диориты. Жилы кварцевых диоритов секут серпентиниты, оталькованные дуниты и хромсодержащие амфиболиты. Мощность жил 0,05—20 м; по простиранию они прослеживаются на расстояние до 300—400 м. На контакте серпентинитов с кварцевыми диоритами обычно наблюдаются маломощные зоны (фиг. 12): биотитовая (3—5 см), хлоритовая (5—10 см), актинолитовая (20—25 см) и тальковая (10—12 см). Актинолитовая и хлоритовая зоны часто выпадают, иногда присутствует смешанная тальк-актинолитовая зона (фиг. 13).

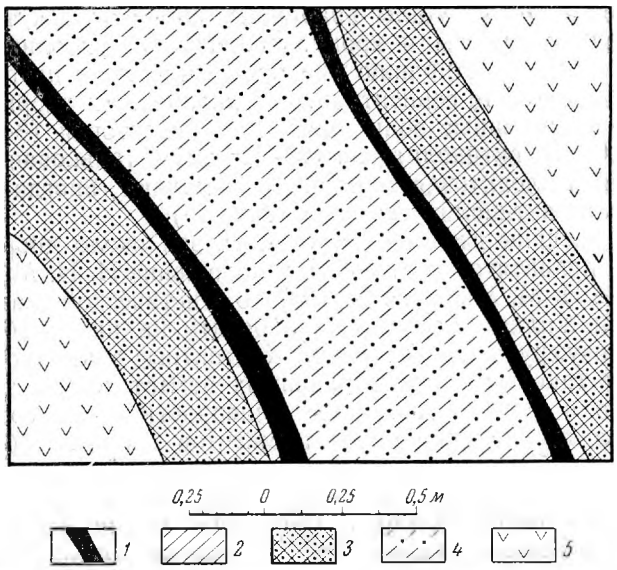
Некоторое внешнее сходство контактных зон около диоритов и десилицированных пегматитов, а также предположение И. Н. Миклашевского (1862) и позже Н. М. Успенского (1937) о генетической связи изумрудов с диоритовыми жилами заставляют обратить на них особое внимание при описании изумрудоносной полосы. Контактные зоны диоритовых жил отличаются от таковых десилицированных пегматитов не только малой мощностью, но и существенно иным минералогическим составом. Если слюдяная зона десилицированных пегматитов сложена обычно флогопитом или алюмобиотитом, то соответствующая ей по внешнему виду реакционная зона, развитая на контакте диоритовых жил с серпентинитами, состоит из феррофлогопита (см. табл. 30, ан. 7). В отличие от контактных зон десилицированных пегматитов в контактных зонах диоритовых жил отсутствуют такие минералы, как фенакит, хризоберилл, изумруд, берилл, и только в тех случаях, когда по контакту серпентинитов с диоритами внедряются гранитные пегматитовые жилы, мощность зон сильно возрастает и появляются перечисленные выше минералы.

Жилы кварцевого диорита пересекают хромсодержащие амфиболиты и в свою очередь секутся десилицированными пегматитами (фиг. 14). Н. М. Успенский, связывая генезис изумрудов с диоритовым массивом,



Фиг. 12. Реакционные зоны на контакте серпентинитов с диоритами в висячем боку жилы.

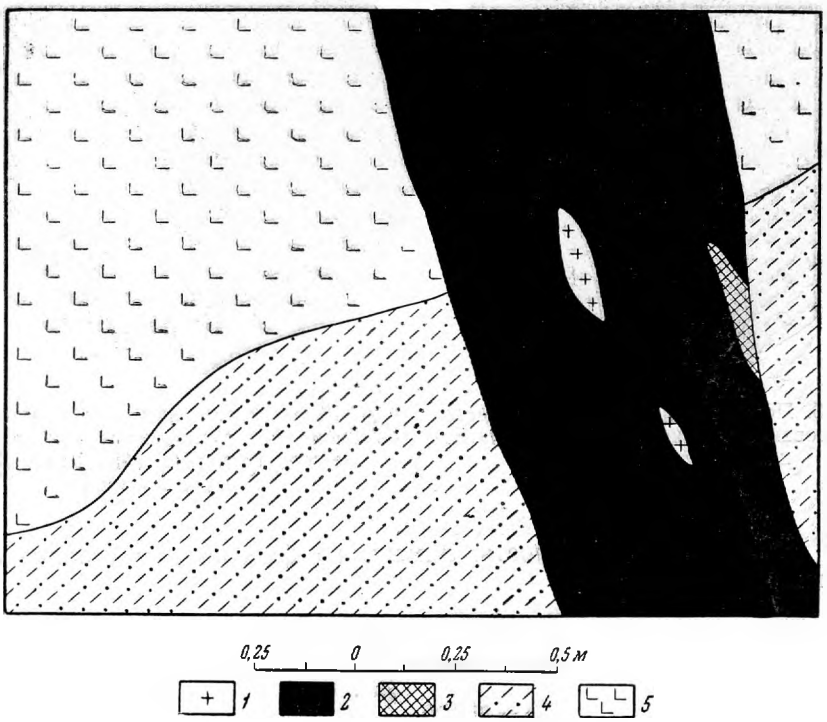
1 — феррофлогопитовая зона; *2* — хлоритовая зона; *3* — тальковая зона; *4*— актинолитовая зона; *5*— метаморфизованные кварцевые диориты; *6* — серпентиниты.



Фиг. 13. Развитие смешанных тальк-актинолитовых зон на контакте серпентинитов с диоритами.

1 — феррофлогопитовая зона; *2* — хлоритовая зона; *3* — тальк-актинолитовая зона; *4* — метаморфизованные кварцевые диориты; *5* — серпентиниты

не учитывал взаимоотношения его с изумрудоносными жилами. В настоящее время доказано отсутствие какой-либо генетической связи этих жил с диоритами. Правильное толкование значения диоритовых жил в формировании месторождения было дано А. Е. Ферсманом (1925₂). Они, по его мнению, играли роль «контрфорсов», способствуя локализации рудообразующего вещества и определяя направление рудных тел.

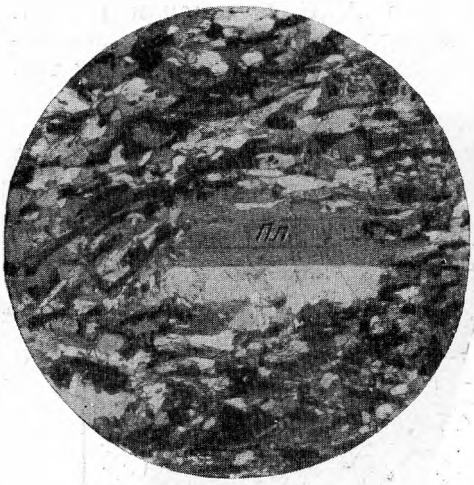


Фиг. 14. Взаимоотношение кварцевых диоритов с хромсодержащими амфиболитами и десилицированными пегматитами.
1 — плагиоклазит; *2* — флогопит; *3* — актинолит; *4* — метаморфизованные диориты; *5* — хромсодержащие амфиболиты.

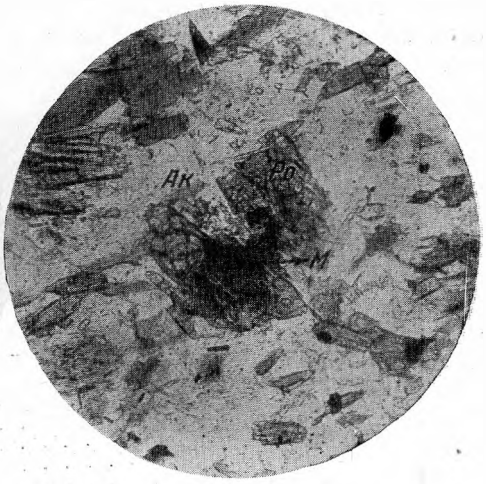
Макроскопически жильные диориты мелкозернистые, плотные, серого цвета, обычно сильно метаморфизованные. Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная (фиг. 15). Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, реже обыкновенной роговой обманкой. Структура метаморфизованных разностей гетеробластическая и порфиробластическая. Текстура породы массивная или слабо гнейсовидная. Порода состоит из обыкновенной роговой обманки, плагиоклаза и кварца. В качестве акцессорных минералов наблюдаются апатит, циркон, хлорит, сфен и ильменит. Вторичные — актинолит, тремолит, биотит и хлорит. Вблизи контакта с гранитными пегматитовыми жилами диориты интенсивно рассланцованы и биотитизированы, благодаря чему приобретают серовато-бурую окраску. Роговая обманка в них почти нацело замещена биотитом. Текстура диоритов в этом случае гнейсовидная. Такую породу можно отнести к биотитовым гнейсам.

Плагиоклаз, почти всегда являющийся главным породообразующим минералом, соответствует олигоклазу № 27—29, содержание его в шлифах варьирует от 35 до 60%; встречается в призматических кристаллах и реже в зернах, представленных полисинтетическими, реже

простыми двойниками. Размер кристаллов основной массы 0,2—0,3 мм, размер порфировых вкрапленников достигает 1 мм. Иногда наблюдается



Фиг. 15. Порфировидная структура метаморфизованного диорита. *Пл* — плагиоклаз. Увел. 45. Ник.+.



Фиг. 16. Замещение обыкновенной роговой обманки (*Ро*) актинолитом (*Ак*) с выделением магнетита (*М*). Увел. 45. Без анализатора.

слабо выраженная зональность. Замеры на федоровском столике дали следующие результаты:

$$\left.\begin{array}{l} PNg = 79°30'; \\ PNm = 10°30'; \\ PNp = 88°30'; \end{array}\right\} \quad 2V = +78°; \quad 29\%\ An.$$

Плагиоклаз часто содержит большое количество включений обыкновенной роговой обманки, биотита и сфена.

Обыкновенная роговая обманка присутствует почти всегда в значительных количествах (20—45%). Она представлена удлиненно-призматическими кристаллами, реже ксеноморфными зернами. Размер кристаллов варьирует от 0,1 до 0,5 мм, в редких случаях достигает 1 мм. Плеохроизм ясный: Ng — синевато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светло-зеленовато-желтый. Оптически двуосная, отрицательная. Показатели преломления: Ng=1,668, Np=1,651, Ng—Np=0,017; cNg=20—22°. Из включений наблюдаются сфен, апатит, кварц, ильменит и магнетит. Обыкновенная роговая обманка интенсивно замещается биотитом, реже — актинолитом, тремолитом и иногда хлоритом.

Актинолит иногда полностью замещает обыкновенную роговую обманку. Процесс замещения идет от периферии к центру с выделением мельчайших зерен магнетита (фиг. 16). В шлифе актинолит слабо зеленый. Показатели преломления: Ng=1,655, Nm=1,644, Np=1,628, Ng — Np=0,027; 2V= —78°. Иногда наряду с актинолитом наблюдается совершенно бесцветная роговая обманка — термолит.

Кварц составляет 10—20%. Встречается в ксеноморфных зернах, часто трещиноватых, с волнистым угасанием. Размер зерен варьирует от 0,1 до 0,2 мм.

Биотит развивается по обыкновенной роговой обманке, вблизи контакта диорита с пегматитовыми жилами. Иногда содержание его достигает 20%. Процесс замещения идет от центра к периферии с выделением мелкозернистого магнетита. Плеохроизм резкий: Ng — бурый, Np — светло-желтый. Оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления: Ng=1,584, Np=1,551, Ng—Np=0,033. Иногда в биотите наблюдаются мельчайшие включения циркона, окруженные плеохроичными двориками.

Таблица 9

Химический состав кварцевого диорита (в %)

Компоненты	Неизмененный кварцевый диорит		Биотитизированный кварцевый диорит
	Анализ 1	Анализ 2	Анализ 3
SiO_2	53,60	54,10	55,62
TiO_2	0,03	0,02	0,03
Al_2O_3	13,07	15,34	20,37
Cr_2O_3	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fe_2O_3	6,79	7,21	3,88
FeO	5,59	4,66	2,96
BeO	0,0007	0,0033	—
MnO	0,020	0,021	Сл.
MgO	7,40	4,71	4,13
CaO	9,70	8,10	5,70
Na_2O	2,46	4,70	5,60
K_2O	0,52	0,42	1,00
P_2O_5	0,32	0,28	0,24
Cl	0,04	0,03	0,05
F	0,11	0,15	0,16
SO_3	0,27	0,30	0,28
H_2O^+	0,26	0,16	0,45
H_2O^-	0,22	0,22	0,11
Сумма	100,40	100,42	100,58
$O=-F_2$	—0,04	—0,06	—0,06
	100,36	100,36	100,52
Аналитик	Т. А. Ковалева		

Хлорит встречается редко, развивается по роговой обманке. Плеохроизм слабый: Ng — светло-зеленый, Np — светло-желтовато-зеленый; cNg=2—3°. Удлинение отрицательное. Оптически двуосный, отрицательный.

Апатит приурочен к зернам обыкновенной роговой обманки, встречается в виде мелких призматических кристаллов до 0,1 мм в длину.

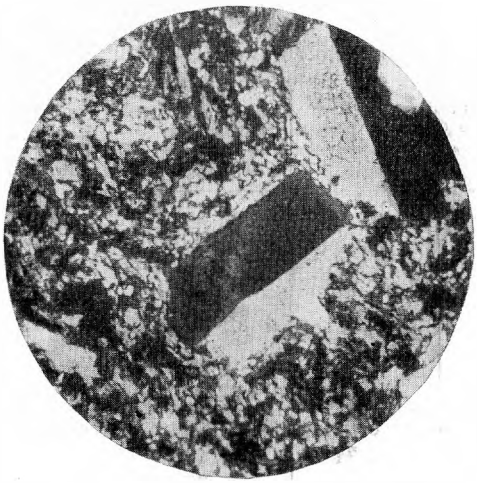
Ильменит представлен ксеноморфными зернами, которые часто окружены каймой лейкоксена; приурочен к кристаллам роговой обманки.

Магнетит встречается или в зернах до 0,1 мм, или в виде мелкорассеянной вкрапленности, образовавшейся при разложении обыкновенной роговой обманки.

Как показывают данные химического анализа (табл. 9), кварцевый диорит вблизи контакта с пегматитовыми телами обогащается алюминием и щелочами и обедняется железом и кальцием. Это, по-видимому, связано с привносом вещества из пегматитового расплава-раствора и образованием таких минералов, как биотит, хлорит и актинолит.

При спектроскопическом изучении кварцевого диорита дополнительно к данным химического анализа (табл. 9, ан. 1) были обнаружены (в %): стронций, ванадий (0,05), галлий (0,01), хром, кобальт, никель (0,005), свинец (0,001), барий (0,0005).

Диоритовые порфириты. Встречаются в виде жил мощностью 2—6 м. По минералогическому составу эта порода очень близка к диоритам, но вблизи контакта с гранитными пегматитами интенсивно метаморфизована и имеет порфиробластическую структуру. Порфиробласты представлены крупными кристаллами плагиоклаза размером до 0,8×1,0 см. Текстура породы сланцеватая, очковая. По мере удаления от контакта с пегматитовыми жилами порфиробласты плагиоклаза обычно исчезают, порода приобретает более массивную текстуру и имеет вид обычного диорита.



Фиг. 17. Метаморфизованный диоритовый порфирит с вкрапленниками плагиоклаза. Увел. 45. Ник.+.

Основная масса породы сложена мелкими лейстами плагиоклаза и чешуйками биотита. Кварц является второстепенным минералом; акцессорные — циркон, апатит и хлорит. Среди мелкозернистой массы встречаются вкрапленники плагиоклаза (фиг. 17), реже актинолита.

Плагиоклаз является главной составной частью породы. В основной массе он соответствует олигоклазу № 13—20 и представлен мелкими, измеряемыми сотыми долями миллиметра, зернами и кристалликами с извилистыми контурами. При большом увеличении часто заметны простые или полисинтетические двойники по альбитовому закону. Плагиоклаз вкрапленников относится к олигоклаз-андезину № 30, образует простые, реже полисинтетические двойники. Замеры на федоровском столике дали следующие результаты:

DNg = 78°;	
DNm = 12°;	2V = + 82°;
DNp = 88°;	D и P совпадают.
Пл. ср. (001);	закон манебахский; № 30.

Размер вкрапленников плагиоклаза до 1 см. В шлифе буроватый и несколько мутный от продуктов разрушения. В качестве включений в плагиоклазе наблюдаются чешуйки хлорита и биотита.

Биотит (15—20%) встречается в виде мелких чешуек и ксеноморфных листочков, которые обтекают порфиробласты плагиоклаза. Плеохроизм резкий: Ng — темно-бурый, Np — светло-желтый; 2V очень мал (3—5°).

Актинолит (10—15%) встречается в виде удлиненно-призматических кристаллов размером от 0,2—0,5 до 1 см. Плеохроизм ясный: Ng — голубовато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светло-зеленоватый; cNg = 18°.

Апатит присутствует в призматических кристаллах размером 0,1—0,2 см.

Ильменит наблюдается в виде округлых зерен до 0,2 мм, обычно окруженных каймой лейкоксена, а иногда превращенных в него полностью.

Циркон образует мелкие зерна, измеряемые сотыми долями миллиметра, с характерными плеохроичными двориками; обычно приурочен к выделениям актинолита и биотита.

Таким образом, минералогический состав диоритовых порфиритов очень близок к составу жильных кварцевых диоритов, отличается более кислым составом плагиоклаза (№ 13—20) и меньшим содержанием кварца.

Мурзинский гранитный массив

Граниты слагают западную часть района и на протяжении всей изумрудоносной полосы контактируют с метаморфической свитой сланцев (см. фиг. 1). Гранитный массив прослеживается в длину на 160 км, ширина его в районе Изумрудных Копей составляет 25—30 км.

Контакт гранитного массива с метаморфической толщей сложный. Общее простирание линии контакта юго-юго-восточное. В южной части района линия контакта круто поворачивает на запад и северо-запад, затем снова, резко изгибаясь, уходит на юго-восток и дальше на юг. Общее направление падения контакта восточное, довольно крутое, т. е. совпадает с падением толщи метаморфических сланцев. В районе дугообразного залива амфиболитов, где простирание контакта меняется на западное, плоскость контакта приобретает пологое южное падение. Центральная часть массива сложена мелко- и среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами, заключающими небольшие тела мелко- и среднезернистых пегматитов. Эндоконтактовая зона гранитного массива имеет сложный состав и представлена в основном пегматоидными мусковитовыми гранитами, среди которых наблюдаются небольшие участки мелко- и среднезернистых мусковитовых и двуслюдяных гранитов, а также многочисленные шлирообразные выделения пегматитов. Мощность зоны пегматитовых гранитов 0,4—0,7 км. Вблизи метаморфической толщи в этих гранитах появляется большое количество ксенолитов амфиболита. В непосредственном контакте амфиболиты интенсивно инъецированы гранитами. Мощность инъецированной зоны достигает 0,3—0,4 км. Восточнее и северо-восточнее пос. Малышева развиты порфировидные граниты, которые несколько севернее сливаются с гранитами Западного массива. Отсутствие видимой связи порфировидных гранитов с Западным гранитным массивом привело в свое время Н. М. Успенского к неправильному выводу о генетической связи порфировидных гранитов с Восточной гранодиоритовой интрузией, которой он придавал особое значение в генезисе Изумрудных Копей.

По минералогическому составу и структурным особенностям среди гранитов массива можно выделить три основные разновидности: биотитовые и двуслюдяные мелко- и среднезернистые граниты, пегматоидные мусковитовые граниты, порфировидные граниты.

Мелко- и среднезернистые двуслюдяные граниты имеют лейкократовый облик, массивную текстуру и гипидиоморфнозернистую структуру. Минералогический состав: калиевый полевой шпат (30—35%), плагиоклаз (28—30%), кварц (30—35%), мусковит (3—5%) и биотит (1—2%). Акцессорные — гранат, апатит, циркон и магнетит; вторичные — хлорит.

Микроклин представлен крупными выделениями и ксеноморфными зернами (до 1—1,5 мм) с слабо выраженной микроклиновой решеткой, иногда последняя отсутствует. Часто содержит включения зерен кварца с неправильными, извилистыми контурами.

Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу (№ 10—15). Наблюдаются хорошо выраженные идиоморфные кристаллы (до 1,5—2,0 мм), часто полисинтетически сдвойникованные по альбитовому

закону. По отношению к микроклину и кварцу идиоморфен. Содержит большое количество мирмекитовых вростков кварца.

Кварц выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и калиевого полевого шпата, а также образует в них включения. Размер зерен до 1—1,5 мм.

Мусковит наблюдается в виде листочков (0,6×1 мм) и мелких чешуек.

Биотит представлен идиоморфными листочками в тесной ассоциации с мусковитом. Размер листочков 0,4×1 мм. Плеохроизм резкий: от коричнево-бурого по Ng и Nm до светло-желтого по Np. Оптически двуосный, отрицательный; 2V=8—10°. Из включений в нем наблюдаются очень мелкие кристаллы циркона, окруженные плеохроичными двориками. Иногда по биотиту развиваются хлорит и мусковит.

Гранат встречается редко, в виде единичных зерен размером до 0,1 мм. В шлифе светло-розовый, с высоким рельефом. По химическому составу (см. табл. 75) относится к спессартин-альмандину.

Апатит довольно обычен, встречается в виде ксеноморфных зерен и весьма мелких призматических кристаллов, измеряемых сотыми долями миллиметра. Иногда содержит включения мелких кристаллов циркона.

Циркон представлен короткопризматическими кристаллами, измеряемыми тысячными долями миллиметра и обычно рассеянными по всей породе; включения его в биотите окружены плеохроичными двориками.

Результаты химического анализа двуслюдяного гранита приведены в табл. 10.

Таблица 10

Химический состав двуслюдяного гранита

Компоненты	Содержание, в %	Молекулярные количества	Компоненты	Содержание, в %	Молекулярные количества
SiO_2	74,21	1,2356	K_2O	3,87	0,0410
TiO_2	0,06	0,0008	B_2O_3	0,021	—
Al_2O_3	15,10	0,1481	P_2O_5	Не обн.	—
Fe_2O_3	1,48	0,0093	F_2	» »	—
MgO	0,22	0,0055	H_2O^+	0,20	0,0111
MnO	Сл.	Сл.	H_2O^-	0,48	0,0266
CaO	1,08	0,0193	Сумма	100,25	
Na_2O	3,53	0,0569	Аналитик	Л. Б. Тумилович	

Содержание окиси бериллия в гранитах Мурзинского массива, определенное химическим путем, колеблется от 0,0007 до 0,0025% (пять определений).

При спектроскопическом изучении гранита были обнаружены дополнительно следующие элементы: барий (0,5%), стронций (0,05%), хром (0,0025%), галлий (0,01%), цирконий (0,005%), свинец (0,001%), медь и висмут (0,0005%).

Порфировидные граниты слагают часть массива, обнажающегося восточнее и северо-восточнее пос. Малышева. Макроскопически это серовато-розового цвета породы с хорошо выраженной порфировидной структурой, иногда интенсивно катаклазированные. Размер вкрапленников калиевого полевого шпата достигает 1—2 см. Главными минералами являются: плагиоклаз (30—35%), калиевый полевой шпат (25—30%), кварц (20—25%), мусковит (5—6%) и биотит (2—3%). Акцессорные —

сфен, апатит, циркон, флюорит и магнетит; вторичные — альбит и серицит.

Плагиоклаз относится к олигоклазу (№ 15—20). Кристаллы идиоморфные, короткопризматические, с хорошо выраженным полисинтетическим двойникованием по карлсбадскому и манебахскому законам. Значительно реже наблюдается альбитовый закон. Среди мелкозернистой основной массы иногда присутствуют крупные фенокристы плагиоклаза. Нередко кристаллы плагиоклаза катаклазированы, вследствие чего двойниковые полоски изогнуты и смещены. Зерна плагиоклаза характеризуются хорошей сохранностью, слабо серицитизированы.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином с характерной решетчатой структурой. Нередко решетчатая структура отсутствует или наблюдается только в периферических частях зерен. Размер зерен в основной массе 0,1—1,5 мм, фенокристов — до 0,4—0,5 см. Довольно часто встречаются зерна микроклин-пертита. Иногда микроклин альбитизирован.

Кварц заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и микроклина. Он представлен ксеноморфными зернами, в некоторых случаях с округленно-зубчатыми очертаниями.

Мусковит образует листочки, заполняющие промежутки между зернами полевых шпатов. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный.

Биотит присутствует в виде идиоморфных листочков размером до 0,5—1 мм. Плеохроизм выражен резко: по Ng — темно-бурый, по Np — светло-желтый; 2V очень мал (3—5°).

Пегматоидные мусковитовые граниты. Эти граниты развиты в эндоконтактовой краевой части Мурзинского гранитного массива, среди среднезернистых мусковитовых и двуслюдяных гранитов. Неправильные участки пегматоидных гранитов обычно перемежаются с аплитовидными и среднезернистыми гранитами, с которыми они тесно связаны постепенными переходами. По минералогическому составу пегматоидные граниты близки к двуслюдяным гранитам, но отличаются от них крупнозернистой пегматоидной структурой, значительно бо́льшим количеством граната и отсутствием биотита. Размер зерен кварца и микроклина варьирует от 0,5 до 2,0 см, листочки мусковита иногда достигают 3,0 см.

Как видно из описания, граниты Мурзинской интрузии характеризуются большой неоднородностью как в структурном, так и в минералогическом отношении. Особенно хорошо это проявлено в краевой части массива, где одновременно наблюдаются почти все структурные разновидности гранитов: мелкозернистые, среднезернистые и пегматоидные.

Глава II

ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ГРАНИТНОЙ ИНТРУЗИИ

Широко развитый на Изумрудных Копях жильный комплекс характеризуется исключительным разнообразием. Здесь представлены пегматиты чистой линии, пегматиты линии скрещения (десилицированные пегматиты), а также разнообразные пневматолито-гидротермальные и гидротермальные образования. Генезис этого комплекса и парагенетическая связь между различными его составными частями представляют большой научный интерес и вызывают острую дискуссию среди исследователей района. Для установления генезиса жильного комплекса большое значение имеет тщательное минералого-геохимическое изучение разнообразных жильных тел и вмещающих их пород. Имеющийся в настоящее время фактический материал не вызывает сомнения, что десилицированные пегматиты, пегматиты чистой линии и разнообразные пневматолито-гидротермальные жилы генетически связаны с гранитной интрузией.

При изложении фактического материала по жильному комплексу необходимо иметь в виду решение ряда вопросов, и в частности: 1) какие факторы определили разнообразие жильных дериватов гранитной интрузии и 2) какие факторы обусловили процесс взаимодействия различных дериватов этой интрузии с разнообразными по составу вмещающими породами и каков механизм и химизм этого процесса. Ниже мы остановимся на описании фактического материала по жильному комплексу, придерживаясь следующего порядка:

I. Пегматиты.
   1. Пегматиты чистой линии (нормальные гранитные пегматиты).
   2. Пегматиты линии скрещения (десилицированные пегматиты).
II. Пневматолито-гидротермальные жилы.
III. Гидротермальные жилы и прожилки.

ПЕГМАТИТЫ ЧИСТОЙ ЛИНИИ

Пегматиты чистой линии в районе Изумрудных Копей пользуются широким распространением. Они развиты как в материнских породах — гранитах двуслюдяных, мусковитовых и пегматоидных, так и в породах кровли — диоритах, гранодиоритах и амфиболовых гнейсах. В зависимости от условий залегания, структуры и химико-минералогического состава пегматиты чистой линии можно подразделить на две группы:

1) фациальные пегматиты, представленные шлировидными телами, залегающими в гранитах, и

2) фазовые (жильные) пегматиты:

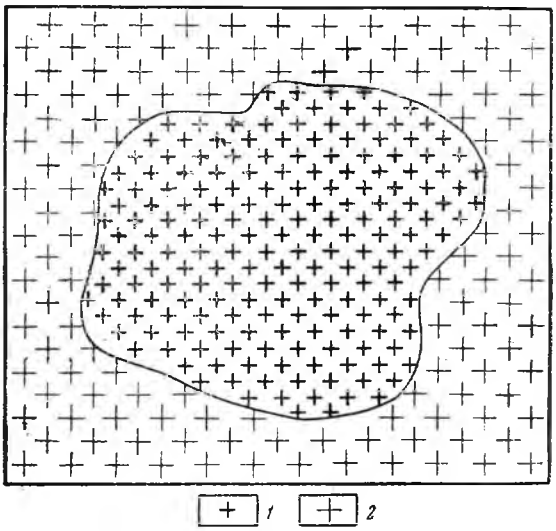
а) залегающие в гранитах,

б) залегающие в породах кровли гранитного массива.

Имеются также пегматитовые тела, занимающие промежуточное положение между фациальными и фазовыми пегматитами — фациально-фазовые пегматиты.

Фациальные пегматиты

Пегматиты этой группы залегают в мелко- и среднезернистых гранитах — двуслюдяных, мусковитовых и пегматоидных, с которыми связаны постепенными переходами. Они представлены мелкими шлировидными телами и имеют, как правило, простое, недифференцированное строение (фиг. 18). Размер тел 1—1,5 м², редко превышает 3—5 м².



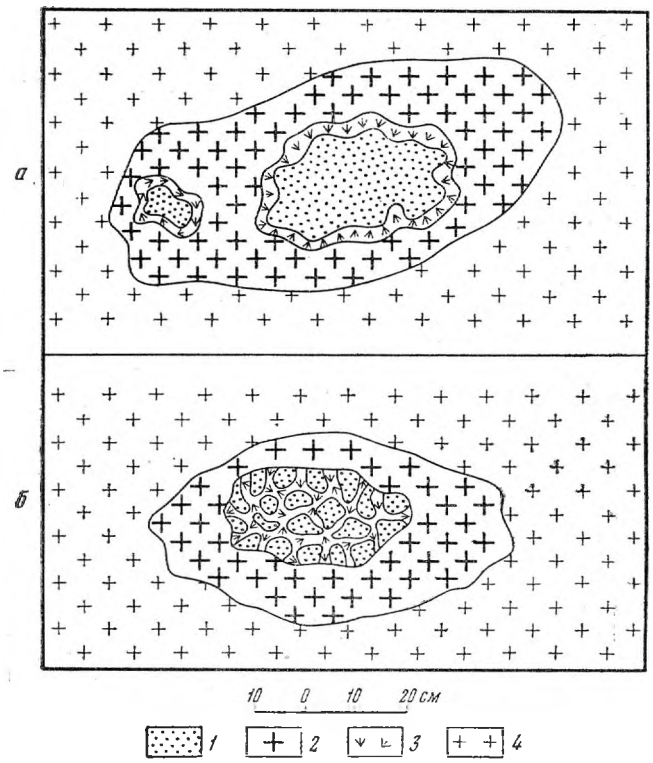
Фиг. 18. Гранитный пегматит недифференцированного строения.

1 — равномернозернистый пегматит; *2* — двуслюдяной гранит.

Минералогический состав описываемых пегматитов отличается большим однообразием; они состоят из микроклина, кварца, кристаллизация которых происходила почти одновременно. В качестве второстепенных минералов наблюдаются мусковит, гранат. Структура пегматитов равномернозернистая. Процесс замещения проявлен очень слабо.

Следует отметить, что к контакту количество шлировидных пегматитовых тел и размеры их заметно увеличиваются, а также изменяется и внутреннее строение пегматитов. Особенно много пегматитовых тел этого типа в эндоконтактовой зоне (шириною 0,5—0,7 км), сложенной мусковитовыми гранитами крупнозернистой и пегматоидной структуры. В отдельных участках этой зоны пегматиты занимают 30—40% от общей площади данного участка. Форма пегматитовых тел, развитых в эндоконтакте, разнообразна; наряду с небольшими линзами и гнездами

простого строения, наблюдаются неправильные крупные тела более сложного, зонального строения. Размеры тел варьируют от незначительных до 25—30 м². Периферическая зона их мелко- и среднезернистая, сложена зернами микроклина размером 1,5×2,5 см, реже 4,5×6 см. Промежутки между микроклином заполнены зернами кварца (2—3 см) и агрегатами листочков мусковита до 3×4,5×5,0 см. Центральная часть пегматитовых тел обычно представлена обособлениями кварца (до 2—2,5 м) серовато-дымчатого цвета. На контакте кварцевых блоков с микроклиновой зоной часто наблюдается оторочка мусковита (до 5 см мощностью). Листочки мусковита, размером 2,5×4 см, иногда ориентированы перпендикулярно к стенкам кварцевого ядра (фиг. 19 *а*). Нередко



Фиг. 19. Зональное строение фациального пегматита.
а — мусковит образует оторочку вокруг кварцевого ядра; *б* — мусковит в кварцевом ядре выполняет промежутки между блоками кварца; *1* — кварц; *2* — зона среднезернистого пегматита; *3* — мусковит; *4* — двуслюдяной гранит.

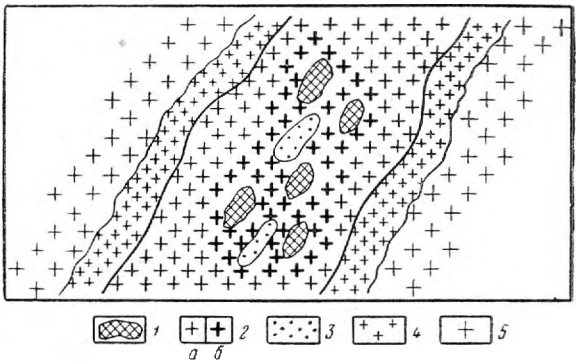
ядро пегматитов слагается дымчатым кварцем, промежутки между зернами которого выполняются листочками мусковита (фиг. 19 *б*). Эти пегматитовые тела можно отнести к блоковому типу. Они характеризуются более сложным минералогическим составом по сравнению с пегматитовыми телами, залегающими в мелкозернистых двуслюдяных гранитах. В них, помимо главных минералов — микроклина, кварца и мусковита, присутствуют в небольших количествах флюорит, апатит, турмалин и берилл.

Процесс альбитизации калиевого полевого шпата в этой группе пегматитов проявлен более интенсивно, чем в фациальных пегматитах простого строения.

Фазовые (жильные) пегматиты

Фазовые пегматиты, залегающие в гранитах

Фазовые пегматиты наиболее часто располагаются в пегматоидных гранитах, в зоне эндоконтакта. В мелко- и среднезернистых двуслюдяных гранитах они встречаются значительно реже. В этом случае они имеют малую мощность (от нескольких сантиметров до 0,3—0,5 м) и простое недифференцированное строение. По простиранию они прослеживаются на 5—15 м. Эти жилы, так же как и фациальные гранитные пегматиты, обладают равномернозернистой гранитной структурой и сложены калиевым полевым шпатом, кварцем и мусковитом. В качестве второстепенного минерала присутствует гранат, акцессорные — апатит и берилл. Периферийные части таких жил иногда имеют аплитовидную или письменную структуру.



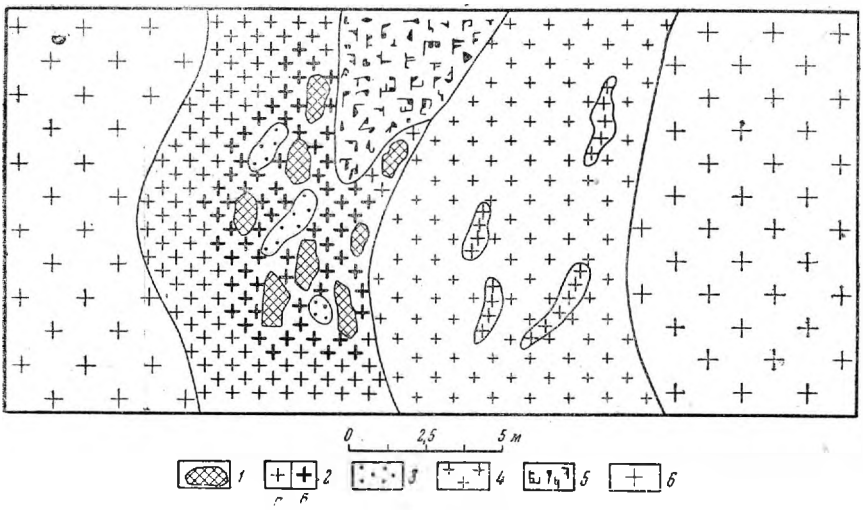
Фиг. 20. Симметричное строение пегматита переходного типа от равномернозернистого к блоковому.

1 — блоки калиевого полевого шпата; *2* — зоны пегматита: *а* — среднезернистая, *б* — крупнозернистая; *3* — линзы кварца; *4* — аплитовидная зона; *5* — пегматоидный гранит.

Фазовые пегматиты, залегающие в пегматоидных гранитах, характеризуются большей мощностью, увеличением размера минералов, а также повышенным содержанием летучих соединений и редких элементов. Наряду с жилами простого строения здесь наблюдаются жилы, относящиеся к промежуточному между равномернозернистым и блоковым типу пегматитов (фиг. 20). Жилы имеют неправильное ветвящееся строение. Длина их варьирует от нескольких метров до десятков метров, мощность изменяется от 0,7 до 0,8 м, в раздувах достигает 3,5—5 м. Строение жил чаще симметричное, периферическая часть обычно сложена аплитовидной породой или гранитом письменной структуры. Затем идет равномернозернистая зона, сложенная в основном кристаллами микроклина (до 5×6 см), промежутки между которыми выполнены зернами кварца (3—5 см) и листочками мусковита (2—3 см). В центральной части зоны кварц-мусковит-полевошпатового состава наблюдаются блоки кварца (до 20—30 см) и крупные выделения микроклина (до 15—20 см). На контакте кварцевых линз и выделений микроклина встречаются мусковит и очень редко крупные кристаллы и гнезда берилла. Иногда в микроклине включены мелкие зерна апатита, флюорита, молибденита и колумбита.

Нередко наблюдается асимметричное строение жил (фиг. 21), когда аплитовидная зона в лежачем боку жилы отсутствует и среди равномер-

нозернистой зоны кварц-мусковит-микроклинового состава имеются участки пегматита с письменной структурой, а также линзы кварца (до 30—50 см) и крупные выделения микроклина размером до 10×15 и и 15×25 см. От пегматитов первого типа — равномернозернистых — к блоковым пегматитам намечается переход в виде жил, в которых в центральной части присутствуют крупные кристаллы микроклина и линзы кварца, пространственно не разобщенные со среднезернистой зоной. Процесс альбитизации в таких жилах проявлен интенсивнее, чем в пегматитах первого типа, зерна микроклина в них часто изъедены и от них остаются лишь незначительные реликты.



Фиг. 21. Асимметричное строение пегматита переходного типа от равномернозернистого к блоковому.

1 — блоки микроклина; *2* — зоны пегматита: *а* — среднезернистая, *б* — крупнозернистая; *3* — линзы кварца; *4* — аплитовидная порода; *5* — письменный гранит; *6* — двуслюдяной гранит.

Главными минералами пегматитов являются микроклин (60—65%), кварц (20—25%) и мусковит (8—10%). В качестве второстепенных и акцессорных минералов встречаются: берилл, гранат, молибденит, апатит, флюорит, колумбит, турмалин, халькопирит и пирит.

Микроклин присутствует в виде зерен и крупных таблитчатых выделений (15×25 см) розовато-желтого цвета. Таблитчатые выделения часто трещиноваты, трещины залечены кварцем, флюоритом, жильбертитом, халькопиритом и пиритом. Под микроскопом микроклин обнаруживает едва заметную двойниковую решетку, которая отчетливо проявляется только в отдельных участках зерен: часто наблюдаются пертитовые вростки альбита в микроклине в виде тонких полос и жилок.

Кварц встречается в виде ксеноморфных зерен до 3—5 см в поперечнике, цвет дымчато-серый, характерно волнистое угасание. Иногда присутствуют линзовидные выделения и ядра кварца до 0,5—1,5 м мощностью.

Мусковит в виде листочков и пластинок (размером до 4—5 см) нередко слагает тонкие прожилки и агрегаты. Наибольшее количество мусковита приурочено к контакту микроклиновой зоны с кварцевым ядром или к кварцевому ядру.

Берилл образует короткостолбчатые светло-желтоватые и зеленовато-белые кристаллы (размером до 10×10×15 см), иногда гнезда, при-

уроченные к контакту микроклиновой зоны с кварцевым ядром; реже встречается в микроклине и кварце.

Гранат представлен мелкими, хорошо образованными кристаллами буровато-красного цвета размером от 0,3 до 1 мм, иногда до 0,8 см. Приурочен к альбитизированным участкам микроклина, где образует редко рассеянную вкрапленность или цепочкообразные скопления. Иногда отдельные кристаллы граната заключены в листочках мусковита. Под микроскопом гранат бледно-буроватый.

Молибденит встречается в незначительных количествах, обычно в виде таблитчатых выделений (1×1,5 см), реже — мелких чешуек, заключенных в микроклине.

Апатит в виде мелких зерен (до 1 см) и реже тонкопризматических кристаллов светло-голубого цвета размером 0,1×1,5 см, также приурочен к микроклину.

Флюорит образует мелкие светло-фиолетовые ксеноморфные зерна (до 0,3 см в поперечнике) в пустотах и трещинах микроклина.

Колумбит встречается редко в виде кристаллов размером до 0,15×0,5 см, обычно приуроченных к микроклину.

Альбит (№ 4—6) мелкозернистый, развивается по микроклину, образуя каемки и неправильные прожилки. Местами от микроклина остаются небольшие реликтовые участки. Под микроскопом альбит представлен хорошо выраженными двойниками по карлсбадскому закону; $2V = +84°$.

Жильбертит в виде мелких светло-желтых чешуек и сфероидальных образований (до 0,3 см в поперечнике) приурочен к альбитизированным участкам микроклина.

Фазовые пегматиты, залегающие в кровле гранитного массива

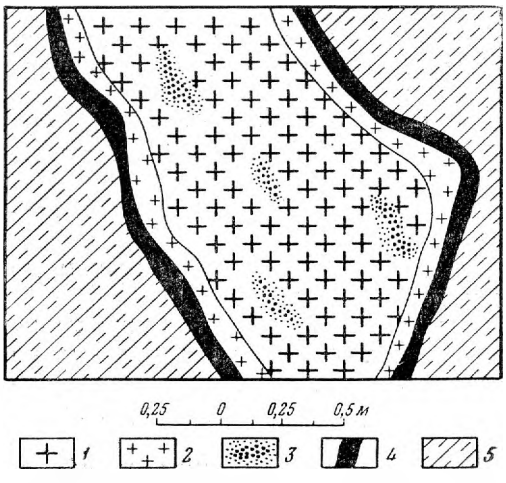
Пегматиты этой группы залегают в амфиболовых гнейсах, диоритах и гранодиоритах. В тех случаях, когда они залегают в амфиболовых гнейсах, на контакте развивается маломощная биотитовая оторочка. Эти тела по сути могли бы быть выделены в самостоятельную группу контактных пегматитов, но так как они в основном сохранили чистую линию развития и слагаются минералами пегматитов чистой линии (микроклином, кварцем и мусковитом), мы их описываем в группе пегматитов чистой линии.

Главная масса пегматитовых тел по структуре относится к равномернозернистому типу и к переходному от равномернозернистого к блоковому (Власов, 1952). На описании этого типа жил останавливаться не будем,— они имеют такое же строение, как и пегматиты, развитые в эндоконтактовой пегматоидной зоне гранита, но в отличие от них характеризуются наличием маломощной реакционной биотитовой зоны (фиг. 22) и более интенсивно проявленным процессом замещения калиевого полевого шпата мелкозернистым альбитом.

Наряду с маломощными жилами простого недифференцированного строения среди пегматитов этой группы имеются и более крупные тела блокового и полнодифференцированного типов, на описании которых и остановимся ниже.

Форма пегматитовых тел блокового и дифференцированного типов линзовидная или жилообразная. По простиранию и падению они часто соединяются между собой апофизами, образуют мощные раздувы и тонкие пережимы. Внутри пегматитовых тел иногда наблюдаются ксенолиты амфиболитов, которые достигают значительных размеров. По отношению к вмещающим породам они нередко являются секущими. Простирание пегматитовых тел СЗ 315—340° с падением на северо-восток

под углом 55—88°; иногда они имеют простирание СВ 50—88° и падение на юго-восток под углом 20—80° или северо-запад под углом 35—70°. Протяженность этих тел изменяется от нескольких десятков метров до 250 м и более. Мощность варьирует в широких пределах: от 10—20 см в пережимах до десятков метров в раздувах. На контакте пегматитовых тел с амфиболитами развиты маломощные биотитовые оторочки (3—5 см), что говорит о слабом взаимодействии пегматитовых расплавов-растворов с боковыми породами. В тех случаях, когда мощность реакционных зон возрастает до 30—40 см, они представлены чередующимися тонкими полосками биотита (3—5 см) и прослоями вмещающих пород. На контакте с диоритом контактовые изменения выражены еще слабее, биотитовые оторочки отсутствуют. Диориты вблизи контакта обогащены чешуйками биотита (развивающимися по роговой обманке) и иногда фельдшпатизированы.



Фиг. 22. Развитие биотитовой оторочки у пегматитов чистой линии, залегающих в амфиболовых гнейсах.

1 — зона среднезернистого пегматита; *2* — аплитовидная зона; *3* — зона замещения; *4* — биотитовая оторочка; *5* — амфиболовый гнейс.

Биотитовая оторочка, развивающаяся на контакте с амфиболитом, представлена среднечешуйчатой, плотной породой буровато-коричневого цвета. В шлифах, помимо биотита, наблюдаются апатит и сфен. Из вторичных минералов можно отметить хлорит. Структура породы лепидобластовая. Оптическая характеристика биотита и результаты химического анализа приведены в табл. 33 и 34 (ан. 1).

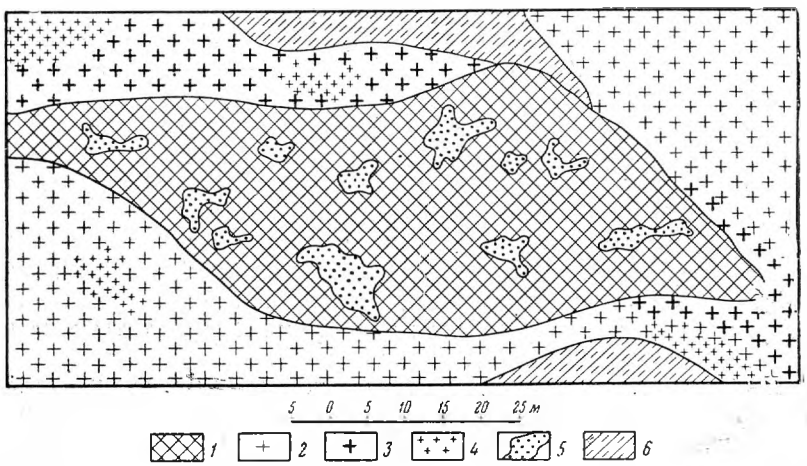
Блоковый тип пегматитов

Для пегматитов этого типа характерно развитие двух хорошо выраженных зон. Периферическая зона представлена мелко- и среднезернистой породой гранитной структуры (фиг. 23), которая в некоторых участках переходит в аплитовидную или крупнозернистую. Центральная зона слагается мономинеральным калиевым полевым шпатом, в котором заключены блоки сильно трещиноватого дымчатого кварца с зазубренными, извилистыми контурами. Иногда блоки кварца приурочены только к висячему боку пегматитового тела. Обычный размер блоков 0,3×0.5 м, в редких случаях до 0,75×1,5 м. В некоторых участках блоки кварца отсутствуют и центральная часть тела сложена почти мономинеральным калиевым полевым шпатом с включением мелких зерен кварца и листочков мусковита. Наиболее интенсивная редкометальная минерализация обычно приурочена к блоковым участкам жил.

В этом типе пегматитов уже наблюдается обособление микроклиновой зоны от среднезернистой, но процесс дифференциации пегматитового расплава еще не зашел настолько далеко, чтобы образовались мономинеральные зоны микроклина и кварца. Процесс замещения проявлен значительно сильнее, чем в равномернозернистом типе, и выражается в развитии альбита и мелкочешуйчатой слюды по микроклину. Наряду с мелкозернистым альбитом иногда встречается клевеландит.

Главными минералами пегматитовых тел являются микроклин (60—70%), кварц (20—25%) и мусковит (10—15%). В качестве второстепенных и акцессорных минералов наблюдаются: гранат, турмалин, берилл, колумбит, микролит, молибденит, апатит, мелкозернистый альбит, клевеландит и кальцит.

Микроклин образует крупные таблитчатые выделения размером до 25×30 см, иногда слагает мономинеральные зоны. Замещается мелкозернистым альбитом и клевеландитом. В шлифах он обнаруживает слабо выраженную двойниковую решетку; нередко наблюдается микроклин-пертит.



Фиг. 23. Блоковый тип пегматитов.

1 — микроклиновое ядро; *2* — зона мелко-, среднезернистого пегматита; *3* — участки крупнозернистого пегматита; *4* — участки аплитовидной породы; *5* — блоки кварца; *6* — амфиболит.

Кварц представлен ксеноморфными зернами (до 4—5 см), линзами и блоками дымчато-серого цвета.

Мусковит встречается в виде листочков до 3—4 см в поперечнике, заполняющих промежутки между зернами кварца в микроклине. Иногда мусковит слагает прерывистые прожилки до 2—3 см мощностью, секущие в различных направлениях пегматитовое тело.

Гранат относится к промежуточному типу — спессартин-альмандину. Представлен хорошо образованными кристаллами буровато-красного цвета. Кристаллы обычно мелкие (0,5—1 мм), редко достигают 0,8—1,0 см. Основная масса граната приурочена к мелкозернистому альбиту, значительно реже встречается в зернах кварца, листочках мусковита и кристаллах берилла. Данные химических анализов (№ 3, 4) приведены в табл. 75.

Турмалин в виде призматических кристаллов (до 2—3 см длиной) черного цвета приурочен к контакту кварца и калиевого полевого шпата; иногда в виде редких кристаллов включен в кварце.

Берилл слагает зернистые агрегаты, а также наблюдается в виде отдельных короткостолбчатых кристаллов, приурочен к контакту кварца с микроклином, реже встречается в них самих. Цвет зеленовато-желтый, светло-желтый и светло-зеленый. Трещины в кристаллах часто залечены кварцем, мусковитом и альбитом. Обычный размер кристаллов 2×3 см, иногда до 10×10×15 см. Результаты химического анализа берилла приведены в табл. 50 (ан. 1). В мелко- и среднезернистых зонах этих пегматитов берилл обычно мелкокристаллический.

Колумбит представлен мелкими (0,2×0,5 см) призматическими кристаллами черного цвета. Иногда встречаются более крупные кристаллы (2×4 см), рассеченные прожилками плагиоклаза. Вокруг выделений колумбита наблюдаются бурые ореолы. Как правило, колумбит приурочен к микроклину или мелкозернистому альбиту, развивающемуся по микроклину.

Микролит в виде мелких октаэдрических кристаллов и овальных зерен (0,15×0,3 см) приурочен к микроклину. Цвет светло-желтый и красновато-бурый.

Молибденит представлен таблитчатыми кристаллами размером 0,5×1 см, реже до 2,5×3 см.

Апатит встречается в виде зерен до 3—4 см в поперечнике светло-голубого цвета. Иногда в пустотах микроклина в ассоциации с альбитом наблюдаются хорошо образованные короткостолбчатые кристаллы размером 0,3×0,5 см.

Альбит мелкозернистый, замещает микроклин в виде каемок, жилок, иногда сплошных участков. Нередко в пустотах в микроклине наблюдается хорошо образованные призматические кристаллы альбита размером 0,2×0,4 см, реже 0,6×1 см.

Клевеландит представлен пластинчатыми выделениями белого цвета с перламутровым блеском на плоскостях спайности. Иногда пластинки образуют агрегаты (до 7 см) радиально-лучистого строения, среди которых встречаются реликты микроклина Результаты химического анализа клевеландита приведены в табл. 15.

Кальцит встречается в виде тонкотаблитчатых выделений (4×7 см) зеленовато-бурого цвета различной интенсивности. Реже наблюдаются кристаллы (до 4 см) белого цвета с сильным перламутровым блеском. Результаты химического анализа приведены в табл. 88 (ан. 1).

Полнодифференцированный тип пегматитов

Этот тип пегматитов является следующей за блоковыми пегматитами ступенью в эволюции процесса пегмагитообразования. Пегматитовое тело данного типа было встречено на одном из южных участков Изумрудных Копей. По отношению к вмещающим породам — амфиболитам и различным сланцам метаморфического комплекса — оно является секущим. В центральной части тела наблюдаются ксенолиты вмещающих пород, ориентированные согласно его простиранию. Простирание тела невыдержанное и колеблется от 360° до СВ 35°, падение на северо-запад под углом 50—60°. Мощность изменяется от 2—5 до 8—10 м, в раздуве до 20—28 м. Длина тела 250 м. Строение его неоднородное.

На южном фланге оно относится к полнодифференцированному типу и характеризуется интенсивно проявленным процессом альбитизации. В направлении от периферии к центру здесь можно наметить следующие зоны: равномернозернистая, блоковая — микроклиновая, почти нацело альбитизированная, и кварцевое ядро до 6—8 м мощности. Последнее имеет неправильную линзовидную форму, сложено монолитным серовато-дымчатым кварцем. В некоторых телах от кварцевого ядра отходит большое количество апофиз, секущих как аплитовидную породу, так и крупнозернистый пегматит. В описываемом теле к контакту микроклиновой зоны с кварцевым ядром приурочены редкометальные минералы — берилл, танталит и микролит. С глубиной дифференциация пегматитового тела и процесс альбитизации заметно затухают. Мощность кварцевого ядра уменьшается до 0,5—1,0 м, и оно разобщается на несколько ядер, местами совершенно выклиниваясь.

В северной части тело имеет простое недифференцированное строение и характеризуется среднезернистой структурой. Состав его здесь обычный для гранитных пегматитов: микроклин, интенсивно замещенный альбитом, кварц и мусковит. Акцессорные минералы (характерные для всего тела) представлены гранатом, апатитом, флюоритом, турмалином, колумбит-танталитом, молибденитом.

Этот тип пегматитов, в отличие от блокового, характеризуется, помимо наличия мономинеральной микроклиновой зоны, развитием мощного кварцевого ядра, повышенным содержанием акцессорных редкометальных минералов (колумбит-танталит, микролит, берилл), более крупными их размерами и интенсивно проявленным процессом замещения.

Развитие и усложнение (дифференциация) процесса пегматитообразования находится в тесной связи с объемом, формой тел и отдаленностью их от материнского интрузива. Изложенный фактический материал свидетельствует о том, что все типы пегматитов Изумрудных Копей, начиная от мелких шлировидных тел, залегающих в мелкозернистых гранитах, и кончая жильными, хорошо развитыми телами, залегающими в кровле интрузии, представляют собой отдельные звенья единой эволюционной цепи развития пегматитового процесса. Содержание редкометальных минералов при переходе от одного текстурно-парагенетического типа к другому становится более высоким и разнообразным; так, в дифференцированном типе пегматитов появляются микролит, колумбит-танталит (вместо колумбита) и наряду с мелкозернистым альбитом — клевеландит. Увеличивается размер минералов и изменяется их кристаллографическая форма. Если в равномернозернистом типе пегматитов наблюдаются зерна и мелкие длиннопризматические кристаллы берилла, то в блоковом и полнодифференцированном типах присутствуют крупные короткопризматические и короткостолбчатые бериллы, как это характерно и для пегматитов других полей.

ДЕСИЛИЦИРОВАННЫЕ ПЕГМАТИТЫ (ПЕГМАТИТЫ ЛИНИИ СКРЕЩЕНИЯ)

Десилицированные пегматиты образовались при внедрении гранитных пегматитовых расплавов-растворов, обогащенных летучими, в ультраосновные породы, главным образом в серпентинизированные и оталькованные их разности, богатые водой. При взаимодействии с резко отличными по составу вмещающими породами пегматитовый расплав-раствор обогащался Mg, Fe и Ca, что приводило к кристаллизации флогопита, актинолита, хлорита и талька вместо минералов, присущих гранитным пегматитам чистой линии и вмещающим породам (K-Na полевых шпатов, кварца, мусковита, оливина, пироксена, серпентина, талька и др.). В связи с тем, что десилицированные пегматиты формировались в условиях наличия большого количества летучих, особенно соединений фтора и воды, естественно образовывался своеобразный пневматолито-гидротермальный парагенезис минералов, слагающий эти пегматиты.

Таким образом, за счет одного и того же пегматитового расплава-раствора, в зависимости от химико-минералогического состава вмещающих пород, образовывались или нормальные гранитные пегматиты, или жильные тела, вошедшие к литературу как десилицированные пегматиты.

Все десилицированные пегматиты приурочены к экзоконтактной зоне Мурзинского гранитного массива. Они залегают только в ультраосновных породах, в значительной степени измененных процессами метамор-

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

физма в серпентиниты, тальковые и тремолит-тальковые породы. Среди поля развития диоритов, амфиболовых гнейсов, в зоне экзоконтакта гранитного массива и в гранитах десилицированные пегматиты не встречаются; вместо них развиты пегматиты чистой линии.

Изучение десилицированных пегматитов представляет большой теоретический и отчасти практический интерес, так как именно с ними на Изумрудных Копях связаны изумруды. Изучение их дает возможность понять химизм взаимодействия дериватов гранитной магмы с вмещающими ультраосновными породами и разобрать минералогию и геохимию этого процесса, характеризующегося необычным качественным и количественным сочетанием элементов.

По минералогическому составу десилицированные пегматиты Изумрудных Копей условно подразделяются на десилицированные пегматиты с плагиоклазитовыми зонами, линзами и десилицированные пегматиты с мусковит-флюоритовыми линзами, содержащими берилл.

Десилицированные пегматиты с плагиоклазитовыми зонами и линзами

Десилицированные пегматиты этого типа имеют сложное строение: они то разветвляются, то вновь соединяются, образуя жильные свиты (фиг. 24, 25), мощностью от нескольких метров до десятков метров, прослеживающиеся по простиранию и падению на сотни метров. В жильной свите отдельные жилы разобщены между собой прослойками вмещающих пород (фиг. 26, 27) — серпентинитов, метаморфизованных диоритов и углистых сланцев. Мощность отдельных жильных тел колеблется от 0,2 до 5—6 м; прослеживаются они по падению и простиранию на 80—100 м и более. Простирание жил СЗ — С 320—360°, падение на северо-восток или восток, реже на запад под углами 50—80°. Иногда они имеют простирание СВ 20—40°, падение на юго-восток.

Для десилицированных пегматитов этого типа характерно зональное строение (фиг. 28). Центральная часть их представлена обычно плагиоклазитом, образующим отдельные линзы в флогопитовом сланце (фиг. 29), нередко соединенные между собой тонкими проводниками, или выдержанные жилообразные тела, мощностью от 3—5 до 20 см (фиг. 30). Наряду с плагиоклазитом иногда присутствуют небольшие выделения и линзы кварца, размером от нескольких сантиметров до 1,0×3,0 м и более. В тех случаях, когда плагиоклазитовые линзы отсутствуют, центральная часть жил сложена флогопитом.

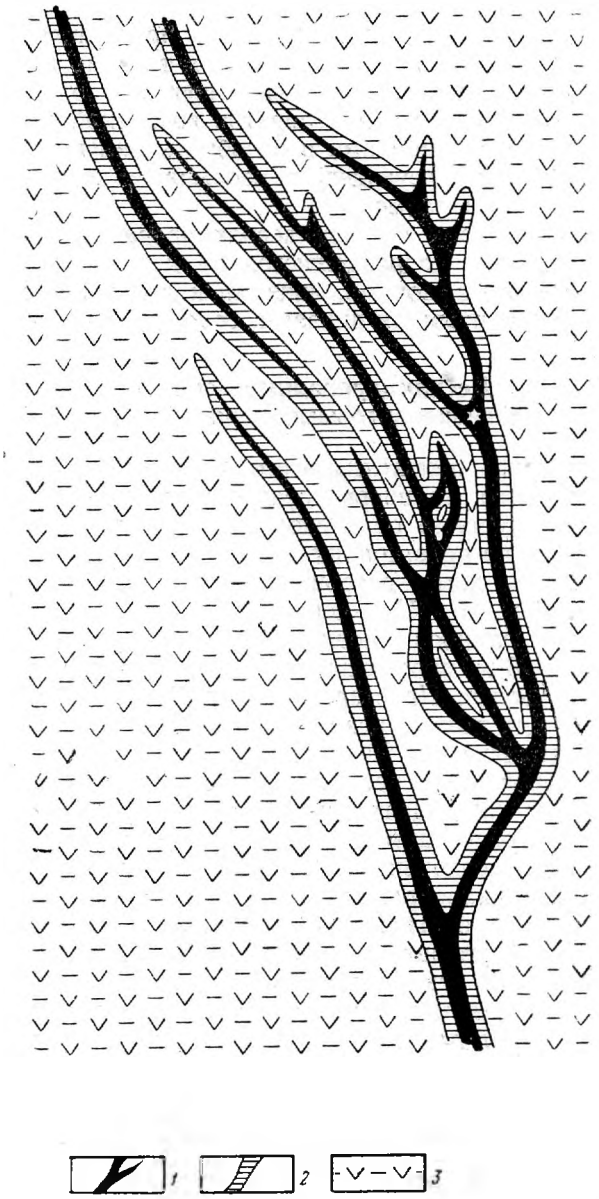
По обе стороны от плагиоклазита симметрично располагаются реакционные зоны: флогопитовая, актинолитовая, хлоритовая и тальковая. При выпадении актинолитовой зоны хлоритовая зона непосредственно контактирует с флогопитовой. Полная серия зон наблюдается в том случае, если вмещающими породами служат серпентиниты, причем наиболее постоянными являются флогопитовая и тальковая зоны, в то время как актинолитовая и хлоритовая зоны или выпадают, или образуют смешанные по составу зоны — флогопит-хлоритовые, актинолит-тальковые и др. Если жилы внедряются по контакту серпентинитов с диоритами или амфиболовыми гнейсами, что бывает наиболее часто, то наблю-

---

Фиг. 24. Строение изумрудоносной свиты (по Б. Т. Митрофанову).

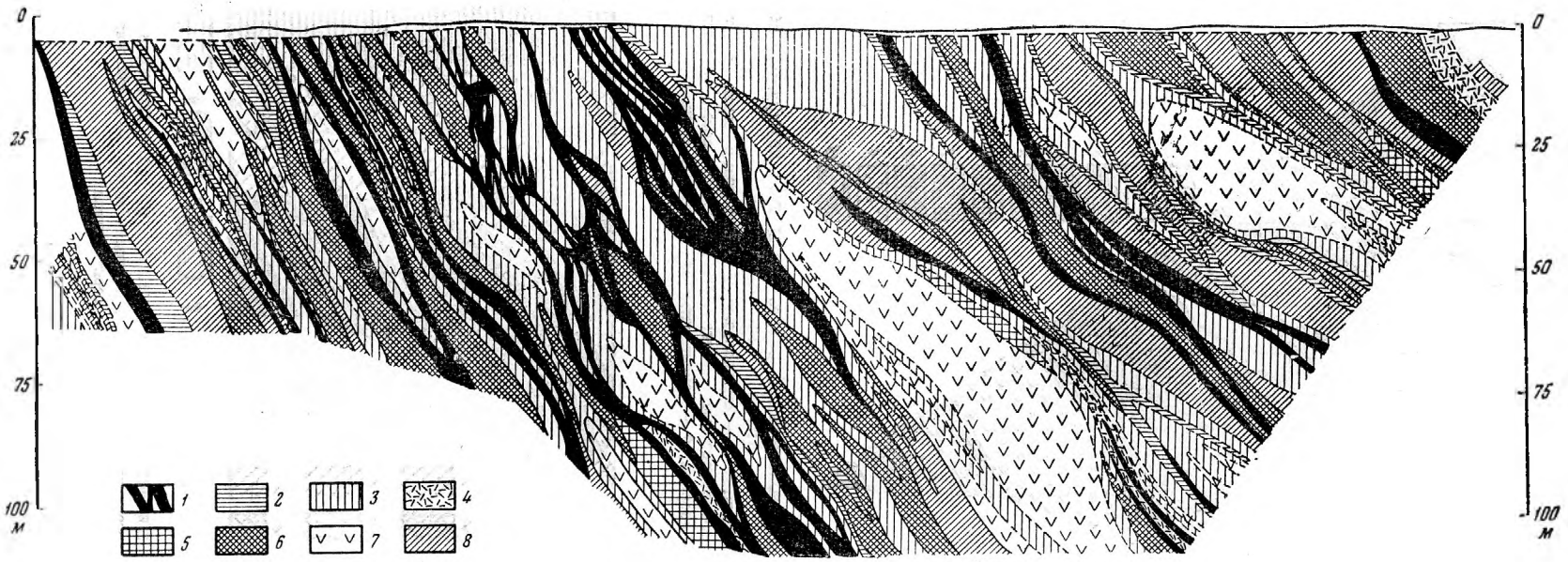
1 — десилицированные пегматиты; *2* — хлоритовые породы; *3* — тальк-хлоритовые и хлорит-тальковые породы; *4* — хлорит-актинолитовые породы; *5* — тальк-актинолитовые и актинолит-тальковые породы; *6* — актинолитовые породы; *7* — тальковые породы; *8* — диориты; *9* — амфиболовые гнейсы; *10* — амфиболиты; *11* — серпентиниты; *12* — углистые сланцы; *13* — кварциты.

дается асимметричное строение жил: со стороны диоритов и амфиболовых гнейсов актинолитовые, хлоритовые и тальковые зоны обычно отсутствуют, и флогопитовая зона непосредственно контактирует с этими



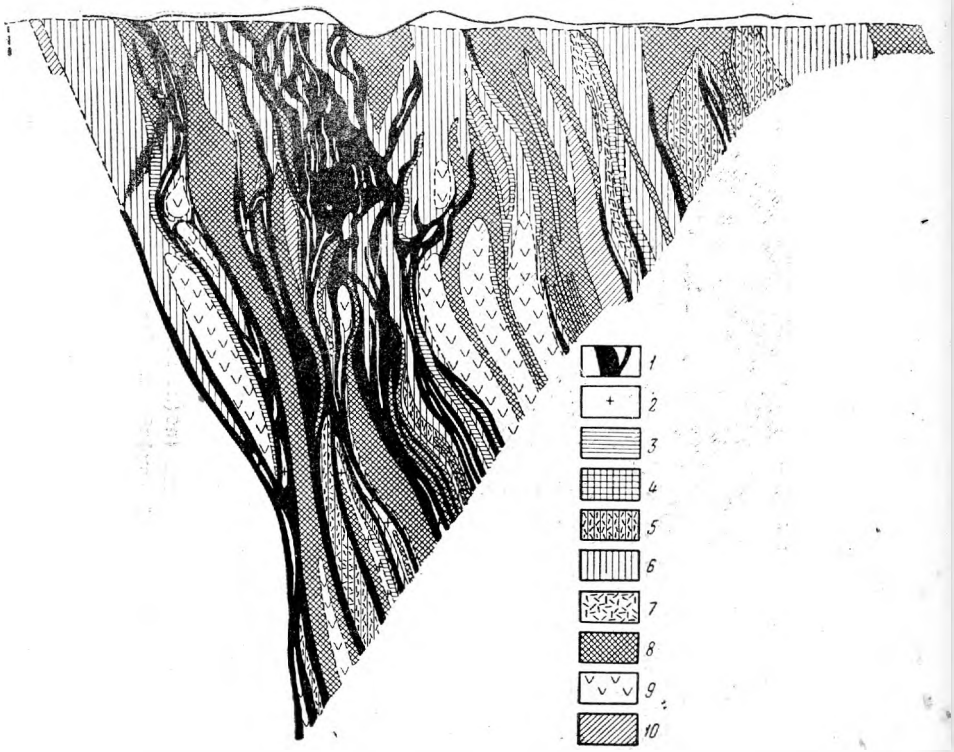
Фиг. 25. Сложное ветвление жилы десилицированных пегматитов.
1 — флогопитовая зона; *2* — тальковая зона; *3* — метаморфизованные дуниты. Звездочкой показано местонахождение изумруда.

породами (фиг. 31). В таких случаях диориты на расстоянии 0,1—0,5 м от контакта обычно интенсивно биотитизированы. Если вмещающими являются тремолитовые породы, образуются флогопит-тремолитовые, тремолит-хлорит-тальковые и хлорит-тремолитовые зоны, при этом контакт между плагиоклазитовым телом и флогопитовой зоной отчетливый, а между другими зонами расплывчатый, с заходом минералов одной зоны в другую.



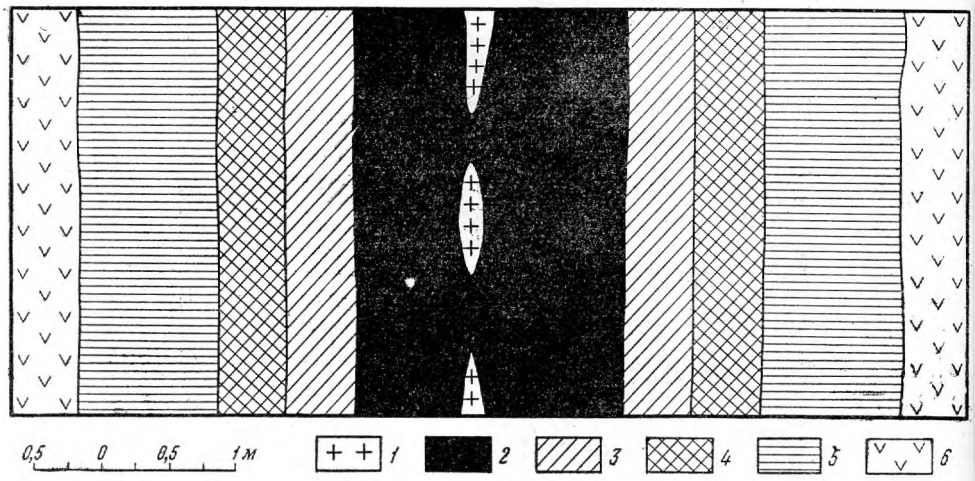
Фиг. 26. Схематический геологический разрез свиты жил изумрудоносного комплекса (по(по Б. Т. Митрофанову)

1 — десилицированные пегматиты; *2* — хлоритовые зоны; *3* — тальковые зоны; *4* — актинолитовые зоны; *5* — амфиболит; *6* — диориты; *7* — серпентиниты. *8* — углистые сланцы.



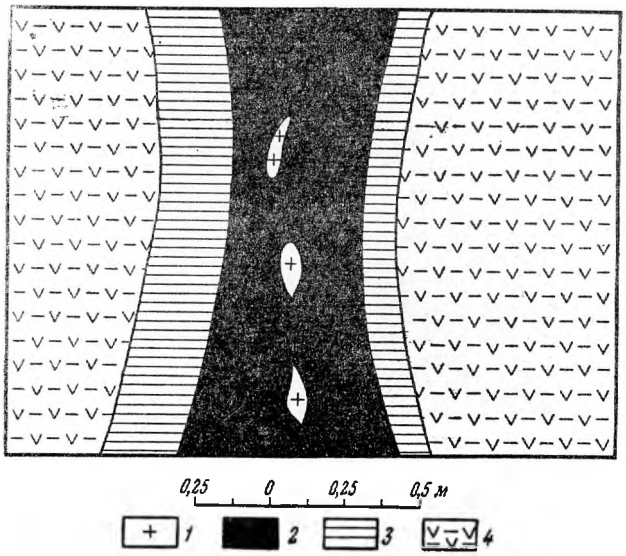
Фиг. 27. Схематический геологический разрез свиты жил изумрудоносного комплекса (по Б. Т. Митрофанову)

1 — десилицированные пегматиты; *2* — плагиоклазит; *3* — хлоритовые зоны; *4* — тальк-хлоритовые зоны; *5* — тальк-актинолит-тремолитовые зоны; *6* — тальковые зоны; *7* — актиновые зоны; *8* — диориты; *9* — серпентиниты; *10* — углистые сланцы.



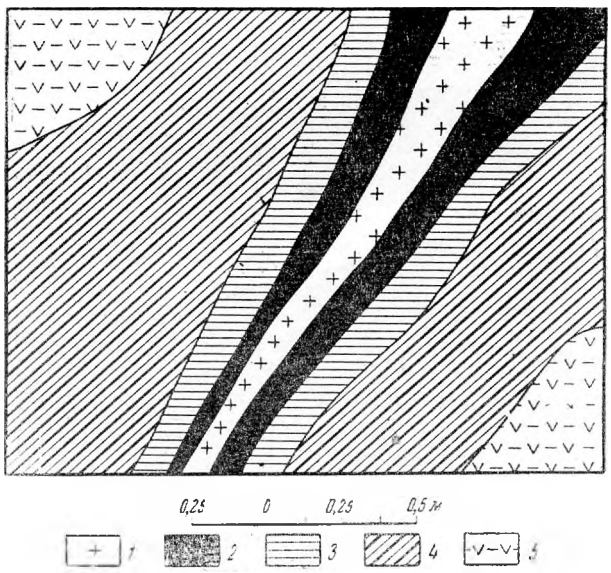
Фиг. 28. Схема строения десилицированных пегматитов, залегающих в серпентинитах.

1 — плагиоклазит; *2* — флогопитовая зона; *3* — актинолитовая зона; *4* — хлоритовая зона; *5* — тальковая зона; *6* — серпентиниты.



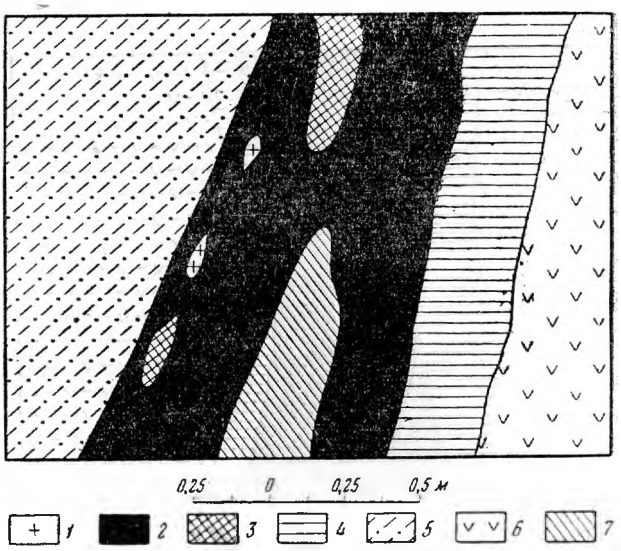
Фиг. 29. Симметричное строение десилицированного пегматита с линзами плагиоклазита.

1 — плагиоклазит; *2* — флогопитовая зона; *3* — тальковая зона; *4* — метаморфизованный дунит.

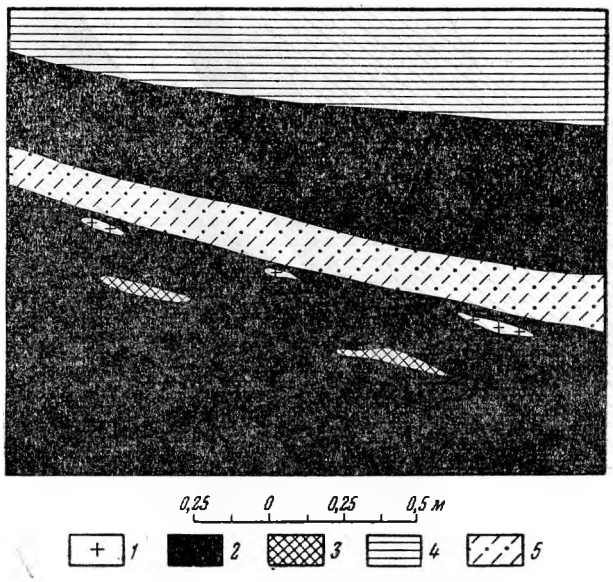


Фиг. 30. Симметричное строение жилы с непрерывным плагиоклазитовым телом.

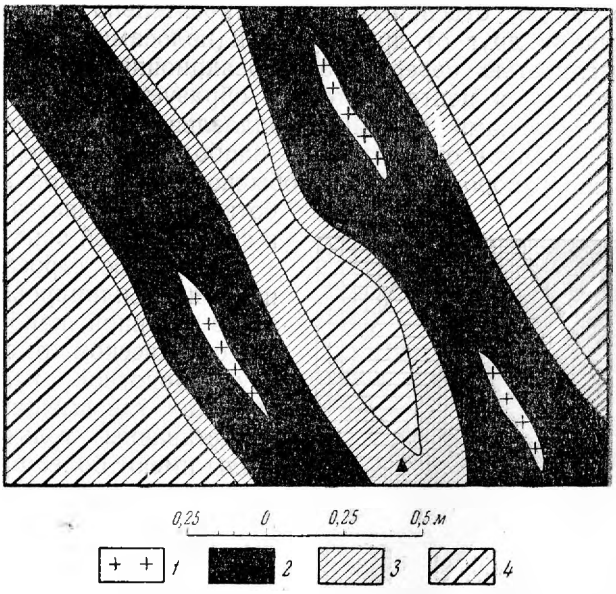
1 — плагиоклазит; *2* — флогопитовая зона; *3* — тальковая зона; *4* — тальк-доломитовая порода; *5* — метаморфизованный дунит.



Фиг. 31. Асимметричное строение жилы десилицированного пегматита на контакте серпентинитов с диоритами.
1 — плагиоклаз; *2* — флогопитовая зона; *3* — актинолит; *4* — тальковая зона; *5* — метаморфизованные диориты; *6* — серпентиниты; *7* — углистые сланцы.

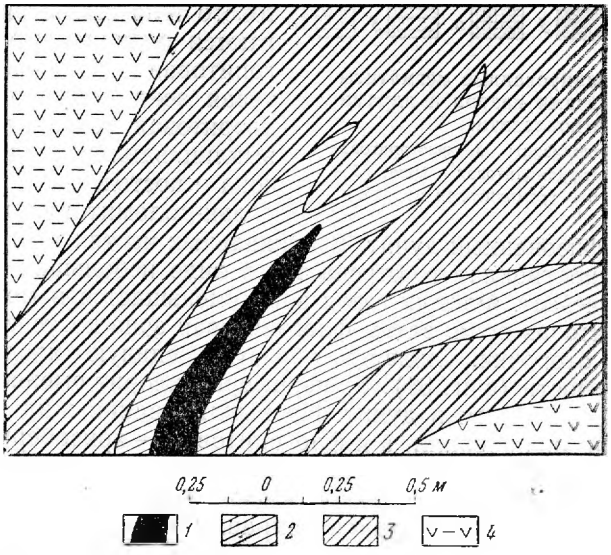


Фиг. 32. Дайка метаморфизованного диорита в флогопитовой зоне.
1 — плагиоклазит; *2* — флогопитовая зона; *3* — актинолит; *4* — тальковая зона; *5* — метаморфизованный диорит.



Фиг. 33. Симметричное строение десилицированных пегматитов в тальк-доломитовой породе.

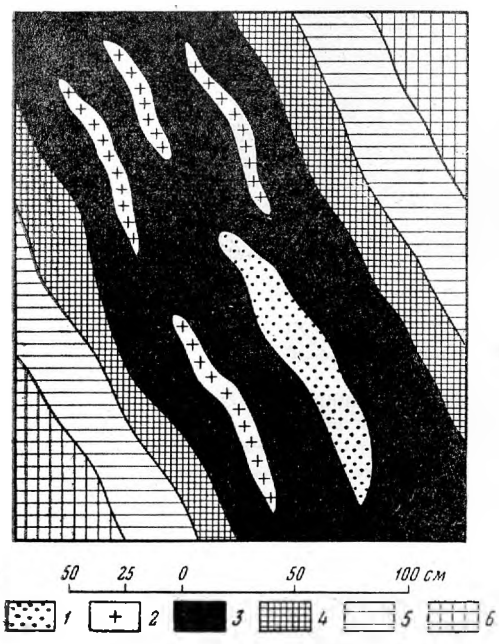
1 — плагиоклазит; *2* — флогопитовая зона; *3* — хлоритовая зона; *4* — тальк-доломитовая порода; черный треугольник в хлоритовой зоне — хризоберилл.



Фиг. 34. Развитие хлоритовых зон на выклинивании жил десилицированных пегматитов.

1 — флогопитовая зона; *2* — хлоритовая зона; *3* — тальк-доломитовая порода; *4* — метаморфизованный дунит.

На строение жильных изумрудоносных свит большое влияние оказывает расположение отдельных жил относительно друг друга. Если жилы разделяются друг от друга узкими полосами вмещающих пород и последние полностью переработаны, реакционные зоны сливаются в одно жильное тело, в центре которого образуется мощная флогопитовая зона с несколькими рядами параллельно ориентированных линз плагиоклазита. Следует отметить, что наиболее легко перерабатываются ультраосновные породы; диорит обычно труднее поддается переработке и сохраняется в виде даек в флогопитовой зоне (фиг. 32).



Фиг. 35. Десилицированные пегматиты с крупными линзами кварца и ядрами плагиоклазита.

1 — кварц; 2— плагиоклазит; 3— флогопитовая зона; 4 — флогопит-тремолитовая зона; 5 — тальковая зона; 6 — тремолитовая порода.

Описанное строение характерно для десилицированных пегматитов северной, наиболее сложной в геологическом отношении, части изумрудоносной полосы. В тех участках, где вмещающие породы представлены только дунитами, жилы имеют более простое и всегда симметричное строение (фиг. 33). Примером могут служить жилы, развитые в районе пос. Черемшанского, которые характеризуются малой мощностью (0,3—1,0 м) и наличием в центральной части непрерывного тела плагиоклазита мощностью 5—20 см (см. фиг. 30). Плагиоклазит в виде линз (размером 5×10×20 см) в таких жилах встречается реже. По обе стороны от плагиоклазитового тела симметрично располагаются реакционные зоны — флогопитовая и тальковая. Актинолитовая зона обычно отсутствует, хлоритовая появляется только на выклинивании жил. Тальковая зона постепенно переходит в тальк-доломитовую породу и затем в метаморфизованный дунит. В апикальных частях жила имеет обычное строение: плагиоклазит встречается в виде небольших линзочек или совершенно исчезает. Флогопитовая зона уменьшается в мощности и появляется хлоритовая зона, затем флогопитовая зона постепенно исчезает, а хлоритовые оторочки, сливаясь, образуют единую хлоритовую зону 10—25 см мощности (фиг. 34). К периферии хлорит сменяется тальком, постепенно переходящим в дунит. На выклинивании жил к хлоритовой зоне приурочен хризоберилл, а к флогопитовой — хризоберилл и апатит.

В районе поселка Красноармейского жилы десилицированных пегматитов в отличие от других участков имеют широтное простирание с углом падения 25—65° на юг. Такое направление жил согласуется с простиранием вмещающих пород, которые на данном участке меняют простирание с северо-западного на широтное. Особенностями жил данного участка является то, что в них, наряду с линзами плагиоклазита, часто наблюдаются линзы кварца размером от 3×10 см до 0,3×2,5 м (фиг. 35). Кроме того, для этих жил характерно широкое развитие флогопит-тремолитовой и тальк-тремолитовой зон вместо актинолитовой, так как вмещающими здесь являются тремолитовые породы.

Ниже дается обобщенное описание зон десилицированных пегматитов. Акцессорные минералы, как общие для зон, описываются не при характеристике каждой зоны, а в конце данного раздела.

Плагиоклазит образует линзы, иногда соединенные тонкими проводниками, или выдержанные зоны мощностью 5—20 см в центральной части тел десилицированных пегматитов. Они на 75—95% сложены плагиоклазом № 18—40, который представлен слабо выраженными крупнокристаллическими агрегатами белого, серовато-белого, серовато-зеленого, иногда молочно-белого и водяно-прозрачного с голубоватым оттенком цвета. Сдвойникован плагиоклаз по переклиновому закону. Его оптическая характеристика и результаты химического анализа приведены в табл. 17 и 18.

В качестве второстепенных акцессорных минералов в плагиоклазите присутствуют: апатит, флюорит, турмалин, корундофиллит, хризоберилл, бериллийсодержащий маргарит, пренит, бавенит, изумруд, берилл, фенгит, молибденит, самородный висмут, иногда кварц.

Флогопитовая зона или располагается по обе стороны от плагиоклазитового тела, или занимает центральную часть десилицированных пегматитов. При выклинивании плагиоклазита флогопитовые зоны висячего и лежачего боков жилы сливаются в единую зону, которая прослеживается по простиранию жилы на десятки и сотни метров (с некоторыми перерывами). Мощность зоны у различных тел варьирует от 0,5 до 3, иногда до 6 м. Макроскопически она представляет собой мелкочешуйчатую сланцеватую породу серебристо-коричневого, золотисто-бурого и темно-бурого, реже серовато-зеленого цвета. Под микроскопом видно, что порода имеет лепидобластическую структуру и на 96—97% состоит из флогопита.

Чешуйки флогопита обычно ориентированы параллельно простиранию плагиоклазитового тела. Если плагиоклазит представлен линзами, имеет место как бы обтекание всех их неровностей. Иногда среди мелкочешуйчатого флогопита наблюдаются участки, размером до 0,5×1,5 м, сложенные более крупными листочками флогопита (0,3—0,5 см), ориентированными в самых различных направлениях. Эта разность носит местное название «звездарь».

Листочки флогопита содержат большое количество включений сфена, апатита, циркона, ильменита и пирротина. Вокруг мельчайших кристаллов циркона обычно наблюдаются плеохроичные ореолы. Иногда флогопит замещается хлоритом и тальком с образованием флогопит-хлоритовой или флогопит-тальковой зон.

Как показывают химические анализы, слюды реакционных зон представлены главным образом флогопитом. Однако наряду с флогопитом присутствует также алюмобиотит, к которому относятся некоторые зеленые разности слюд. Оптическая и химическая характеристика слюд дана в табл. 29, 30, 33 и 34.

В качестве второстепенных и акцессорных минералов в флогопитовой зоне встречаются: флюорит, бериллийсодержащий маргарит, турмалин, изумруд, берилл, фенакит, фуксит, рутил, иногда молибденит и самородный висмут.

Актинолитовая зона редко бывает непрерывной, обычно актинолит слагает линзовидные выделения («булки») в флогопите, размером от 0,2×0,5 до 0,3×2,5 м. Актинолитовая зона иногда интенсивно хлоритизирована и оталькована, при этом образуются смешанные зоны — актинолит-хлоритовые или актинолит-тальковые. Макроскопически порода, слагающая актинолитовую зону,— тонкоигольчатая или спутанно-волокнистая серовато-зеленого и светло-зеленого цвета, в основном состоящая из актинолита. Линзовидные тела («булки») сложены призматическими

кристаллами, обычно собранными в радиально-лучистые или шестоватые агрегаты. В качестве второстепенных минералов присутствуют: флогопит, хлорит, тальк и редкие зерна магнетита; иногда встречаются изумруд и молибденит.

Хлоритовая зона развита почти постоянно. Мощность ее варьирует от 0,1 до 0,4 м. Иногда хлорит слагает линзы, размером 0,2×0,5 м, заключенные в флогопитовой и тальковой зонах. Макроскопически порода, слагающая зону, серовато-зеленого цвета, состоит преимущественно из мелкочешуйчатого хлорита, сильно рассланцована. Под микроскопом хлорит наблюдается в виде листочков и радиально-лучистых выделений светло-зеленого цвета, в которых заключены мелкие кристаллы апатита и зерна магнетита. По оптическим и химическим данным хлорит относится к прохлориту (см. табл. 36, ан. 3 и 4) и реже к корундофиллиту (см. табл. 39). Встречаются участки, сложенные крупными листочками хлорита (до 0,8 см в поперечнике), темно-зеленого цвета, ориентированными в различных направлениях.

Второстепенные и акцессорные минералы в хлоритовой зоне представлены фенакитом, хризобериллом, александритом. Нередко хлорит развивается по флогопиту и актинолиту.

Тальковая зона развита постоянно, когда вмещающими породами являются серпентиниты и дуниты; иногда она следует непосредственно за флогопитовой зоной, а хлоритовая и актинолитовая зоны или выпадают, или представлены линзами в флогопитовом сланце. Мощность зоны варьирует от 0,1 до 0,8 м. Граница между тальковой зоной и серпентинитами нерезкая: последние обычно интенсивно отальк ованы на расстоянии нескольких метров от контакта.

Различаются две генетические разновидности талька: тальк, образующийся в результате взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими ультраосновными породами, и тальк, развившийся за счет флогопита в стадию замещения, значительно менее распространенный.

Внешне порода, слагающая тальковую зону, мелкочешуйчатая, серовато-белого цвета, сильно рассланцованная, жирная на ощупь. Под микроскопом обнаруживается лепидобластическая структура породы. Состоит она из бесцветных чешуек талька, с незначительным содержанием хлорита, флогопита, актинолита, доломита и мелких зерен магнетита, причем иногда содержание доломита настолько велико, что тальковая зона переходит в тальк-доломитовую. В тальковой породе, образованной по флогопиту, помимо реликтов хлорита и флогопита, в некоторых случаях встречаются густоокрашенные изумруды.

Флогопит-тремолитовая зона встречается только у жильных тел, развитых в южной части изумрудоносной полосы. Мощность ее для различных жил варьирует от 0,1 до 0,3 м, редко больше. Она располагается по обе стороны флогопитовой зоны и постепенно переходит в тальк-тремолитовую и тальковую зоны. Макроскопически порода, слагающая зону, серовато-зеленого цвета, сланцеватой, реже массивной текстуры. В шлифах, помимо спутанно-волокнистых и шестоватых агрегатов тремолита, видны чешуйки флогопита и зерна магнетита. Структура породы фибробластовая.

Изумруд приурочен к флогопитовой зоне и к контакту ее с плагиоклазитовым ядром, реже встречается в последнем, в единичных случаях — в тальковой (тальк в этом случае развивается по флогопиту) и актинолитовой зонах. Иногда мелкие кристаллы изумруда наблюдаются в линзах темно-дымчатого кварца, приуроченных к плагиоклазитовой части жил. Изумруд представлен призматическими кристаллами размером 1×1×3 или 1,5×1,5×5 см, изредка до 15—20 см в длину. Изумруды, заключенные в флогопитовом сланце, обычно имеют густо-зеленую

окраску, но сильно трещиноваты и часто мутные от большого количества включений чешуек флогопита и талька. Нередко разорваны параллельно базопинакоиду и залечены флогопитом. Изумруды, приуроченные к плагиоклазитовым ядрам, более прозрачны, содержат меньше включений, но обладают менее густой окраской. Часто наблюдается зональная окраска кристаллов, причем интенсивность окраски обычно к периферии усиливается, иногда наблюдается и обратное явление.

Берилл, так же как и изумруд, приурочен к флогопитовой зоне и к контакту ее с плагиоклазитовым ядром, несколько реже к плагиоклазиту. Встречается в виде отдельных кристаллов и их агрегатов. Обычные размеры кристаллов 1,5×1,5×3,5, иногда 5×6×15 см. Цвет светло-зеленый, голубовато-зеленый, почти до бесцветного. Крупные кристаллы берилла, заключенные в флогопитовой зоне, имеют более интенсивную зеленую окраску в отличие от бериллов, приуроченных к плагиоклазитовому телу. В тех случаях, когда плагиоклаз интенсивно каолинизирован, заключенные в нем кристаллы берилла почти полностью замещаются каолином и бертрандитом и имеют молочно-белый цвет; легко разламываются при небольшом усилии.

Крупные кристаллы берилла обычно сильно трещиноваты, часто разорваны по базопинакоиду на несколько частей с перемещением их относительно друг друга. Трещины залечиваются флогопитом, мусковитом, кварцем, плагиоклазом, флюоритом, иногда пиритом.

Фенакит встречается редко и приурочен к хлоритовой зоне или к контакту ее с флогопитовой, реже к последней. Кристаллы фенакита бесцветные, короткопризматические, часто трещиноватые, размер их обычно 2×2,5×3,5 см, нередко более крупные — 6×7×10 см. Иногда фенакит имеет винно-желтую окраску, которая на солнце в течение двух-трех недель исчезает, и минерал становится бесцветным. Разрушенный фенакит матовый, мало прозрачный.

Хризоберилл встречается в хлоритовой зоне, реже в флогопитовой и в единичных случаях в плагиоклазитовом теле в виде таблитчатых выделений и кристаллов. Размер кристаллов варьирует от мелких до 3,5×5×6 см. Цвет травяно-зеленый и зеленовато-желтый, у разрушенной разности — желтовато-серый.

Александрит наблюдается в флогопитовой зоне. Размер кристаллов 2×2,5 см. Цвет густо-зеленый, при искусственном освещении изменяющийся на вишнево-красный.

Бериллийсодержащий маргарит образует каемки (2—5 см) на контакте плагиоклазитового тела с флогопитовой зоной, сложенные белыми листочками с перламутровым блеском. Реже он встречается в виде таблитчатых кристаллов (до 0,2×0,8×1,5 см) сероватоголубого и светло-коричневого цвета в флогопитовой зоне, а также пластинчатых сферолитов, приуроченных к плагиоклазиту.

Турмалин встречается в флогопитовой зоне и на контакте ее с плагиоклазитом, реже в последнем и в флогопит-тремолитовой зоне. Образует игольчатые и призматические кристаллы черного и буровато-черного цвета размером от 0,1×0,2×5 до 1,5×2×6 см. Иногда наблюдаются радиально-лучистые выделения турмалина (солнца) до 9 см в поперечнике.

Фенгит приурочен к пустотам в плагиоклазитовых ядрах, образует чешуйки и сферолиты светло-желтого цвета. Размер сферолитов от 0,2 до 0,6 см в диаметре.

Фуксит наблюдается в флогопитовой зоне вблизи контакта с плагиоклазитом. Он образует мелкие чешуйки (0,1 см) зеленого цвета.

Молибденит встречается в виде мелких чешуек до 0,3 см в по-

перечнике и таблитчатых кристаллов до 3—5, иногда до 10 см в поперечнике. Основная масса молибденита приурочена к контакту флогопитовой зоны с плагиоклазитовыми ядрами. В некоторых случаях он окислен и замещен повеллитом, ферримолибдитом и молибденовой охрой зеленовато-голубого цвета.

Кварц присутствует редко в плагиоклазитовых ядрах в виде ксеноморфных зерен (до 3,5 см) и небольших линз (10—20 см). Цвет серый. Иногда крупные линзы кварца, размером 0,5×3,0 м, наблюдаются в флогопитовых сланцах.

Апатит образует короткопризматические кристаллы серовато-голубого, голубовато-зеленого и светло-голубого цвета, иногда бесцветные. Размер кристаллов 1×2,5 см, иногда до 2,5×5 см. Обычно приурочен к флогопитовой зоне, реже встречается в плагиоклазите.

Флюорит представлен зернами от очень мелких до 10 см в поперечнике. Хорошо образованные кристаллы редки. Цвет самый разнообразный: фиолетовый различной интенсивности, голубой, розовый, зеленый и т. д. Основная масса флюорита приурочена к плагиоклазитовым ядрам, реже он отмечается в флогопитовой зоне.

Корундофиллит встречается в плагиоклазитовой части жил в виде сфероидальных образований до 0,4 см в поперечнике. Цвет зеленый, различной интенсивности.

Факолит представлен мелкими, хорошо образованными кристаллами светло-бурого цвета, заключенными в пустотах плагиоклаза. Часты двойники. Размер кристаллов до 0,2 см. Иногда наблюдаются агрегаты кристаллов до 0,4 см в поперечнике.

Самородный висмут встречается постоянно в виде плохо выраженных кристаллов до 0,5—1,0 см в поперечнике. Наибольшее количество его приурочено к плагиоклазу зеленого цвета. Цвет серебряно-белый с характерной синевато-лиловой побежалостью.

Пренит образует радиально-пластинчатые агрегаты размером от 0,5 до 1,5 см. Цвет желтовато-серый, серовато-зеленый. Обычно встречается в пустотах в плагиоклазе.

Бавенит представлен белыми волокнистыми сферолитами и тонкопластинчатыми агрегатами, приуроченными к пустотам плагиоклаза и берилла. Иногда наблюдаются псевдоморфозы бавенита по бериллу.

Бертрандит образует белые тонкопластинчатые кристаллы, приуроченные к пустотам в плагиоклазитовой части жил. Развивается по бериллу и бавениту.

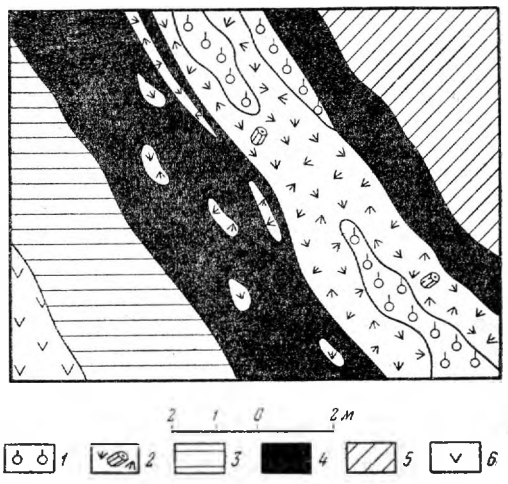
Десилицированные пегматиты с мусковит-флюоритовыми линзами

Десилицированные пегматиты этого типа встречаются сравнительно редко и развиты только в северной части изумрудоносной полосы. В отличие от описанного выше жильного комплекса центральная часть этих жил сложена флюоритом и мусковитом в ассоциации с бериллом. Указанные минералы слагают небольшие линзовидные тела и гнезда (до 0,1—0,5 м), заключенные в флогопитовом сланце. Как исключение, была встречена мощная жила (5—6 м), прослеженная по простиранию (с некоторыми перерывами) на 20—30 м. Жила залегает на контакте метаморфизованного диорита с серпентинитами и имеет асимметричное строение. В лежачем боку со стороны серпентинита наблюдаются две мощные реакционные зоны — флогопитовая, содержащая большое количество линз мусковит-флюоритового состава, и тальковая. В висячем боку жилы на контакте с метаморфизованным диоритом тальковая зона отсутствует (фиг. 36).

Центральная часть жилы представлена в виде непрерывного тела, мощностью 1—2,5 м. Оно сложено флюоритом, мусковитом, среди которых встречаются трещиноватые агрегаты берилла. Из второстепенных минералов присутствуют: апатит, кварц, турмалин, топаз, прохлорит, молибденит и самородный висмут.

Количественные соотношения минералов в некоторых участках жилы сильно меняются. Так, в апикальных частях ее наблюдается преобладание плагиоклаза, мусковита, и жила имеет плагиоклаз-мусковитовый состав с значительным содержанием флюорита.

Флогопитовая зона. Мощность этой зоны в лежачем боку жилы достигала 3 м, в висячем — со стороны диорита обычно не превышала 1,5 м. Порода мелкочешуйчатая, сильно рассланцованная, светло-коричневого цвета. Иногда она содержит большое количество мелкозернистого флюорита, за счет которого приобретает фиолетовый оттенок.



Фиг. 36. Строение мусковит-флюоритовой жилы с бериллом.

1 — флюорит; *2* — мусковит с кристаллами берилла; *3* — тальковая зона; *4* — флогопитовая зона; *5* — диориты; *6* — серпентиниты.

Под микроскопом порода имеет лепидобластовую структуру. Она сложена параллельно ориентированными листочками флогопита с значительным содержанием флюорита. В качестве второстепенных минералов наблюдаются редкие мелкие кристаллы апатита и зерна пирротина. Микроскопическое описание и результаты химического анализа флогопита см. в табл. 29, 30 (ан. 5).

Тальковая зона в лежачем боку жилы достигает мощности 4 м, в висячем — отсутствует. Порода серовато-белая, сильно рассланцованная, жирная на ощупь. В качестве второстепенного минерала наблюдается флогопит в виде листочков.

Берилл встречается в виде крупнокристаллических агрегатов, сильно трещиноватых, светло-голубого цвета. В промежутках между сростками его крупных кристаллов перпендикулярно к их граням располагаются мелкие, почти игольчатые бесцветные кристаллы берилла второй генерации.

Изумруд в данном типе жил встречается довольно редко в виде слабо окрашенных кристаллов (зелени) в флогопитовых зонах. Размер кристаллов достигает 2,5×3×10 см. Иногда слабо окрашенные разности изумруда встречаются в мелких линзах, состоящих из берилла, флюорита и топаза.

Флюорит наблюдается в ксеноморфных зернах (до 10 см в поперечнике), заполняющих промежутки между кристаллами берилла и зернами плагиоклаза. Иногда присутствуют крупные линзы, размером 0,5×1,5 м, и хорошо образованные кристаллы. Цвет фиолетово-розовый, фиолетовый различной интенсивности, белый и голубой.

Мусковит присутствует в крупных листочках, преимущественно приуроченных к зальбандам жил, размером до 1×2×5 см. Листочки мусковита часто ориентированы перпендикулярно простиранию жилы.

Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу (№ 11—13), представлен ксеноморфными выделениями (до 2 см), выполняющими промежутки между кристаллами берилла и листочками мусковита. В апикальных частях плагиоклаз слагает большие участки и образует крупные кристаллические агрегаты серовато-белого и белого цвета.

Апатит встречается редко в виде короткостолбчатых кристаллов светлого фиолетово-розового цвета. Размер кристаллов достигает 3×5 см.

Топаз представлен крупными кристаллами винно-желтого цвета размером 5×8 см. Трещины в кристаллах залечены фукситом и флогопитом. Иногда наблюдаются зернистые агрегаты, которые обрастают кристаллы берилла (результаты химического анализа приведены в табл. 79).

Турмалин встречается в виде тонкопризматических кристаллов (до 0,2×2 см) буровато-черного цвета, иногда образующих лучистые выделения. Основная масса его приурочена к контакту плагиоклаза с флогопитовой зоной. Наблюдается тесная ассоциация турмалина с бериллом и апатитом.

Кварц представлен единичными ксеноморфными зернами светло-серого цвета до 3 см в поперечнике. Иногда он наблюдается в виде прожилков, секущих берилл.

Корундофиллит присутствует в виде сфероидальных образований (до 0,5 см) травяно-зеленого цвета. Обычно он заполняет промежутки между сростками крупных кристаллов берилла или приурочен к его трещинам.

Бертрандит представлен бесцветными тонкотаблитчатыми и пластинчатыми агрегатами (0,6×1,0 см), наросшими на изъеденные грани берилла. Наблюдается тесная ассоциация бертрандита с турмалином, бериллом и плагиоклазом. Химический состав бертрандита приведен в табл. 64.

Самородный висмут встречается в виде единичных кристаллов, часто заключенных в пустотках берилла. Размер кристаллов достигает 0,3 см в поперечнике.

Молибденит присутствует в виде акцессорного минерала в мелких чешуйках, иногда идиоморфных табличек (до 0,3 см в поперечнике), заключенных в мусковите и берилле.

В генезисе описываемых десилицированных пегматитов огромную роль играли диоритовые жилы, которые способствовали локализации и сохранению в зоне реакции легколетучих соединений, чем обусловливалась длительность процесса взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими ультраосновными породами и их несколько отличный химико-минералогический состав. В частности, обилием фтора и бора объясняется образование больших масс флюорита, иногда турмалина и выпадение в связи с этим зоны актинолита.

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЖИЛЫ

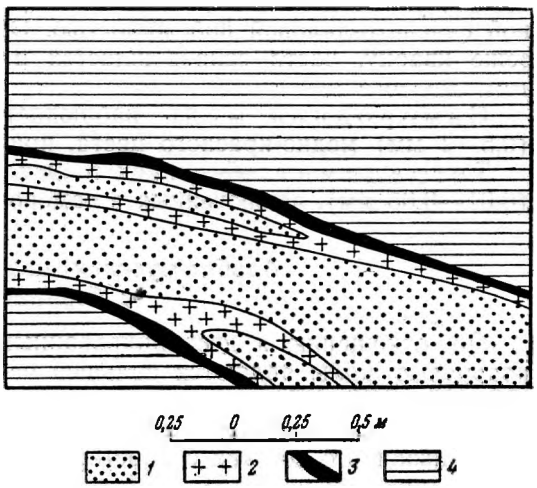
Пневматолито-гидротермальные жилы на Изумрудных Копях пользуются широким распространением, в особенности в северной части изумрудоносной полосы. Общей характерной чертой этих жильных образований является отсутствие в них калиевых полевых шпатов — микроклинов и обилие кварца, что резко отличает их от пегматитов чистой линии. В ряде жил этой группы присутствует в большом количестве мусковит, заменивший здесь микроклин, который не мог образоваться вследствие высокого содержания в растворах летучих соединений и более поздней стадии формирования этих жил.

Описываемые жилы характеризуются малой мощностью реакционных зон, возникающих на контакте с вмещающими породами. Не менее важной их чертой является отсутствие в контактных зонах изумрудов, что свидетельствует о слабой реакции их с ультраосновными породами, и, в частности, о невозможности, при относительно низкой температуре их образования, разложения хромита. Часть этих жил, особенно мусковитсодержащих, относится по сути к пневматолит-грейзеновому типу. Они занимают по составу промежуточное положение между пегматитами чистой линии и поздними гидротермальными образованиями, сложенными главным образом кварцем, в котором присутствуют сульфиды (сфалерит, халькопирит и др.).

Анализ химико-минералогического состава этих жил свидетельствует о том, что они образованы из тех же очагов, что и гранитные пегматиты, но эти очаги были дренированы на более поздней стадии эволюции. Среди них по минералогическому составу различаются плагиоклаз-кварцевые жилы с молибденитом, альбит-мусковит-кварцевые с бериллом, альбит-кварцевые с сульфидами, мусковит-альбитовые и др. Все эти жилы по отношению к десилицированным пегматитам обычно являются секущими и, следовательно, более поздними.

Плагиоклаз-кварцевые жилы

Жилы данного типа широко распространены в южной части изумрудоносной полосы. Они залегают в флогопит-тремолитовых, тремолитовых и тальковых породах, обычно располагаясь параллельно сланцеватости или иногда занимая секущее положение. Простирание жил СЗ 330—350°, падение на северо-восток и юго-запад под углом 30—32°; встречается почти горизонтальное залегание. По простиранию они прослеживаются на 10—15 *м*; мощность их варьирует от 0,2 до 0,5 м, в редких случаях достигает 1,5 м.



Фиг. 37. Плагиоклаз-кварцевая жила с маломощными флогопитовыми зонами.

1 — кварц; *2* — плагиоклазит; *3* — флогопитовая зона; *4* — тремолит-тальковая порода.

Жилы на 75—90% сложены мелкозернистым кварцем светло-серого цвета, среди которого располагаются линзы плагиоклаза (10—20%) размером 5×10 и 20×40 см. Обычно плагиоклаз приурочен к зальбандам жил, причем в некоторых случаях количество его несколько возрастает, и он образует непрерывные, часто разветвляющиеся оторочки на контакте с флогопитовой зоной (фиг. 37). По обе стороны жилы наблюдаются маломощные (2—3 см) реакционные флогопитовые зоны.

Флогопитовая порода плотная, несколько рассланцованная, серовато-бурого цвета, состоит из мелких чешуек флогопита. В шлифах в листочках флогопита наблюдаются мельчайшие кристаллы циркона с плеохроичными ореолами, апатит и магнетит. Оптическая характеристика флогопита приведена в табл. 29.

Устанавливается определенная закономерность между количественным содержанием плагиоклаза и мощностью контактных флогопитовых зон. Там, где плагиоклаза мало или он отсутствует, флогопитовая оторочка прерывистая, в виде линзочек 1—2 см, а в некоторых местах совершенно исчезает, и кварцевая жила непосредственно контактирует с вмещающей породой.

Из второстепенных и акцессорных минералов в описываемых жилах можно отметить берилл, молибденит, самородный висмут, тетрадимит, самородную медь, халькопирит и пирит. Описываемые жилы характеризуются повышенным содержанием молибденита. Изумруды в них обычно не встречаются.

Плагиоклаз, присутствующий в этих жилах, относится к олигоклазу № 25—30. Наблюдается в виде крупных мономинеральных кристаллических агрегатов серовато-зеленого цвета.

Берилл представлен хорошо выраженными кристаллами до 1,5—2 см в длину. Он приурочен к контакту кварца или плагиоклаза с флогопитовой зоной, реже встречается в кварце. Кристаллы его прозрачные, мало трещиноватые и характеризуются хорошей сохранностью.

Молибденит наблюдается в виде мелких чешуек, реже кристаллов до 0,5 см в поперечнике. Иногда он выщелочен, и пустоты в таких случаях покрыты желтым налетом ферримолибдита. Главная масса молибденита приурочена к контакту кварца или плагиоклаза с флогопитовой зоной, реже он наблюдается в виде включений в плагиоклазе и кварце.

Самородный висмут представлен мелкими выделениями (до 0,2 см) и тончайшими прожилками серебристо-белого цвета с характерной синевато-лиловой побежалостью. Обычно приурочен к плагиоклазу, реже кварцу, часто сопровождается вторичным минералом — бисмутитом, желтого цвета.

Самородная медь наблюдается в виде мельчайших зерен (0,5—1 мм) медно-красного цвета, приуроченных к кварцу.

Тетрадимит обнаружен в аншлифах в виде мельчайших зерен (0,01—0,05 мм), заключенных в самородном висмуте.

Альбит-мусковит-кварцевые жилы с бериллом

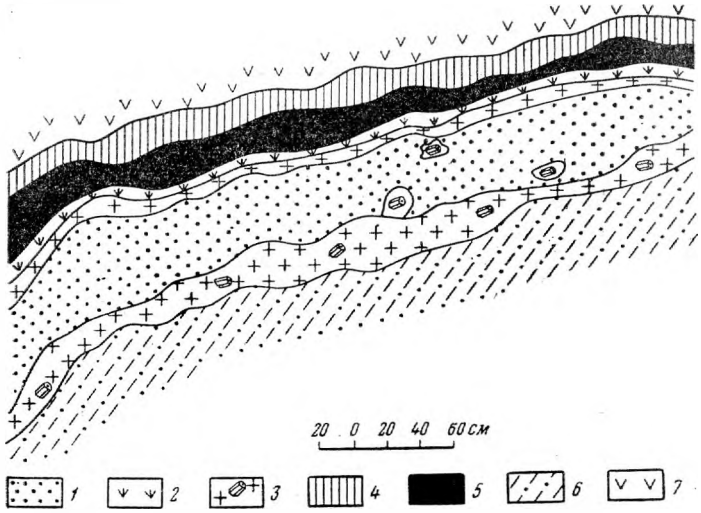
По отношению к десилицированным пегматитам альбит-мусковит-кварцевые жилы являются большей частью секущими. Простирание их ЮЗ 235—ЗСЗ 275°, падение на северо-запад или юго-запад под углом 55—85°. Однако наряду с секущими жилами нередко можно встретить тела указанного состава с простиранием СЗ 320—335°, падением на северо-восток под углом 70—80°, согласные с общим простиранием жильного изумрудоносного комплекса. По простиранию жилы прослеживаются на расстояние от нескольких метров до 40—50 м. Мощность их варьирует от 0,1—0,2 до 2—3 м, в местах раздувов до 5 м.

Центральная часть жил (мощностью 0,5—3,0 м) сложена светло-серым кварцем, в котором наблюдаются листочки и прожилки мусковита (фиг. 38). В качестве второстепенных и акцессорных минералов в кварцевом теле встречаются: сфалерит, молибденит, берилл, борнит, халькопирит, бисмутит, ковеллин, малахит и азурит. В зальбандах жил, как правило, развиваются оторочки интенсивно каолинизированного альбита (мощность 5—20 см), мусковита (2—5 см) и иногда бериллийсодержащего маргарита (1—2 см).

Вмещающими породами являются диориты, диоритовые порфириты и серпентиниты. В том случае, когда эти жилы залегают в серпентинитах,

по обе стороны их развивается маломощная флогопитовая зона. Если же они располагаются на контакте диоритов с серпентинитами, то со стороны диоритов флогопитовая зона отсутствует и жила имеет асимметричное строение (см. фиг. 38).

Диориты на контакте с альбит-мусковит-кварцевыми жилами интенсивно рассланцованы, обогащены чешуйками биотита и имеют ясно выраженную очковую структуру, которая по мере удаления от жил постепенно исчезает.



Фиг. 38. Альбит-мусковит-кварцевая жила.
1 — кварц; *2* — мусковит; *3* — каолинизированный альбит (с кристаллами берилла); *4* — тальковая зона; *5* — флогопитовая зона; *6* — метаморфизованные диориты; *7* — серпентиниты.

Флогопитовая зона характеризуется малой мощностью (10—30 см). Макроскопически порода, слагающая зону, плотная, мелкочешуйчатая, сильно рассланцованная, серовато-коричневого или серовато-зеленого цвета. Под микроскопом видно, что она состоит из флогопита, содержащего редкие включения зерен апатита.

Результаты химического анализа флогопита приведены в табл. 30 (ан. 6).

Для описываемых жил характерно наличие раздувов и пережимов. В зависимости от мощности жил существенно меняется их минералогический состав: мощные жилы и участки раздувов сложены в основном кварцем (75—80%) или кварцем и мусковитом, а участки пережимов — мусковитом и альбитом, среди которых встречается берилл. Иногда эти жилы имеют зональное строение (фиг. 39); от периферии к центру в них можно выделить следующие зоны:

1) альбитовые, сложенные неясно выраженными таблитчато-призматическими кристаллами альбита, содержащими редкие чешуйки молибденита; мощность 8—10 см.;

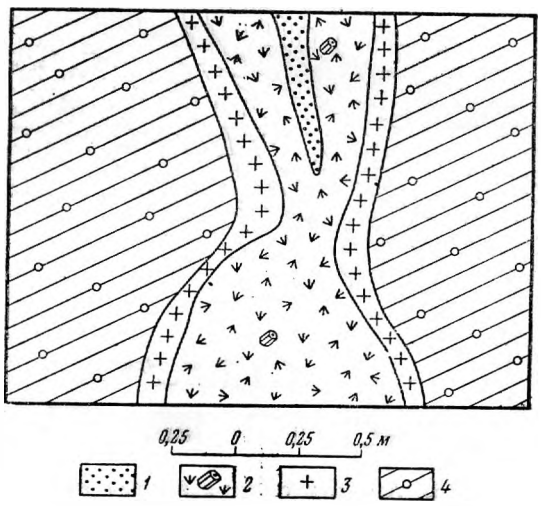
2) мусковитовые, мощностью 20—25 см, содержащие в качестве второстепенных и акцессорных минералов молибденит, сфалерит, берилл, халькопирит и азурит;

3) кварцевую, мощностью 5—10 см, сложенную дымчато-серым массивным кварцем с незначительным содержанием светло-зеленого берилла; иногда наблюдаются редкие зерна борнита и халькопирита.

В некоторых участках кварцевое ядро выклинивается, и мусковитовые зоны, сливаясь, образуют одну зону до 1,0 м мощности.

Кварц является главным минералом. Содержание его иногда достигает 75—80%; обычно он мелкозернистый, серовато-белого цвета.

Берилл представлен единичными кристаллами, приуроченными главным образом к висячему боку жилы. Кристаллы короткопризматические светло-зеленого цвета, иногда трещиноватые; трещины залечены кварцем. В зажорышах крупных кристаллов наблюдаются мелкие игольчато-призматические кристаллы (размером 0,5×1×8 мм) берилла более поздней генерации.



Фиг. 39. Зональное строение альбит-мусковит-кварцевой жилы.

1— кварц; *2*— мусковит с кристаллами берилла; *3*—альбит; *4* — диоритовые порфириты.

Мусковит встречается в виде листочков, размером 2×3 см, иногда покрытых тонкой пленкой малахита ярко-зеленого цвета.

Альбит (№ 8—10) мелкозернистый, белого цвета, интенсивно каолинизированный, легко рассыпается.

Молибденит образует чешуйки и кристаллы до 1,5 см в поперечнике, обычно приурочен к листочкам мусковита или к контакту берилла и мусковита.

Сфалерит встречается в виде неправильных выделений в кварце, размером до 1—1,5 см в поперечнике. Цвет темно-коричневый, почти черный. Тесно ассоциирует с халькопиритом и борнитом.

Борнит образует зерна и неправильные выделения до 1×1,5 см, обычно заключенные в кварце.

Халькопирит наблюдается в виде неправильных зерен, иногда слагает прожилки, секущие кварц.

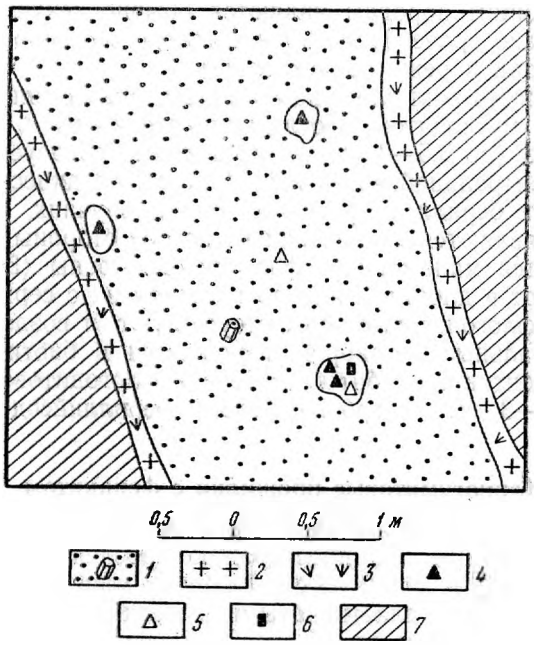
Висмутит встречается очень редко, в виде небольших выделений, размером до 0,4×1,5 см, заключенных в берилле. Цвет серовато-желтый.

Малахит представлен тонкими корочками или пленками на кварце и листочках мусковита.

Азурит слагает тонкие прожилки до 0,5 мм мощностью в кварце.

Альбит-кварцевые жилы

Жилы этого состава широко распространены в северной части изумрудоносной полосы. Они или залегают согласно с десилицированными пегматитами, или являются секущими по отношению к ним (простирание ЮЗ 250—255°, падение на юго-восток под углом 60—75°). По простиранию жилы прослеживаются на 15—20 м, иногда более. Мощность их варьирует от 0,2—0,5 до 3—3,5 м. Строение жильных тел простое (фиг. 40). Центральная часть их (до 2,0—3,0 м мощностью) сложена светло-серым кварцем, среди которого наблюдаются редкие листочки



Фиг. 40. Строение альбит-кварцевой жилы.
1 — кварц с редкими кристаллами берилла; *2* — альбит; *3* — мусковит; *4* — сфалерит; *5* — борнит; *6* — халькопирит; *7* — диориты.

мусковита, кристаллы берилла и рудные минералы — сфалерит, борнит и халькопирит. Последние иногда образуют небольшие скопления и гнезда (до 8—10 см). По обе стороны кварцевого тела наблюдаются маломощные оторочки (5—15 см), сложенные альбитом и мусковитом.

Вмещающими породами этих жил являются серпентиниты и диориты, последние на контакте интенсивно рассланцованы и обогащены биотитом. В тех случаях, когда вмещающими породами являются серпентиниты, образуются маломощные флогопитовые оторочки 5—20 см мощностью.

Берилл приурочен к альбит-мусковитовой зоне и к контакту ее с кварцевым телом в виде короткостолбчатых кристаллов светло-зеленого цвета.

Сфалерит встречается в кварце в виде неправильных зерен до 3—4 см в поперечнике. Цвет изменяется от темно-коричневого до черного.

Халькопирит тесно ассоциирует с сфалеритом. Он представлен неправильными зернами (до 1—1,5 см), иногда слагает прожилки, секущие кварц.

Борнит наблюдается в кварце в виде неправильных зерен до 1—1,5 см в поперечнике. Обычно ассоциирует с сфалеритом и халькопиритом.

Азурит и малахит образуют тонкие пленки и прожилки в кварце.

Мусковит-альбитовые жилы

Жилы этого типа по отношению к изумрудоносному жильному комплексу и вмещающим породам являются обычно секущими. Мощность их 0,1—0,5 м, редко более. Простирание северо-восточное 50—80°, падение на северо-запад и реже на юго-восток.

Центральная часть жил сложена альбитом, обычно интенсивно каолинизированным, и мусковитом. Последний встречается в виде чешуек и тонких прожилков (до 0,5—1 см) в альбите или образует зону (5—7 см мощностью) в центральной части жил. В качестве акцессорных минералов присутствуют берилл и флюорит. В тех случаях, когда вмещающими породами являются серпентиниты, по обе стороны от альбитового тела располагаются маломощные флогопитовые зоны (5—10 см). Если же жилы залегают в диоритах или по контакту их с серпентинитами, со стороны первых флогопитовые зоны отсутствуют, и воздействие пневматолито-гидротермальных растворов выражается в биотитизации диоритов. Иногда на контакте альбитового тела и флогопитовой зоне развита маломощная (1—3 см) оторочка белого бериллийсодержащего маргарита.

Клиногумитовые прожилки с фенакитом

Распространение этих прожилков незначительное. Они имеют сложное ветвящееся строение. По простиранию прослеживаются на 1—2 м при максимальной мощности 2—3 см. Главным минералом является клиногумит, представленный пластинчатыми и мелкозернистыми выделениями бурого цвета, размером до 1,5 см. Химический анализ клиногумита см. в табл. 80. В качестве второстепенных минералов встречены фенакит, в виде мелких зерен (до 0,3 см в поперечнике), белого цвета и тальк, образующий мелкие чешуйки (0,5—1 мм) зеленовато-белого цвета. Микроскопически наблюдается магнетит.

Учитывая ассоциацию в этих прожилках клиногумита с фенакитом, можно предположить, что бериллий привносился в виде фторида вместе с парами воды и фтористоводородной кислотой. Взаимодействие этих соединений с вмещающими породами — серпентинитами приводило к образованию клиногумита и фенакита. Серпентиниты вблизи прожилков интенсивно отальк ованы и пропитаны большим количеством зерен клиногумита.

* * *

Как видно из приведенного описания, пневматолито-гидротермальные жилы резко отличаются от десилицированных пегматитов как по минералогическому составу, так и по времени образования, а также по характеру взаимодействия с вмещающими породами. Характерной чертой минералогического состава этих жил являются наличие в них большого количества кварца (до 80—90%) и повышенное содержание сульфидов — сфалерита, борнита и халькопирита. Десилицированные пегматиты, как правило, залегают согласно сланцеватости пород метаморфической толщи, а пневматолит-гидротермальные жилы нередко секут как

вмещающие породы, так и десилицированные пегматиты. Малая мощность флогопитовых оторочек в пневматолито-гидротермальных жилах и отсутствие в них изумруда при наличии берилла свидетельствуют о том, что эти жильные тела являются более низкотемпературными, в связи с чем процесс взаимодействия их с ультраосновными вмещающими породами протекал менее интенсивно, чем процесс формирования десилицированных пегматитов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЖИЛЫ И ПРОЖИЛКИ

Кварцевые жилы

Кварцевые жилы этого типа имеют мощность 0,5—1,5 м. Они залегают среди амфиболитов и сложены мелкозернистым белым кварцем с редкими выделениями самородного висмута (до 0,2—0,3 см), по которому развиваются бисмутит и базобисмутит (?).

Плагиоклаз-кальцитовые прожилки с эпидотом

Прожилки этого типа встречены нами в актинолитовых породах. По простиранию они прослеживаются на 2,5—3 м при максимальной мощности 10—15 см. Прожилки сложены кальцитом, плагиоклазом, среди которых в большом количестве встречаются кристаллы эпидота. В качестве второстепенных минералов присутствуют апатит и пирит.

Кальцит представлен или крупными спайными агрегатами, или мелкозернистой массой белого цвета.

Эпидот образует призматические кристаллы и зерна зеленовато-бурого и желто-зеленого цвета. Размер кристаллов 1,5×1,8×4 см, в единичных случаях до 1,3×1,5×8 см.

Плагиоклаз (№ 31) представлен крупнокристаллическими спайными агрегатами серовато-зеленого цвета, среди которых присутствует большое количество зерен эпидота.

Апатит встречается в виде короткостолбчатых серовато-желтых кристаллов, приуроченных к контакту кальцитовых прожилков с актинолитовыми породами. Размер кристаллов достигает 2×3 см.

Пирит образует мелкие включения (до 0,1 см в поперечнике) в кальците, реже наблюдается в эпидоте и актинолите.

Доломитовые прожилки с фенакитом

Доломитовые прожилки залегают в серпентинитах. По простиранию они прослеживаются на 1—3 м при максимальной мощности 10 см. На контакте их с серпентинитами наблюдаются оторочки до 5 см мощностью, сложенные благородным тальком, листочки которого длинной стороной ориентированы перпендикулярно к направлению контакта. В доломите в качестве акцессорных минералов присутствуют: фенакит, флюорит, шеелит, ильменит, пирротин и пирит.

Доломит, слагающий прожилки на 90—95%, обычно встречается в виде крупных спайных агрегатов молочно-белого, реже серовато-белого цвета. Результаты химического анализа приведены в табл. 90.

Фенакит наблюдается в доломите в виде единичных короткопризматических кристаллов с сильно сглаженными ребрами, до 2 см в длину. Кристаллы бесцветные, совершенно прозрачные.

Флюорит представлен ксеноморфными зернами зеленовато-голубого цвета; основная масса его приурочена к контакту доломита с тальковой оторочкой. Размер зерен до 2,5×3,0 см.

Шеелит встречается очень редко в кальците, в виде мелких зерен (до 0,6 см в поперечнике) зеленовато-желтого цвета.

Ильменит образует плохо выраженные кристаллы черного цвета, размером до 0,6 см.

Пирит наблюдается в виде мелких кристаллов до 2 мм в поперечнике, а также тонкой пленки на доломите и листочках благородного талька.

Пирротин встречается в благородном тальке в виде мелких выделений (до 0,5 мм) и тонких прожилков.

Присутствие в доломитовых прожилках фенакита и флюорита говорит о их генетической связи с жильным изумрудоносным комплексом.

* * *

Как видно из приведенного выше описания, жильный комплекс Изумрудных Копей характеризуется большим разнообразием, что обусловливается рядом причин, из которых наиболее важными являются следующие: во-первых, физико-химическая неоднородность жильных погонов Мурзинской гранитной интрузии; во-вторых, разное время внедрения жильных дериватов гранитной интрузии во вмещающие породы, что приводило к формированию разнообразных по составу и структуре жильных тел как гранитных пегматитов, так и пневматолито-гидротермальных образований; в-третьих, неоднородность вмещающих пород и, наконец, неодинаковая степень взаимодействия различных погонов гранитной магмы с разнообразными по химико-минералогическому составу вмещающими породами.

Глава III

МИНЕРАЛОГИЯ

Минералогия Изумрудных Копей, несмотря на их мировую известность, до настоящего времени изучена слабо. Достаточно сказать, что из 80 минералов только 15 описаны более детально. Первые сведения по минералогии района имеются у П. А. Земятченского (1900), более полный минералогический очерк был дан А. Е. Ферсманом (1925), который приводит очень краткое описание 30 минералов. В дальнейшем на описании минералов Изумрудных Копей останавливаются в своих работах Н. М. Успенский и А. К. Подногин.

В результате детального минералогического исследования нами на Изумрудных Копях обнаружено 80 минералов, из которых один минерал — бавенит — открыт впервые в Советском Союзе.

Жильный комплекс Изумрудных Копей характеризуется разнообразием минералогического состава. Наиболее минерализованными являются пегматиты линии скрещения, особенно в участках развития пневматолито-гидротермальных процессов. Минералогический состав пегматитов чистой линии значительно беднее.

Все минералы Изумрудных Копей можно подразделить по их значению в формировании месторождений и химическому составу на две группы: 1) главные породообразующие и 2) второстепенные и акцессорные. Редкометальные минералы, входящие в состав группы второстепенных и акцессорных минералов, выделяются в отдельную подгруппу.

Главные породообразующие минералы

1. Микроклин
2. Альбит
3. Олигоклаз-андезин
4. Каолинит
5. Кварц
6. Халцедон
7. Опал
8. Флюорит
9. Мусковит
10. Фенгит
11. Фуксит
12. Флогопит
13. Биотит
14. Прохлорит
15. Корундофиллит
16. Пеннин
17. Тремолит
18. Актинолит
19. Роговая обманка
20. Тальк
21. Оливин
22. Моноклинный пироксен

Акцессорные
Редкометальные минераКы

23. Берилл
24. Изумруд
25. Фенакит
26. Хризоберилл

27. Александрит
28. Бавенит
29. Бертрандит
30. Бериллийсодержащий маргарит
31. Колумбит
32. Микролит
33. Молибденит
34. Повеллит
35. Ферромолибдит
36. Молибденовая охра
37. Циркон
38. Шеелит

Второстепенные минералы

39. Апатит
40. Гранат
41. Турмалин
42. Топаз
43. Клиногумит
44. Эпидот
45. Цоизит
46. Клиноцоизит
47. Сфен
48. Антигорит
49. Хризотил
50. Роговообманковый асбест
51. Пренит
52. Десмин
53. Факолит
54. Рутил
55. Ильменит
56. Хромит
57. Магнетит
58. Гематит
59. Лимонит
60. Корунд
61. Кальцит
62. Доломит
63. Родохрозит
64. Малахит
65. Азурит
66. Висмутовый блеск
67. Бисмутит
68. Базобисмутит (?)
69. Тетрадимит
70. Сфалерит
71. Пирротин
72. Пирит
73. Марказит
74. Халькопирит
75. Борнит
76. Халькозин
77. Ковеллин
78. Графит
79. Самородная медь
80. Самородный висмут

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Из полевых шпатов на месторождениях Изумрудных Копей встречаются: микроклин, микроклин-пертит, альбит и олигоклаз-андезин.

1. Микроклин

Микроклин является главным минералом как вмещающих пород — гранитов, гранодиоритов, так и пегматитов чистой линии. В десилицированных пегматитах он не встречается. Представлен ксеноморфными зернами и таблитчатыми выделениями, размером от 0,5×1,0×1,5 до 10×15×25 см. Цвет розовато-желтый. Спайность по P (001) совершенная и M (010) ясная. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности — перламутровый. Уд. вес 2,565.

В шлифах хорошо видна решетчатая структура — расплывчатая или четкая. Широко распространен нерешетчатый микроклин и микроклин-микропертит. Микропертитовые вростки представлены неправильными жилками и линзочками, одновременно гаснущими. Они принадлежат альбиту № 3—5 с хорошо выраженным двойниковым строением по альбитовому, реже карлсбадскому законам. Содержание вростков альбита в среднем составляет 15—20%. Показатели преломления микроклина: Ng=1,525, Nm=1,523, Np=1,519, Ng — Np=0,006. Замеры на столике Федорова дали следующие результаты (табл. 11).

Данные химического анализа (табл. 12) соответствуют микроклин-микропертиту, в котором присутствует 18% альбитовой молекулы. Из изоморфных примесей наблюдаются железо и кальций.

Содержание окиси бериллия в микроклине из пегматитов чистой линии близко к среднему содержанию его в земной коре и колеблется по данным пяти химических определений от 0,0007 до 0,0018%. Те же образцы микроклина были проанализированы спектроскопически (табл. 13). Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание никеля по сравнению с содержанием этого элемента в микроклинах кислых пород.

Таблица 11

Оптические свойства микроклина из пегматитов чистой линии

Координаты полюса спайности (001)			2V
Ng	Nm	Np	
78°	17°	84°	—80°
81°	15°	83°	—82°
80°	13°	84°	—85°

Микроклин является главным минералом пегматитов чистой линии, залегающих в зоне эндо- и экзоконтакта Мурзинской гранитной интрузии. В пегматитовых телах дифференцированного строения он иногда образует мономинеральные зоны мощностью 1,5—3 м. Микроклин-микропертит также встречается довольно часто. Наиболее обычная ассоциация микроклина в пегматитах чистой линии: кварц, мусковит, гранат, берилл, апатит, колумбит, молибденит, флюорит и турмалин. Приуроченность главной массы берилла, мусковита, апатита и турмалина к контакту микроклиновой зоны с кварцевым ядром свидетельствует о том, что кристаллизация микроклина началась раньше выделения перечисленных минералов.

Таблица 12

Химический состав микроклин-микропертита

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_8
SiO_2	64,80	1,0789	2,1578	2,98
TiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	18,60	0,3648	0,5472	1,01
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3	0,03	0,0004	0,0006	0,00
FeO	0,58	0,0081	0,0081	0,02
MnO	0,02	0,0003	0,0003	0,00
MgO	Не обн.	—	—	—
CaO	0,20	0,0036	0,0036	0,01
Na_2O	2,06	0,0664	0,0332	0,32
K_2O	13,56	0,2879	0,1439	0,80
Cl	Сл.	—	—	—
H_2O^+	0,20		—	—
H_2O^-	Не обн.	—	—	—
Сумма	100,05		2,8947	
Уд. вес	2,565			
Аналитик		М. Е. Казакова		

Из процессов замещения наиболее характерна альбитизация микроклина. Иногда можно наблюдать почти полное замещение последнего

мелкозернистым альбитом и клевеландитом. Процесс альбитизации обычно сопровождается образованием граната и жильбертита.

Таблица 13

Результаты спектрального анализа микроклина (в %)

Элементы	Анализы				
	1	2	3	4	5
Таллий	0,001	—	—	—	—
Свинец	0,005	—	—	—	—
Галлий	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001
Молибден	—	—	0,005	0,025	0,005
Титан	0,005	—	—	—	—
Медь	0,0005	0,0005	—	0,025	—
Никель	—	0,005	0,005	0,005	0,005
Хром	—	0,005	—	—	—
Барий	0,05	—	—	—	—
Рубидий	0,05	—	—	—	—

Примечание. 1. Результаты спектральных анализов приводятся в работе в «приблизительных количествах. 2. Анализу 2 соответствует химический анализ табл. 12.

2. Альбит

Наибольшим развитием альбит пользуется в пегматитах чистой линии и в пневматолито-гидротермальных образованиях, значительно реже встречается в десилицированных пегматитах. Различаются три разновидности альбита: мелкозернистый, пластинчатый и таблитчатый.

Наиболее распространен мелкозернистый альбит. Вторая разновидность (клевеландит) представлена пластинчатыми выделениями (до 5 см в длину) белого цвета с характерным перламутровым блеском на плоскостях спайности. Клевеландит имеет значительно меньшее распростра-

Оптические свойства

Разновидность альбита	Порода	PNg	PNm	PNp	DNg	DNm
Мелкозернистая	Пегматит чистой линии	—	—	—	15°30′	75°30′
»	То же	—	—	—	15°30′	74°30′
»	»	15°30′	74°30′	87°30′	74°30′	17°30′
»	»	15°30′	74°30′	89°	75°30′	17°30′
»	»	17°	74°	84°30′	73°30′	16°30′
Пластинчатая (см. табл. 15)	Альбитизированный пегматит чистой линии	16°	74°	88°	74°30′	16°30′
Таблитчато-призматическая	Альбит-мусковит-кварцевые жилы	—	—	—	—	—
»	Альбит-кварцевые жилы	—	—	—	—	—
»	Десилицированные пегматиты с мусковит-флюоритовыми линзами	—	—	—	—	—

нение. Обе разновидности развиваются по микроклину и присутствуют только в пегматитах чистой линии.

Таблитчатый и таблитчато-призматический альбит встречается в виде плохо образованных кристаллов размером до 0,5×1×1,2 см. На гранях этих кристаллов часто нарастают щеточки, толщиной в 1—2 мм, совершенно прозрачного альбита с сильным стеклянным блеском, а также мелкие листочки мусковита. Таблитчатый альбит выполняет пустоты в плагиоклазитовой части десилицированных пегматитов или образует оторочки в зальбандах альбит-кварцевых жил.

Все разновидности альбита характеризуются хорошо выраженным двойниковым строением. Двойники обычно простые, реже полисинтетические. Для мелкозернистого альбита характерны двойники по карлсбадскому и альбитовому законам (табл. 14), для таблитчато-призматического и пластинчатого альбита — по карлсбадскому закону. Мелкозернистая и пластинчатая разновидности близки по составу (соответственно № 4—6 и № 4), а таблитчато-призматическая разновидность является более основной, относится к альбиту и альбит-олигоклазу (№ 8—13).

Расчет результатов анализа клевеландита (табл. 15) приводит к обычной формуле $Na[AlSi_3O_8]$. Из изоморфных примесей в альбите присутствуют наряду с кальцием калий и магний. Кроме того, в альбитах пегматитов чистой линии химическим методом было определено содержание окиси бериллия, значительно превышающее кларковое. Так, в двух образцах мелкозернистого альбита оно составило 0,0026 и 0,0045% BeO, а в пластинчатой разности (в клевеландите) из пегматитов чистой линии с сильно развитым процессом замещения — 0,0072% BeO.

Кроме химического анализа, различные разновидности альбита были проанализированы спектральным методом (табл. 16).

Как уже отмечалось, мелкозернистая и пластинчатая разновидности альбита образуются в гидротермальную стадию за счет разложения микроклина в пегматитах чистой линии. Особенно широко альбит распространен в пегматитах с сильно развитым процессом замещения, где он иногда почти полностью замещает микроклин. Клевеландит обычно приурочен к участкам блоковой структуры. Мелкозернистый альбит

Таблица 14

альбитов

DNp	2V	Ng	Nm	Np	Ng—Np	№ плагиоклаза	Закон двойникования
88°30′	+84°	—	—	—	—	5	Альбитовый
88°30′	+88°	—	—	—	—	5	»
86°30′	+87°	1,536	1,529	1,525	0,011	4	Карлсбадский
82°30′	+86°	1,538	1,532	1,528	0,010	6	»
88°30′	+84°	—	—	—	—	4	»
85°	+88°	—	—	—	—	4	»
—	—	1,544	1,538	1,535	0,009	13	»
—	—	1,540	1,534	1,531	0,009	8	»
—	—	1,543	1,539	1,534	0,009	13	»

Таблица 15

Химический состав клевеландита из пегматитов чистой линии

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_3
SiO_2	67,81	1,1290	2,2580	2,97
TiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	19,57	0,3838	0,5757	1,01
Fe_2O_3	0,09	0,0010	0,0015	0,00
FeO	Не обн.	—	—	—
BeO	0,00396	0,0002	0,0002	0,00
MnO	Сл.	—	—	—
MgO	0,24	0,0059	0,0059	0,02
CaO	1,05	0,0187	0,0187	0,05
BaO	Не обн.	—	—	—
Na_2O	10,80	0,3484	0,1742	0,92
K_2O	0,57	0,0120	0,0060	0,03
Li_2O	Сл.	—	—	—
F	Не обн.	—	—	—
H_2O^+	0,14	—	—	—
H_2O^-	Не обн.	—	—	—
П. п. п.	0,14	—	—	—
Сумма	100,41		3,0402	
Аналитик и год исследования	О. Ф. Дорондова, 1956			

Таблица 16

Результаты спектральных анализов различных разновидностей альбита (в %)

Элементы	Мелкозернистый альбит					Клевеландит		Таблитчато-призматический альбит
	1	2	3	4	5	6	7	8
Свинец	—	0,001	—	0,001	—	—	0,001	0,001
Галлий	0,001	0,005	0,005	0,01	0,01	0,005	0,01	0,01
Висмут	—	—	—	0,0025	—	—	—	0,005
Молибден	—	—	—	—	—	—	0,005	—
Ванадий	—	—	—	0,005	—	—	—	0,005
Литий	—	—	—	0,05	—	—	0,05	—
Медь	0,0005	0,005	0,0025	0,0025	0,0005	0,0005	—	0,005
Кадмий	—	—	—	—	—	—	0,025	—
Серебро	—	—	—	—	—	—	—	0,0005
Никель	0,005	0,005	—	0,005	—	0,005	—	0,005
Цирконий	—	—	—	—	0,005	—	0,005	—
Хром	—	—	—	0,005	—	—	0,025	0,025
Барий	—	—	—	—	—	—	0,0005	—

Примечание. Образцы мелкозернистого альбита и клевеландита взяты из пегматитов чистой линии, образец таблитчато-призматического альбита — из мусковит-альбитовой жилы.

ассоциирует с мелкочешуйчатым мусковитом и гранатом, клевеландит — с кварцем, бериллом, колумбитом, гранатом и мусковитом. Таблитчатый и таблитчато-призматический альбит, как правило, образует оторочки (до 5—20 см мощностью) у альбит-мусковит-кварцевых и альбит-кварцевых жил; иногда он в них играет роль главного породообразующего минерала. Нередко альбит выполняет трещины и пустоты в плагиоклазитовой части десилицированных пегматитов, в которых ассоциирует с бериллом, апатитом, флюоритом, бавенитом, корундофиллитом и сфеном. По времени выделения является более поздним, чем берилл, апатит и флюорит, но более ранним, чем бавенит, корундофиллит и сфен, которые нередко нарастают на таблитчато-призматические кристаллы альбита.

В гипергенную стадию альбит нередко каолинизируется; в некоторых жилах он почти полностью превращен в каолин.

3. Олигоклаз-андезин

Плагиоклазы, отвечающие по составу олигоклаз—андезину (№ 18—40), являются главными породообразующими минералами диоритов, амфиболовых гнейсов и десилицированных пегматитов. В последних они образуют мономинеральные агрегаты крупных несовершенно развитых кристаллов до 3—5 см в поперечнике. Цвет — белый, серовато-белый, серовато-зеленый разной интенсивности, нередко водянопрозрачный. Иногда в одном и том же кристалле плагиоклаза центральная часть серовато-белая, слабо просвечивающая, а периферическая — бесцветная и совершенно прозрачная. Удельный вес 2,61—2,63. Из включений в плагиоклазах наблюдаются флогопит, хлорит, флюорит и реже апатит. Под микроскопом они часто мутные от продуктов разрушения. Закон двойникования обычно периклиновый. Угол оптических осей колеблется от 76 до 89° (табл. 17). По оптическим свойствам и химическому составу плагиоклазы десилицированных пегматитов относятся к № 18—38.

Дополнительно к результатам химических анализов (табл. 18) спектроскопически С. А. Боровиком в плагиоклазе обнаружены: магний, марганец, стронций, галлий, медь, свинец, кобальт и никель. Кроме того, в трех образцах плагиоклаза, изученных только спектроскопически, установлены, помимо перечисленных выше элементов, бериллий и титан.

Из вторичных изменений плагиоклазов наиболее распространенной является каолинизация. В некоторых случаях плагиоклазы десилицированных пегматитов нацело превращены в белую каолиновую массу. Из других процессов можно отметить серицитизацию и пренитизацию. Участки плагиоклаза, интенсивно замещенные пренитом, приобретают пятнистую зеленовато-серую или серовато-бурую окраску.

Плагиоклазы слагают центральную часть десилицированных пегматитов или в виде непрерывного тела (фиг. 41), или в виде линз, линейно расположенных в флогопитовой зоне (фиг. 42). В ассоциации с ними наблюдаются: берилл, изумруд, апатит, флюорит, турмалин, самородный висмут, молибденит, колумбит, хризоберилл, пренит, факолит, бавенит и др. По отношению к бериллу, изумруду, апатиту и хризобериллу плагиоклаз является более поздним, так как эти минералы иногда содержатся в нем в виде включений или залечиваются им.

Колебание основности плагиоклаза в десилицированных пегматитах зависит от состава вмещающих пород, от количества кальция, ушедшего на образование актинолита и флюорита, и от количества натрия, вынесенного в условиях десиликации в форме растворимых солей. Если

Оптические свойства плагиоклазов из десилицированных пегматитов

Таблица 17

Разновидность плагиоклаза	PNg	PNm	PNp	DNg	DNm	DNp	2v	Ng	Nm	Np	Ng—Np	№ плагиоклаза	Закон двойникования
Белая	77°	12°	86°	—	—	—	80°	—	—	—	—	31	—
Белая *	71°	18°	89°	19°	70°	90°	81°	—	—	—	—	38	Периклиновый
Зеленая*	79°	12°	90°	—	—	—	—	—	—	—	—	33	—
Зеленая*	82°	10°	84°	—	—	—	—	—	—	—	—	28	—
Серовато-белая	73°30′	15°30′	85°30′	12°	73°	88°	76°	—	—	—	—	27	Периклиновый
Белая (ан. 1)	—	—	—	—	—	—	—	1,552	1,548	1,545	0,007	29	—
Серовато-зеленая	—	—	—	—	—	—	—	1,546	1,542	1,539	0,007	20	—
Прозрачная	77°	14°	88°	—	—	—	89°	—	—	—	—	33	—
Белая (ан. 2)	—	—	—	—	—	—	—	1,546	1,542	1,539	0,007	20	—
Водянопрозрачная (ан. 3)	—	—	—	—	—	—	—	1,546	1,542	1,539	0,007	20	—

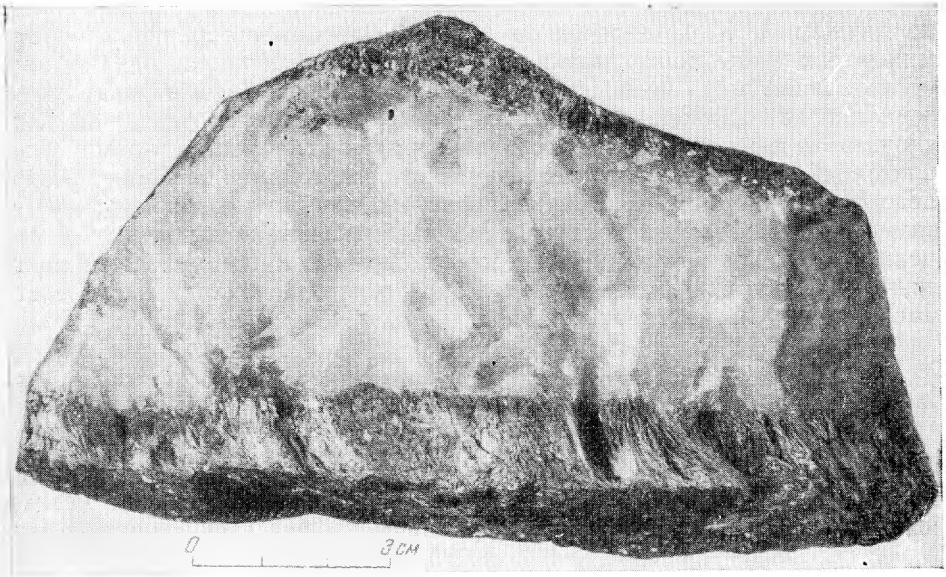
* Данные А. К. Подногина за 1941 г.

Таблица 18

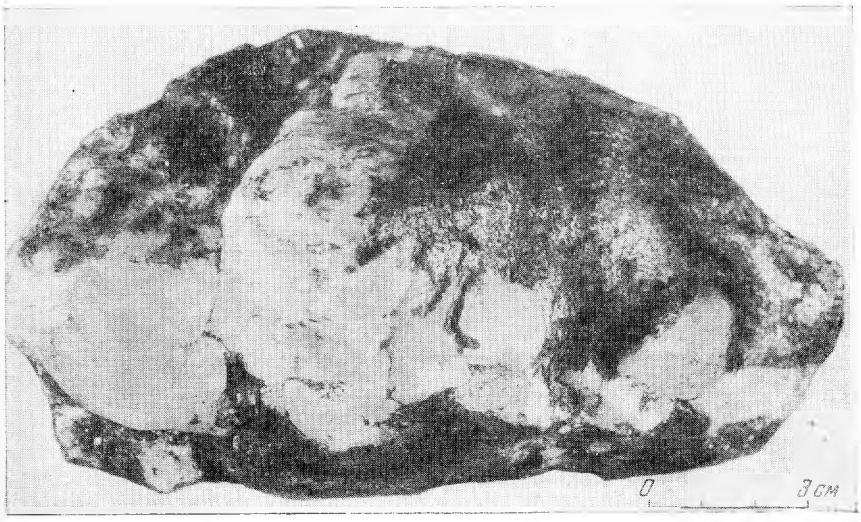
Химический состав плагиоклазов из десилицированных пегматитов

Компоненты	Белый		Молочно-белый		Полупрозрачный	
	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества
SiO_2	60,64	1,0096	63,55	1,0581	61,15	1,0191
TiO_2	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Al_2O_3	25,05	0,4914	23,00	0,4512	22,55	0,4420
Cr_2O_3	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3	0,10	0,0012	Сл.	—	2,48	0,0310
FeO	Не обн.	—	Не обн.	—	0,30	0,0041
BeO	0,07	0,0028	0,06	0,0023	0,11	0,0044
MnO	Сл.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
MgO	Не обн.	—	» »	—	0,37	0,0090
CaO	5,82	0,1037	4,20	0,0749	3,49	0,0623
Na_2O	7,85	0,2532	8,41	0,2712	8,10	0,2612
K_2O	Сл.	—	Сл.	—	1,18	0,0250
Cl	Сл.	—	Сл.	—	Сл.	—
H_2O^+	0,32	0,0354	0,30	0,0332	0,55	0,0600
H_2O^-	0,04	—	0,12	—	0,08	—
Сумма	99,89		99,64		100,36	
Уд. вес	2,635		2,614		2,629	

А. алитик М. Е. Казакова



Фиг. 41. Непрерывное плагиоклазитовое тело с реакционными каймами флогопита.



Фиг. 42. Линзы плагиоклазита в флогопитовом сланце.

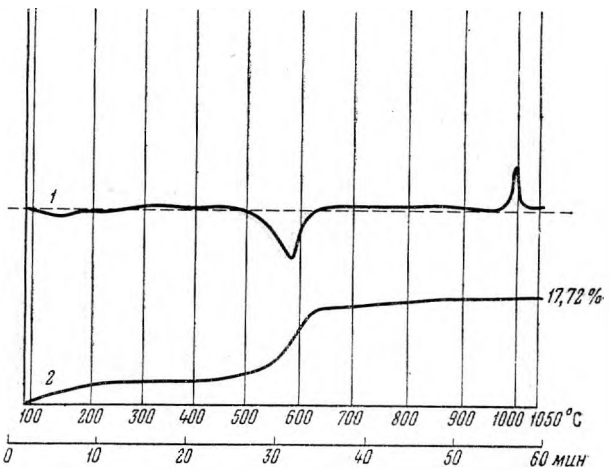
вмещающие породы богаты кальцием (тремолитовые и флогопит-тремолитовые), а тремолит-актинолитовые реакционные зоны жил обладают малой мощностью, плагиоклаз будет наиболее основным.

Присутствие бериллия в плагиоклазе, альбите и микроклине, согласно данным А. К. Подногина за 1950 г., объясняется наличием в этих минералах мельчайших пойкилитовых вростков берилла, однако наши исследования этого не подтвердили, и мы склонны рассматривать в них бериллий как изоморфную примесь. В полевых шпатах бериллий может входить в алюмо-кремнекислородный радикал, замещая кремний или алюминий, находящиеся в тетраэдрической координации. Ввиду резкого недостатка кремния в десилицированных пегматитах изоморфное его замещение бериллием вполне возможно. Присутствие в полевых шпатах повышенных количеств никеля и хрома, помимо характерных элементов гранитной интрузии, свидетельствует о некотором влиянии на их состав вмещающих ультраосновных пород.

4. Каолинит

Землистые массы или мелкочешуйчатые агрегаты каолинита иногда являются главной составной частью жил. В шлифе каолинит бесцветный; оптически двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $Ng = 1{,}565$, $Np = 1{,}560$, $Ng - Np = 0{,}005$.

На термограмме каолинита (фиг. 43) отчетливо обозначаются типичные для него эффекты: эндотермический в интервале 520—625° и экзотермический с максимумом 1025°.



Фиг. 43. Дифференциальная кривая нагревания каолинита (*1*) и синхронная ей кривая изменения веса (*2*)

Пересчет результатов химического анализа (табл. 19) приводит к формуле, близкой к теоретической: $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$.

В качестве изоморфных примесей в каолините присутствуют магний и окисное железо, замещающие, вероятно, алюминий. Спектральным методом, дополнительно к данным химического анализа, обнаружены: висмут (0,05%), ниобий, галлий (0,01%), никель (0,02%), барий, стронций, медь, титан (0,005%), свинец (0,004%)и кобальт (0,001%).

Таблица 19

Химический состав каолинита

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_{14}
SiO_2	44,16	0,7353	1,4706	3,96
TiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	36,66	0,7190	1,0785	3,87
Fe_2O_3	0,13	0,0016	0,0024	0,01
FeO	0,23	0,0032	0,0032	0,02
BeO	0,026	0,001	0,0010	0,005
MnO	Сл.	—	—	—
MgO	0,88	0,0218	0,0218	0,12
CaO	0,76	0,0136	0,0136	0,07
Na_2O	0,23	0,0074	0,0037	0,04
K_2O	0,40	0,0084	0,0042	0,04
H_2O^+	13,52	1,5008	—	8,08
H_2O^-	2,83	—	—	—
Сумма	99,82		2,5990	
Аналитик	М. Е. Казакова			

Каолинит широко развит в ряде жил десилицированных пегматитов и в пневматолито-гидротермальных образованиях. Каолинизация, вероятно, в основном связана с гипергенными процессами, с глубиной она обычно ослабевает.

5. Кварц

Кварц является главным породообразующим минералом гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, пегматитов чистой линии и пневматолито-гидротермальных образований; в незначительных количествах он присутствует в десилицированных пегматитах.

В пегматитах чистой линии кварц вместе с микроклином слагает периферические мелкозернистые зоны, иногда графической структуры, среднезернистые зоны дифференцированных тел, а также среднезернистые пегматиты. Часто наблюдаются закономерные срастания одинаково ориентированных выделений кварца и микроклина, что свидетельствует об одновременном их образовании. В среднезернистых зонах дифференцированных тел и среднезернистых пегматитах зерна кварца (размером до 3—5 см) в большинстве случаев имеют неправильную форму и заполняют промежутки между выделениями микроклина, что указывает на более позднее их образование.

В центральной части дифференцированных тел наблюдается блоковый кварц. Нередко кварц кристаллизуется в трещинах и в виде жил сечет ранее образованные зоны — микроклин-кварцевую, микроклиновую и аплитовидную.

В ассоциации с кварцем наблюдаются мусковит, берилл, иногда гранат. Для кварца пегматитов чистой линии характерен серый, темно-дымчатый цвет. Под микроскопом нередко наблюдается волнистое угасание.

Результаты спектральных

Элементы	1 **	2	3	4	5	6
Бериллий *	0,0005	0,005	—	—	—	—
Марганец	0,1	—	—	—	0,005	0,001
Магний	0,020	0,020	Сл.	0,0025	0,0025	0,0025
Галлий	0,005	—	—	—	—	—
Железо	0,05	0,04	0,05	0,05	0,01	0,05
Висмут	—	—	—	—	—	—
Медь	0,005	0,0005	0,0005	0,0005	—	0,0005
Серебро	—	—	—	—	—	—
Никель	—	—	—	—	0,005	—
Цирконий	0,0025	—	—	—	—	—
Кальций	0,05	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01

* Определен количественным спектральным методом.

** Обр. 1–8 взяты из пегматитов чистой линии, обр. 9—12—из альбит-кварцевой жилы, обр. 13—из

В десилицированных пегматитах кварц встречается в виде дымчато-серых, полупрозрачных зерен и незначительных линз. В пневматолито-гидротермальных жилах (альбит-кварцевых и альбит-мусковит-кварцевых) кварц является главным породообразующим минералом, слагая их на 75—80%. Этот кварц серовато-белого цвета, более низкотемпературный; для него характерна ассоциация со сфалеритом, молибденитом, борнитом, пиритом и самородным висмутом.

В пустотах кварцевых жил развивается горный хрусталь, кристаллы которого имеют до 5—8 см в длину. Цвет его темно-дымчатый и фиолетово-серый. Иногда он образует друзы мелких кристаллов в кварците.

Различные разновидности кварца были проанализированы спектроскопически. В кварце из пегматитов чистой линии мелкозернистой структуры и пневматолито-гидротермальных жил (табл. 20) был обнаружен бериллий.

Обращает на себя внимание присутствие в кварце пневматолито-гидротермальных жил серебра и висмута.

В десилицированных пегматитах кварц образуется только в тех случаях, когда химический состав вмещающих пород (диорит, амфиболовый гнейс) не способствует формированию тальковой зоны и избыточная часть кремнезема накапливается в плагиоклазитовой части пегматита в виде кварца.

6. Халцедон

Халцедон встречается сравнительно редко. Он образует различной формы корочки в тальковых сланцах, серпентинитах и плагиоклазитовых телах десилицированных пегматитов. Цвет белый, светло-серый и желтовато-серый. Появление халцедона тесно связано с отальковыванием и карбонатизацией серпентинитов при воздействии на них углекислых растворов.

Ввиду того, что большая часть окисей магния и кальция связывается в форме карбонатов и бикарбонатов, значительное количество кремнезема не может полностью войти в состав талька и выделяется в виде халцедона.

Таблица 20

анализов кварца в (%)

7	8	9	10	11	12	13
—	—	—	—	0,035	—	0,0003
0,005	0,001	0,001	—	0,005	—	0,001
0,005	0,020	0,0025	0,0025	0,020	0,0025	0,005
—	—	—	—	—	—	—
0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,01	0,1
—	—	—	—	0,0005	—	—
0,0025	0,0005	0,0005	0,025	0,005	0,0025	—
—	—	—	0,0005	—	—	0,0005
—	—	—	—	—	0,005	—
—	—	—	—	—	—	—
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01

альбит-мусковито-кварцевой жилы.

7. Опал

Опал встречается в виде зернистых агрегатов и прожилков. Цвет буроватый и черный. Черта белая, у черной разновидности буроватая. Блеск полустеклянный, у черной разновидности смолистый. Прозрачный до слабо просвечивающего в тонких осколках. Удельный вес 2,072. В шлифах бесцветный или окрашен в буроватый цвет. Изотропный. N=1,454 (черной разновидности). Черная окраска минерала, вероятно, объясняется присутствием органического вещества, составляющего значительную часть потери веса при прокаливании. Закись железа из-за наличия органического вещества определить не удалось.

Таблица 21

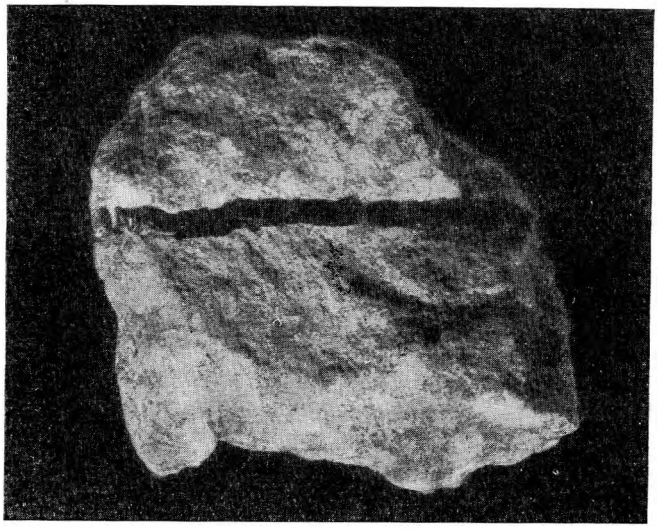
Химический состав черной разновидности опала

Компоненты	Вес. %	Атомные количества	Компоненты	Вес. %	Атомные количества
SiO_2	93,11	1,5502	Na_2O	Не обн.	—
TiO_2	Не обн.	—	K_2O	» »	—
Al_2O_3	» »	—	H_2O^+	3,60	0,4000
Cr_2O_3	» »	—	H_2O^-	1,60	0,1760
Fe_2O_3	0,60	0,0074	П. п. п.	1,01	—
MnO	0,04	0,0005	Сумма	100,11	—
MgO	0,15	0,0037	Уд. вес	2,072	—
CaO	Сл.	—	Аналитик	М. Е. Казакова	

Дополнительно к данным химического анализа (табл. 21) спектральным методом обнаружены бериллий (0,005%), титан(0,005%), алюминий и медь (0,0005%).

Опал образуется или в гидротермальную стадию,— в таких случаях он слагает прожилки (мощностью до 0,5 см), секущие тальковые сланцы

(фиг. 44), или в гипергенных условиях, при воздействии на ультраосновные породы углекислых растворов. Гипергенный опал ассоциирует с халцедоном, доломитом и тальком.



Фиг. 44. Прожилок опала в тальковом сланце. Натур. вел.

8. Флюорит

Флюорит является одним из главных фторсодержащих минералов Изумрудных Копей. Он обычно представлен отдельными зернами, зернистыми агрегатами и крупными линзами размером до 0,5×1,0×1,5 м. Реже наблюдаются хорошо развитые кристаллы, преимущественно октаэдры, или комбинации куба с октаэдром. Размер кристаллов варьирует от десятых долей миллиметра до 2×3 см. Часто мелкие кубики флюорита в виде друз нарастают на таблички альбита. Цвет фиолетовый, розовый, розовато-фиолетовый, зеленый, зеленовато-голубой, бледно-желтый, встречается бесцветный флюорит. Очень часто для одного и того же образца окраска изменяется от бесцветной до фиолетово-розовой и фиолетовой. Черта у темно-фиолетовой разности слабо фиолетовая. Минерал от слабо просвечивающего до прозрачного. Удельный вес 3,165—3,173. В шлифе почти бесцветный, иногда слабо окрашен в светло-фиолетовый цвет. Оптически изотропен. $N = 1{,}43$.

Некоторые разновидности флюорита были проанализированы спектральным методом (табл. 22).

Причина той или иной окраски флюорита остается пока не совсем ясной. Штуфы флюорита красно-розового цвета на солнце в течение нескольких дней обесцвечиваются. Наличие у некоторых разновидностей флюорита небольших количеств марганца (табл. 23) позволяет предполагать связь окраски с этим элементом. Такое предположение объясняет и изменение окраски флюорита на свету, поскольку марганец обладает переменной валентностью.

В пегматитах чистой линии флюорит встречается в виде редких мелких зерен (до 0,3 см) фиолетового цвета. Они обычно выполняют промежутки между зернами микроклина, кварца и образуются в последнюю стадию пегматитового процесса.

Таблица 22

Результаты спектральных анализов флюорита (в %)

Элементы	Разновидности				
	фиолетовая	розовая	зеленая	желтая	светло-фиолетовая
Кремний	0,001	0,01	0,0001	0,001	0,001
Титан	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Магний	0,005	0,05	0,0005	0,05	0,05
Марганец	0,01	0,01	—	—	0,001
Стронций	0,005	0,005	0,0005	0,005	0,0005
Бериллий	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005	—
Цирконий	—	0,005	—	—	—
Железо	—	0,01	—	—	—
Барий	—	—	0,0005	0,0005	—

Таблица 23

Результаты химического анализа флюорита на марганец и хром (в%)

Компоненты	Разновидности					
	фиолетовая	розовая	зеленая	желтая	голубая	бесцветная
MnO	0,0028	0,0035	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0014
Cr_2O_3	Не обн.	Не обн.	» »	» »	» »	Не обн.
Уд. вес	3,173	3,168	—	—	3,165	—
Аналитик	Л. Б. Тумилович					

В десилицированных пегматитах флюорит распространен более широко и характеризуется разными формой, размером выделений, а также различным цветом. В десилицированных пегматитах с плагиоклазитовыми линзами основная часть флюорита в виде мелких зерен фиолетового цвета приурочена к флогопитовым зонам. В меньшем количестве он наблюдается в плагиоклазитовой части жил. В последнем случае флюорит образует более крупные зерна, иногда до 5—7 см в поперечнике, обычно бесцветные или фиолетовые различной интенсивности. В ассоциации с флюоритом наблюдаются топаз, берилл, апатит, корундофиллит и плагиоклаз.

В десилицированных пегматитах с мусковит-флюоритовыми линзами флюорит является главным породообразующим минералом. Он встречается в виде крупных ксеноморфных зерен до 10 см в поперечнике и линз размером 0,5×1,5 м. Иногда присутствуют хорошо развитые кристаллы. Цвет мясо-красный, голубой, фиолетовый и белый. Ассоциирует с бериллом, апатитом и турмалином, выполняя промежутки между ними или залечивая в них трещины, что указывает на более позднее его выделение. Редко встречающийся в хлоритовой зоне десилицированных пегматитов флюорит образует зерна и зернистые агрегаты (до 3×7 см) желтого цвета. Ассоциирует с хризобериллом и фенакитом.

В пустотах десилицированных пегматитов иногда встречаются мелкие (0,1—0,3 мм) хорошо образованные бесцветные и слабо-фиолетовые кристаллы (октаэдры) флюорита; они нарастают совместно с бавенитом на таблитчато-призматические кристаллы альбита и сферолиты корундофиллита. Флюорит выделялся раньше бавенита, о чем свидетельствует нарастание последнего на флюорит.

В пневматолито-гидротермальных жилах флюорит наблюдается в виде единичных зерен в флогопитовой или мусковит-альбитовой оторочк-

ках. Цвет фиолетовый, различной интенсивности. Наиболее характерна ассоциация — альбит, мусковит, берилл, молибденит, цинковая обманка и борнит.

Флюорит, встречающийся в доломитовых прожилках, является наиболее поздним. Он образует ксеноморфные зерна (до 2,5 см в поперечнике) зеленовато-голубого цвета. Ассоциирует с фенакитом и шеелитом.

Таким образом, флюорит имеет большое поле устойчивости. Он встречается как в пегматитах, так и в пневматолито-гидротермальных и гидротермальных образованиях. Наиболее обычной ассоциацией для флюорита являются: плагиоклаз, флогопит, прохлорит, корундофиллит, хризоберилл, фенакит, берилл, топаз, апатит, кварц, самородный висмут и молибденит. Флюорит часто залечивает трещины в кристаллах изумруда, берилла, топаза, фенакита и апатита или содержит мелкие включения хризоберилла, что свидетельствует о позднем его выделении.

ГРУППА СЛЮД

Химический состав минералов группы слюд Изумрудных Копей характеризуется значительным разнообразием. Вопросам о составе слюд и изоморфных замещениях в них уделяется большое внимание. Д. П. Сердюченко (1948, 1951, 1953$_2$) на основании пересчета большого количества (несколько сотен) химических анализов биотитов и флогопитов (из различных пород и месторождений) пришел к выводу, что главным и принципиально важным их химическим отличием является не изовалентное замещение Mg на Fe″, как это обычно принималось, а гетеровалентный изоморфизм $R_3'' — R_2'''$ в октаэдрических слоях кристаллических структур. При замещении же больших количеств Mg на Fe″ образуются не биотиты, а феррофлогопиты. Согласно Д. П. Сердюченко, общая формула слюд имеет следующий вид:

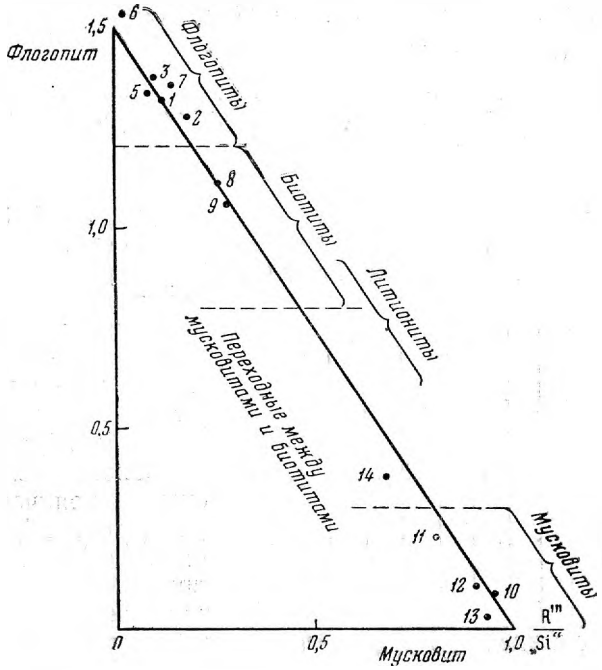
$$K\left(R'',\ R''_{2/3}{}''\right)_{3\pm\frac{n}{2}}[(Si_{3\mp n}\ Al_{1\pm n})\ O_{10}]\ (OH,\ F)_2.$$

С учетом приведенной формулы им была разработана схема классификации слюд и предложена диаграмма, построенная на соотношениях $\frac{R''}{„Si“}$ и $\frac{R'''}{„Si“}$. При этом под „Si” подразумевается не только кремний, но и другие элементы, главным образом Al, замещающий его в тетраэдрической координации. По составу октаэдрических слоев Д. П. Сердюченко выделил четыре группы слюд:

1. Флогопиты с исключительным или господствующим содержанием двухвалентных катионов R_3''.
2. Биотиты со значительным содержанием в октаэдрических слоях R_2''' наряду с R_3''.
3. Мусковиты с исключительным или преобладающим содержанием в октаэдрах R_2'''.
4. Литиониты со значительным содержанием лития.

Нанесение наших данных на диаграмму Д. П. Сердюченко позволяет довольно четко различать отдельные группы слюд (фиг. 45) и хорошо выявляет их генетические особенности. Типичный мусковит развит только в пегматитах чистой линии. Мусковит, образовавшийся в гидротермальную стадию, в процессе замещения калиевого полевого шпата, характеризуется несколько повышенным содержанием кремния в тетраэдрической группе, т. е. смещается в сторону фенгита (см. формулу фенгита, стр. 87). Хромсодержащая разность мусковита — фуксит образуется в условиях ассимиляции пегматитовыми расплавами-растворами элементов ультраосновных пород. На диаграмме (см. фиг. 45, точка

14) фуксит значительно смещен в сторону биотита, что связано с возрастающей ролью двухвалентных катионов в октаэдрических слоях и гетеровалентным замещением $R_3'' \rightarrow R_2'''$.



Фиг. 45. Диаграмма изоморфного ряда слюд флогопит — мусковит.

По оси ординат отложены значения $\frac{R''}{«Si»}$.

1 — флогопит из десилицированных пегматитов с хризобериллом и фенакитом (ан. 1 в табл. 30); *2* — флогопит из десилицированных пегматитов (ан. 2); *3* — флогопит из десилицированных пегматитов (ан. 3); *4* — флогопит из десилицированных пегматитов (ан. 4); *5* — флогопит из мусковит-флюоритовой жилы с бериллом (ан. 5); *6* — флогопит из альбит-мусковит-кварцевой жилы (ан. 6); *7* — феррофлогопит с контакта диорита с серпентинитом (ан. 7); *8* — ферробиотит с контакта амфиболового гнейса с пегматитами чистой линии (ан. 1 в табл. 34); *9* — алюмобиотит из десилицированных пегматитов с хризобериллом (ан. 2); *10* — мусковит из альбитизированных пегматитов чистой линии (ан. 1 в табл. 24); *11* — мусковит из флюорит-мусковитового прожилка, секущего диорит (ан. 2); *12* — мусковит из пегматита чистой линии (ан. 3); *13* — фенгит из плагиоклазитовых ядер десилицированных пегматитов (табл. 26); *14* — фуксит из десилицированных пегматитов (табл. 27).

9. Мусковит

Мусковит является одним из главных минералов двуслюдяных и мусковитовых гранитов пегматитов чистой линии (10—15%) и пневматолито-гидротермальных образований (10—20%). Он встречается в виде листочков, пластинок, кристаллов конической формы и мелких чешуек. Размер пластинок 3×5 см, в единичных случаях достигает 9×12 см. Иногда листочки имеют перистое строение. Удельный вес 2,865—2,883, у мелкочешуйчатой разности — 2,841. В шлифах слабо плеохроирует: по Ng — бледно-зеленоватый, по Np — бесцветный. Показатели преломления: Ng=1,598, Nm=1,592, Np=1,560, Ng — Np=0,038; 2V=45°.

На термограмме мусковита (фиг. 46) отчетливо видны два характерных для этого минерала эндотермических эффекта. Пересчет результатов химических анализов мусковита приводит к следующим формулам[1]:

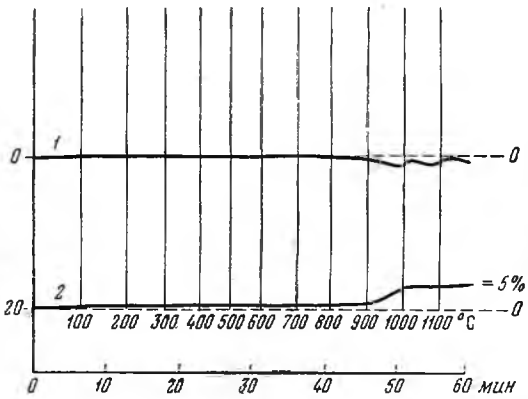
[1] Цифры, стоящие за скобкой, обозначают сумму атомных количеств элементов, перечисленных в скобках. Пересчет анализов всех слюд производился по «безводному» веществу, согласно Д. П. Сердюченко (1951).

Анализ 1. $(K_{0,79}Na_{0,13}Ca_{0,04})_{0,96}(Al_{1,83}Fe^{\cdots}_{0,05}Fe^{\cdot\cdot}_{0,03}Mg_{0,15})_{2,06}[Al_{1,0}Si_{3,00}O_{10}][OH_{1,94}O_{0,03}]_{1,97}$

Анализ 2. $(K_{0,99}Ca_{0,04})_{1,03}(Al_{1,57}Fe^{\cdots}_{0,04}Fe^{\cdot\cdot}_{0,11}Mg_{0,35}Ti_{0,01})_{2,08}[Al_{0,86}Si_{3,14}O_{10}][OH_{1,86}F_{0,14}]_{2,0}0{,}2H_2O$

Анализ 3. $(K_{0,87}Na_{0,12}Ca_{0,03})_{1,02}(Al_{1,64}Fe^{\cdots}_{0,14}Fe^{\cdot\cdot}_{0,18}Mg_{0,07}Ti_{0,01})_{2,04}[Al_{0,93}Si_{3,07}O_{10}][OH_{1,84}F_{0,16}]_{2,0}0{,}29H_2O$

Мусковит из пегматитов чистой линии (табл. 24, ан. 1, 3) характеризуется очень незначительным содержанием в октаэдрических слоях двухвалентных катионов. Несколько повышенное содержание последних, а следовательно, и более проявленное изоморфное замещение $R_3'' \rightarrow R_2'''$ наблюдаются в мусковите из флюорит-мусковитового прожилка (табл. 24, ан. 2).



Фиг. 46. Кривые нагревания *(1)* и потери веса *(2)* мусковита.

Сопоставление данных спектроскопического анализа (табл. 25) показывает, что мусковиты из различных типов жил характеризуются наличием одних и тех же элементов, присутствующих примерно в одинаковых количествах.

Наиболее распространен мусковит в пегматитах чистой линии. В средне- и крупнозернистых пегматитах чистой линии он представлен крупными листочками, заполняющими промежутки между микроклином и кварцем. Иногда образует прожилки до 2—3 см мощности, секущие в различных направлениях жильное тело кварц-микроклинового состава.

В пегматитах блоковой структуры мусковит, как правило, приурочен к контакту среднезернистой кварц-микроклиновой зоны с кварцевым ядром. Листочки его ориентированы или перпендикулярно к стенкам кварцевого ядра, или обтекают его. Иногда мусковит заполняет промежутки между зернами кварца. По времени образования он является более поздним, чем микроклин и кварц.

В участках замещения пегматитов чистой линии мусковит мелкочешуйчатый, светло-желтого цвета, обычно слагает маломощные зоны (5—10 см), содержащие крупные идиоморфные кристаллы граната — спессартина. Иногда он тесно ассоциирует с мелкозернистым альбитом или клевеландитом и образует мусковит-альбитовые или клевеландит-мусковитовые зоны.

Мелкочешуйчатый мусковит наиболее характерен для сложнозамещенного типа пегматитов, в которых интенсивно развит процесс альбитизации микроклина.

В пневматолито-гидротермальных жилах мусковит представлен крупными листочками, слагающими маломощные зоны, иногда в ассоциации с альбитом. В некоторых случаях мусковит встречается в виде отдельных листочков или образует прерывистые прожилки в кварцевых или

Таблица 24

Химический состав мусковита

Компоненты	1. Из альбитизированного пегматита чистой линии*				2. Из флюорит-мусковитового прожилка, секущего диорит		3. Из пегматитов чистой линии	
	Вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{11}	Вес. %	атомные количества	Вес. %	атомные количества
SiO_2	45,22	0,7529	1,5058	3,00	45,80	0,7633	44,04	0,7332
TiO_2	Не обн.	—	—	—	0,25	0,0031	0,28	0,0035
Al_2O_3	36,30	0,7120	1,0680	2,83	29,91	0,5868	31,30	0,6140
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—	—	—	Сл.	—
Fe_2O_3	0,93	0,0116	0,0174	0,05	0,72	0,0090	2,64	0,0330
FeO	0,68	0,0094	0,0094	0,03	1,92	0,0267	3,02	0,0420
BeO	0,0052	—	—	—	—	—	0,0054	—
MnO	0,05	0,0007	0,0007	0,00	0,08	0,0001	0,09	0,0012
MgO	1,49	0,0369	0,0369	0,15	3,43	0,0849	0,65	0,0161
CaO	0,60	0,0107	0,0107	0,04	0,47	0,0084	0,48	0,0084
Na_2O	0,98	0,0316	0,0158	0,13	Не обн.	—	0,93	0,0300
K_2O	9,38	0,1990	0,0995	0,79	11,26	0,2396	9,81	0,2082
B_2O_3	0,026	—	—	—	—	—	—	—
Cl	Сл.	—	—	—	Сл.	—	Сл.	—
F	—	—	—	—	0,62	0,0344	0,72	0,0378
H_2O^+	4,38		—		4,93	0,5478	5,24	0,5822
H_2O^-	0,10	—	—	—	1,03	—	1,23	—
Сумма	100,14		2,7642		100,42		100,43	
$O = -F_2$					—0,26		—0,30	
					100,16		100,13	
Уд. вес	2,841				2,865		2,883	
Аналитик	М. Е. Казакова							

* Из отдельной навески определено: Li_2O — 0,086%; Rb_2O — 0,44%; Cs_2O — не обн.

альбитовых обособлениях жил, причем большая часть его приурочена к контакту альбита с флогопитовой зоной.

В десилицированных пегматитах крупные листочки мусковита в ассоциации с флюоритом и бериллом образуют линзы в флогопитовом сланце. Особенно много его в участках выклинивания жил. Более мелкий мусковит выполняет небольшие пустоты в плагиоклазитовой части десилицированных пегматитов, где обычно нарастает на призматические кристаллы альбита в ассоциации с бавенитом, флюоритом и сферолитами корундофиллита, что свидетельствует о низкой температуре его образования.

В пегматитах чистой линии наиболее характерной ассоциацией для мусковита являются: гранат, кварц, микроклин, флюорит, апатит, молибденит, колумбит и берилл.

Мусковит выделялся позднее берилла, микроклина, плагиоклаза, апатита, трещины в которых обычно залечены мусковитом. Поле устойчивости мусковита довольно большое, низкотемпературная его разновидность близка по времени выделения к флюориту последней генерации и бавениту.

Наличие мусковита в десилицированных пегматитах свидетельствует в ряде случаев о недостатке железа и магния в процессе взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами.

Элементы	Из пегматитов чистой линии				
	1	2**	3	4***	5
Бериллий	0,006*	0,005	0,0004*	0,002	0,005
Таллий	—	0,001	—	—	0,001
Свинец	—	—	0,001	—	—
Олово	0,001	0,001	0,005	0,001	0,005
Галлий	0,04	0,01	—	0,01	0,04
Висмут	—	0,001	0,001	—	—
Молибден	—	0,005	—	—	—
Ванадий	0,05	—	0,02	0,005	0,005
Титан	—	—	—	0,05	—
Литий	0,5	0,25	0,5	0,1	0,05
Медь	0,0025	—	0,0005	0,0005	0,005
Серебро	—	—	—	—	—
Цинк	0,025	0,005	—	—	0,025
Никель	—	—	0,005	—	0,005
Хром	—	0,0025	—	0,01	0,0025
Барий	0,035	—	0,05	0,005	—
Рубидий	—	—	—	0,03	—

* Бериллий определен количественно-спектральным анализом. ** См. химический анализ 3.

10. Фенгит

Повышенное количество кремния в тетраэдрических слоях этой слюды и некоторые минералогические и генетические особенности дают

Таблица 26

Химический состав фенгита из плагиоклазитовой линзы десилицированных пегматитов (аналитик М. Е. Казакова)

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_{11}
SiO_2	47,80	0,7966	1,5932	3,20
Al_2O_3	32,44	0,6368	0,9552	2,56
Fe_2O_3	1,80	0,0224	0,0336	0,09
FeO	0,70	0,0097	0,0097	0,04
MnO	0,08	0,0011	0,0011	0,004
MgO	0,40	0,0100	0,0100	0,04
CaO	1,04	0,0185	0,0185	0,07
Na_2O	0,86	0,0276	0,0138	0,12
K_2O	9,68	0,2060	0,1030	0,83
F	Не обн.	—	—	—
H_2O^+	4,98	0,5528	—	
H_2O^-	0,14	—	—	—
Сумма	99,92	—	2,7381	—
Уд. вес	2,766	—	—	—

анализов мусковита (в %) Таблица 25

	Из пневматолито-гидротермальных жил				
	мусковит-кварцевой	мусковит-альбитовой			альбит-кварцевой
6	7	8	9	10	11
0,009 *	0,001 *	0,006 *	0,002	0,003	0,009
—	—	0,001	0,001	—	—
—	—	0,001	0,005	—	0,001
0,005	0,001	0,005	0,005	0,001	0,005
0,04	0,04	0,05	0,01	0,005	0,04
—	—	—	0,001	0,001	0,005
—	—	—	—	0,025	—
0,05	0,02	0,005	0,05	0,05	0,025
—	—	—	—	—	—
0,5	0,25	0,5	0,25	0,25	0,05
0,0025	0,005	0,0005	0,005	0,005	0,0025
—	0,0005	—	—	—	—
0,025	0,005	0,005	0,005	0,005	0,025
0,005	0,005	0,005	0,005	0,0025	0,0025
—	0,025	—	0,01	0,0025	—
0,005	0,035	0,020	0,020	—	—
0,03	0,025	0,025	—	—	—

*** См. химический анализ 1.

возможность выделить ее как самостоятельную разновидность. Фенгит в качестве второстепенного минерала встречается довольно часто и в основном приурочен к десилицированным пегматитам и мусковит-флюоритовым жилам. Он образуется в последние стадии гидротермального процесса при замещении плагиоклазов, в которых выполняет небольшие пустоты в ассоциации с флюоритом, корундофиллитом, пренитом, факолитом и бавенитом. Фенгит представлен мелкими чешуйками и сфероидальными образованиями до 0,4 см в поперечнике. Цвет светло-желтый. Удельный вес 2,766. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный.

Пересчет результатов химического анализа (табл. 26) приводит к формуле: $(K_{0,83}Na_{0,12}Ca_{0,07})_{1,02}(Al_{1,76}Fe^{\cdots}_{0,09}Fe^{\cdot\cdot}_{0,04}Mg_{0,04})_{1,93}[Al_{0,80}Si_{3,20}O_{10}][OH]_2$ $0{,}11\ H_2O$, близкой к теоретической; наблюдается несколько повышенное содержание H_2O и SiO_2 при соответственно пониженном количестве Al_2O_3.

11. Фуксит

Фуксит является широко распространенным минералом. Обычно он образует прерывистые оторочки до 1—1,5 см мощности на контакте флогопитовой и мусковитовой зон с плагиоклазитовыми и мусковит-флюоритовыми линзами с бериллом в десилицированных пегматитах (фиг. 47). Иногда чешуйки фуксита неравномерно рассеяны в флогопитовой зоне. Встречается в виде мелких чешуек, реже листочков до 1 см в поперечнике. Цвет от светло-зеленоватого до зеленого. Удельный вес 2,849. В шлифах бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный. Показатели преломления: $Ng = 1{,}586$, $Nm = 1{,}582$, $Np = 1{,}550$, $Ng - Np = 0{,}036$.

Пересчет результатов химического анализа фуксита (табл. 27) приводит к развернутой формуле: $(K_{0,86}Na_{0,19}Ca_{0,02})_{1,07}$ $(Al_{1,33}Cr_{0,03}Mg_{0,61}$

Таблица 27

Химический состав фуксита из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов

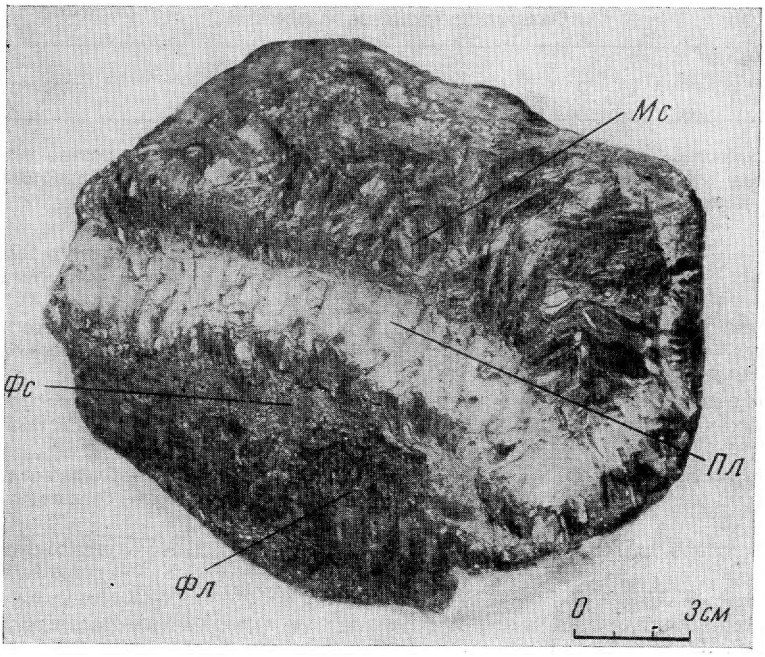
Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_{11}
SiO_2	46,94	0,7815	1,5630	3,16
TiO_2	0,11	0,0014	0,0028	0,01
Al_2O_3	27,37	0,5370	0,8055	2,17
Cr_2O_3	0,60	0,0078	0,0117	0,03
Fe_2O_3	0,01	—	—	—
FeO	2,73	0,0380	0,0380	0,15
BeO	0,0091	—	—	—
MnO	0,43	0,0060	0,0060	0,02
MgO	6,06	0,1502	0,1502	0,61
CaO	0,31	0,0055	0,0055	0,02
Na_2O	1,46	0,0470	0,0235	0,19
K_2O	9,96	0,2114	0,1057	0,86
Li_2O	0,25	0,0166	0,0083	0,07
Rb_2O	0,11	0,0012	0,0006	0,00
Cs_2O	Не обн.	—	—	—
Cl	Не обн.	—	—	—
F	0,63	—	—	—
SO_3	Не обн.	—	—	—
H_2O^+	2,50	—	—	—
H_2O^-	0,75	—	—	—
Сумма	100,22		2,7208	
$O = -F_2$	—0,26			
	99,96			
Аналитик	М. Е. Казакова			

Таблица 28

Результаты спектральных анализов фуксита (в %)

Элементы	Из хромитовой линзы	Из флогопитовой зоны десилицированного пегматита
Бериллий	0,006	0,0005
Таллий	0,005	—
Олово	0,01	0,001
Галлий	0,005	0,001
Висмут	0,005	0,0025
Молибден	—	0,025
Ванадий	0,05	0,025
Литий	0,4	0,25
Медь	—	0,02
Серебро	—	0,0005
Цинк	—	0,025
Никель	0,1	0,05
Стронций	0,0025	0,005
Барий	—	0,0025

$Li_{0,7}Fe^{\cdot\cdot}_{0,15}Mn_{0,02}Ti_{0,01})_{2,22}[Al_{0,84}Si_{3,16}O_{10}]$ $[OH_{1,12}F_{0,14}O_{0,37}]_{1,63}$, близкой к теоретической $KAl_2[AlSi_3O_{01}][OH]_2$. Проанализированный фуксит характеризуется недостатком OH, F, которые эквивалентно компенсируются кислородом, т. е. $O \rightarrow 2(OH)$, а также присутствием хрома и значительным содержанием магния.



Фиг. 47. Плагиоклазитовый *(Пл)* прожилок с оторочками мусковита *(Мс)*, фуксита *(Фс)* и флогопита *(Фл)*. 1/2 натур. вел.

Спектральным методом, дополнительно к данным химического анализа, обнаружены: литий, никель, галлий, олово, кобальт и цинк.

Два образца фукситов из хромитовой линзы и из флогопитовой зоны проанализированы только спектральным методом. Сравнение результатов спектральных анализов (табл. 28) показывает, что в первом случае фуксит содержит меньше элементов, но особенно обращает на себя внимание высокое содержание в нем никеля и лития.

Наиболее характерной ассоциацией фуксита являются флюорит, мусковит, флогопит, топаз, берилл и маргарит. Фуксит выделялся раньше мусковита, маргарита, но позднее берилла и топаза, кристаллы которых обычно обрастают чешуйками фуксита.

В пегматитах чистой линии фуксит не встречается, так как он образуется в результате взаимодействия пегматитового расплава-раствора с магнезиально-железистыми хромсодержащими породами.

12. Флогопит

Флогопит является широко распространенным минералом жильных тел. Обычно встречается в виде чешуек размером 0,1—0,3 см, реже в виде более крупных пластинок до 1 см в поперечнике. Цвет серебристо-коричневый, буровато-коричневый, коричневый, серовато-зеленый, реже травяно-зеленый и зеленовато-коричневый. Блеск по спайности перла-

мутровый. Прозрачный до просвечивающего по краям. Удельный вес 2,78—2,891. В шлифах слабо окрашен в желтоватый и зеленоватый цвета. Двуосный, с очень малым углом оптических осей: 2V = от —3 до —5°. Остальные оптические свойства флогопитов сведены в табл. 29.

Таблица 29

Оптические свойства флогопитов

Место взятия	Цвет	Ng	Np	Ng—Np	Плеохроизм
Из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов с фенакитом и хризобериллом (ан. 1, табл. 30)	Серовато-зеленый	1,582	1,549	0,032	Ng — светло-зеленый Np — бесцветный
Из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов (ан. 2)	Серовато-зеленый	1,577	1,546	0,031	Ng — светло-зеленый Np — бесцветный
Из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов (ан. 3)	Коричневый	1,587	1,554	0,033	Ng — буровато-желтый Np — бесцветный
Из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов (ан. 4)	Светло-коричневый	1,593	1,562	0,031	Ng — светло-желтый Np — бесцветный
Из флогопитовой линзы с флюоритом	Буровато-коричневый (звездарь)	1,573	1,542	0,031	Ng — бледно-зеленый Np — бесцветный
Из флогопитовой линзы с фенакитом	Серебристо-коричневый	1,586	1,554	0,032	Ng — светло-бурый Np — светло-желтый
Из флогопитовой зоны с мусковит-флюоритовыми линзами С бериллом (ан.5)	Серебристо-бурый	1,570	1,540	0,030	Ng — светло-желтый Np — бесцветный
Из флогопитовой зоны плагиоклазит-кварцевой жилы	Зеленовато-коричневый	1,586	1,554	0,032	Ng — светло-желтый Np — бесцветный
Из флогопитовой зоны альбит-мусковит-кварцевой жилы (ан. 6)	Коричневый	1,580	1,548	0,032	Ng — желтый Np — бесцветный
Из контакта диорита с серпентинитом (ан. 7)	Коричневый	1,611	1,576	0,035	Ng — желтовато-бурый Np — бледно-желтый

На кривых нагревания флогопита (фиг. 48 и 49) наблюдаются эндотермические эффекты в интервалах 1210—1330° и 1070—1180°, обусловленные выделением высокотемпературной гидроксильной воды. Эндотермический эффект в интервале 150—250°, наблюдаемый на фиг. 49, обусловлен выделением низкотемпературной воды.

Пересчеты результатов химических анализов флогопитов (табл. 30) приводят к следующим формулам:

Анализ 1. $(K_{0,60}Na_{0,46}Ca_{0,02})_{1,08}(Mg_{2,38}Mn_{0,01}Fe^{..}_{0,25}Fe^{...}_{0,06}Al_{0,18})_{2,88}[Al_{1,10}Si_{2,90}O[OH_{1,59}F_{0,41}]_{2,0}\,0{,}07H_2O$

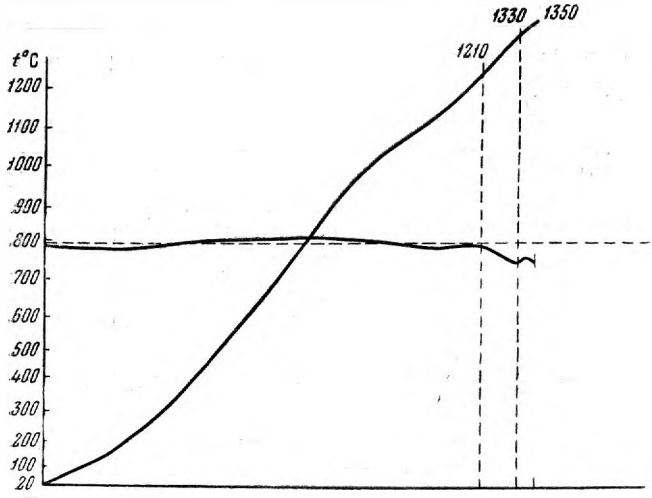
Анализ 2. $(K_{0,82}Na_{0,07}Ca_{0,02})_{0,91}(Mg_{2,29}Li_{0,03}Mn_{0,01}Fe^{..}_{0,22}Fe^{...}_{0,05}Al_{0,29})_{2,89}[Al_{1,02}Si_{2,98}O_{10}][OH_{0,25}F_{0,27}O_{0,74}]_{1,26}$

Анализ 3. $(K_{0,69}Na_{0,26}Ca_{0,09})_{1,04}(Mg_{2,23}Li_{0,14}Mn_{0,01}Fe^{..}_{0,39}Fe^{...}_{0,06}Ti_{0,01}Al_{0,14})_{2,98}[Al_{1,17}Si_{2,83}O_{10}][OH_{0,47}F_{0,43}O_{0,55}]_{1,45}$

Анализ 5. $(K_{0,87}Na_{0,16}Ca_{0,03})_{1,06}(Mg_{2,20}Li_{0,10}Mn_{0,09}Fe^{\cdot\cdot}_{0,31}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,10}Al_{0,07})_{2,87}[Al_{0,90}Si_{3,10}O_{10}][OH_{0,82}F_{0,42}O_{0,38}]_{1,62}$

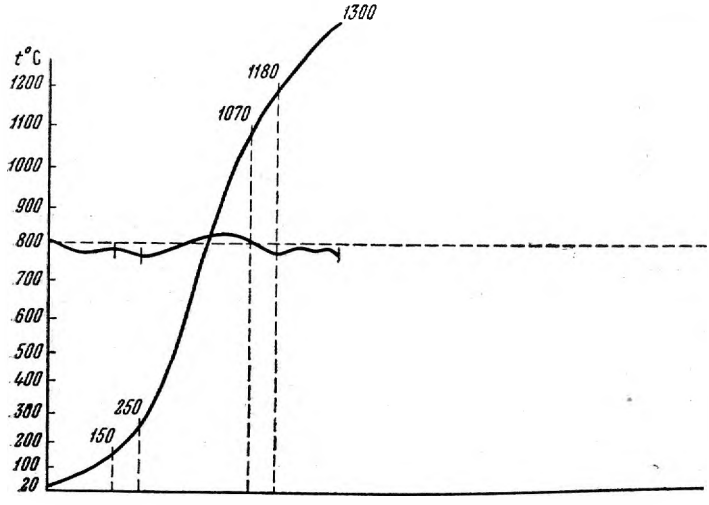
Анализ 6. $(K_{0,83}Na_{0,13}Ca_{0,06})_{1,02}(Mg_{2,84}Fe^{\cdot\cdot}_{0,25})_{3,09}[Al_{0,98}Fe^{\cdot\cdot}_{0,04}Si_{2,2}O_{10}][OH_{0,47}F_{0,15}O_{0,69}]_{1,31}$

Анализ 7. $(K_{0,64}Na_{,30}Ca_{0,09})_{1,03}(Mg_{1,90}Mn_{0,01}Fe^{\cdot\cdot}_{0,76}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,06}Al_{0,17}Ti_{0,04})_{2,94}[Al_{1,31}Si_{2,69}O_{10}][OH_{1,16}F_{0,04}O_{0,40}]_{1,60}$



Фиг. 48. Кривая нагревания флогопита (см. ан. 1)

Результаты химических анализов флогопитов из жильного комплекса различных участков свидетельствуют о значительном их сходстве. В них



Фиг. 49. Кривая нагревания флогопита (см. ан. 2)

резко преобладают двухвалентные катионы над трехвалентными, в незначительном количестве присутствует литий, отмечается недостаток OH и F, которые, видимо, эквивалентно компенсируются кислородом:

Компоненты	Из флогопитовой зоны десилицированных пег						
	с хризобериллом и фенакитом				с пла		
	ан. 1				ан. 2		ан.
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{11}	вес. %	атомные количества катионов	вес. %
SiO_2	40,77	0,6788	1,3576	2,90	43,61	0,7261	40,76
TiO_2	Не обн.	—	—	—	Сл.	—	0,28
Al_2O_3	15,33	0,3006	0,4509	1,28	16,39	0,3216	16,08
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—	—	—	Не обн.
Fe_2O_3	1,27	0,0158	0,0237	0,06	0,89	0,0112	1,13
FeO	4,15	0,0577	0,0577	0,25	3,88	0,0540	6,65
MnO	0,13	0,0018	0,0018	0,01	0,12	0,0017	0,16
MgO	22,44	0,5565	0,5565	2,38	22,49	0,5578	21,54
CaO	0,25	0,0044	0,0044	0,02	0,33	0,0059	1,18
Na_2O	3,34	0,1076	0,0538	0,46	0,50	0,0162	1,98
K_2O	6,63	0,1418	0,0709	0,60	9,44	0,2004	7,76
Li_2O	—	—	—	—	0,12	0,0080	0,49
B_2O_3	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—
Cl	Не обн.	—	—	—	Не обн.		—
F	1,81	—	—	—	1,26	—	2,00
SO_3	Не обн.	—	—	—	—		—
H_2O^+	3,66	—	—	—	0,55		1,02
H_2O^-	0,56	—	—	—	0,30	—	0,10
Сумма	100,34		2,5773		99,88		101,13
$O=-F_2$	—0,76				— 0,53		—0,81
	99,58				99,35		100,32
Уд. вес	2,883						2,891
Аналитик	М. Е. Казакова						

* Литий определялся из отдельной навески химиком Л. Б. Тумилович.

$O \rightarrow 2(OH)$. Вместе с тем следует отметить, что флогопит альбит-мусковит-кварцевых жил характеризуется повышенным содержанием магния и соответственно меньшим содержанием железа, что, возможно, объясняется низкой температурой реакции гидротермальных растворов с вмещающими породами, вследствие чего железо, находившееся в породе в виде окислов (хромит, магнетит), не разлагалось и не могло входить в состав флогопитов. Флогопит, развитый на контакте диорита с серпентинитами, представлен феррофлогопитом, в котором наблюдается сильно проявленное изоморфное замещение Mg на $Fe^{"}$, с резким преобладанием закисного железа (см. табл. 30, ан. 7).

Несколько образцов флогопита с целью установления в них рассеянного бериллия были подвергнуты химическому и спектральному изучению (табл. 31).

При спектральном изучении тех же образцов флогопита, кроме основных компонентов и бериллия, был обнаружен дополнительно ряд элементов (табл. 32).

Таблица 30

состав флогопитов

матитов					Из флогопитовой зоны альбит-мусковит-кварцевой жилы		Из контакта диорита с серпентинитом	
гиоклазитовыми линзами			с мусковит-флюоритовыми линзами с бериллом					
3	ан. 4		ан. 5		ан. 6		ан. 7	
атомные количества катионов	вес. %	атомные количества катионов	вес. %	атомные количества катионов	вес. %	атомные количества катионов	вес. %	атомные количества катионов
0,6787	42,00	0,6993	43,64	0,7266	42,20	0,7026	37,20	0,6194
0,0036	0,66	0,0083	Сл.	—	0,05	0,0006	0,77	0,0096
0,3154	13,40	0,2628	11,61	0,2278	12,03	0,2360	17,33	0,3400
—	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—
0,0142	2,98	0,0374	1,84	0,0230	0,72	0,0090	1,10	0,0138
0,0926	7,90	0,1099	5,16	0,0718	4,41	0,0613	12,62	0,1756
0,0023	0,49	0,0069	1,38	0,0194	0,05	0,0007	0,22	0,0031
0,5342	23,53	0,5836	20,83	0,5166	27,60	0,6845	17,66	0,4380
0,0210	—	—	0,44	0,0078	0,75	0,0133	1,15	0,0205
0,0638	1,42	0,0384	1,16	0,0374	0,98	0,0316	2,15	0,0694
0,1648	4,34	0,0920	9,70	0,2060	9,52	0,2020	6,86	0,1456
0,0328	0,32*	0,0214	0,35	0,0234	—	—	—	—
—	0,006	—	—	—	Сл.	—	—	—
—	0,23	—	—	—	0,10	—	—	—
—	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—
—	0,43	—	2,08	—	0,68	—	0,19	—
—	0,07	—	Не обн.	—	—	—	—	—
—	2,24	—	1,76	—	1,02	—	2,40	—
—	0,03	—	0,14	—	0,08	—	0,25	—
	100,04		100,09		100,19		99,90	
	—0,18		—0,87		—0,29		—0,08	
	99,86		99,22		99,90		99,82	
	Т. А. Ковалева				М. Е. Казакова			

Таблица 31

Содержание окиси бериллия в флогопитах (в %)

№ обр.	№ анализа (в табл. 30)	Место взятия	Химическое определение	Количественно-спектральное определение
37/45	—	Мусковит-альбитовые жилы	—	0,0025
49/55	—	Десилицированные пегматиты	—	0,0025
1/35	5	» »	—	0,0025
78/45	6	» »	—	0,0055
147/39	—	» »	0,0018	—
72/39	4	» »	0,0067	0,0083
146/55	—	» »	0,0045	—
75а/55	—	» »	0,0021	—
162/55	—	» »	—	0,0083

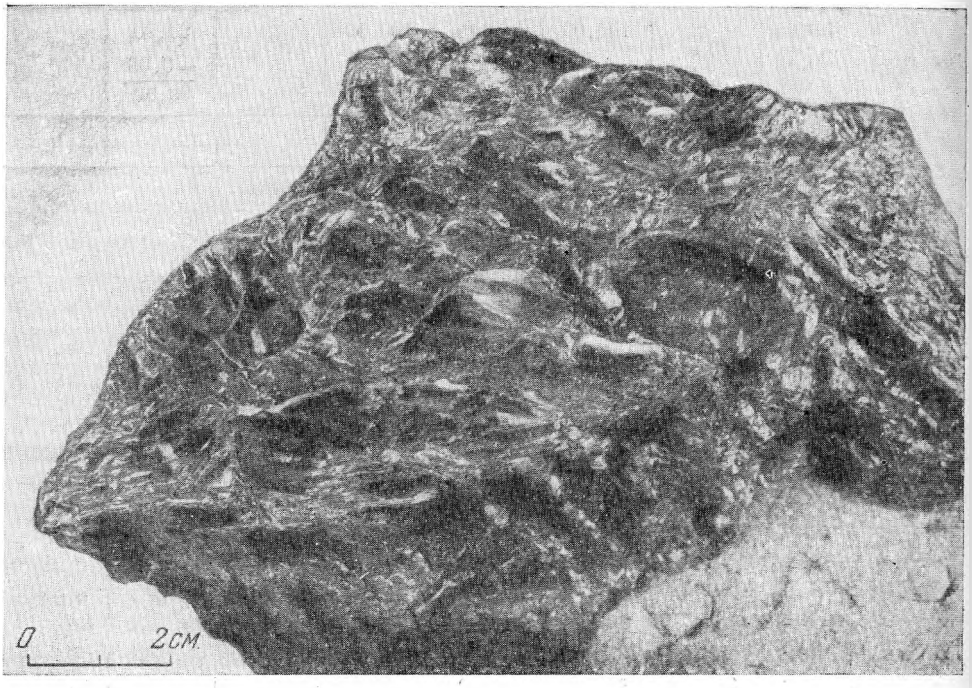
Таблица 32

Результаты спектральных анализов флогопита (в %)

Элементы	Из флогопитовых зон		Из флогопитовых зон десилицированных пегматитов						
	мусконит-альбитовых жил	альбит-мусковит-кварцевых жил							
	1	2	3	4	5	6*	7	8	9
Таллий	0,001	0,005	0,001	0,001	—	—	—	—	—
Свинец	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—
Олово	0,001	—	—	0,001	—	—	—	0,001	—
Галлий	0,001	0,001	0,005	0,01	0,005	0,001	0,001	0,005	0,001
Висмут	0,005	—	0,0025	—	—	—	—	—	—
Молибден	—	—	—	—	—	0,003	—	—	—
Ванадий	0,05	0,025	0,05	0,02	0,05	0,02	0,025	0,05	0,05
Литий	0,25	0,1	0,5	0,5	0,1	0,5	0,1	0,5	0,1
Медь	0,005	0,0025	0,0025	—	—	—	0,0025	0,0005	—
Цинк	0,005	—	—	0,005	—	0,025	—	0,025	—
Кобальт	—	0,005	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	—
Никель	0,05	0,15	0,1	0,1	0,025	0,1	0,1	0,1	0,05
Цирконий	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005
Барий	0,020	0,035	—	0,05	0,035	0,05	0,0025	0,005	0,05

* См. химический анализ № 6 табл. 30).

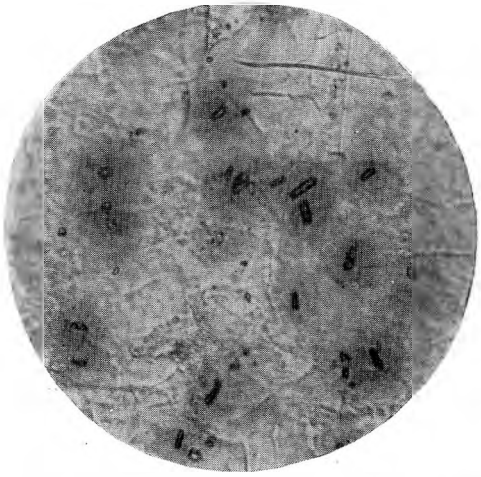
Флогопит является одним из главных минералов десилицированных пегматитов и пневматолито-гидротермальных жил, в которых слагает реакционные зоны. Высокое содержание железа в феррофлогопите, по-ви-



Фиг. 50. Флогопит, смятый в мелкие складки. Натур. вел.

димому, объясняется повышенным его содержанием в жильных дериватах Восточной гранодиоритовой интрузии.

Как указывалось выше, флогопит в десилицированных пегматитах слагает довольно мощные зоны (от 0,5 до 6 м), примыкающие с двух сторон к плагиоклазитовому телу. Когда плагиоклазит отсутствует, флогопит занимает центральную часть жил и в виде зоны с небольшими перерывами прослеживается на десятки метров. Флогопитовая порода мелкочешуйчатая, сильно рассланцованная. Иногда среди мелкочешуйчатого флогопитового сланца наблюдаются гнезда, размером до 1,0×3,0 м, сложенные крупными пластинками флогопита (0,3—0,7 см), ориентированными в различных направлениях, вследствие чего порода обладает сильным блеском. Такая разность флогопита получила название «звездарь». В отдельных участках встречается флогопит, интенсивно смятый в мелкие складки, что свидетельствует об изменении направления давления после его образования (фиг. 50).



Фиг. 51. Включения циркона в флогопите. Увел. 120. Без анализатора.

В десилицированных пегматитах флогопит ассоциирует с изумрудом, фенакитом, хризоберилом, александритом, бериллом, топазом, апатитом, флюоритом, бериллийсодержащим маргаритом и турмалином; из рудных минералов встречаются ильменит, пирротин и марказит. В виде мельчайших микроскопических включений в флогопите присутствуют: циркон, рутил, апатит и сфен. Вокруг кристаллов циркона обычно наблюдаются хорошо выраженные плеохроичные дворики (фиг. 51).

Флогопит выделялся раньше актинолита, талька, хлорита, но позднее изумруда, берилла, фенакита, хризоберилла, турмалина, апатита и топаза, в кристаллах которых трещины нередко залечены флогопитом. В гидротермальную стадию флогопит замещается хлоритом и тальком. Наиболее интенсивный процесс отальковання флогопита наблюдался в шурфе Скутина, в котором флогопит, содержащий густоокрашенные кристаллы изумруда, почти полностью был замещен тальком.

В пневматолито-гидротермальных жилах флогопит слагает оторочки незначительной мощности (5—20 см), которые иногда становятся прерывистыми и уменьшаются до 1—3 см. В качестве второстепенных и акцессорных минералов в флогопите встречаются флюорит, берилл и молибденит.

13. Биотит

Биотит распространен значительно меньше, чем флогопит. Он слагает реакционные зоны пегматитов чистой линии и в некоторых случаях десилицированных пегматитов. Биотит представлен мелкими чешуйками, листочками и пластинками (до 0,5 см в поперечнике). Цвет буровато-коричневый, серебристо-коричневый и коричнево-черный. Полупрозрачный до просвечивающего по краям. Удельный вес 2,78—2,919. Под микроскопом в биотите видно очень большое количество мельчайших вклю-

чений циркона, сфена и реже апатита, причем вокруг циркона, а иногда и сфена, наблюдаются хорошо выраженные плеохроичные дворики. Одноосный, реже встречаются двуосные разности с очень малым углом оптических осей (3—5°). Остальные оптические свойства биотитов сведены в табл. 33.

Таблица 33

Оптические свойства биотитов

Место взятия	Цвет	Ng	Np	Ng—Np	Плеохроизм
Из контакта пегматита чистой линии с амфиболовым гнейсом (ан. 1, табл. 34)	Коричневый	1,606	1,570	0,036	Ng — темно-бурый Np — бледно-желтый
Из тальк-биотитовой зоны с хризобериллом (ан. 2)	Травяно-зеленый	1,580	1,547	0,033	Ng — светло-зеленый Np — бесцветный
Из контакта диорита с хлорит-тальковой породой	Темно-коричневый	1,606	1,570	0,036	Ng — красновато-бурый Np — светло-желтый
Из контакта диорита с тальковой породой	Буровато-коричневый	1,607	1,573	0,034	Ng — желто-бурый Np — бледно-желтый

Примечание. Ан. 1 — образец взят из контакта амфиболового гнейса с пегматитом чистой линии; ан. 2 — из реакционной зоны десилицированных пегматитов.

Таблица 34

Химический состав биотитов

Компоненты	Анализ 1				Анализ 2	
	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_{11}	Вес. %	Атомные количества катионов
SiO_2	39,29	0,6542	1,3084	3,01	41,97	0,6988
TiO_2	1,12	0,0140	0,0280	0,06	Сл.	—
Al_2O_3	10,64	0,2088	0,3132	0,96	18,47	0,3624
Fe_2O_3	6,87	0,0860	0,1290	0,40	2,81	0,0352
FeO	14,25	0,1983	0,1983	0,91	1,59	0,0221
MnO	4,00	0,0564	0,0564	0,26	—	—
MgO	9,37	0,2324	0,2324	1,07	19,49	0,4834
CaO	0,47	0,0084	0,0084	0,03	1,97	0,0351
Na_2O	1,64	0,0528	0,0264	0,24	1,26	0,0406
K_2O	8,77	0,1862	0,0931	0,86	7,82	0,1660
Cl	—	—	—	—	Не обн.	—
F	—	—	—	—	0,82	
H_2O^+	3,17	—	—	1,62	3,23	
H_2O^-	0,16	—	—	—	0,43	—
Сумма	99,75		2,3936		99,86	
$O = -F_2$					—0,34	
					99,52	
Аналитик	М. Е. Казакова					

Пересчеты результатов химических анализов биотита (табл. 34) приводят к следующим формулам:

Анализ 1. $(K_{0,86}Na_{0,24}Ca_{0,03})_{1,13}(Mg_{1,07}Mn_{0,26}Fe^{\cdot\cdot}_{0,91}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,37}Ti_{0,06})_{2,67}$
$[Al_{0,96}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,03}Si_{3,01}O_{10}][OH_{1,62}O_{0,19}]_{1,81}$

Анализ 2. $(K_{0,69}Na_{0,17}Ca_{0,15})_{1,01}(Mg_{2,02}Fe^{\cdot\cdot}_{0,09}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,15}Al_{0,42})_{2,68}[Al_{1,09}Si_{2,91}O_{10}][OH_{1,48}F_{0,18}O_{0,17}]_{1,83}$

Спектральным методом, дополнительно к данным химического анализа, в биотите (ан. 1) обнаружены: литий (0,5%), кобальт (0,005%), хром (0,025%), барий, никель, ванадий, цирконий (0,005%), галий (0,001%), медь (0,0005%). Количественным спектральным методом в биотите из реакционных зон, образовавшихся на контакте пегматитов чистой линии с амфиболитами, определена окись бериллия в количестве от 0,001 до 0,005%.

Биотит развит в тех случаях, когда значительно проявлен гетеровалентный изоморфизм $R_2^{\cdot\cdot} \rightarrow R_3^{\cdot\cdot\cdot}$, при этом, если в октаэдрических слоях преобладает $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, образуется феррибиотит (табл. 34, ан. 1), если Al, то алюмобиотит (табл. 34, ан. 2). Феррибиотит слагает маломощные реакционные зоны на контакте пегматитов чистой линии с амфиболовыми гнейсами, богатыми железом. Алюмобиотитом представлены иногда зоны десилицированных пегматитов.

Наличие в десилицированных пегматитах алюмобиотитов в ассоциации с корундофиллитом, хризобериллом и бериллийсодержащим маргаритом свидетельствует об относительном избытке алюминия в процессе их образования. В диоритах и амфиболовых гнейсах наблюдается широкое развитие биотита по роговой обманке, обычно сопровождающееся выделением мельчайших зерен магнетита. В свою очередь, биотит замещается тальком, реже хлоритом. Тальк образует волокнисто-чешуйчатые агрегаты, местами замещая биотит почти нацело.

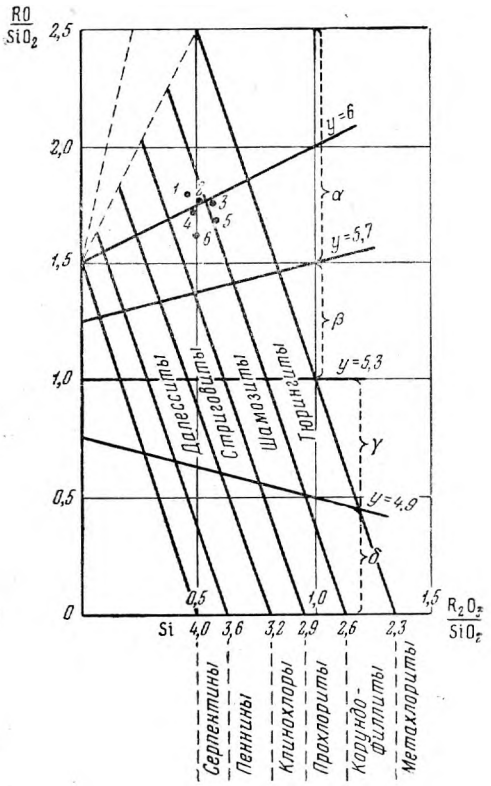
Колебание в составе слюд флогопит-биотитового ряда в описываемом районе зависит от комплекса причин и главным образом от соотношения элементов в пегматитовом расплаве-растворе и количества вступивших в реакцию MgO, FeO, заимствованных из вмещающих пород. Пегматиты и вмещающие породы (серпентиниты, дуниты, амфиболиты) по своему химическому составу различны, следовательно, и соотношения компонентов MgO, FeO, Fe_2O_3, F, K, определяющих образование флогопита или биотита, также различны. В тех случаях, когда пегматитовый расплав внедрялся в серпентиниты и дуниты, развит флогопит или алюмобиотит, а там, где вмещающими породами являются амфиболовые гнейсы или диориты, образуется биотит.

ГРУППА ХЛОРИТОВ

Классификацией хлоритов занимались многие исследователи: Г. Чермак (Tschermak, 1891), А. Н. Винчелл (Winchell, 1936), И. Орсель (Orcel $1925_{1,2}$, 1927, 1950), Н. С. Курнаков и В. В. Черных (1926), Д. П. Сердюченко (1948, 1953) и др. Д. П. Сердюченко предложил новую классификацию хлоритов, положив в основу кристаллохимический принцип. Основным моментом в его классификации является содержание ионов кремния в тетраэдрических структурных слоях хлоритов, на основании чего были выделены шесть главных групп хлоритовых минералов: серпентин-хлориты ($Si_{IV}=4$—3,6), пеннины ($Si_{IV}=3,6$—3,2), клинохлоры ($Si_{IV}=3,2$—2,9), прохлориты ($Si_{IV}=2,9$—2,6), корундофиллиты ($Si_{IV}=2,6$—2,3) и метахлориты ($Si_{IV}<2,3$). Для большей детализации хлоритов им был предложен дополнительный классификационный признак, основанный на соотношениях $\frac{RO}{SiO_2}$ и $\frac{R_2O_3}{SiO_2}$ в октаэдрических слоях хлоритов. Несколько позже почти к аналогичной классификации хлоритов пришли Орсель, Енэн и Кайер (Orcel, Hénin, Caillére, 1950).

Кристаллохимический принцип классификации хлоритов Д. П. Сер-

дюченко позволяет более глубоко понять и объяснить их генетические особенности. Нанесение наших данных на диаграмму Д. П. Сердюченко с параметрами $\frac{RO}{SiO_2}$ и $\frac{R_2O_3}{SiO_2}$ показывает на принадлежность хлоритов Изумрудных Копей к прохлориту и корундофиллиту (фиг. 52), т. е.



Фиг. 52. Классификационная диаграмма хлоритов (по Д. П. Сердюченко)

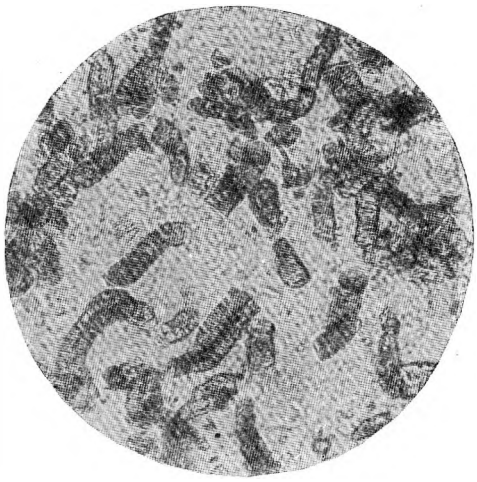
1 — прохлорит из контакта диорита с серпентинитами; *2* — прохлорит из десилицированных пегматитов, содержащих фенакит; *3* — корундофиллит из десилицированных пегматитов; *4* — прохлорит из десилицированных пегматитов, содержащих хризоберилл; *5* — корундофиллит из десилицированных пегматитов; *6* — железистый прохлорит из плагиоклазитовых прожилков, секущих амфиболиты.

к разновидностям, наиболее богатым Al. Это хорошо согласуется с представлениями о процессе десиликации, который, как правило, характеризуется недостатком кремнезема и накоплением окиси алюминия.

14. Прохлорит

Прохлорит наряду с флогопитом является одним из наиболее распространенных минералов Изумрудных Копей. Он встречается в виде листочков и чешуек. Размер листочков достигает 0,6 см в поперечнике. Цвет серовато-зеленый, зеленый и травяно-зеленый. Прозрачный до просвечивающего. Удельный вес 2,74. В шлифах слабо плеохроирует: Np — светло-зеленый, Ng — бледно-желтый, иногда почти бесцветный. Оптически двуосный, с очень малым 2V. Положительный, реже отрицательный. Удлинение отрицательное или положительное.

Особую по своей микроструктуре железистую разновидность прохлорита представляют мельчайшие сфероидальные и червеобразные выделения до 0,5 мм в поперечнике (фиг. 53), называемые иногда рипидолитом. Цвет их травяно-зеленый и темно-зеленый; полупрозрачны. Удельный вес 2,884. Оптически одноосные, положительные.



Фиг. 53. Червеобразные выделения рипидолита. Увел. 200. Без анализатора.

Оптические свойства прохлоритов из разных участков описываемого района очень близки (табл. 35); большим показателем преломления отличается только железистая разновидность прохлорита (см. табл. 36, ан. 1).

На термограммах прохлоритов (фиг. 54, *а, б, в*) отчетливо наблюдаются два эндотермических эффекта в интервале 600—800°, связаные с удалением воды. Для железистой разности прохлорита (фиг. 54*а*) наблюдается также экзотермический пик при 870°, свидетельствующий о переходе закисного железа в окисное и появлении новой фазы.

Структурные формулы прохлоритов рассчитаны для всех четырех анализов (табл. 36) на 14 кислородов (по «безводному» веществу):

Анализ 1. $(Mg_{2,59}\overset{\cdot\cdot}{Fe}_{1,77}Mn_{0,04}\overset{\cdot\cdot\cdot}{Fe}_{0,28}Al_{1,21})_{5,89}[Al_{1,27}Si_{2,73}O_{10}](OH_{7,36}O_{0,32})_{7,68}$

Анализ 2. $(Mg_{3,68}\overset{\cdot\cdot}{Fe}_{1,11}Mn_{0,01}Na_{0,06}\overset{\cdot\cdot\cdot}{Fe}_{0,14}Al_{1,08})_{6,08}[Al_{1,32}Si_{2,68}O_{10}](OH_{7,50}O_{0,25})_{7,75}$

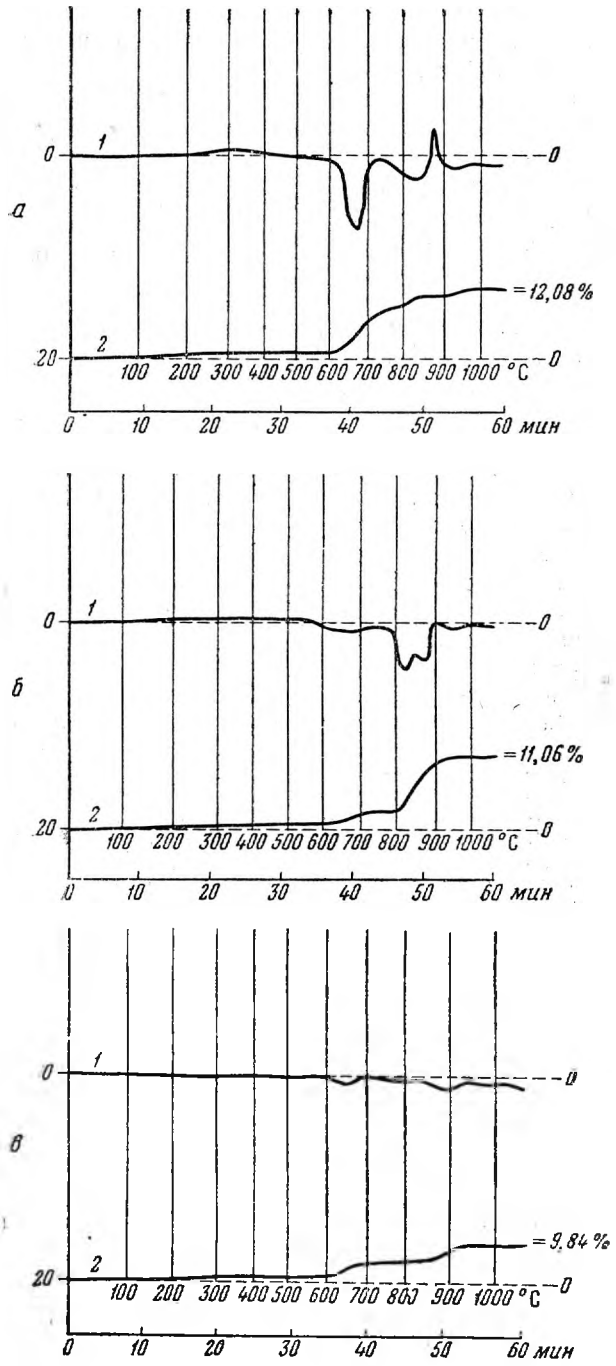
Анализ 3. $(Mg_{3,58}\overset{\cdot\cdot}{Fe}_{0,93}Mn_{0,02}Ca_{0,10}Na_{0,11}\overset{\cdot\cdot\cdot}{Fe}_{0,13}Al_{1,20})_{6,07}[Al_{1,36}Si_{2,64}O_{10}](OH_{7,29}Fe_{0,03}O_{0,34})_{7,66}$

Анализ 4. $(Mg_{3,97}\overset{\cdot\cdot}{Fe}_{0,48}Ca_{0,05}Na_{0,24}K_{0,22}\overset{\cdot\cdot\cdot}{Fe}_{0,01}Al_{1,28})_{6,25}[Al_{1,33}Si_{2,67}O_{10}](OH_{6,53}F_{0,11}O_{0,68})_{7,32}$

Таблица 35

Оптические свойства прохлоритов

Место взятия	Nm	Оптический знак	Плеохроизм
Из плагиоклазитового прожилка, секущего амфиболиты (табл. 36, ан. 1)	1,616	+	Np — зеленый Ng — светло-желтый
Из контакта диорита с серпентинитами (табл. 36, ан. 2)	1,588	+	Np — светло-зеленый Ng — светло-желтый
Из десилицированных пегматитов (табл. 36, ан. 3)	1,588	+	Np — светло-зеленый Ng — бесцветный
То же (табл. 36, ан. 4)	1,582	+	Np — светло-зеленый Ng — бесцветный
То же	1,584	+	Np — зеленый Ng — светло-желтый
» »	1,586	—	Np — зеленый Ng — светло-желтый
» »	1,582	+	Np — зеленый Ng — зеленовато-желтый



Фиг. 54 (*а*, *б*, *в*). Кривые направления (*1*) и потери веса (*2*) прохлоритов.

Таблица 36

Химический состав прохлоритов

Компоненты	Из плагиоклазитового прожилка, секущего амфиболиты				Из контакта диорита с серпентинитами		Из десилицированных пегматитов			
	ан. 1				ан. 2		ан. 3		ан. 4	
	вес.%	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{14}	вес.%	атомные количества катионов	вес.%	атомные количества катионов	вес.%	атомные количества катионов
SiO_2	26,66	0,4439	0,8878	2,73	27,02	0,4499	26,98	0,4492	27,86	0,4639
TiO_2	Сл.	—	—	—	—	—	Сл.	—	Не обн.	—
Al_2O_3	20,56	0,4034	0,6051	2,48	20,48	0,4018	22,25	0,4366	23,08	0,4528
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—	Об обн.	0,0236	—	—	Не обн.	—
Fe_2O_3	3,65	0,0458	0,0687	0,28	1,89	0,1855	1,82	0,0228	0,16	0,0020
FeO	20,57	0,2863	0,2863	1,77	13,33	0,0017	11,36	0,1581	5,89	0,0820
MnO	0,46	0,0065	0,0065	0,04	0,12	0,6163	0,20	0,0028	0,05	0,0007
MgO	17,01	0,4219	0,4219	2,59	24,85	—	24,59	0,6099	27,80	0,6895
CaO	Сл.	—	—	—	—	0,0100	0,95	0,0169	0,47	0,0084
Na_2O	Не обн.	—	—	—	0,31	—	0,57	0,0184	1,31	0,0422
K_2O	» »	—	—	—	Сл.	—	Сл.	—	1,81	0,0384
B_2O_3	0,008	—	—	—	—	—	0,008	—	0,059	—
Cl	Не обн.	—	—	—	Сл.	—	Сл.	—	Сл.	—
F	—	—	—	—	—	—	0,08	—	0,39	—
H_2O^+	10,79	—	—	—	11,32	—	11,20	—	10,22	—
H_2O^-	0,44	—	—	—	0,75	—	0,20	—	0,83	—
Сумма	100,14		2,2763		100,07		100,20		99,92	
$O = -F_2$							—0,03		—0,16	
							100,17		99,76	
Уд. вес	2,884						2,746			
Аналитик	М. Е. Казакова									

Согласно этим формулам, проанализированные хлориты по составу тетраэдрических слоев (Si =2,73—2,64) относятся к изоморфному ряду прохлорита. Прохлорит из плагиоклазитовых прожилков, секущих амфиболиты (табл. 36, ан. 1), характеризуется повышенным содержанием железа и может быть назван железистым прохлоритом (рипидолитом). В нем сильно выражено изоморфное замещение $Fe^{"}$—Mg.

Три образца прохлорита с целью выяснения наличия в этом минерале рассеянного бериллия были проанализированы химическим методом (табл. 37).

Таблица 37

Содержание окиси бериллия в прохлоритах

Место взятия	№ анализа	Содержание BeO, %
Из плагиоклазитового прожилка, секущего амфиболиты	1	0,008
Из десилицированных пегматитов	3	0,073
То же	4	0,1445

Те же образцы прохлорита были проанализированы спектроскопически (табл. 38).

Таблица 38

Результаты спектральных анализов прохлоритов (в %)

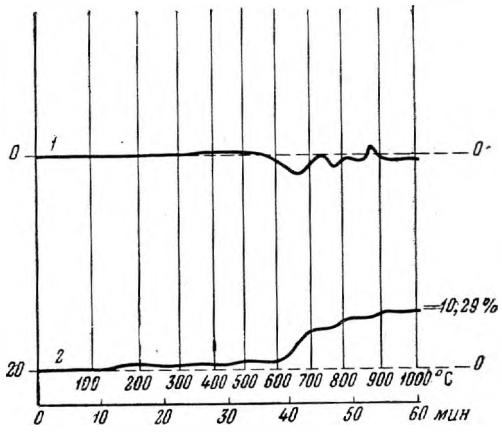
Элементы	Анализы		
	1	3	4
Свинец	—	—	0,001
Олово	—	—	0,001
Галлий	0,001	0,01	0,005
Висмут	—	—	0,0005
Молибден	—	—	0,025
Ванадий	0,05	0,05	0,005
Титан	—	0,05	—
Литий	—	—	0,05
Медь	—	—	0,0005
Цинк	—	0,05	—
Кобальт	0,05	0,05	0,01
Никель	0,25	0,10	0,005
Хром	0,05	0,05	—

Прохлорит в основном слагает хлоритовые зоны (мощностью 0,1—0,5 м) десилицированных пегматитов. В местах выклинивания десилицированные пегматиты иногда нацело состоят из прохлорита, который ассоциирует здесь с фенакитом, хризобериллом или с апатитом, ильменитом и сфеном. В некоторых случаях прохлорит слагает маломощные (5—10 см) зоны на контакте диорита с серпентинитами (см. фиг. 12, 13).

По времени выделения прохлорит является более поздним, чем фенакит, хризоберилл и апатит, о чем свидетельствует наличие в них трещин, залеченных чешуйками прохлорита.

Железистая разновидность прохлорита (рипидолит) на Изумрудных Копях пользуется ограниченным распространением. Эта разновидность

хлорита приурочена главным образом к маломощным плагиоклазовым и кальцит-плагиоклазовым прожилкам (1—3 см), секущим амфиболиты, порфирит-диориты и амфиболовые гнейсы. В отдельных случаях содержание рипидолита резко возрастает и прожилки имеют хлорит-плагиоклазовый состав. Значительно реже рипидолит встречается в плагиоклазитовой части жил десилицированных пегматитов, где он в виде тонкой пленки, состоящей из мельчайших сферолитов, нарастает на выделения бавенита. По времени образования железистый прохлорит (рипидолит) является более поздним минералом, чем бавенит и кальцит, мельчайшие его сферолиты обычно выполняют промежутки между пластинками кальцита или, как уже было сказано, нарастают на выделения бавенита.



Фиг. 55. Кривые нагревания *(1)* и потери веса *(2)* корундофиллита.

15. Корундофиллит

Корундофиллит несколько меньше распространен, чем прохлорит. Встречается в виде сфероидальных образований и листочков до 0,5 см в поперечнике. Цвет густо-зеленый и травяно-зеленый. Полупрозрачный до прозрачного. Удельный вес 2,782. Слабо плеохроирует: Np — светло-желтовато-зеленый, Ng — бледно-зеленоватый, почти бесцветный. Одноосный или двуосный. Оптически положительный; cNg = 6°, Nm = 1,596.

Кривая нагревания корундофиллита характеризуется двумя эндотермическими эффектами: первый при 580—660° и второй при 730—780°, а также незначительным экзотермическим подъемом при 870° (фиг. 55), что указывает на разложение минерала.

Пересчет результатов химических анализов корундофиллита (табл. 39) приводит к следующим формулам:

Анализ 1. $(Mg_{3,72}Fe^{..}_{0,75}Mn_{0,03}Na_{0,04}Fe^{...}_{0,19}Al_{1,27})_{6,00}[Al_{1,42}Si_{2,58}O_{10}](OH_{7,08}F_{0,18}O_{0,37})_{7,63}$

Анализ 2. $(Mg_{2,80}Fe^{..}_{1,35}Ca_{0,06}K_{0,03}Na_{0,30}Fe^{...}_{0,22}Al_{1,34})_{6,10}[Al_{1,43}Si_{2,57}O_{10}](OH_{7,02}O_{0,49})_{7,51}$

По составу тетраэдрического структурного слоя (Si_{IV} = 2,57—2,58) исследованные хлориты должны быть отнесены к изоморфному ряду корундофиллита.

Химические формулы корундофиллита соответствуют теоретическим, но характеризуются значительным недостатком OH и F, которые эквивалентно замещаются кислородом O→2(OH). В корундофиллите (табл. 39, ан. 2) наблюдается повышенное содержание закисного железа за счет пониженного количества окиси магния; присутствуют щелочи и фтор (ан. 1).

Спектральным методом в корундофиллите в дополнение к данным химического анализа (см. табл. 39, ан. 1) обнаружены (в %): хром,

Таблица 39

Химический состав корундофиллитов из десилицированных пегматитов

Компоненты	С плагиоклазитовыми линзами				С мусковит-флюоритовыми линзами	
	ан. 1				ан. 2	
	вес.%	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{11}	вес. %	атомные количества катионов
SiO_2	26,40	0,4396	0,8792	2,58	25,48	0,4242
TiO_2	Сл.	—	—	—	Сл.	—
Al_2O_3	23,36	0,4584	0,6876	2,69	23,40	0,4590
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	2,61	0,0326	0,0489	0,19	2,91	0,0364
FeO	9,26	0,1289	0,1289	0,75	16,01	0,2228
BeO	0,0033	—	—	—	—	—
MnO	0,35	0,0049	0,0049	0,03	0,03	0,0004
MgO	25,60	0,6349	0,6349	3,72	18,65	0,4625
CaO	0,04	0,0007	0,0007	0,00	0,55	0,0098
Na_2O	0,25	0,0080	0,0040	0,04	1,53	0,0494
K_2O	Сл.	—	—	—	0,26	0,0056
Cl	Сл.	—	—	—	—	—
F	0,57	—	—	—	—	—
B_2O_3	0,004	—	—	—	—	—
P_2O_5	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—
H_2O^+	10,89	—	—	—	10,45	—
H_2O^-	0,85	—	—	—	0,53	—
Сумма	100,18		2,3891		99,80	
$O = -F_2$	—0,24					
	99,94					
Аналитик	М. Е. Казакова					

никель (0,02), кобальт, цинк, ванадий (0,05), титан (0,005), молибден (0,005), медь (0,0025), галлий (0,001), олово (0,001) и висмут (0,0005).

Корундофиллит слагает маломощные (2—10 см) прожилки в серпентините, содержащие фенакит, хризоберилл и флюорит. В качестве второстепенного минерала корундофиллит постоянно встречается в плагиоклазитовых или мусковит-флюоритовых линзах с бериллом десилицированных пегматитов. Его сфероидальные образования выполняют пустоты в берилле и плагиоклазе. В парагенезисе с корундофиллитом наблюдаются: берилл, хризоберилл, фенакит, флюорит, мусковит, бавенит и бертрандит. Взаимоотношения корундофиллита с фенакитом, бериллом и хризобериллом свидетельствуют о более позднем его выделении по сравнению с этими минералами; чешуйки корундофиллита обычно залечивают в них трещины.

Почти одинаковое содержание кремния в тетраэдрических слоях структур прохлоритов (Si_{IV}=2,64—2,68) и корундофиллитов (Si_{IV}=2,58—2,57) свидетельствует о близких условиях формирования этих минералов. Некоторым исключением является железистый прохлорит (рипидолит), в тетраэдрических слоях структуры которого наблюдается повышенное, по сравнению с другими прохлоритами, содержание Si_{IV}=2,73.

16. Пеннин

Пеннин обнаружен микроскопически в двух случаях. В одном случае он почти полностью замещает биотитовую зону на контакте десилицированных пегматитов с диоритовыми порфиритами, в другом случае — образуется по флогопиту в хлоритовых зонах десилицированных пегматитов.

Плеохроизм выражен слабо: Ng — зеленовато-желтый, Np — светло-зеленый; 2V очень мал или равен нулю. Оптически положительный и отрицательный. Показатель преломления Nm = 1,577. Иногда содержит большое количество тончайших иголочек рутила.

* * *

Как видно из описания минералов группы хлорита, они играют существенную роль в составе десилицированных пегматитов. Физико-химические условия формирования этих пегматитов и особенно обилие в процессе MgO, FeO, Al_2O_3 и H_2O приводили к образованию минералов этой группы, богатых алюминием.

Хотя в целом процесс формирования минералов группы хлорита характеризовался относительно высокой концентрацией окислов и гидроокислов алюминия, присутствие в большом количестве Mg и Fe$^{\cdot\cdot}$ и образование такого мощного поглотителя Al, как хлориты, исключало появление свободных окислов и гидроокислов алюминия.

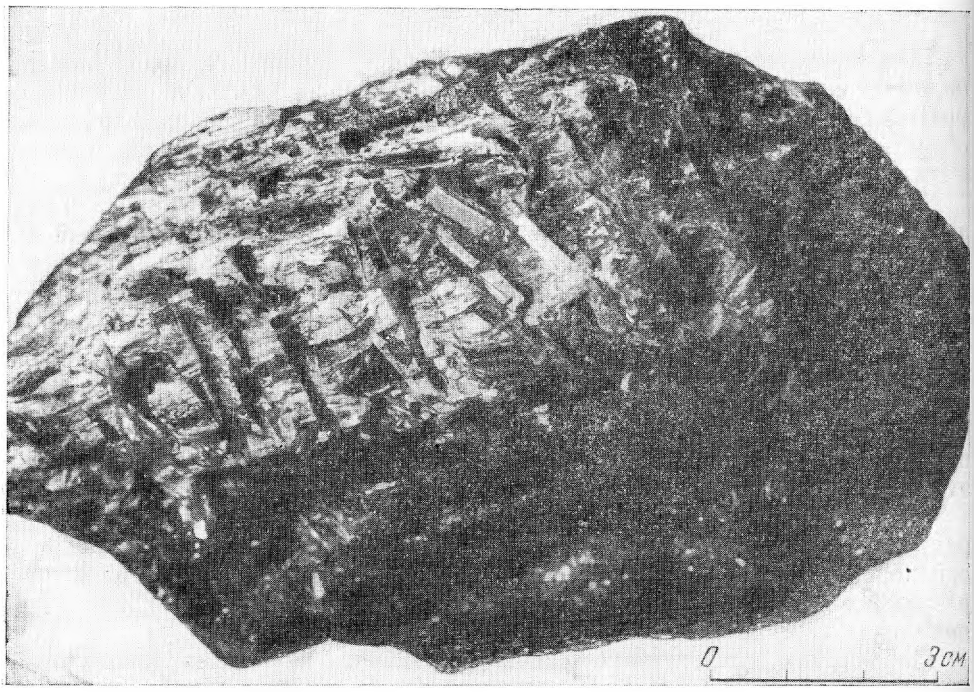
Повышению концентрации «свободной» окиси алюминия способствовало изоморфное замещение в ряде минералов алюминия магнием, а также вынос поздними гидротермальными растворами в виде фтористых соединений Na, K и Ca. Последний фактор способствовал образованию хлоритов еще и потому, что в условиях выноса щелочей не мог выделяться флогопит. Часть хлорита развивалась в стадию замещения за счет ранее образовавшихся минералов, главным образом флогопита.

17. Тремолит

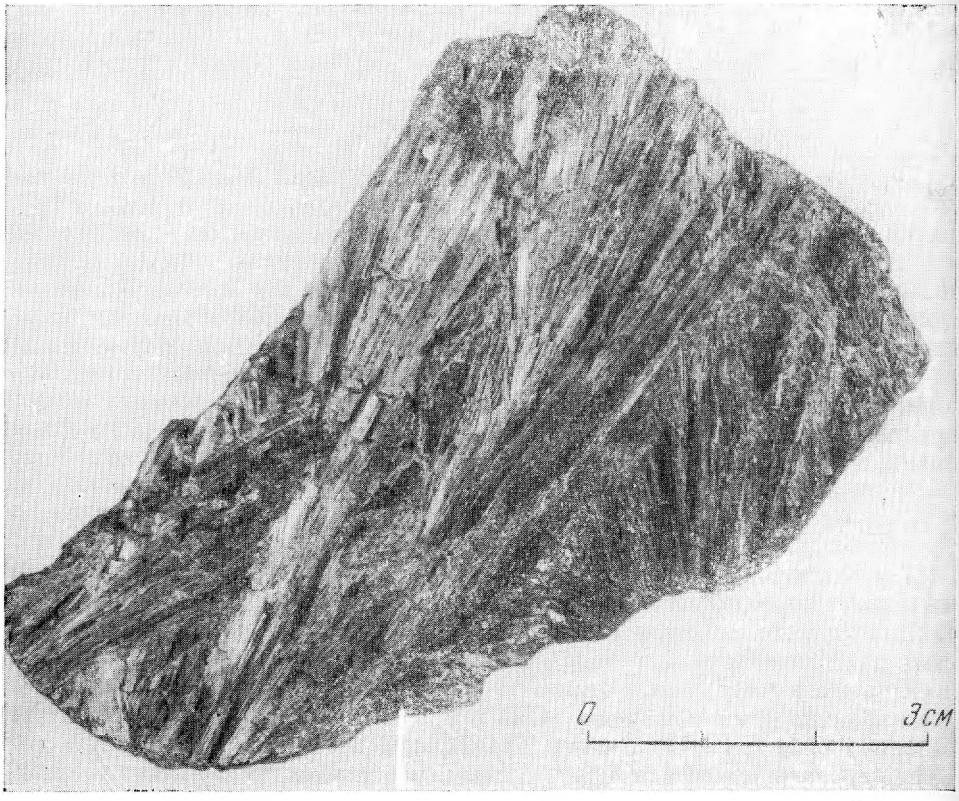
Тремолит является главным породообразующим минералом тремолитовых, тальк-тремолитовых и флогопит-тремолитовых пород. Встречается в виде длиннопризматических или волокнистых кристаллов, иногда собранных в шестоватые агрегаты. Кристаллы обычно мелкие (0,3—0,5 мм) светло-зеленого и серовато-зеленого цвета. Конечные грани, как правило, отсутствуют. В проходящем свете тремолит бесцветный, cNg = 18—20°. Кристаллы имеют хорошо выраженную поперечную отдельность, по которой наблюдается замещение тремолита антигоритом. Иногда тремолит замещается тальком, при этом концы кристаллов тремолита как бы расщепляются на отдельные иглы и волокна, часто изогнутые и расходящиеся в разные стороны

18. Актинолит

Актинолит является широко распространенным породообразующим минералом как вмещающих пород (хромсодержащие амфиболиты), так и жильного комплекса. Он встречается в виде призматических кристаллов (фиг. 56) и тонковолокнистых выделений, иногда собранных в звездчатые и шестоватые агрегаты (фиг. 57). Конечные грани кристаллов наблюдаются очень редко. Они представлены призмой (011) и реже базопинакоидом (001). Размер кристаллов достигает 0,2×0,4×0,6 см. Цвет серовато-зеленый и ярко-зеленый, у волокнистой разности актинолита (циллерита) серовато-белый. Блеск на плоскостях спайности



Фиг. 56. Призматические кристаллы актинолита. Натур. вел.



Фиг. 57. Агрегат шестоватых кристаллов актинолита. Натур. вел.

стеклянный, у волокнистой разности — шелковистый. От прозрачного до просвечивающего. Удельный вес 3,013. В шлифе актинолит слабо плеохроирует в зеленых тонах. Двуосный, отрицательный. Оптические свойства актинолита сведены в табл. 40.

Таблица 40

Оптические свойства актинолита

Место взятия	Ng	Nm	Np	Ng—Np	cNg
Из флогопит-тальковой зоны	1,639	1,630	1,614	0,025	15°
Из флогопит-актинолитовой зоны (табл. 41, ан. 1)	1,635	1,626	1,612	0,023	15°
Из контакта диорита с серпентинитами (табл. 41, ан. 2)	1,640	1,630	1,614	0,026	16°

Таблица 41

Химический состав актинолитов

Компоненты	Из флогопит-актинолитовой зоны, ан. 1				Из контакта диорита с серпентинитами, ан. 2			
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на (O, OH, F)$_{24}$	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на (O, OH, F)$_{24}$
SiO_2	55,10	0,9174	1,8348	7,78	54,29	0,9039	1,8078	7,76
TiO_2	—	—	—	—	0,002	—	—	—
Al_2O_3 . . .	1,53	0,0300	0,0450	0,25	2,70	0,0528	0,0792	0,45
Fe_2O_3 . . .	—	—	—	—	0,70	0,0086	0,0129	0,07
FeO	8,21	0,1142	0,1142	0,97	7,32	0,1018	0,1018	0,87
BeO	—	—	—	—	0,0091	—	—	—
MnO . . .	—	—	—	—	0,31	0,0043	0,0043	0,04
MgO . . .	19,69	0,4883	0,4883	4,14	20,62	0,5114	0,5114	4,38
CaO	12,98	0,2314	0,2314	1,96	12,47	0,2223	0,2223	1,91
Na_2O . . .	—	—	—	—	1,30	0,0418	0,0209	0,36
K_2O	—	—	—	—	Сл.	—	—	—
F	0,80	—	0,0210	—	0,25	—	0,0065	
H_2O^+ . . .	1,77	—	0,0983	—	0,55	—	0,0305	
Сумма .	100,08		2,8330		100,51		2,7976	
$O = -F_2$	—0,33				—0,10			
	99,75				100,41			
Аналитик	К. А. Власов				М. Е. Казакова			

Пересчет результатов химического анализа актинолитов (табл. 41) приводит к следующим химическим формулам:

Анализ 1. $(Ca_{1,96}Mg_{0,13})_{2,09}(Mg_{4,01}\ddot{F}e_{0,97}Al_{0,02})_{5,0}[Si_{7,77}Al_{0,23}]_{8,0}O_{22}[OH_{1,65}F_{0,35}]_{2,0}$

Анализ 2. $(Ca_{1,91}Na_{0,36}Mn_{0,04}Mg_{0,53})_{2,84}Mg_{3,85}(\ddot{F}e_{0,87}\ddot{F}e_{0,07}Al_{0,21})_{5,0}[Si_{7,76}Al_{0,24}]_{8,0}O_{22}[OH_{0,52}F_{0,11}O_{1,37}]_{2,00}$

Первая формула укладывается в теоретическую, вторая характеризуется повышенным содержанием двухвалентных катионов, компенсирующих дефицит валентностей в группе Ca, частично замещенного Na, и недостатком OH и F.

Два образца актинолита были проанализированы спектроскопически (табл. 42).

Таблица 42

Результаты спектрального анализа актинолита

Элементы	Из десилицированных пегматитов	Из контакта диорита с серпентинитами (табл. 41, ан.2)	Элементы	Из десилицированных пегматитов	Из контакта диорита с серпентинитами (табл. 41, ан. 2)
Бериллий . . .	0,005	0,003	Медь	0,005	—
Скандий . . .	—	0,05	Цинк	0,025	—
Олово	—	0,005	Кобальт . . .	0,01	—
Галлий	—	0,001	Никель	0,020	0,005
Ванадий . . .	0,05	0,02	Цирконий . . .	—	0,05
Титан	0,005	—	Рубидий . . .	0,01	0,003

Актинолит в десилицированных пегматитах слагает или реакционные зоны, или линзообразные тела («булки»), размером от 3×5 см до 0,7×2,5 м, заключенные в флогопитовой и хлоритовой зонах. Иногда встречается в качестве второстепенного минерала в смежных зонах — флогопитовой, хлоритовой и тальковой. Кроме того, актинолит слагает маломощные реакционные зоны (4—5 см) на контакте диорита с серпентинитами.

Из вторичных изменений актинолита можно отметить замещение его тальком.

Актинолит-циллерит в виде игольчатых, нитевидных кристаллов (до 3 см в длину) выполняет пустоты в тальковой зоне десилицированных пегматитов и образует в ассоциации с альбитом и рипидолитом маломощные прожилки в амфиболите.

19. Роговая обманка

Обыкновенная роговая обманка является главным породообразующим минералом габбро-диоритов, гранодиоритов, диоритов и амфиболовых гнейсов. В жильном комплексе встречается редко в виде призматических кристаллов размером от 0,2×0,3×1,0 до 0,6×0,8×2,0 см, заключенных в флогопитовой зоне, в ассоциации с бериллийсодержащим маргаритом. Во вмещающих породах представлена тонкоигольчатыми кристаллами, размером 0,3×5 мм. Цвет серовато-зеленый. Блеск стеклянный. Прозрачная до просвечивающейся. Удельный вес 2,899. В шлифах обладает резко выраженным плеохроизмом: Ng — синевато-зеленый, Nm — желтовато-зеленый, Np — светло-зеленовато-желтый. Оптически двуосная, отрицательная; 2V=78—80°. Показатели преломления и угол погасания, определенные для роговой обманки из различных пород (табл. 43), очень близки.

Пересчет результатов химического анализа роговой обманки (табл. 44) приводит к формуле: $(Ca_{1,98}Na_{0,54}K_{0,17}Mn_{0,03}Mg_{0,30})_{3,02}(Mg_{2,52}Fe^{..}_{1,39}Fe^{...}_{0,29}Ti_{0,01}Al_{0,79})_{5,00}[Si_{6,99}Al_{1,01}]_8O_{22}[OH_{0,49}F_{0,09}O_{1,42}]_{2,0}$

Таблица 43

Оптические свойства роговой обманки

Породы	cNg	Ng	Nm	Np	Ng – Np
Метаморфизованный диорит	22°	1,668	—	1,649	0,019
Амфиболовый гнейс . . .	23°	1,671	1,664	1,652	0,019
Габбро-диорит	20°	1,664	—	1,645	0,019

Таблица 44

Химический состав роговой обманки из метаморфизованного диорита

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на $(O, OH, F)_{24}$
SiO_2	47,28	0,7872	1,5744	6,99
TiO_2	0,09	0,0011	0,0022	0,01
Al_2O_3	10,33	0,2026	0,3039	1,80
Fe_2O_3	2,60	0,0324	0,0486	0,29
FeO	11,30	0,1572	0,1572	1,39
BeO	0,0014	—	—	—
MnO	0,29	0,0040	0,0040	0,03
MgO	12,80	0,3174	0,3174	2,82
CaO	12,50	0,2228	0,2228	1,98
Na_2O	1,88	0,0606	0,0303	0,54
K_2O	0,89	0,0188	0,0094	0,17
F	0,19	—	0,0050	
H_2O^+	0,50	—	0,0278	
Сумма . . .	100,65		2,7030	
$O = -F_2$.	—0,08			
	100,57			
Уд. вес . . .	2,899			
Аналитик	М. Е. Казакова			

Спектральным анализом в роговой обманке из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов, помимо основных компонентов, обнаружен ряд элементов, перечисленных в табл. 45.

Таблица 45

Результаты спектрального анализа обыкновенной роговой обманки

Элементы	Содержание, %	Элементы	Содержание, %
Бериллий	0,0004	Натрий	0,07
Марганец	0,01	Кобальт	0,05
Галлий	0,005	Никель	0,05
Ванадий	0,2	Цирконий	0,025
Титан	0,05	Стронций	0,035
Медь	0,005	Хром	0,10
		Рубидий	0,02

В гидротермальную стадию роговая обманка замещается биотитом с выделением мелких зерен магнетита.

20. Тальк

Тальк является одним из главных минералов жильного комплекса. Обычно мелкочешуйчатый, иногда наблюдается в виде крупных листочков до 4—5 см в длину (благородный тальк). Цвет серовато-белый, светло-зеленоватый и зеленовато-белый. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный. Показатели преломления талька приведены в табл. 46.

Таблица 46

Показатели преломления талька

Место взятия	Ng	Np	Ng – Np
Из тальковой зоны десилицированных пегматитов	1,583	1,535	0,048
Из оторочки доломитовых прожилков (благородный тальк)	1,588	1,539	0,049
Из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов (развивается по флогопиту)	1,580	1,540	0,040
Из серпентинита (развивается по антигориту)	1,579	1,542	0,037

Три образца талька были проанализированы спектроскопически. Помимо основных компонентов, в них был обнаружен ряд элементов, перечисленных в табл. 47.

Таблица 47

Результаты спектральных анализов талька (в %)

Элементы	Тальк из реакционной зоны десилицированных пегматитов		Благородный тальк из оторочки доломитового прожилка
	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3
Сурьма	—	0,01	—
Ванадий	0,05	—	—
Титан	0,025	0,005	0,005
Литий	—	0,1	0,07
Медь	0,005	—	0,0005
Цинк	0,005	—	0,005
Кобальт	0,05	0,05	0,05
Никель	0,10	0,20	0,10

Можно выделить следующие генетические разновидности талька.

1. Тальк, образующийся при взаимодействии пегматитового расплава с вмещающими ультраосновными породами, слагающий реакционные зоны десилицированных пегматитов.

2. Благородный тальк, слагающий оторочки (до 5—8 см мощностью) на контакте гидротермальных доломитовых прожилков с серпентинитами. Этот тальк представлен крупными листочками (до 4—5 см) слабо-

зеленого цвета, ориентированными перпендикулярно к контакту прожилков.

3. Тальк, образующийся в результате гидротермального изменения ультраосновных пород — дунитов, перидотитов, серпентинитов, а также минералов флогопита, биотита, актинолита, слагающих реакционные зоны десилицированных пегматитов.

21. Оливин

Оливин является главным породообразующим минералом дунитов; в качестве второстепенного минерала присутствует в серпентините, тальковом и хлорит-тальковом сланцах. В жильном комплексе не встречен. В шлифах наблюдаются округлые зерна с слабо выраженными кристаллографическими очертаниями. Угасание прямое. Бесцветный. Двуосный. Оптически положительный; $2V = +86°$. Показатели преломления: $Ng = 1{,}692$, $Nm = 1{,}673$, $Np = 1{,}657$, $Ng - Np = 0{,}035$.

Зерна оливина обычно рассечены густой сетью тонких трещин, выполненных антигоритом и хризотилом с мельчайшими зернами магнетита.

22. Моноклинный пироксен

Является главным породообразующим минералом пироксенитов, габбро, диоритов, иногда встречается в амфиболитах. Представлен слабозеленоватыми короткопризматическими кристаллами. Размер кристаллов 0,2—0,5 мм. Оптически двуосный, положительный; $cNg = 42—44°$. Показатели преломления: $Ng = 1{,}711$, $Np = 1{,}688$, $Ng - Np = 0{,}023$; $2V = 58°$. При гидротермальном изменении замещается роговой обманкой, эпидотом и хлоритом. Эти константы позволяют отнести минерал к диопсиду.

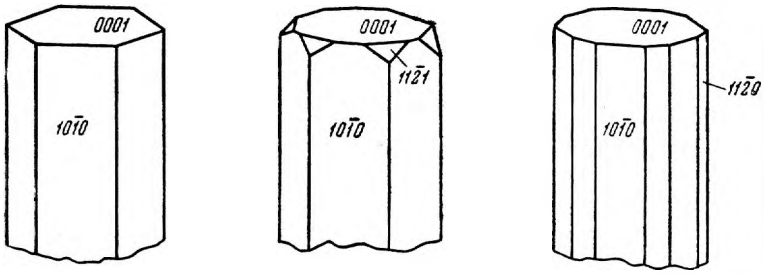
РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

МИНЕРАЛЫ БЕРИЛЛИЯ

23. Берилл

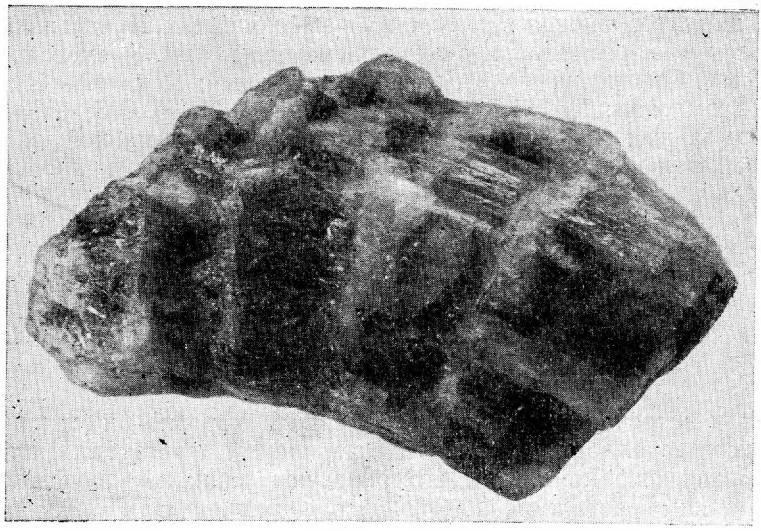
Берилл встречается в виде столбчатых, коротко- и длиннопризматических кристаллов, а также мелкозернистых агрегатов. Иногда длиннопризматические кристаллы его образуют радиально-лучистые агрегаты. Головки кристаллов наблюдаются редко. Наиболее обычными формами являются (Кокшаров, 1852): $(\bar{1}010)$ и $(000\bar{1})$, значительно реже присутствуют $(11\bar{2}1)$ и $(11\bar{2}0)$ (фиг. 58). Призматические кристаллы имеют гладкие блестящие грани, на которых наблюдается хорошо выраженная вертикальная штриховка. Столбчатые кристаллы обладают неровной ребристой поверхностью. Обычный размер кристаллов $1{,}2 \times \times 1{,}5 \times 6$ см, но встречаются и более крупные, достигающие $6 \times 7 \times 20$ см. Кристаллы часто трещиноваты, трещины ориентированы главным образом параллельно базопинакоиду. Залечиваются они флогопитом (фиг. 59), кварцем, плагиоклазом, флюоритом, самородным висмутом и мусковитом. Иногда берилл разорван на несколько частей и растащен (фиг. 60). Цвет берилла светло-зеленый; зеленовато-желтый, желтый, у разрушенных разностей белый; иногда наблюдаются бесцветные кристаллы. Характерно зональное окрашивание кристаллов по базопинакоиду, реже по призме (фиг. 61). Окраска бериллов зеленая и голубовато-зеленая обусловливается наличием хрома и частично ванадия;

желтая, вероятно, связана с присутствием железа. С. В. Грум-Гржимайло и Л. А. Певнева (1956) считают, что различные оттенки берилов в основном зависят от присутствия того или иного количества



Фиг. 58. Кристаллы берилла.

закисного железа. Спайность несовершенная. Прозрачный до просвечивающего. В шлифах бесцветный, разрушенные разности бурые, малопрозрачные. Оптически одноосный, отрицательный; иногда аномально двуосный. Некоторые физические и оптические свойства берилла приведены в табл. 48.



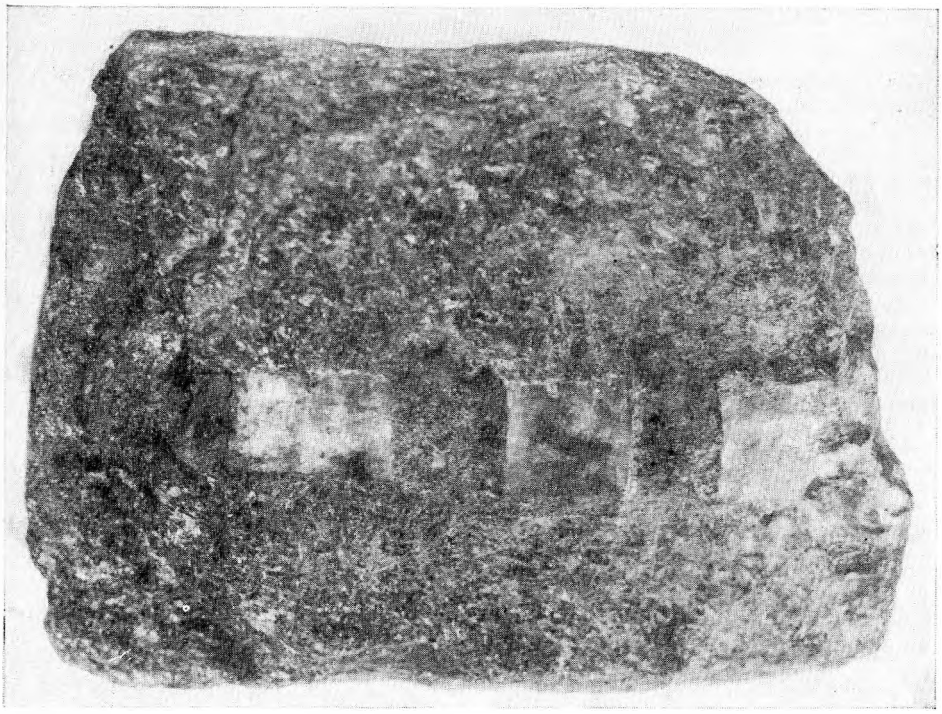
Фиг. 59. Берилл, залеченный флогопитом. Натур. вел.

Межплоскостные расстояния берилла и изумруда идентичны (табл. 49). Материал для рентгено-структурного анализа отбирался из зонального кристалла берилла (из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов).

Для выяснения характера воды берилл был проанализирован термически. На кривой нагревания каких-либо термических эффектов не наблюдалось, что, вероятно, связано с очень медленным выделением воды (фиг. 62). По Н. А. Дилакторскому (1931), основная масса воды из берилла выделяется в интервале 780—936°, а согласно А. И. Гинзбургу (1955) — при температуре от 890—920° до 1120—1180°.

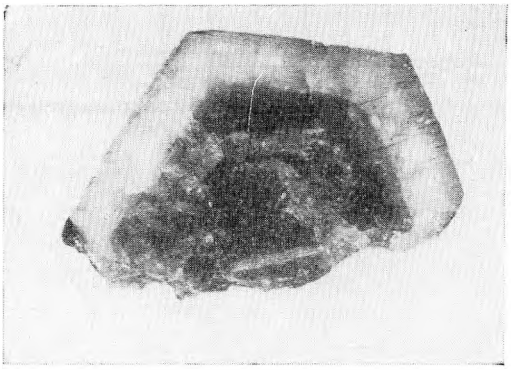
Пересчеты результатов химических анализов берилла (табл. 50) приводят к следующим формулам:

Анализ 1. $(Na_{0,11}K_{0,07}Ca_{0,08}Mg_{0,03})_{0,29}Be_{2,69}(Al_{2,03}Fe^{\cdots}_{0,03})_{2,06}[Si_{6,01}O_{18}]\cdot 0{,}16H_2O$
Анализ 2. $(Na_{0,19}Ca_{0,03}Mg_{0,02})_{0,24}Be_{3,00}Al_{2,0}[Si_{5,86}Al_{0,09}O_{18}]\cdot 0{,}38H_2O$
Анализ 3. $(Na_{0,20}Li_{0,11}Ca_{0,04})_{0,35}Be_{3,02}(Al_{1,97}Fe^{\cdots}_{0,02})_{1,99}[Si_{5,90}O_{18}]\cdot 0{,}27H_2O$



Фиг. 60. Кристалл светло-зеленого берилла, разорванный трещинами и растащенный в направлении длинной оси. Трещины залечены флогонитом. Натур. вел.

Из изоморфных примесей в берилле наблюдаются натрий, литий, кальций, железо, магний, причем в одном случае в берилле (табл. 50, ан. 1) наряду с натрием обнаружено значительное количество калия.



Фиг. 61. Зональный кристалл берилла.

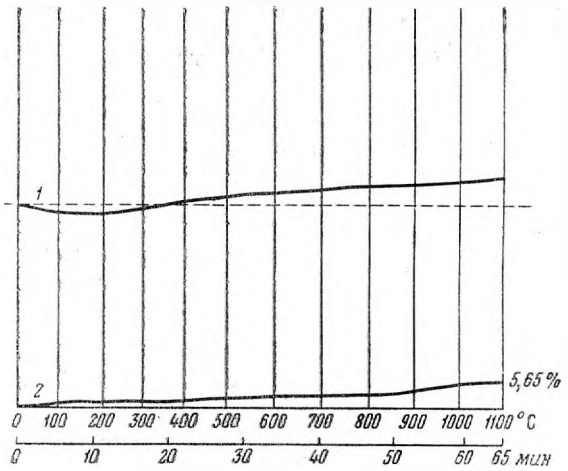
В берилле из мусковит-флюоритовой линзы (табл. 50, ан. 2) спектральным методом дополнительно установлены хром, марганец, медь, никель и ванадий.

Таблица 48

Физические и оптические свойства берилла

Место взятия образца	Форма кристалла	Цвет	Уд. вес	No	Ne	No—Ne
Из пегматитов чистой линии (см. табл. 50, ан. 1)	Короткостолбчатый	Светло-желтый	2,675	1,576	1,570	0,006
Из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов с мусковит-флюоритовыми линзами (см. табл. 50, ан. 2)	Длиннопризматический	Светло-зеленый	2,70	1,580	1,574	0,006
Из плагиоклазитовых линз десилицированных пегматитов (каолинизированный берилл)	»	Зеленовато-белый	2,683	1,580	1,574	0,006
Из флогопитовой зоны десилицированных пегматитов с плагиоклазитовыми линзами	»	Светло-зеленый	2,713	1,582	1,576	0,006
Из пневматолито-гидротермальных жил (см. табл. 50, ан. 3)	Короткопризматический	Бесцветный	—	1,584	1,578	0,006

Четыре образца берилла проанализированы только спектральным методом; помимо главных компонентов, в них были обнаружены элементы, перечисленные в табл. 51.



Фиг. 62. Кривые нагревания *(1)* и потери веса *(2)* берилла.

Наибольшее количество элементов установлено в берилле из плагиоклазитовых линз десилицированных пегматитов, что хорошо отражает более сложный химический состав этих тел по сравнению с пегматитами чистой линии.

Берилл в своем образовании проходит все стадии, начиная от высокотемпературных пегматитов чистой линии, кончая низкотемпературными кварцевыми жилами.

В мелко- и среднезернистых пегматитах чистой линии, залегающих в гранитах, берилл встречается в качестве акцессорного минерала в

Таблица 49

Межплоскостные расстояния берилла и изумруда
(Cu-излучение, 2R = 57,3 мм, d = 0,6 мм)

Берилл						Изумруд					
№ линий	I	d	№ линий	I	d	№ линий	I	d	№ линий	I	d
1	—	—	36	2	1,082	1	7	8,77	36	1	1,081
2	—	—	37	2,5	1,069	2	5	7,96	37	1,5	1,071
3	—	—	38	—	—	3	1	4,85	38	1,5	1,064
4	3	4,63	39	3	1,047	4	3	4,60	39	2,5	1,046
5	—	—	40	—	—	5	2,5	3,97	40	1	1,027
6	2,5	3,68	41	2	1,014	6	—	—	41	1	1,012
7	6	3,40	42	3	0,997	7	3	3,99	42	2	0,995
8	10	3,26	43	—	—	8	8	3,24	43	1	0,965
9	—	—	44	2,5	0,959	9	2,5	3,03	44	1,5	0,957
10	10	2,86	45	1	0,929	10	10	2,86	45	1	0,930
11	—	—	46	2	0,919	11	1	2,59	46	1	0,919
12	4	2,53	47	5	0,913	12	3	2,51	47	2,5	0,913
13	1,5	2,31	48	—	—	13	3	2,29	48	2,5	0,891
14	3	2,14	49	—	—	14	3	2,15	49	1	0,879
15	4,5	1,988	50	2	0,854	15	3	1,988	50	1	0,853
16	—	—	51	1,5	0,847	16	2,5	1,818	51	1	0,849
17	—	—	52	4,5	0,834	17	3	1,790	52	2	0,836
18	5	1,740	53	—	—	18	5	1,734	53	1	0,833
19	3	1,707	54	—	—	19	1,5	1,709	54	1	0,820
20	5	1,625	55	3	0,814	20	3	1,621	55	1	0,815
21	3,5	1,593	56	—	—	21	2,5	1,593	56	1	0,812
22	3,5	1,569	57	6	0,806	22	2,5	1,565	57	2,5	0,806
23	—	—	58	2	0,798	23	2,5	1,529	58	1	0,798
24	5	1,511	59	—	—	24	5	1,508	59	1	0,786
25	3,5	1,454	60	—	—	25	3	1,449	60	1	0,784
26	4,5	1,427	61	—	—	26	3	1,428	61	1	0,781
27	4	1,369				27	2,5	1,363			
28	7,5	1,276				28	4	1,275			
29	7,5	1,260				29	5	1,259			
30	—	—				30	0,5	1,236			
31	6	1,205				31	3	1,202			
32	—	—				32	1	1,176			
33	2,5	1,150				33	1,5	1,146			
34	—	—				34	2	1,113			
35	2,5	1,102				35	1	1,101			

виде мелких зерен светло-желтого или светло-зеленого цвета, приуроченных главным образом к калиевому полевому шпату.

Берилл, развитый в пегматитах средне- и крупнозернистой структуры, залегающих в амфиболитах и диоритах, образует мелкозернистые агрегаты или призматические кристаллы светло-желтого или бледно-зеленого, почти белого цвета. Обычно приурочен к зернам калиевого полевого шпата или к контакту их с кварцем. Ассоциирует с апатитом, флюоритом, колумбитом, молибденитом и гранатом.

В пегматитах блоковой структуры берилл наиболее широко распространен в южной части Изумрудных Копей. Обычно образует крупные короткопризматические и столбчатые кристаллы, слабо окрашенные в

Таблица 50

Химический состав берилла

Компоненты	1. Светло-желтый				2. Светло-зеленый				3. Бесцветный			
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{18}	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{18}	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{18}
SiO_2 . . .	66,03	1,0994	2,1988	6,01	64,99	1,0821	2,1642	5,90	64,38	1,0719	2,1438	5,86
Al_2O_3 . . .	18,95	0,3718	0,5577	2,03	18,38	0,3606	0,5409	1,97	19,48	0,3822	0,5733	2,09
Cr_2O_3 . . .	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3 . . .	0,42	0,0052	0,0078	0,03	0,23	0,0028	0,0042	0,02	Сл.	—	—	—
BeO . . .	12,33	0,4929	0,4929	2,69	13,83	0,5529	0,5529	3,02	13,72	0,5485	0,5485	3,00
MgO . . .	0,21	0,0052	0,0052	0,03	—	—	—	—	0,11	0,0027	0,0027	0,02
CaO . . .	0,78	0,0139	0,0139	0,08	0,40	0,0071	0,0071	0,04	0,30	0,0053	0,0053	0,03
Na_2O . . .	0,65	0,0210	0,0105	0,11	1,16	0,0374	0,0187	0,20	1,10	0,0354	0,0177	0,19
K_2O . . .	0,55	0,0116	0,0058	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
Li_2O . . .	0,105	—	—	—	0,30	0,0200	0,0100	0,11	—	—	—	—
Cs_2O . . .	0,095	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+ . . .	0,55	—	—	—	0,90	—	—	—	1,25	—	—	—
H_2O^- . . .	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,67		3,2926		100,25		3,3480		100,34		3,2913	
Аналитик и год исследования	И. Разина, 1957 г.				М. Е. Казакова, 1945 г.				В. С. Салтыкова, 1946 г.			

Примечание. Обр. 1 — из пегматита чистой линии с блоковой структурой; обр. 2 — из мусковит-флюоритовой линзы десилицированных пегматитов обр. 3 — из альбит-кварцевой жилы.

Таблица 54

Результаты спектральных анализов берилла (%)

Элементы	1. Голубовато-зеленый	2 Голубовато-зеленый	3. Зеленовато-белый	4. Светло-зеленый
Марганец	0,001	0,001	0,01	0,005
Висмут	—	0,005	—	—
Ванадий	—	0,005	—	0,05
Цинк	—	—	—	0,005
Галлий	—	—	0,01	0,001
Медь	—	—	—	0,0005
Кобальт	—	—	—	0,001
Никель	—	—	—	0,025
Литий	—	—	—	0,5
Скандий	—	—	—	0,025
Титан	0,01	0,01	0,01	0,005

Примечание. Обр. 1 — из мусковит-флюоритовой линзы; обр. 2 — 3 — из кварцевой линзы; обр. 4 — из плагиоклазитовой линзы десилицированных пегматитов.

светло-желтый и бледно-зеленоватый цвет, иногда с неровной ребристой поверхностью. Нередко наблюдается разность почти белого цвета. Размер отдельных кристаллов достигает 15×18×25 см. Сростки кристаллов и гнезда приурочены к крупноблоковым участкам жил, к контакту микроклиновой зоны и кварцевого ядра; реже берилл присутствует в микроклине и кварцевом теле.

Берилл в десилицированных пегматитах встречается в виде длиннопризматических кристаллов голубовато-зеленого цвета. Основная масса его приурочена к флогопитовой зоне вблизи контакта с плагиоклазитовыми ядрами, значительно реже — к самим ядрам. Кристаллы берилла, заключенные в флогопитовой зоне, как правило, интенсивно корродированы флогопитом, содержат в виде включений большое количество его чешуек и трещиноваты. Трещины залечены флогопитом и хлоритом. Размер кристаллов варьирует от очень незначительного до 2,5×3,0×10 см. В исключительных случаях кристаллы достигают 20 см в длину. Окраска берилла голубовато-зеленая, довольно интенсивная, иногда распределена неравномерно, пятнами. Нередко наблюдается зональное окрашивание кристаллов по пинакоиду или призме. Периферийная часть кристаллов светло-зеленая, почти бесцветная, центральная — густо-зеленая (изумруд). Кристаллы берилла, приуроченные к плагиоклазитовой части жил, характеризуются хорошей сохранностью, меньшим количеством включений, меньшей трещиноватостью и более слабой окраской. Размер кристаллов 0,5×0,6×4 см, реже встречаются более крупные. Трещины в кристаллах залечены плагиоклазом и флюоритом. Окраска берилла зеленовато-голубая, иногда довольно густая. Ассоциирует с апатитом, хризобериллом, александритом, флюоритом, плагиоклазом и бериллийсодержащим маргаритом.

Берилл в мусковит-флюоритовых линзах десилицированных пегматитов представлен крупнокристаллическими агрегатами светло-зеленого цвета. Ассоциирует с флюоритом, апатитом, мусковитом, топазом, кварцем, молибденитом, самородным висмутом и корундофиллитом. По времени выделения является более ранним, чем все эти минералы, за исключением апатита, идиоморфные кристаллы которого иногда заключены в крупнокристаллическом агрегате берилла.

В пустотах мусковит-флюоритовых линз встречаются очень мелкие тонкопризматические почти бесцветные кристаллы берилла, ориентированные длинной стороной перпендикулярно к граням крупнокристаллических агрегатов берилла, что свидетельствует о их более позднем выделении.

В пневматолито-гидротермальных жилах (альбит-мусковит-кварцевых и альбит-кварцевых) берилл наблюдается в виде крупных коротко-призматических кристаллов, сростков и гнезд (до 10×20 см), располагающихся на контакте альбитовой или альбит-мусковитовой зоны с кварцевым телом. Значительно реже встречается в самом кварцевом теле или в альбит-мусковитовой зоне. Кристаллы слабо окрашены в зеленый и зеленовато-желтый цвет, иногда почти бесцветные. Трещины в них залечены кварцем, мусковитом и альбитом. Размер отдельных кристаллов варьирует от 1,2×1,5×2,5 до 5,5×6,0×10,0 см. Наиболее характерной ассоциацией является кварц, мусковит, альбит, флюорит, сфалерит, молибденит, борнит и халькопирит.

Во всех жильных телах кристаллизация берилла началась раньше флогопита, мусковита, флюорита, хризоберилла, фенакита, топаза, при этом сначала образовывался изумруд, а затем берилл.

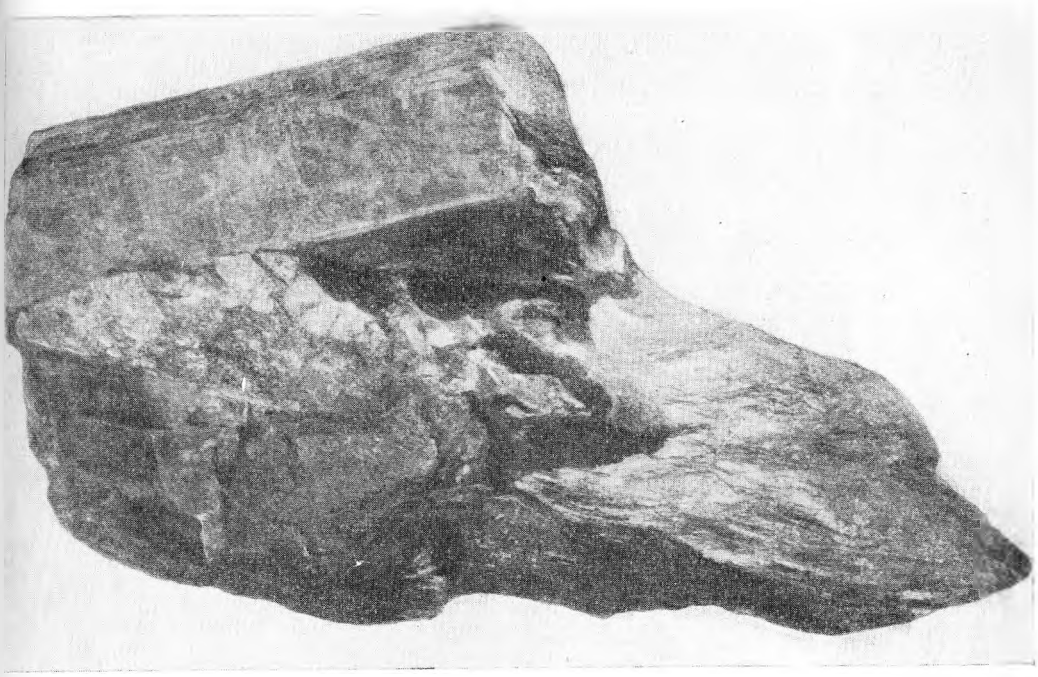
Процессы изменения берилла и замещения его другими минералами не имеют широкого распространения, однако в некоторых участках, в особенности в пневматолито-гидротермальных жилах, они проявлены довольно интенсивно.

Берилл в десилицированных пегматитах и пневматолито-гидротермальных жилах на поздних стадиях гидротермального процесса замещается бавенитом (см. фиг. 83), бертрандитом, бериллийсодержащим микроклином. В зоне гипергенеза берилл иногда полностью замещен каолином. В пегматитах чистой линии процесс замещения проявлен значительно слабее, и по бериллу развивается главным образом бертрандит.

24. Изумруд

По интенсивности окраски и прозрачности уральские изумруды пользуются мировой известностью. Кристаллы длиннопризматические (фиг. 63), размер их 1×1×3 или 1×1,5×5 см, иногда до 4×5×20 см. Нередко встречаются друзы кристаллов. Цвет зеленый, различной интенсивности, с вариациями от голубовато-зеленого до густо-зеленого. Для изумрудов характерно зональное окрашивание кристаллов по пинакоиду; периферия чаще почти бесцветная, центральная часть интенсивно окрашена в голубовато-зеленый цвет, реже бывает наоборот. Иногда наблюдается зональное окрашивание по призме, тогда изменение интенсивности окраски смещается по длинной оси кристалла, причем в некоторых кристаллах присутствует несколько перемежающихся полос различной интенсивности.

Большое количество включений флогопита, талька, актинолита, турмалина, трещиноватость кристаллов и неравномерное распределение окраски снижают качество изумрудов как драгоценного камня. В некоторых случаях кристаллы изумруда интенсивно корродированы флогопитом, мусковитом и корундофиллитом, часто разбиты поперечными трещинами, вдоль которых одна часть кристалла может быть повернута относительно другой вокруг оси L_6 на 30—40°. Трещины залечиваются обычно плагиоклазом, кварцем, флогопитом (фиг. 64), мусковитом и флюоритом. Включений особенно много в изумрудах, залегающих в флогопите, чешуйки которого обтекают кристаллы (фиг. 65) или прорастают их. Иногда чешуйки флогопита почти полностью слагают централь-



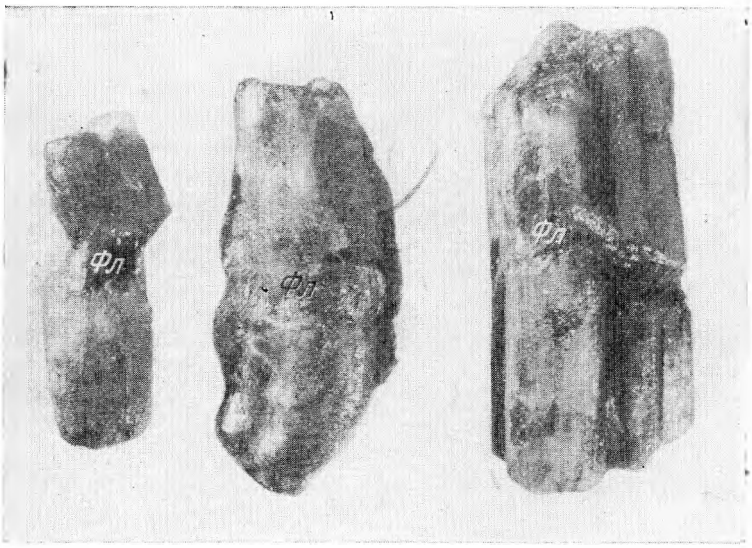
Фиг. 63. Кристалл изумруда в флогопите. Натур. вел.

ную часть кристалла, в то время как периферическая часть абсолютно лишена включений и почти прозрачна (фиг. 66). Кристаллы, заключенные в плагиоклазе или кварце, содержат меньше включений, грани их более гладкие и блестящие, но окрашены они менее интенсивно. Показатели преломления: No=1,586, Ne=1,582, No—Ne=0,004 (изумруд из талькового сланца). Остальные физические и оптические свойства аналогичны бериллу.

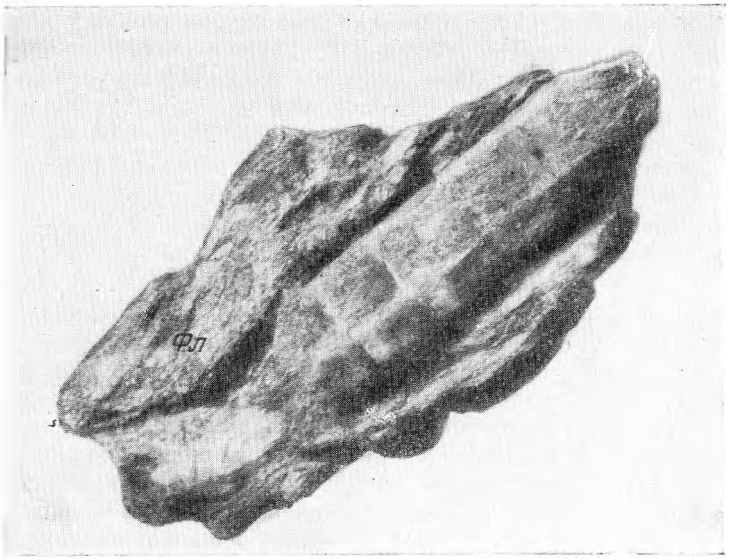
Кривые нагревания и потери веса изумруда (фиг. 67) аналогичны таковым берилла.

Пересчет результатов химического анализа изумруда (табл. 52) приводит к формуле: $(Na_{0,32}Ca_{0,08})_{0,40}Be_{2,97}(Al_{1,66}Cr_{0,02}Fe^{...}_{0,02}Mg_{0,26})_{1,96}[Si_{5,99}O_{18}]\cdot 0{,}4H_2O$, т. е. состав изумруда укладывается в обычную формулу берилла. Обращает на себя внимание только недостаток алюминия и присутствие значительного количества магния. Последний, вероятно, изоморфно замещает алюминий по схеме $2Al \rightarrow 3Mg$. Наличие в изумруде значительного количества магния обусловливает также вхождение в его структуру скандия. Кроме того, из изоморфных примесей в изумруде наблюдаются кальций, железо и хром. Присутствие значительного количества натрия (1,80% Na_2O), обладающего большим ионным радиусом, в структуре берилла до сих пор необъяснено. Брэгг (Bragg, 1937) высказал предположение, что ионы натрия располагаются в каналах, присущих структуре берилла.

Спектральным методом в изумруде дополнительно к данным химического анализа обнаружены: литий (0,1%), скандий (0,025%), ванадий (0,05%), никель (0,025%), медь (0,0025%), галлий (0,001%), висмут (0,0005%). Затем спектроскопически был изучен второй зональный кристалл изумруда, в котором, помимо основных компонентов, были установлены элементы, приведенные в табл. 53.

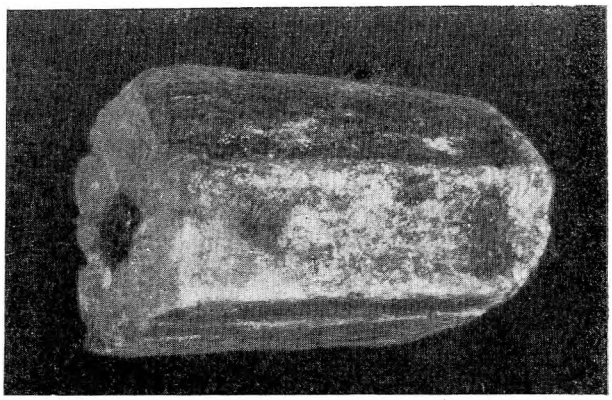


Фиг 64. Залечивание трещин в изумруде флогопитом *(Фл)*. Натур. вел.



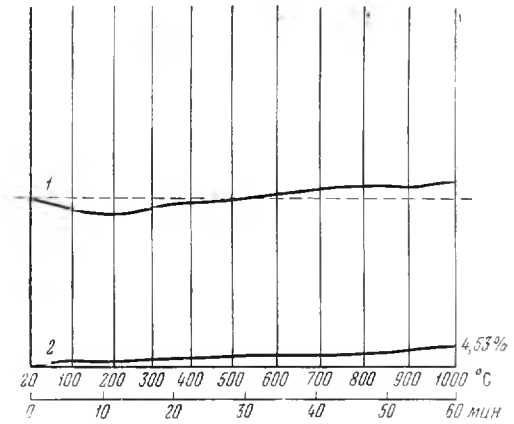
Фиг. 65. Обволакивание кристаллов изумруда чешуйками флогопита *(Фл)*. Натур. вел.

Сопоставление данных химического и спектрального анализов показывает, что изумруд характеризуется повышенным содержанием окиси хрома (0,25%), по сравнению со светло-зеленым бериллом того же



Фиг. 66. Выполнение центральной части кристалла изумруда чешуйками флогопита. Натур. вел.

месторождения (0,06%), а также наличием скандия (0,025—0,03%) и ванадия (0,02—0,05%). Определение хрома в изумруде из месторождения Сомерсет (Южная Африка), произведенное в химической лаборатории Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов Академии наук СССР, показывает почти такое же содержание



Фиг. 67. Кривые нагревания *(1)* и потери веса *(2)* изумруда.

его в этом образце (0,29% Cr_2O_3), как и в описываемом изумруде (0,25% Cr_2O_3).

Изумруды встречаются только в десилицированных пегматитах. Они приурочены главным образом к флогопитовой зоне и к контакту ее с плагиоклазитовыми телами и ядрами. Нередко изумруды присутствуют в самом плагиоклазите. Значительно реже кристаллы изумруда наблюдаются в флогопит-тальковых зонах, в которых тальк развивался по флогопиту. В единичных случаях мелкие кристаллы изумруда приурочены к кварцевым обособлениям в плагиоклазитовых ядрах, а также к актинолитовым линзам и флогопит-тремолитовым зонам.

Таблица 52

Химический состав изумруда

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_{18}
SiO_2	64,69	1,0770	2,1540	5,99
TiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	15,16	0,2974	0,4461	1,66
Cr_2O_3	0,25	0,0032	0,0048	0,02
Fe_2O_3	0,35	0,0044	0,0066	0,02
BeO	13,37	0,5345	0,5345	2,97
MnO	Сл.	—	—	—
MgO	1,89	0,0469	0,0469	0,26
CaO	0,80	0,0143	0,0143	0,08
Na_2O	1,80	0,0580	0,0290	0,32
K_2O	Сл.	—	—	—
H_2O^+	1,29	—	—	—
H_2O^-	Не обн.	—	—	—
Сумма	99,60		3,2362	
Аналитик и год исследования	М. Е. Казакова, 1957			

Примечание. Изумруд для анализа отобран из центральной части зонального кристалла.

Как уже отмечалось выше, изумруды, залегающие в флогопитовой зоне, хорошо ограничены, имеют интенсивную зеленую окраску, иногда неравномерно распределенную, трещиноваты и содержат значительное количество включений. На одном из участков в флогопитовом сланце

Таблица 53

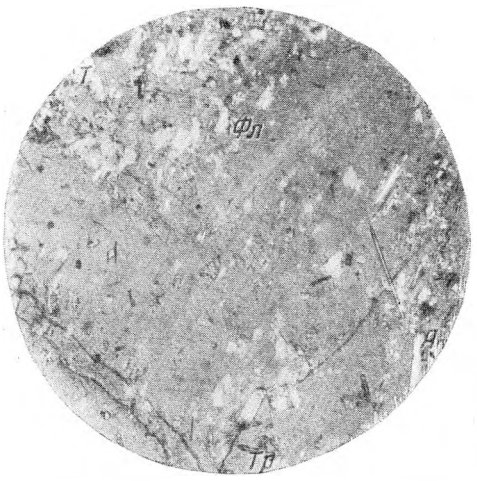
Результаты спектрального анализа зонального изумруда (в %)

Элементы	Периферическая зона густо-зеленого цвета	Центральная зона светло-голубого цвета
Ванадий	0,5	—
Никель	0,025	0,005
Галлий	0,005	0,005
Литий	0,07	0,07
Скандий	0,03	—
Кобальт	0,001	—
Медь	0,0005	0,0005

был найден уникальный кристалл прозрачного чистого изумруда, размером 6,5×8×12 см, густо-зеленой окраски. Этот образец в настоящее время хранится в Минералогическом музее Академии наук СССР.

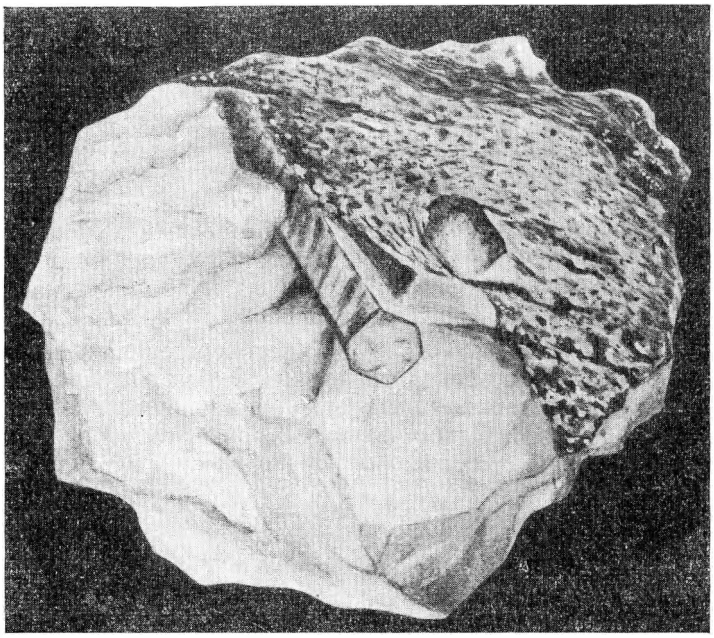
Изумруды, приуроченные к флогопит-тальковым зонам, также имеют интенсивную зеленую окраску, иногда содержат значительное количество включений флогопита, талька, актинолита (фиг. 68). Изумруды,

находящиеся в плагиоклазите, наоборот, более прозрачны, содержат меньше включений, менее корродированы, но интенсивность окраски значительно слабее. Хорошо ограненные кристаллы встречаются редко. Обычный размер кристаллов 0,8×0,8×5,0 см, иногда более крупные. Для изумруда наиболее характерна тесная ассоциация с флогопитом, плагиоклазом, флюоритом, топазом, апатитом, бериллом.



Фиг. 68. Включения флогопита *(Фл)*, актинолита *(Ак)*, талька *(Т)* и турмалина *(Тр)* в изумруде. Увел. 20. Ник.+.

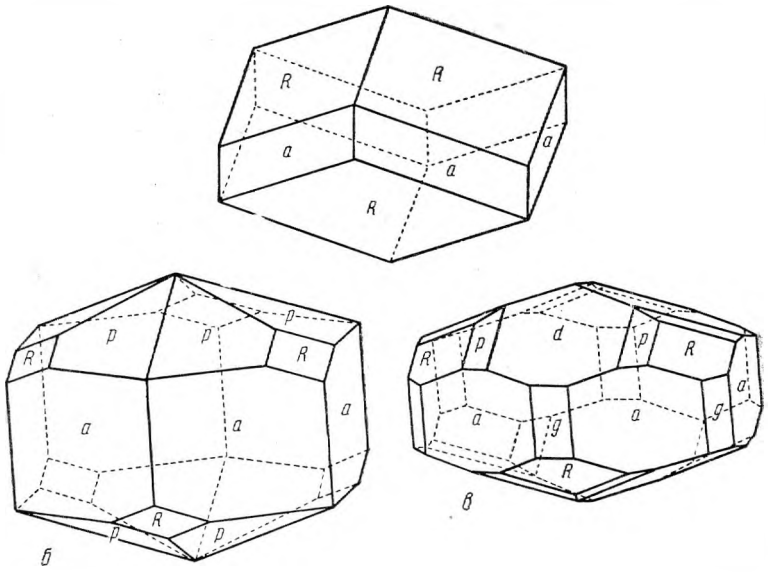
Окраска изумрудов, как отмечалось выше, связана главным образом с хромом, который заимствовался из вмещающих пород. Благоприятными для образования изумрудов являются ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты), а также продукты их метаморфизма — серпентиниты, хромсодержащие амфиболиты. В мощных жилах, где процесс взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами протекал наиболее интенсивно, в расплав-раствор поступало больше хрома, и изумруды имеют более густую окраску. В этом случае они обычно приурочены к флогопитовым зонам. Когда реакция между пегматитовым расплавом-раствором и вмещающими породами протекала менее интенсивно, хрома в расплав-раствор поступало меньше, изумруды окрашивались слабее (зелень) и обычно приурочены к центральной части жил — плагиоклазитовому телу или ядрам (фиг. 69).



Фиг. 69. Изумруд в плагиоклазитовой линзе. Натур. вел.

25. Фенакит

Фенакит встречается в качестве акцессорного минерала в десилицированных пегматитах, клиногумитовых и доломитовых прожилках, секущих серпентиниты. Представлен кристаллами, размером от 1×1,1×1,2 до 4×5,5×6 см, в единичных случаях до 8×9×10 см. Иногда наблюдаются агрегаты кристаллов размером 12×15×18 см. Кристаллы преимущественно короткопризматические (сдавленные по оси С) и ромбоэдрические, характеризующиеся развитием следующих форм (по Н. И. Кокшарову): R (10$\bar{1}$1), a (11$\bar{2}$0), p (11$\bar{2}$3) (фиг. 70 *а, б*). Редко



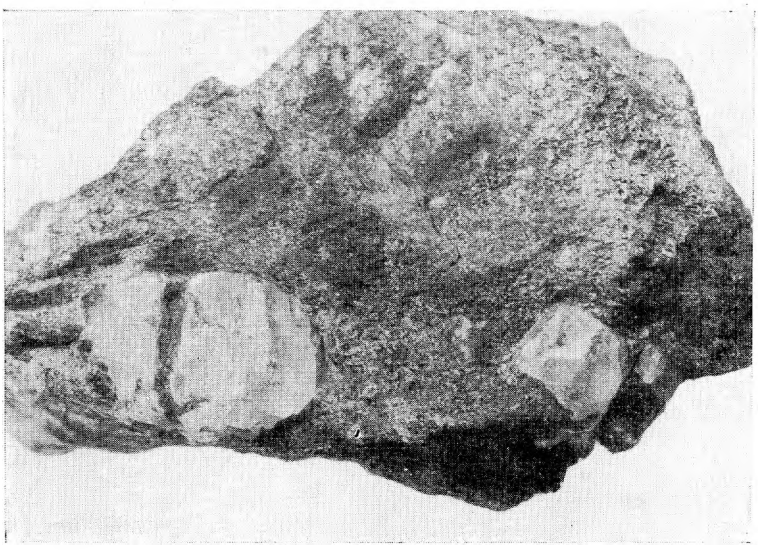
Фиг. 70 *(а, б, в)*. Кристаллы фенакита (по Н. И. Кокшарову).

встречаются более сложные кристаллы, образованные формами: R (10$\bar{1}$1), a (11$\bar{2}$0), p (11$\bar{2}$3), d ,10$\bar{1}$2), g (10$\bar{1}$0) (фиг. 70*в*). Кристаллы часто имеют сглаженные грани, корродированные флогопитом. Трещины залечены чешуйками хлорита и флогопита (фиг. 71). Фенакит чаще бесцветный, водянопрозрачный, реже винно-желтый и желтый. В некоторых случаях в одном и том же кристалле окраска меняется от бесцветной до винно-желтой. Винно-желтая разновидность на солнечном свете с течением времени утрачивает окраску и становится бесцветной. Спайность по (11$\bar{2}$0) ясная, по (10$\bar{1}$1) несовершенная. Излом раковистый. Блеск стеклянный, иногда слабоалмазный. Прозрачный до просвечивающего. Разрушенная разность непрозрачная. Удельный вес 2,938—3,001 (табл. 54). Слабо флюоресцирует голубым или желтым цветом. Некоторые разности фосфоресцируют густо-зеленым цветом.

В шлифе фенакит бесцветный. Разрушенная его разность имеет серовато-бурый цвет. Оптически одноосный, положительный. Показатели преломления: Ne=1,669, No=1,654, Ne—No=0,015.

Межплоскостные расстояния фенакита, измеренные по дебаеграмме, даны в табл. 55. Пересчет результатов химического анализа (табл. 56) приводит к обычной формуле фенакита Be_2SiO_4. Из примесей

наблюдаются незначительные количества натрия, калия, кальция и магния. Спектральным методом обнаружены дополнительно: хром, титан (0,005%), марганец (0,001%) и медь (0,0005%).



Фиг. 71. Кристаллы фенакита, залеченные флогопитом. Натур. вел.

Фенакит обычно приурочен к хлоритовой и флогопитовой реакционным зонам десилицированных пегматитов или к контакту между ними. Иногда образует гнезда крупных кристаллов (до 10 см), приуроченные к хлоритовым линзам или зонам. Кристаллы бесцветные, водянопрозрачные, винно-желтые, и желтые, часто трещиноватые. Трещины залечены хлоритом и флогопитом. Разрушенная разность фенакита непро-

Таблица 54

Удельные веса разновидностей фенакита

Разновидности	Уд. вес	Исследователь
Прозрачная	2,969	Норденшильд (1833)
Водянопрозрачная	2,996	То же
»	2,982	Кокшаров (1857)
»	3,001	Брейтгаупт
»	2,938	Кутукова
Винно-желтая	2,939	То же

зрачная. Фенакит ассоциирует с флюоритом, апатитом, хризобериллом, александритом, турмалином, бериллийсодержащим маргаритом, флогопитом и хлоритом.

Фенакит, встречающийся в доломитовых прожилках в ассоциации с шеелитом, флюоритом и пиритом, имеет гидротермальное происхождение, хотя его короткопризматический облик, если судить по литературе

(Pough, 1938), должен был бы указывать на высокотемпературное образование.

По времени выделения фенакит является более ранним, чем апатит, флюорит, флогопит, хлорит, выполняющие промежутки между его кристаллами. Фенакит и хризоберилл начали кристаллизоваться почти одновременно, закончилась же кристаллизация хризоберилла несколько позднее (см. фиг. 72).

Таблица 55

Межплоскостные расстояния фенакита
(Cu-излучение, 2R = 57,3, d =0,6 мм)

№ линии	I	d	№ линии	I	d
1	1	4,23	29	3,5	1,216
2	1	4,02	30	3,5	1,194
3	2	3,83	31	3,0	1,182
4	3,5	3,64	32	3	1,143
5	2	3,47	33	1	1,130
6	2	3,34	34	1	1,104
7	2,5	3,22	35	1	1,079
8	5	3,11	36	1	1,056
9	1	2,98	37	3	1,009
10	2	2,90	38	1,5	0,9878
11	6	2,51	39	1,5	0,9641
12	5	2,34	40	1	0,9478
13	3	2,26	41	3	0,9411
14	6,5	2,18	42	3	0,9090
15	4	2,114	43	1,5	0,9019
16	5	2,068	44	1	0,8949
17	1	2,020	45	1,5	0,8884
18	2,5	1,780	46	2	0,8756
19	4	1,720	47	1	0,8646
20	4	1,522	48	1	0,8524
21	2	1,499	49	1	0,8458
22	2	1,467	50	2,5	0,8366
23	3,5	1,438	51	2	0,8249
24	3	1,424	52	2	0,8197
25	1	1,368	53	1	0,8159
26	10	1,308	54	1	0,7994
27	3,5	1,265	55	2	0,7970
28	5	1,252	56	1	0,7952

Наиболее благоприятны для образования фенакита жилы с сильно развитыми хлоритовой и тальковой зонами, так как хлорит и тальк являются главными поглотителями окиси алюминия и кремнезема, а недостаток этих окисей обусловливает выделение фенакита вместо берилла.

На некоторых участках в тех случаях, когда хлоритовая зона отсутствует или она очень маломощная, совместно с фенакитом кристаллизуются хризоберилл и бериллийсодержащий маргарит.

Фенакит, хризоберилл и берилл нами вместе не наблюдались; ассоциация фенакита с бериллом встречается очень редко.

Таблица 56

Химический состав бесцветного фенакита из флогопитовой зоны

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_4
SiO_2	52,92	0,8811	1,7622	0,97
TiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	Сл.	—	—	—
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3	» »	—	—	—
FeO	» »	—	—	—
BeO	45,82	1,8318	1,8318	2,02
MgO	0,13	0,0032	0,0032	—
CaO	0,20	0,0036	0,0036	0,00
Na_2O	0,63	0,0324	0,0162	0,04
K_2O	0,26	0,0056	0,0028	0,01
П. п. п.	0,21	—	—	—
Сумма	100,17		3,6198	
Уд. вес	2,938			
Аналитик	М. Е. Казакова			

26. Хризоберилл

Хризоберилл встречается в виде короткопризматических, таблитчатых кристаллов, пластинок и зернистых агрегатов. Для пластинок характерна перьевидная штриховка. Кристаллы часто трещиноваты и залечены чешуйками флогопита и хлорита. Цвет желтый, зеленовато-желтый, у разрушенных разностей буровато-желтый. Прозрачный до полупрозрачного. Удельный вес 3,631. В шлифе бесцветный. Показатели преломления: Ng=1,757, Np=1,747, Ng — Np=0,010; 2V=52°.

Пересчет химических анализов хризоберилла (табл. 57) приводит к следующим формулам:

Анализ 1. $(Be_{0,97}Si_{0,04})_{1,01}(Al_{1,81}\overset{\cdots}{Fe}_{0,01}\overset{\cdot\cdot}{Fe}_{0,02}Mg_{0,02}Ti_{0,01})_{1,97}O_4$

Анализ 2. $Be_{0,93}(Al_{1,99}\overset{\cdots}{Fe}_{0,05}Mg_{0,01})_{2,05}O_4$

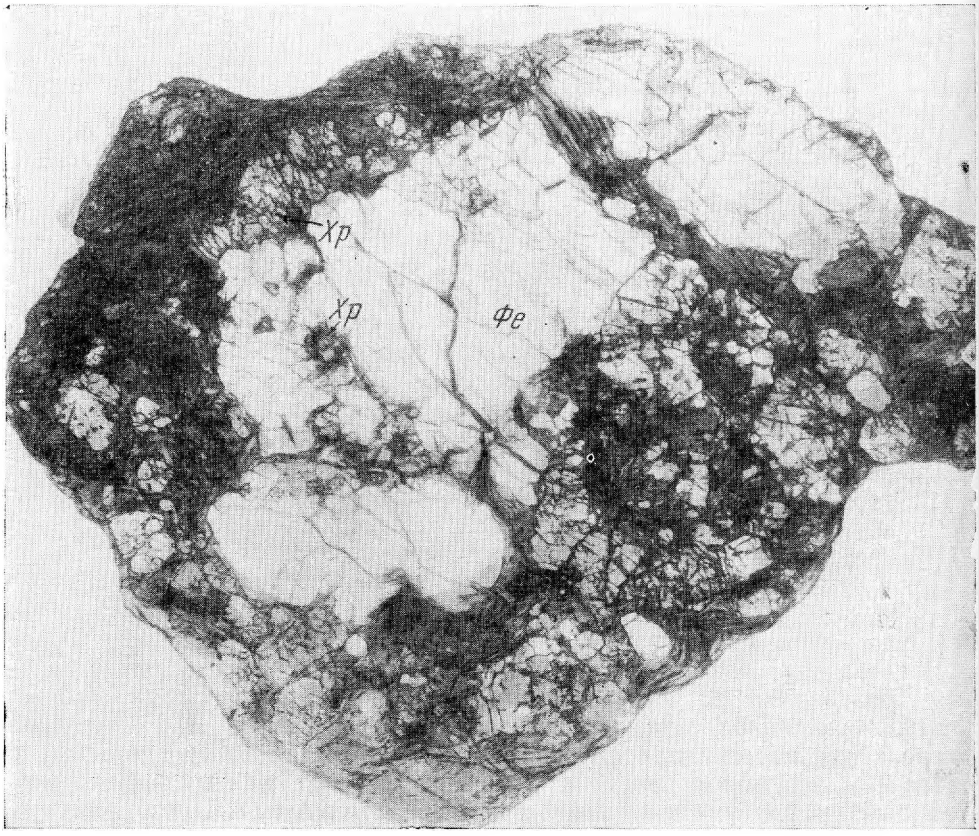
Спектроскопически в дополнение к данным химических анализов были обнаружены: в одном образце (табл. 58, ан. 1) — висмут (0,05%), ванадий (0,02%), марганец и галлий (0,01%); в другом образце (ан. 2) — олово (0,1%), галлий (0,01%), ванадий (0,05%).

Окраска хризоберилла, согласно С. В. Грум-Гржимайло (1940, 1946), обусловливается наличием в нем изоморфных примесей хрома (зеленая) и железа (желтая). Интенсивность окраски зависит от содержания этих элементов.

Межплоскостные расстояния хризоберилла и его разновидности — александрита, измеренные по дебаеграммам, почти индентичны (табл. 57).

Выделения хризоберилла приурочены главным образом к реакционным зонам десилицированных пегматитов: хлоритовой, флогопитовой

и алюмобиотитовой. Реже присутствует в плагиоклазитовой части жил. В наибольшем количестве хризоберилл встречается в хлоритовых зонах апикальных частей десилицированных пегматитов в виде таблитчатых выделений, часто с перьевидной штриховкой, серовато-зеленого и зеленовато-желтого цвета, в ассоциации с фенакитом, флюоритом или

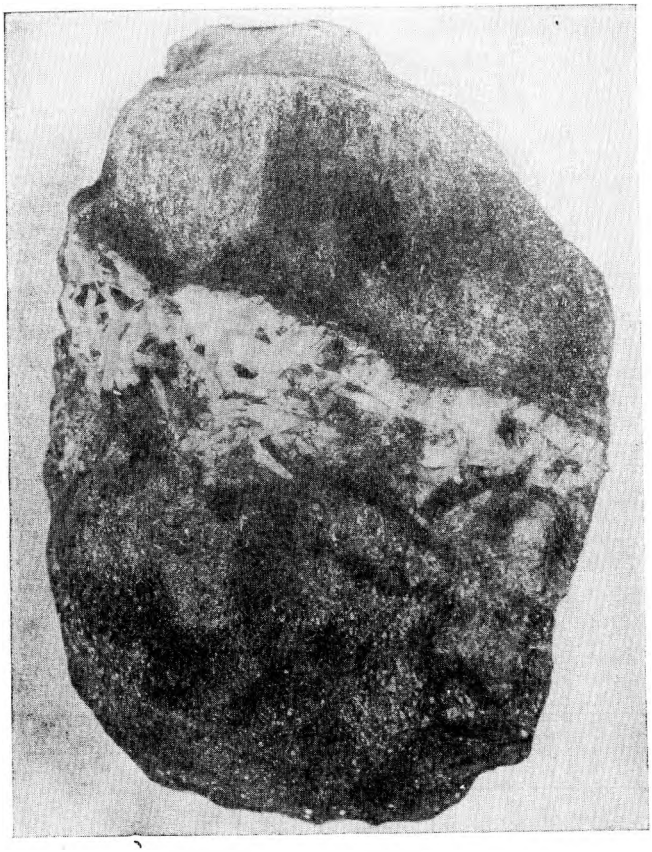


Фиг. 72. Взаимоотношение фенакита (*Фе*) и хризоберилла (*Хр*). Зерна хризоберилла располагаются вокруг выделения фенакита и выполняют в нем трещины. Увел. в 4 раза. Без анализатора.

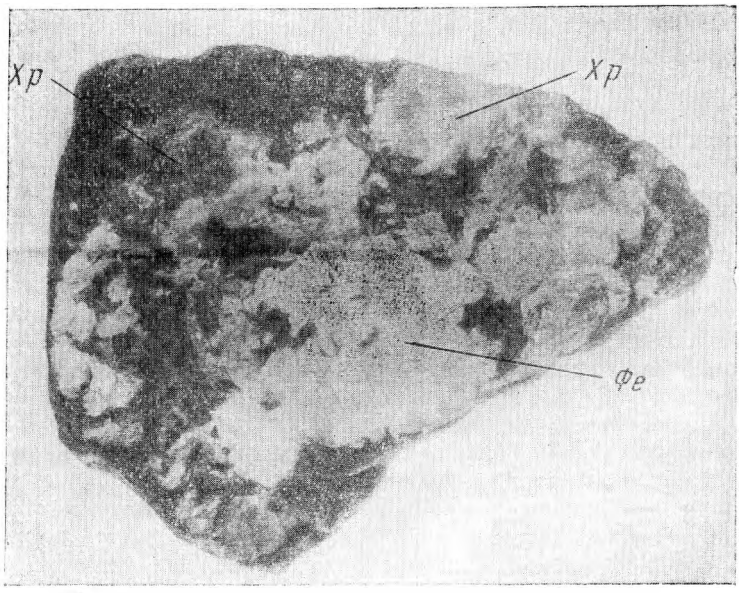
плагиоклазом и турмалином. В флогопитовой и алюмобиотитовой зонах хризоберилл наблюдается довольно часто в виде короткопризматических кристаллов, пластинчатых выделений, реже зернистых скоплений и прожилков до 1,5—2 см мощностью (фиг. 73). Он ассоциирует с фенакитом (фиг. 74), апатитом, турмалином и флюоритом. В плагиоклазите хризоберилл наблюдается в виде крупных кристаллов салатного цвета и тесно ассоциирует с бериллийсодержащим маргаритом.

По времени образования хризоберилл более ранний, чем апатит, флюорит, флогопит, хлорит, бериллийсодержащий маргарит, которые нередко выполняют промежутки между его кристаллами. По отношению к изумруду, бериллу, турмалину хризоберилл более поздний. Кристаллизация хризоберилла и фенакита происходила почти одновременно.

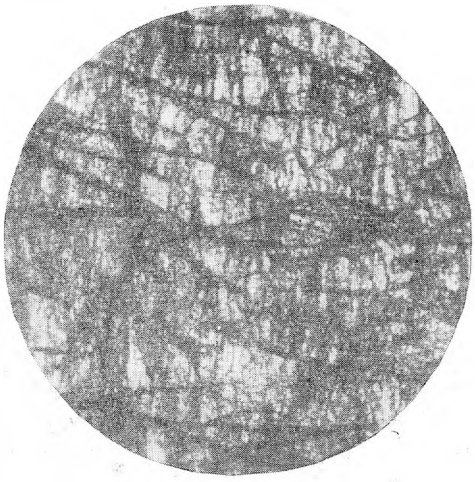
По системе различно ориентированных трещин хризоберилл иногда замещается каолином и из-за большого содержания пелитовых частиц становится в шлифах буровато-серым (фиг. 75).



Фиг. 73. Прожилок хризоберилла в флогопитовой зоне.
Натур. вел.



Фиг. 74. Ассоциация хризоберилла *(Хр)* с фенакитом *(Фе)*.
Натур. вел.



Фиг. 75. Измененный хризоберилл. Увел. 45.
Без анализатора.

Таблица 57

Межплоскостные расстояния хризоберилла и александрита
(Cu-излучение, $2R = 57{,}3$, $d = 0{,}6$ мм)

№ линий	Александрит		Хризоберилл		№ линий	Александрит		Хризоберилл	
	I	d	I	d		I	d	I	d
1	1	4,38	—	—	28	1	1,134	1,5	1,137
2	1	4,22	—	—	29	1	1,102	2	1,105
3	1	3,99	1,5	4,04	30	1	1,074	2	1,078
4	1	3,47	—	—	31	1	1,064	1	1,064
5	3	3,33	5	3,35	32	1	1,053	—	—
6	4	3,22	3,5	3,22	33	3	1,040	2	1,041
7	1	2,90	—	—	34	1	1,033	—	—
8	1	2,70	—	—	35	1	1,017	1	1,020
9	5	2,54	6	2,56	36	1	0,999	1	1,004
10	2	2,35	—	—	37	—	—	1	0,978
11	4	2,31	—	—	38	3	0,951	3	0,953
12	3	2,25	4	2,26	39	—	—	1,5	0,936
13	2	2,12	—	—	40	2	0,929	—	—
14	10	2,07	9,5	2,08	41	—	—	1,5	0,904
15	1	1,86	—	—	42	1	0,893	1	0,89
16	10	1,61	10	1,61	43	4	0,856	4	0,859
17	2	1,54	3	1,54	44	1	0,838	1,5	0,840
18	—	—	4	1,51	45	2	0,829	1,5	0,831
19	1	1,48	—	—	46	2	0,827	1	0,828
20	3	1,46	4	1,46	47	—	—	1	0,825
21	1	1,38	—	—	48	1	0,814	1	0,815
22	3	1,36	6	1,37	49	1	0,807	—	—
23	5	1,35	3	1,30	50	1	0,803	—	—
24	1	1,290	3	1,281	51	1	0,788	1	0,790
25	3	1,251	3,0	1,252	52	1	0,786	—	—
26	3	1,246	—	—	53	1	0,782	—	—
27	1	1,202	2	1,203					

Таблица 58

Химический состав хризоберилла

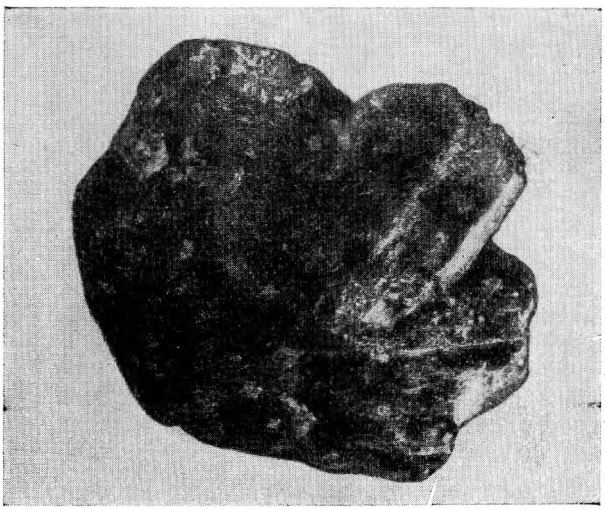
Компоненты	1. Пластинчатая разность серовато-зеленого цвета				2. Кристаллы зеленовато-желтого цвета			
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_4	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_4
SiO_2	1,90	0,0316	0,0632	0,04	—	—	—	—
TiO_2	0,34	0,0043	0,0086	0,01	—	—	—	—
SnO_2	0,12	0,0005	0,0010	0,00	—	—	—	—
Al_2O_3	76,00	1,4910	2,2365	1,91	78,88	1,5476	2,3214	1,99
Cr_2O_3	0,08	0,0010	0,0015	0,00	Сл.	—	—	—
Fe_2O_3	0,57	0,0072	0,0108	0,01	3,05	0,0382	0,0573	0,05
FeO	1,39	0,0193	0,0193	0,02	—	—	—	—
BeO	19,05	0,7616	0,7616	0,97	18,05	0,7216	0,7216	0,93
MnO	0,00	—	—	—	0,12	0,0016	0,0046	0,00
MgO	0,65	0,0161	0,0161	0,02	0,35	0,0087	0,0087	0,01
CaO	0,27	0,0048	0,0048	0,01	—	—	—	—
H_2O^+	0,00	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,10	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	100,47		3,1234		100,45		3,1136	
Аналитик	М. Е. Казакова				В. С. Салтыкова			

В некоторых случаях хризоберилл и флогопит под влиянием карбонатных растворов замещаются доломитом и мелкой слюдой типа жильбертита. Бериллий при этом выносится, видимо, в форме бикарбонатов

27. Александрит

Александрит является разновидностью хризоберилла зеленого цвета, окрашенной хромом (0,30% Cr_2O_3). Минерал дихроирует и при искусственном освещении становится вишнево-красным. Кристаллы таблитчатые по a (100), реже коротко- и длиннопризматические. Замеры кристаллов были произведены Н. И. Кокшаровым. Главными формами александрита являются: o (111), в (100), a (010), i (011), s (120), n (121). Часты тройники (фиг. 76) и двойники. Тройники приобретают шестисторонний, пластинчатый облик и на Урале носят название «пешек» (фиг. 77*а*). Иногда тройники образуют псевдогексагональные кристаллы с входящими углами (фиг. 77*б*). Нередко в двойниках наблюдается перьевидная штриховка (фиг. 77*в*). Плоскости кристаллов блестящие и большей частью гладкие, только плоскости (010) и (100) бывают покрыты вертикальными штрихами (фиг. 77*г*). Тройники часто срастаются в группы, состоящие из четырех, пяти и большего числа индивидов. Размер кристаллов 0,7×1,5×1,5 до 1,5×2×4 см, реже больше. Самый большой сросток кристаллов александрита, известный в настоящее время, состоит из 22 прекрасно образованных тройников. Размер сростка 11×14×25 см, отдельные тройники в нем достигают 9 см (фиг. 78). Кристаллы часто трещиноваты, трещины залечены чешуйками флогопита. Цвет зеленый, серовато-зеленый. Прозрачный до полупро-

зрачного. Удельный вес 3,663. Межплоскостные расстояния александрита приведены в табл. 57. В шлифе обладает хорошо выраженным плеохроизмом: Ng — изумрудно-зеленый, Nm — оранжево-желтый, Np — фиолетово-красный. Остальные физические и оптические свойства аналогичны с хризобериллом.



Фиг. 76. Тройник александрита. Увел. в 2 раза

Спектральным методом дополнительно к данным химического анализа (табл. 59) обнаружены: галлий (0,1%), ванадий (0,5%), кобальт (0,001%), марганец (0,001%), магний и медь (0,0005%).

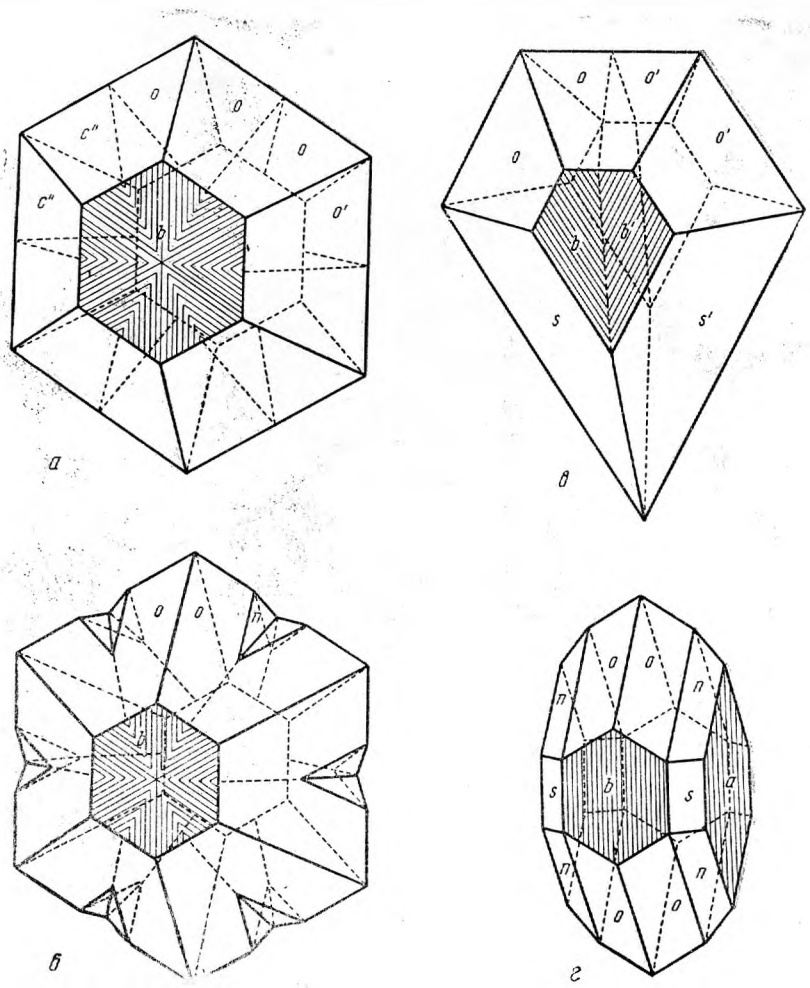
Таблица 59

Химический состав александрита

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_4
SiO_2	2,43	0,0405	0,0810	0,05
TiO_2	Сл.	—	—	—
SnO_2	0,04	0,0001	0,0002	0,00
Al_2O_3	75,26	1,4766	2,2149	1,90
Cr_2O_3	0,30	0,0040	0,0060	0,01
Fe_2O_3	0,31	0,0038	0,0057	0,01
FeO	1,41	0,0196	0,0196	0,03
BeO	18,74	0,7492	0,7492	0,96
MnO	Не обн.	—	—	—
MgO	» »	—	—	—
CaO	1,51	0,0269	0,0269	0,03
H_2O^+	0,10	0,0112	—	—
H_2O^-	Не обн.	—	—	—
Сумма	100,10		3,1035	
Аналитик	М. Е. Казакова			

Пересчет результатов химического анализа александрита приводит к формуле: $(Be_{0,96}Si_{0,05})_{1,01}(Al_{1,90}Cr_{0,01}Fe^{\cdots}_{0,01}Fe^{\cdots}_{0,03}Ca_{0,03})_{1,98}O_4$.

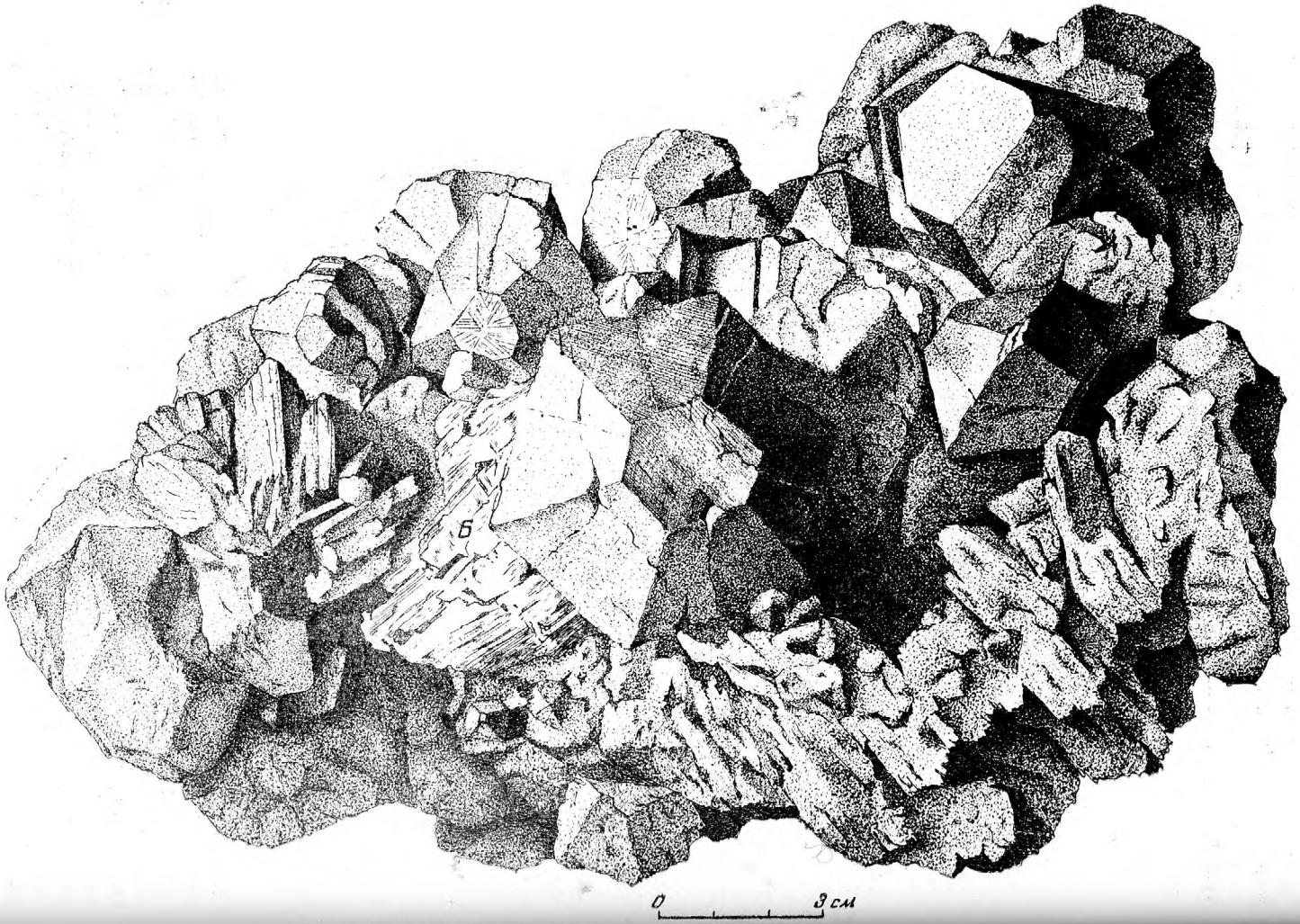
Наиболее крупные скопления александрита встречаются в флогопитовых зонах десилицированных пегматитов или в ассоциации с берил-



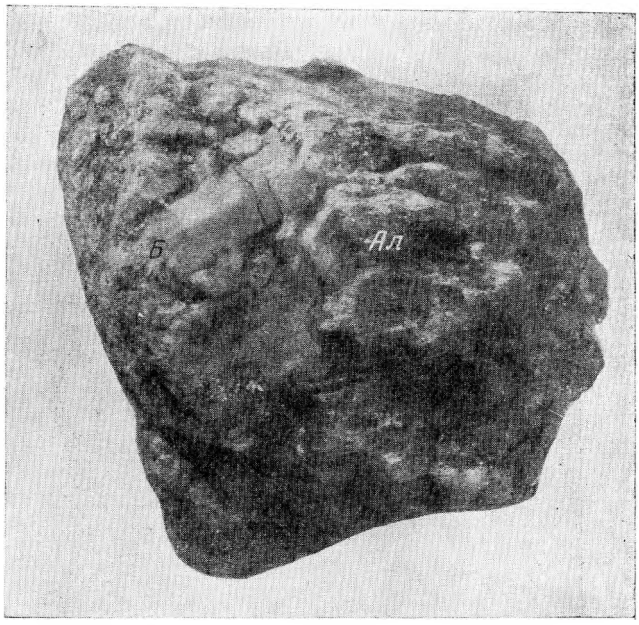
Фиг. 77. Кристаллы александрита (по Н. И. Кокшарову).

лом и изумрудом, или в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с фенакитом, хризобериллом, апатитом и турмалином. В некоторых случаях александрит приурочен к контакту флогопитовой зоны с плагиоклазитом или находится в последнем. Иногда он присутствует в мусковит-флюоритовых линзах десилицированных пегматитов в виде мелких кристаллов (до 0,5 см), включенных в флюорит. Обычная ассоциация для александрита: апатит, фенакит, флюорит, турмалин, бериллийсодержащий маргарит, флогопит, хлорит, плагиоклаз, берилл. По времени выделения он является более ранним, чем флюорит, бериллийсодержащий маргарит, апатит, флогопит и хлорит, и более поздним, чем берилл (фиг. 79) и турмалин.

Хризоберилл и александрит образуются в условиях относительного обогащения расплава-раствора окисью алюминия, о чем свидетельствует их тесная ассоциация с хлоритом и бериллийсодержащим маргаритом.



Фиг. 78. Группа кристаллов александрита. Б — берилл.



Фиг. 79. Кристалл берилла *(Б)* в александрите *(Ал)*.
Увел. в 2 раза.

28. Бавенит

В 1939 г. на Изумрудных Копях Е. И. Кутуковой (1946) был найден минерал, по физическим, оптическим свойствам и химическому составу очень близкий к бавениту, отличающийся от бавенита Калифорнии (Schaller, Fairehild, 1932) значительно большим содержанием окиси бериллия (6,60% BeO вместо 2,67%). Указанное расхождение в содержании окиси бериллия было объяснено сложностью разделения бериллия и алюминия и неточностью прежних методик, тем более, что сумма окислов этих элементов в обоих анализах почти одинакова (см. табл. 62, ан. 1, 4). Роулидж и Хэйтон (Rowledge and Hayton, 1948), изучая минерал из месторождения Лондондерри (Западная Австралия), близкий по физическим и оптическим свойствам к бавениту, но содержащий повышенное количество окиси бериллия (7,14—7,72% BeO), приняли его за новый минерал и назвали дуплекситом. Флейшер и Свитцер (Fleischer and Switzer, 1953), зная по литературе, что бавенит с Изумрудных Копей содержит 6,60% BeO, усомнились в правильности выделения этого минерала в самостоятельный вид. Они произвели повторные химические исследования образцов бавенита из ранее известных месторождений, а также проанализировали несколько образцов из новых участков. Больших колебаний в содержании окиси бериллия не было установлено и, по-видимому, в ранних анализах часть окиси бериллия принималась за окись алюминия. Так, в бавените из Меза-Гранде (Schaller, Fairehild, 1932), анализированном Фэйрчайльдом (2,67% BeO), было обнаружено 7,66% BeO (см. табл. 62, ан. 5). На основании полученных результатов они пришли к выводу, что минерал из месторождения Лондондерри, описанный Роулиджем и Хэйтоном как дуплексит, по физическим, оптическим свойствам и содержанию окиси бериллия следует отнести к бавениту, на что указывает и совпадение рентгенограмм дуплексита и бавенита.

Бавенит на Изумрудных Копях встречается в виде радиально-волокнистых сферолитов (фиг. 80), лучистых выделений (фиг. 81) и розеток, состоящих из пачек спутанно-параллельных тонких пластинок. Размер выделений обычно колеблется от 0,4×0,6 до 1×1,2 см, в редких случаях до 3,5×4 см. Цвет белый, иногда со слабо-зеленоватым оттенком. Черта белая. Блеск шелковистый. Спайность по (100) хорошая. Хрупкий.

Фиг. 80. Радиально-волокнистые сферолиты бавенита (*Бв*).
Увел. в 2 раза.

Твердость 5—6. Удельный вес 2,733. В шлифе бесцветный, с хорошо выраженной спайностью. Оптически двуосный, положительный. Удлинение положительное. Показатели преломления и угол оптических осей бавенита сведены в табл. 60. Межплоскостные расстояния, измеренные по дебаеграммам бавенита Изумрудных Копей и из Бавено (Италия) [1], почти аналогичны (табл. 61).

Таблица 60

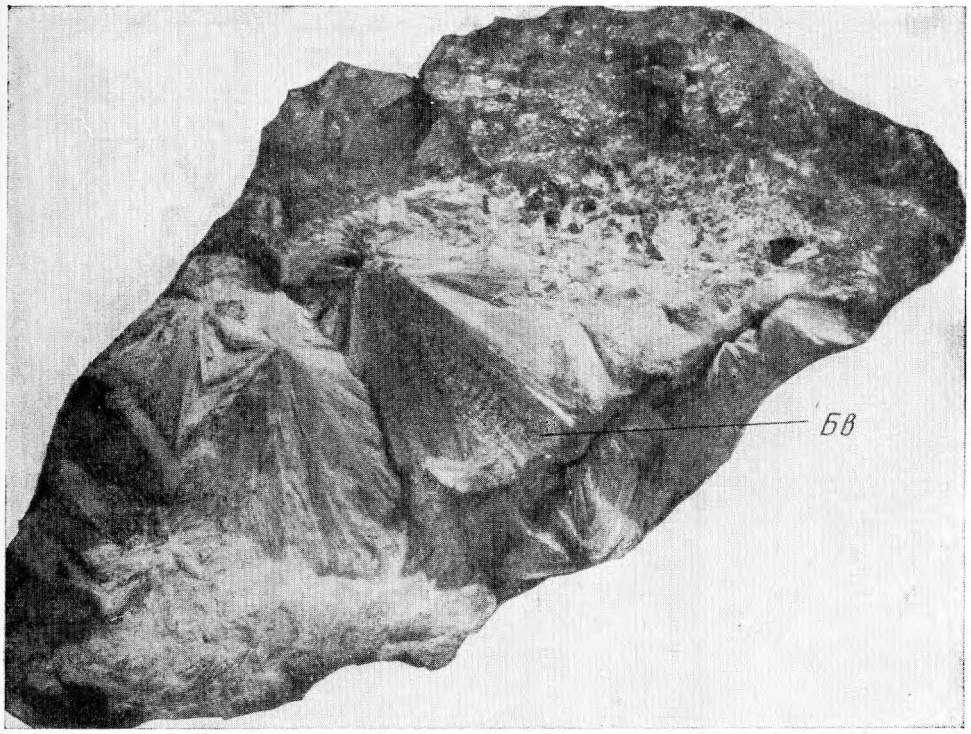
Оптические свойства бавенита

Место взятия	Ng	Nm	Np	Ng—Np	2V	Автор
Изумрудные Копи . . .	1,593	1,588	1,586	0,007	60°	Е .И. Кутукова (1946)
Бавено, Италия	—	1,580	—	—	47°	Artini (1901)
Меза-Гранде, Калифорния	1,589	1,581	1,579	0,010	58°	Schaller, Fairchild (1932)
Муотта Нера, Швейцария	1,589	—	1,583	0,006	—	Claringbull (1940)
Лондондерри, Западная Австралия	1,593	—	1,582	0,011	22°	Rowledge and Hayton (1948)

Кривые нагревания бавенита свидетельствуют о том, что вода в нем высокотемпературная и выделяется в интервале 890—950° (фиг. 82).

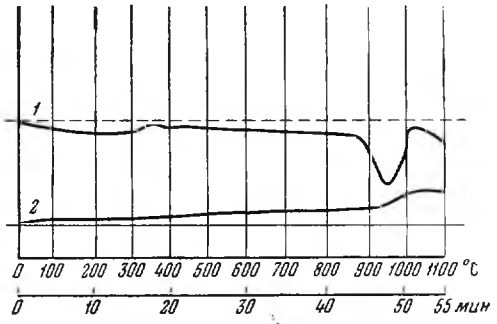
Спектральным методом в бавените дополнительно установлены: магний (0,05%), германий (0,01%), галлий (0,001%), стронций (0,0025%) и медь (0,0005%). В одном из образцов бавенита С. Н. Федорчук установлено содержание окиси бериллия 7,6%.

[1] Материалы взяты из коллекции Минералогического музея МГРИ.



Фиг. 81. Лучистые выделения бавенита *(Бв)*. Увел. в 2 раза.

Первая химическая формула бавенита, предложенная Артини (табл. 62, ан. 3), имела следующий вид: $6SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 3CaO \cdot H_2O$. Фэйрчайльд (ан. 4), обнаруживший в бавените из Калифорнии BeO 2,67%, дал новую формулу: $9SiO_2 \cdot Al_2O_3BeO \cdot 4CaO \cdot H_2O$. Пересчет



Фиг. 82. Кривые нагревания *(1)* и потери веса *(2)* бавенита.

Флейшером и Свитцером результатов анализа бавенита из Калифорнии (табл. 62, ан. 5) на O=26 привел к следующей формуле $Ca_{4,11}Be_{2,95}Al_{1,22}Si_{9,22}O_{26} \cdot 1{,}90H_2O$.

Бавенит Изумрудных Копей был проанализирован дважды, материал отбирался из одного и того же образца. Полученные результаты (табл. 62, ан. 1 и 2) оказались очень близкими. Выделенные осадки окисей алюминия и бериллия для проверки чистоты отделения были проанализированы спектральным методом; анализ показал хорошие результаты.

Таблица 61

Межплоскостные расстояния бавенита
(Cu = излучения, 2R = 57,3, d = 0,6 мм)

№ линий	Изумрудные копи		Италия Бавено	
	I	d	I	d
1	2	4,83	1	4,87
2	2	4,08	—	—
3	1	3,91	2	3,92
4	1	3,81	—	—
5	10	3,68	10	3,75
6	1	3,59	—	—
7	10	3,33	7	3,36
8	10	3,21	6	3,19
9	3	3,10	4	3,12
10	4	3,00	3	3,00
11	2	2,81	3	2,84
12	1	2,76	—	—
13	1	2,64	—	—
14	7	2,54	3	2,57
15	2	2,47	2,5	2,49
16	2	2,39	3	2,41
17	5	2,29	1,5	2,28
18	1	2,22	1,5	2,24
19	1	2,17	—	—
20	2	2,12	—	—
21	3	2,07	2,5	2,09
	3	2,05	—	—
22	1	2,00	4	1,98
23	4	1,96	4	1,94
24	6	1,92	—	—
25	4	1,86	3	1,87
26	3	1,82	3	1,82
27	1	1,79	3	1,77
	3	1,75		
28	9	1,73	5	1,73
29	1	1,68	1,5	1,68
30	1	1,67	—	—
31	9	1,65	2,5	1,65
32	1	1,64	1,5	1,62
33	1	1,60	1,5	1,59
	1	1,58	—	—
34	5	1,562	3	1,569
35	1	1,535	1	1,533
36	1	1,509	—	—
37	2	1,482	2	1,483
38	—	—	1	1,457
39	2	1,449	—	—
40	2	1,376	—	—
	3	1,373	—	—
41	1	1,345	1	1,349
42	8	1,319	3	1,321
43	5	1,300	2	1,301

Продолжение таблицы 61

Изумрудные копи			Италия Бавено	
№ линий	I	d	I	d
44	2	1,285	—	—
45	2	1,270	—	—
46	4	1,247	3	1,249
47	1	1,207	—	—
	1	1,192		
48	4	1,178	1	1,182
49	—	—	1	1,163
50	3	1,152	1	1,155
51	1	1,141	—	—
52	1	1,130	—	—
53	1	1,108	1	1,111
54	5	1,086	1,5	1,090
55	5	0,071	1,5	1,074
56	6	1,050	1,5	1,053
57	1	1,033	—	—
58	3	1,021	1	1,023
59	1	1,010	—	—
60	4	1,000	1	1,001
61	3	0,983	1	0,985
62	—	—	1	0,976
63	4	0,963	1	0,969
64	1	0,949	—	—
65	2	0,940	—	—
66	3	0,932	1	0,930
67	1	0,916	1	0,915
68	2	0,901	1	0,902
69	3	0,887	—	—
70	2	0,838	—	—
71	2	0,834	—	—
72	2	0,829	1	0,837
73	2	0,823	—	—
74	—	—	0,5	0,817

Пересчеты результатов анализов бавенита Изумрудных Копей приводят к следующим формулам:

Анализ 1. $Ca_{4,0}Be_{2,44}Al_{1,74}Fe^{\cdots}_{0,01}[Si_{8,78}B_{0,08}O_{25,79}](OH)_{1,91}$

Анализ 2. $Ca_{4,0}Be_{2,33}Al_{1,79}Fe^{\cdots}_{0,01}[Si_{8,78}B_{0,08}O_{25,74}](OH)_{1,94}$

Бавенит приурочен к плагиоклазитовой части десилицированных пегматитов. Он образуется в результате гидротермального изменения берилла. При этом часть бериллия связывается в бавените и бериллийсодержащем микроклине на месте реакции, значительная же часть его выносится и отлагается в виде тех же новообразований в трещинах и пустотах берилла, плагиоклаза, мусковита в ассоциации с флюоритом, таблитчато-призматическим альбитом и мелкочешуйчатой слюдкой. Кроме того, волокнисто-лучистые выделения бавенита с эпидотом, сфеном, железистым прохлоритом (рипидолитом) встречаются в маломощных плагиоклазитовых прожилках, секущих амфиболиты и серпентиниты.

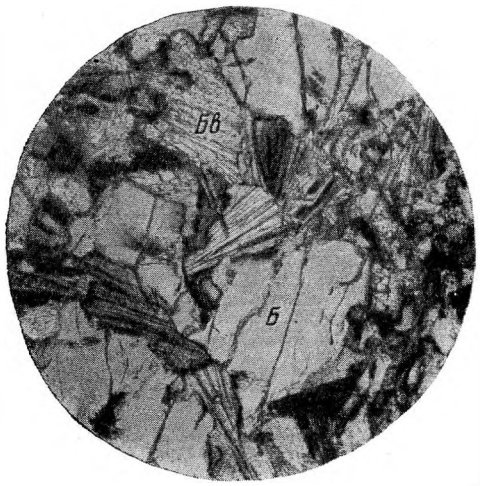
Таблица 62

Химический состав бавенита

Компоненты	Изумрудные Копи								Италия, Бавено, ан. 3	Калифорния, Меза-Гранде	
	ан. 1				ан. 2					ан. 4**	ан. 5
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на Ca_4	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на Ca_4	вес. %	вес. %	вес. %
SiO_2	57,11	0,9509	1,9018	8 78	57,25	0,9532	1,9064	8,78	56,93	58,40	57,64
TiO_2	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	9,60	0,1884	0,2826	1,74	9,89	0,1940	0,2910	1,79	15,42	12,16	6,46
Cr_2O_3	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,11	0,0014	0,0021	0,01	0,10	0,0012	0,0018	0,01	—	0,10	—
FeO	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—
BeO	6,60	0,2639	0,2639	2,44	6,33	0,2531	0,2531	2,33	—	2,67	7,66
MnO	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	0,00	—	—	—	0,12	—	—
CaO	24,30	0,4333	0,4333	4,00	24,35	0,4342	0,4342	4,00	24,47	23,73	23,96
K_2O	—	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—
Na_2O	—	—	—	—	0,00	—	—	—	0,29	—	—
B_2O_3	0,31*	0,0088	0,0132	0,08	0,31	0,0088	0,0132	0,08	—	—	—
H_2O^+	1,87		0,1038		1,90		0,1055		2,49	2,90	3,88***
Сумма	99,90		3,0007		100,13		3,0052		99,72	99,96	99,60
Уд. вес	2,733								2,72		
Аналитик	В. С. Салтыкова				М. Е. Казакова					Ферчайльд	Кэррон
Литературный источник	Е. И. Кутукова (1946)								Artini (1901)	Schaller, Fairchild (1932)	Fleischer, Switzer (1953)

* Бор определялся из отдельной навески химиком М Е. Казаковой.
** Анализы 4 и 5 производились из одного образца.
*** Потеря при прокаливании и H_2O.

Наиболее характерной ассоциацией бавенита являются: берилл, плагиоклаз (№ 31), флюорит, корундофиллит, мусковит, альбит, бериллийсодержащий микроклин. По времени выделения бавенит более поздний, чем все минералы, ассоциирующие с ним, за исключением рипидолита, позднего альбита и эпидота, которые нарастают на выделения бавенита. Нередко бавенит кристаллизуется вокруг сферолитов корундофиллита в тесной ассоциации с мелкими (до 1,5 м) бесцветными или слабофиолетовыми кристаллами флюорита и поздним прозрачным альбитом.

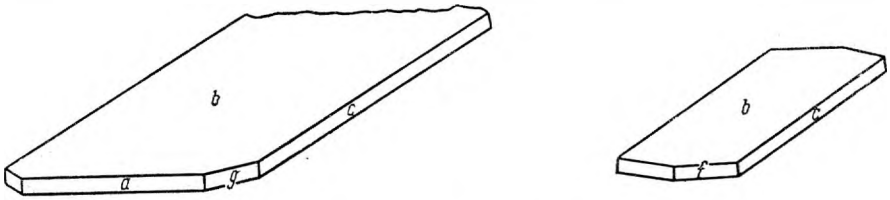


Фиг. 83. Замещение берилла *(Б)* бавенитом *(Бв)*. Увел. 20. Ник.+.

Замещение берилла бавенитом и бериллийсодержащим микроклином происходит по системе неправильных трещин, сеть которых при далеко зашедшем процессе сгущается и берилл или замещается полностью, или сохраняется в виде незначительных реликтов среди бавенита (фиг. 83). Иногда наблюдаются псевдоморфозы бавенита и бериллийсодержащего микроклина по бериллу. На более поздних стадиях гидротермального процесса бавенит замещается бертрандитом.

29. Бертрандит

Бертрандит встречается в качестве акцессорного минерала в пегматитах линии скрещения и в пневматолито-гидротермальных жилах. Несколько реже он отмечается в пегматитах чистой линии. Кристаллы



Фиг. 84. Кристаллы бертрандита.

бертрандита очень мелкие (0,5×2,0×3,0 мм), имеют пластинчатый облик. Иногда наблюдаются призматические кристаллы, образующие агрегаты размером 0,5×0,8×1,0 см.

Ввиду хрупкости минерала хорошо сохранившиеся кристаллы встречаются очень редко. При измерении пластинчатых кристаллов были обнаружены следующие формы (фиг. 84; индексы приводятся по В. М. Гольдшмидту): a (100), в (001), c (010), g (110) и f (130). Грани (010), (110), (130) очень узкие и обычно дают плохие сигналы. Грань (001) часто матовая и в некоторых участках сильно изъедена.

Минерал бесцветный, водяно-прозрачный, при разрушении становится молочно-белым. Блеск стеклянный, иногда перламутровый. Спайность по (001) совершенная, по (010) хорошая. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный. Показатели преломления:

Ng=1,614, Nm=1,606, Np=1,592, Ng—Np=0,022; 2V=74°. Знак главной зоны отрицательный. Расчет дебаеграммы бертрандита приведен в табл. 63.

Таблица 63

Межплоскостные расстояния бертрандита
(Cu - излучение, 2R = 57,3 мм, d = 0,6 мм)

№ линий	J	d	№ линий	J	d
1	1,5	5,177	26	3	1,170
2	1,5	4,884	27	1	1,145
3	4	4,655	28	3	1,120
4	7	4,375	29	1	1,105
5	3	3,934	30	1	1,090
6	1	3,828	31	2	1,075
7	2,5	3,510	32	1,5	1,055
8	5	3,321	33	1	1,039
9	10	3,174	34	1	1,014
10	5	2,600	35	1	1,003
11	6	2,527	36	0,6	0,939
12	5	2,285	37	1	0,898
13	7	2,220	38	2	0,558
14	2,5	2,028	39	1	0,842
15	4	1,981	40	2	0,836
16	2	1,790	41	1,5	0,827
17	2,5	1,699	42	1	0,819
18	2	1,652	43	1	0,8114
19	4	1,554	44	0,6	0,8094
20	5	1,463	45	3	0,802
21	1,5	1,362	46	1	0,798
22	2,5	1,341	47	0,6	0,791
23	7	1,305	48	1	0,788
24	2,5	1,250	49	0,6	0,782
25	3,5	1,218	50	1	0,77

Пересчет результатов химического анализа бертрандита (табл. 64) приводит к обычной формуле $Be_4[Si_2O_7][OH]_2$. В качестве примеси в нем присутствуют железо и кальций.

Спектральным методом в бертрандите, дополнительно к данным химического анализа, установлены: германий (0,005%), марганец (0,001%), магний (0,0005%).

Неполный химический анализ прозрачных пластинчатых кристаллов бертрандита из каолинизированной плагиоклазитовой части жил десилицированных пегматитов показал следующие результаты (в %): SiO_2 — 48,99, BeO — 41,97, H_2O — 8,07.

Вода в бертрандите, как показывают термические исследования, является высокотемпературной и выделяется в интервале 875—1000° (фиг. 85).

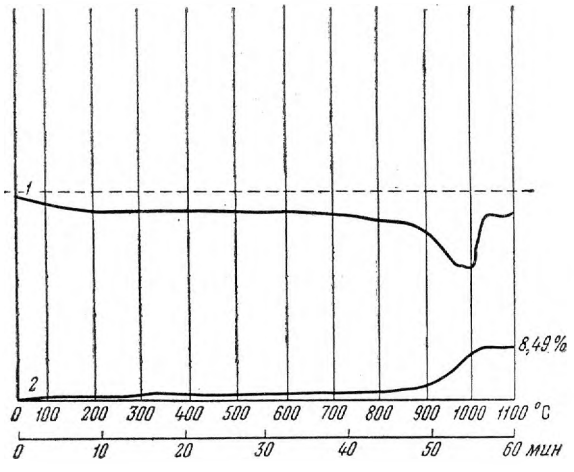
Бертрандит развивается в позднюю гидротермальную стадию по берриллу и в некоторых случаях по бавениту (фиг. 86). Кристаллы бертрандита обычно выполняют пустоты, образовавшиеся в результате выщелачивания берилла и бавенита в плагиоклазитовых ядрах десилицированных пегматитов. В интенсивно каолинизированных плагиоклазитах неред-

Таблица 64

Химический состав бертрандита из мусковит-флюоритовой линзы десилицированных пегматитов

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на (O, OH)$_3$
SiO_2	50,93	0,8480	1,6960	2,03
TiO_2	0,00	—	—	—
Al_2O_3	Сл.	—	—	—
Fe_2O_3	0,14	0,0018	0,0027	0,00
FeO	0,00	—	—	—
BeO	40,83	1,6324	1,6324	3,91
MgO	0,00	—	—	—
CaO	0,68	0,0121	0,0121	0,03
H_2O^+	7,46	0,8282	0,4141	1,99
H_2O^-	0,14	—	—	—
Сумма	100,18		3,7573	
Аналитик и год исследования	М. Е. Казакова, 1957			

ко наблюдаются псевдоморфозы бертрандита и бериллийсодержащего микроклина по бериллу. В таких случаях кристаллы берилла, заключенные в каолиновой массе, имеют молочно-белый цвет и легко разламыва-

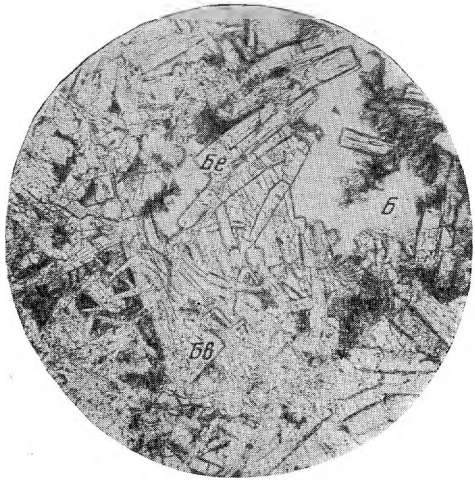


Фиг. 85. Кривые нагревания *(1)* и потери веса *(2)* бертрандита.

ются при небольшом усилии. Кроме того, в каолиновой массе наблюдается бертрандит в виде хорошо образованных пластинчатых кристаллов, иногда собранных в параллельные агрегаты. В тех случаях, когда бертрандит развивается по бавениту, образуются своеобразные сетчатовидные выделения; при изучении их под микроскопом выяснилось, что они состоят из листочков бертрандита и мелкочешуйчатой слюдки.

Несколько реже бертрандит встречается в мусковит-флюоритовых линзах десилицированных пегматитов, а также в альбит-кварцевых и

мусковит-альбитовых пневматолито-гидротермальных жилах. Он представлен мелкими призматическими кристаллами или агрегатами кристаллов (до 1,0 см в поперечнике), наросшими на изъеденных гранях берилла или на стенках пустот, образовавшихся в результате его выщелачивания



Фиг. 86. Развитие бертрандита *(Бе)* по бериллу *(Б)* и бавениту *(Бв)*. Увел. 35. Без анализатора.

В пегматитах чистой линии бертрандит по бериллу развивается значительно реже.

Наиболее обычной ассоциацией для бертрандита являются плагиоклаз (№ 28—38), берилл, бавенит, альбит, флюорит и корундофиллит. По отношению к этим минералам бертрандит более поздний.

Пластинчатые кристаллы бертрандита из каолинизированных плагиоклазитовых линз десилицированных пегматитов иногда несколько изменены, что выражается в их помутнении и появлении молочно-белой окраски. Эти изменения бертрандита связаны с повышением в нем содержания воды и присутствием значительного количества кальция, что ранее отмечалось П. П. Пилипенко на месторождении Тигерецкие Белки (1915) и Ф. В. Чухровым и Н. Н. Смольяниновым на Северо-Коунрадском месторождении (1956).

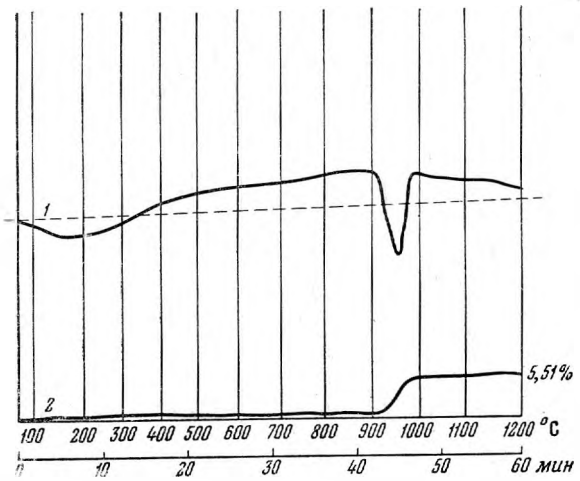
30. Бериллийсодержащий маргарит

Маргарит (дифанит) весьма кратко был описан А. Е. Ферсманом (1925); в приведенных химических анализах этого минерала бериллий не отмечался. Содержание окиси бериллия (1,88—3,26%) в маргарите с Изумрудных Копей существенно отличает его от других разновидностей маргарита месторождений Советского Союза (Афанасьев и Айдиньян, 1952; Гинзбург, 1955) и зарубежных стран (Koch, 1934—1935). Однако А. И. Гинзбург (1957) отмечает, что в маргарите из Постмасбурга (Южная Африка) по данным спектральных анализов также содержится повышенное количество бериллия.

На Изумрудных Копях маргарит встречается в пегматитах линии скрещения и в пневматолито-гидротермальных образованиях в качестве акцессорного минерала. Он представлен мелкочешуйчатой плотной массой и взаимнопересекающимися листочками, образующими прожилки до 5—6 см и розетки до 1,5×1,8 см. Иногда маргарит наблюдается в виде таблитчатых кристаллов, размером 0,5×1×1,5 см. Цвет жемчужно-белый, серовато-голубой, голубовато-зеленый и светло-коричневый. Спайность совершенная по (001). Блеск на базисе перламутровый, на изломе стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Твердость 4,0—4,5. Удельный вес 3,057—3,07. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный; $2V=63°$. Показатели преломления: $Ng=1{,}646$, $Nm=1{,}643$, $Ng=1{,}632$, $Ng-Np=0{,}014$. Угасание в разрезах $\perp$ (010) косое 6°.

Межплоскостные расстояния маргаритов различной окраски (светло-коричневой, голубовато-зеленой и жемчужно-белой), рассчитанные по дебаеграммам, почти аналогичны (табл. 65). Кривые нагревания этих

разновидностей бериллиевого маргарита характеризуются одной резко выраженной эндотермической реакцией в интервале 900—960°, связанной с удалением воды (фиг. 87).



Фиг. 87. Кривые нагревания *(1)* и потери веса *(2)* маргарита.

Пересчет результатов химических анализов маргарита (табл. 66) приводит к следующим формулам:

Анализ 1. $(Ca_{0,95}Na_{0,07}K_{0,02})_{1,04}\,(Li_{0,20}Mg_{0,06})_{0,26}\,(Al_{2,06}\overset{\cdots}{Fe}_{0,02})_{2,08}$
$[Al_{1,48}Be_{0,52}Si_{2,00}O_{10}]\,[O_{0,03}OH_{1,77}F_{0,20}]_{2,0}$

Анализ 2. $(Ca_{0,94}Na_{0,14}K_{0,04})_{1,12}\,(Li_{0,19}Mg_{0,10})_{0,29}\,(Al_{1,89}\overset{\cdots}{Fe}_{0,01}Cr_{0,02})_{1,92}$
$[Al_{1,69}Be_{0,30}Si_{2,01}\,(O_{0,92}OH_{0,08})_{10}]\,[OH_{1,63}F_{0,37}]_{2,0}$

Анализ 3. $(Ca_{0,98}Na_{0,08}K_{0,01})_{1,07}\,(Li_{0,09}Mg_{0,08})_{0,17}\,(Al_{2,06}\overset{\cdots}{Fe}_{0,01})_{2,07}$
$[Al_{1,54}Be_{0,42}Si_{2,04}O_{10}]\,[O_{0,13}OH_{1,59}F_{0,28}]_{2,0}$

В отличие от обычного маргарита в анализируемом маргарите с Изумрудных Копей кремний в тетраэдрах замещен не только алюминием, но и бериллием; компенсация валентности при этом осуществляется путем замены кислорода фтором или гидроксильной группой.

Выделенные осадки окиси бериллия (табл. 66, ан. 2, 3) были проанализированы спектральным методом, который показал наличие посторонних примесей не больше 0,1%. Спектроскопически в маргарите установлены стронций (0,005—0,05%), никель (0,005—0,05%), титан (0,05%), ванадий (0,005%), галлий (0,001—0,005%), медь (0,0005—0,0025%) и олово (0,001%). Сравнение результатов химических и спектральных анализов различных разновидностей маргарита показывает, что для них наблюдаются лишь незначительные колебания в содержании окиси бериллия. В голубовато-зеленом маргарите присутствуют хром (0,4%) и никель (0,25%), чем, вероятно, и обусловливается его зеленая окраска.

В пегматитах линии скрещения маргарит главным образом приурочен к флогопитовым зонам и к контакту их с плагиоклазитовыми телами. В пегматитах чистой линии не встречен. В флогопитовой зоне маргарит представлен таблитчатыми выделениям (0,3×1×1,5 см) светло-коричневого и серовато-голубого цвета (фиг. 88), а также листочками жемчужно-белого цвета, которые иногда слагают прожилки (фиг. 89).

Таблица 65

Межплоскостные расстояния различных разновидностей маргарита
(Cu - излучение, 2R = 57 3 мм, d = 0,6 мм)

№ линии	Светло-коричневый		Голубовато-зеленый		Жемчужно-белый	
	J	d	J	d	J	d
1	1	5,003	—	—	—	—
2	2	4,439	2,5	4,47	2,5	4,45
3	1,5	3,758	1,5	3,77	2	3,77
4	8	3,152	9	3,18	9	3,15
5	1	2,977	3,5	3,02	3,5	2,98
6	3	2,883	6	2,89	6	2,89
7	4	2,770	6	2,77	6	2,76
8	3	2,676	5	2,68	—	—
9	7	2,543	6	2,53	5	2,53
10	8	2,398	5	2,41	6	2,40
11	2,5	2,161	3	2,16	5	2,16
12	1,5	2,108	3	2,11	—	—
13	5	2,074	4,5	2,07	5	2,07
14	6	1,910	7,5	1,91	10	1,90
15	—	—	1,5	1,76	—	—
16	3	1,655	4	1,66	5	1,659
17	5	1,584	5	1,60	8	1,589
18	—	—	7,5	1,91	—	—
19	—	—	1,5	1,76	—	—
20	—	—	2,5	1,66	—	—
21	—	—	5	1,597	—	—
22	10	1,464	10	1,465	10	1,462
23	2	1,329	2	1,366	4	1,328
24	2,5	1,290	3	1,295	5	1,289
25	—	—	2,5	1,271	5	1,267
26	1	1,242	2,5	1,251	4	1,241
27	1,5	1,215	2,5	1,222	5	1,216
28	1	1,189	—	—	2	1,178
29	2	1,160	2	1,163	4	1,160
30	1	1,099	1	1,100	1,5	1,096
31	1	1,076	1,5	1,081	3	1,078
32	1,5	1,035	1,5	1,036	2	1,032
33	1,5	1,006	1,5	1,006	1	1,007
34	1	0,945	1	0,947	2	0,943
35	1	0,916	0,5	0,917	1	0,915
36	2	0,867	—	—	2,5	0,877
37	2,5	0,845	2	0,847	3	0,846
38	1	0,797	2	0,784	2	0,797

Ассоциирует с турмалином, флюоритом, апатитом и хлоритом. На контакте плагиоклазита с флогопитовой зоной жемчужно-белая разновидность маргарита образует оторочки мощностью до 5—6 см, сложенные мелкочешуйчатой сплошной массой или листочками (до 0,8×1,0 см), ориентированными то по сланцеватости флогопитовой зоны, то перпендикулярно ей. Иногда жемчужно-белый маргарит присутствует в плагиоклазитовом теле и в хлоритовых зонах в ассоциации с апатитом и пластинчатым хризобериллом. В одном из участков на контакте хро-

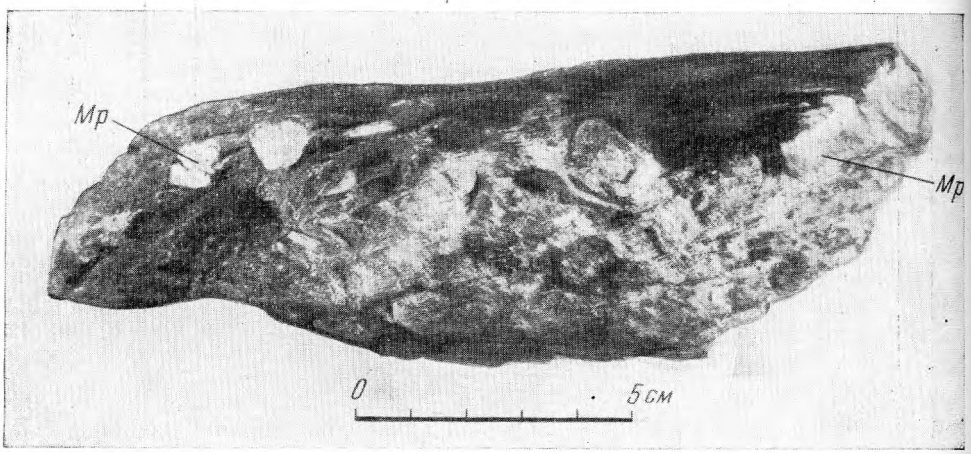
Химический состав бериллийсодержащего маргарита

Таблица 66

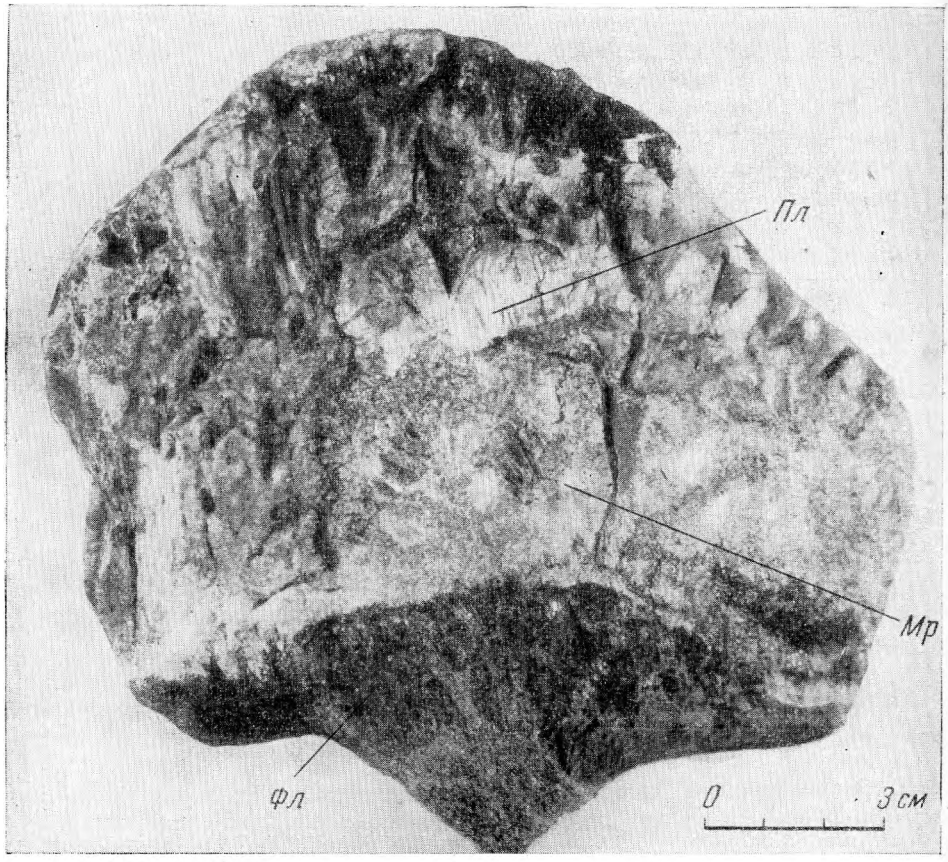
Компоненты	Светло-коричневый (обр. 1)*				Голубовато-зеленый (обр. 2)				Жемчужно-белый (обр. 3)			
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на $(O, OH)_{12}$	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на $(O, OH)_{12}$	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на $(O, OH)_{12}$
SiO_2	30,44	0,5068	1,0136	2,00	30,16	0,5021	1,0042	2,01	30,88	0,5141	1,0282	2,04
TiO_2	Сл.	—	—	—	Необн.	—	—	—	Сл.	—	—	—
Al_2O_3	45,56	0,8938	1,3407	3,54	45,59	0,8944	1,3416	3,58	46,22	0,9068	1,3602	3,60
Cr_2O_3	Необн.	—	—	—	0,40	0,0052	0,0778	0,02	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,38	0,0048	0,0072	0,02	0,13	0,0016	0,0024	0,01	0,37	0,0046	0,0069	0,01
BeO**	3,26	0,1303	0,1303	0,52	1,88	0,0752	0,0752	0,30	2,67	0,1067	0,1067	0,42
MnO	Сл.	—	—	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,67	0,0166	0,0166	0,06	1,06	0,0263	0,0263	0,10	0,87	0,0216	0,0216	0,08
CaO	13,48	0,2404	0,2404	0,95	13,18	0,2350	0,2350	0,94	13,90	0,2479	0,2479	0,98
BaO	0,04	0,0003	0,0003	0,00	Необн.	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,25	0,0054	0,0027	0,02	0,52	0,0110	0,0055	0,04	0,21	0,0044	0,0022	0,01
Na_2O	0,57	0,0184	0,0092	0,07	1,08	0,0348	0,0174	0,14	0,70	0,0226	0,0113	0,08
Li_2O	0,78	0,522	0,0261	0,20	0,72	0,0482	0,0241	0,19	0,36	0,0241	0,0120	0,09
P_2O_5	Необн.	—	—	—	Необн.	—	—	—	—	—	—	—
S	0,11	—	—	—	» »	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,20	—	0,0028	—	0,13	—	0,0028	—	—	—	—	—
F	0,82	—	0,0216	—	1,64	—	0,0432	—	1,35	—	—	0,28
H_2O^+	3,98	—	0,2209	—	3,80		0,2109	—	3,40	—	—	1,59
H_2O^-	0,32	—	—	—	0,70	—	—	—	0,04	—	—	—
Сумма	100,86		3,0324		100,99		2,9964		100,97		3,0212	
$O = -F_2$	—0,35				—0,69				—0,55			
	100,51				100,30				100,42			
Уд. вес	3,057				3,077				3,057			
Аналитик	Л. Б. Тумилович								М. Е. Казакова			

* Обр. 1 и 3 взяты из флогопитовой зоны пегматитов линии скрещения, обр. 2 — из оторочки, развитой на контакте линз хромитовой и мусковит-флюоритовой залегающих в серпентините.

** Бериллий определен химиками С. Н. Федорчук (обр. 1) и М. Е. Казаковой (обр. 2).



Фиг. 88. Таблитчатые кристаллы маргарита *(Мр)* в флогопитовом сланце.



Фиг. 89. Оторочка мелкочешуйчатого маргарита *(Мр)* на контакте флогопитовой зоны *(Фл)* с плагиоклазитом *(Пл)*. Натур. вел.

митовой и мусковит-флюоритовой линз была встречена голубовато-зеленая разновидность маргарита, слагающая маломощную (1—2 см) оторочку.

В пневматолито-гидротермальных жилах маргарит встречается значительно реже. Здесь развиты две разновидности — жемчужно-белая и светло-коричневая. Жемчужно-белый маргарит образует маломощные оторочки (1—2 см) в альбит-кварцевых и мусковит-альбитовых жилах на контакте альбитовой зоны с флогопитовой. Светло-коричневая его разновидность наблюдается в виде тонкотаблитчатых выделений (0,3××0,4 см) в флогопитовой зоне мусковит-альбитовых жил совместно с флюоритом. Наиболее характерный парагенезис маргарита: флогопит, плагиоклаз, флюорит, апатит, хризоберилл и турмалин. По времени выделения он является более поздним, чем перечисленные выше минералы. Маргарит образуется или на последних стадиях пегматитового процесса, или в пневматолито-гидротермальную стадию, в условиях обогащения расплава-раствора алюминием и обеднения кремнеземом и щелочами.

МИНЕРАЛЫ НИОБИЯ, ТАНТАЛА, МОЛИБДЕНА, ТИТАНА И ЦИРКОНИЯ

31. Колумбит

Колумбит на Изумрудных Копях является второстепенным минералом. Он встречается в виде таблитчатых или короткостолбчатых кристаллов. Согласно А. Е. Ферсману (1925), в них присутствуют следующие формы (в установке Бреггера): (100), (010), (001), (111), (201) и узкие грани (110). Размер кристаллов варьирует от очень мелких до 1,2×1,5××3,5 см, в единичных случаях до 3,5×5,0×6,0 см. Иногда они трещиноваты и залечены альбитом и мусковитом. Обычно вокруг колумбита наблюдаются буровато-желтые ореолы, благодаря которым он легко распознается в мелких выделениях среди калиевого полевого шпата и альбита. Удельный вес 6,06.

Пересчет результатов химических анализов колумбита (табл. 67) приводит к формулам:

Анализ 1. $(Fe^{\cdot\cdot}_{0,58}Mn_{0,43})_{1,01}(Nb_{1,31}Ta_{0,68}Ti_{0,01})_{2,00}O_6$

Анализ 2. $(Fe^{\cdot\cdot}_{0,17}Mn_{0,85}Mg_{0,01}Ca_{0,01})_{1,04}(Nb_{1,03}Ta_{0,92}Ti_{0,02}Al_{0,03})_{2,0}O_6$

Ниобий, тантал и титан, а также железо и марганец в колумбите изоморфно замещают друг друга. Те же образцы колумбита были проанализированы спектроскопически (табл. 68). Полученные результаты показали одинаковый состав примесей в обоих образцах.

Колумбит является характерным минералом пегматитов чистой линии; наиболее значительные скопления его приурочены к полнодифференцированным и блоковым пегматитам, залегающим в породах метаморфической толщи.

В полнодифференцированных и блоковых пегматитах колумбит представлен крупными кристаллами до 3,5×5×6,0 см, приуроченными или к контакту интенсивно альбитизированной микроклиновой зоны с кварцевым ядром, или к блоковым выделениям калиевого полевого шпата, иногда интенсивно альбитизированным. По содержанию тантала и ниобия (см. табл. 67) относится к колумбит-танталиту, богатому марганцем. Преобладание тантала над ниобием в ниоботанталатах характерно вообще для пегматитовых жил сложного строения с сильно развитым процессом замещения.

Таблица 67

Химический состав колумбита

Компоненты	Колумбит				Колумбит-танталит			
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_6	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_6
Nb_2O_5	43,69	0,3288	0,8220	1,31	33,00	0,2482	0,6205	1,03
Ta_2O_5	37,47	0,1696	0,4240	0,68	49,00	0,2218	0,5545	0,92
SiO_2	Необн.	—	—	—	0,05	0,0008	0,0016	—
TiO_2	0,29	0,0036	0,0072	0,01	0,36	0,0045	0,0090	0,02
Al_2O_3	—	—	—	—	0,35	0,0068	0,0102	0,03
FeO	10,42	0,1457	0,1457	0,58	2,92	0,0406	0,0406	0,17
BeO	—	—	—	—	0,0054	0,0002	0,0002	—
MnO	7,61	0,1073	0,1073	0,43	14,50	0,2044	0,2044	0,85
MgO	—	—	—	—	0,03	0,0015	0,0015	0,01
CaO	—	—	—	—	0,08	0,0014	0,0014	0,01
TR_2O_3	—	—	—	—	0,04	0,0002	0,0003	—
WO_3	Необн.	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	99,48		1,5062		100,36		1,4442	
Уд. вес . . .	6,061							
Аналитик и год исследования	Т. А. Бурова, 1945				М. В. Кухарчик, 1956			

Примечание. Образец колумбита взят из среднезернистых пегматитов чистой линии, колумбит-танталита — из пегматитов полнодифференцированного типа.

Таблица 68

Результаты спектрального анализа колумбита
(в %)

Элементы	Колумбит	Колумбит-танталит
Бериллий	0,005	0,005
Скандий	0,005	0,005
Свинец	0,005	0,005
Висмут	0,0025	0,005
Медь	0,005	0,0025
Никель	0,005	—
Рубидий	0,025	—

Нередко колумбит встречается в пегматитах среднезернистой структуры. Кристаллы имеют значительно меньшие размеры (до 0,6×0,8××1,5 см) и распределены довольно неравномерно среди выделений калиевого полевого шпата или развившегося по нему альбита. Колумбит из среднезернистых пегматитов (табл. 67, ан. 1) характеризуется преобладанием ниобия над танталом (отношение 2 : 1) при почти равном молекулярном содержании Fe и Mn.

Иногда колумбит наблюдается в пегматитах, залегающих в гранитном массиве, и в альбит-кварцевых жилах. В первом случае мелкие кристаллы колумбита (до 0,1×0,15×0,3 см) приурочены к зернам микроклина, а во втором — к альбитовой оторочке кварцевых жил.

Обычной ассоциацией для колумбита являются микроклин, гранат, кварц, молибденит и флюорит. Основная часть колумбита образовывалась в раннюю стадию пегматитового процесса, поэтому кристаллы его, как правило, заключены в микроклине, иногда в альбите и гранате, развивающихся по микроклину.

32. Микролит

Микролит встречается редко в виде мелких октаэдрических кристаллов и овальных зерен. Цвет его светло-желтый и красновато-бурый. Приурочен к калиевому полевому шпату гранитных пегматитов. Дебаеграмма микролита является типичной для данного минерала.

33. Молибденит

Молибденит на Изумрудных Копях встречается в качестве второстепенного минерала. Он представлен мелкими чешуйками и идиоморфными табличками гексагональной формы, реже наблюдаются кристаллы. Размер табличек обычно варьирует от 0,5 до 5 см в поперечнике и в единичных случаях до 10 см. В отраженном свете серовато-белый. Сильно анизотропный.

В табл. 69 приводятся химические анализы молибденита из пегматитов чистой линии (ан. 1) и плагиоклазитовых линз десилицированных пегматитов (ан. 2 и 3).

Таблица 69

Химический состав молибденита

Компоненты	Анализ 1		Анализ 2		Анализ 3	
	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества
Mo	59,67	0,6219	60,07	0,6261	60,08	0,6262
S	40,30	1,2570	40,24	1,2551	39,95	1,2461
Se	0,0032	—	0,0058	—	0,0072	—
Te	—	—	0,002	—	0,0023	—
Re	0,0008	—	0,0006	—	0,0055	—
Сумма	99,97		100,31		100,04	

Результаты спектрального изучения пяти образцов молибденита приведены в табл. 70. Из них первые три образца были изучены и химическим путем (1, 2, 3).

Молибденит встречается в пегматитах чистой линии, залегающих как в гранитах, так и в метаморфической толще, а также в десилицированных пегматитах и в пневматолито-гидротермальных образованиях.

В пегматитах чистой линии молибденит обычно приурочен к микроклину, встречается в виде мелкой вкрапленности и иногда таблитчатых выделений размером до 2 см. В десилицированных пегматитах он образует мелкую (до 0,5 см) вкрапленность на контакте плагиоклазитовых тел с флогопитовой зоной. Крупные его выделения (2—5 см, иногда до 10 см в поперечнике) приурочены к плагиоклазитовым ядрам или к

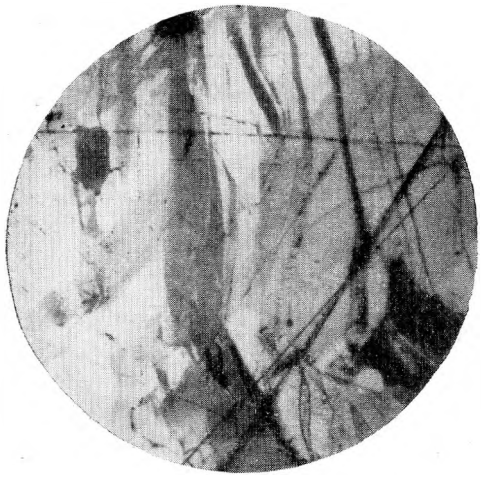
Таблица 70

Результаты спектральных анализов молибденита (в %)

Элементы	Из пегматитов чистой линии	Из десилицированных пегматитов			
	1	2	3	4	5
Бериллий *	—	0,0033	0,02	0,0001	0,0003
Мышьяк	—	—	—	—	0,01
Марганец	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Свинец	0,001	—	0,001	—	—
Олово	—	0,001	—	—	—
Магний	0,0025	0,35	0,020	0,005	0,005
Кремний	0,005	0,01	0,005	0,004	0,004
Германий	—	—	—	—	0,005
Висмут	0,005	0,035	0,020	—	—
Алюминий	0,01	0,04	0,04	0,01	0,01
Медь	0,005	0,020	0,005	0,005	0,005
Серебро	0,0025	—	0,0025	—	—
Никель	—	0,025	—	—	—
Кальций	0,01	0,04	0,05	0,1	0,05
Стронций	0,0005	—	—	0,0005	0,0005

* Бериллий определен количественным спектральным методом.

контакту их с кварцевыми включениями. Наиболее обильная вкрапленность молибденита отмечается в плагиоклазе серовато-зеленого цвета, где он тесно ассоциирует с самородным висмутом. Кроме того, молибденит присутствует в флогопитовой зоне и иногда отмечается в актинолитовых линзах. В пнематолито-гидротермальных жилах молибденит обычно встречается в виде мелких чешуек в кварцевых телах и флогопитовых зонах; только на одном участке вблизи контакта кварцевого тела с плагиоклазом наблюдались крупные (до 5 см) таблитчатые выделения молибденита.



Фиг. 90. Срастание молибденита с самородным висмутом. Увел. 150.

Таким образом, молибденит присутствует во всех жильных образованиях, начиная от высокотемпературных пегматитов до низкотемпературных кварцевых жил. Для него характерна ассоциация: плагиоклаз, самородный висмут, флогопит и актинолит. Часто мелкие таблитчатые кристаллы молибденита залечиваются альбитом и кальцитом. По времени выделения молибденит в десилицированных пегматитах близок к самородному висмуту, с которым он образует тесные срастания (фиг. 90).

Молибденит на Изумрудных Копях в зоне окисления часто замещается повеллитом, ферримолибдитом и молибденовой охрой. Нередко можно видеть пустоты гексагональной или щелевидной формы, покрытые на-

летом молибденовых охр желтого или голубовато-зеленого цвета с сохранившимися иногда остатками чешуек молибденита и повеллита.

В процессе формирования Изумрудных Копей наибольшее количество молибдена было приурочено к легкоподвижной, обогащенной летучими соединениями части пегматитового расплава-раствора. Последний с самого начала характеризовался повышенным содержанием молибдена; кроме того, относительная концентрация этого элемента повышалась при взаимодействии расплава-раствора с вмещающими породами, когда другие компоненты расплава уходили на образование минералов контактных зон. Повышенная концентрация молибдена отмечается также и для более поздних пневматолито-гидротермальных растворов.

34. Повеллит

Повеллит на Изумрудных Копях встречается довольно редко. Наблюдается в тонколистоватых агрегатах (до 1,5—2 см в поперечнике) желтовато-серого и светло-коричневого цвета. Одноосный, положительный. Показатель преломления $N=2{,}02\pm0{,}02$. Повеллит из плагиоклазитовой зоны десилицированных пегматитов был проанализирован спектроскопически (табл. 71).

Таблица 71

Результаты спектрального анализа повеллита

Элементы	Вес. %	Элементы	Вес. %
Бериллий	0,005	Железо	0,1
Марганец	0,005	Висмут	0,0025
Свинец	0,005	Алюминий	0,1
Олово	0,005	Медь	0,005
Магний	0,05	Стронций	0,035
Кремний	0,005	Барий	0,0025

Повеллит обычно приурочен к плагиоклазиту десилицированных пегматитов и образуется в результате окисления молибденита, от которого часто сохраняются лишь отдельные чешуйки. Повеллит в свою очередь замещается молибденовой охрой зеленовато-голубого цвета.

35. Феррimолибдит

Феррimолибдит, являющийся продуктом окисления молибденита, имеет ограниченное распространение. Он приурочен к плагиоклазиту десилицированных пегматитов, в котором имеется большое количество щелевидных пустот, стенки которых окрашены им в серно-желтый или зеленовато-желтый цвет. Размер пустот изменяется от 0,3 до 2 см в поперечнике. Иногда в порошковатой массе феррimолибдита сохраняются отдельные чешуйки молибденита, покрытые тонким налетом этого минерала.

Ассоциирует феррimолибдит с молибденитом, апатитом, бериллом, флюоритом и самородным висмутом.

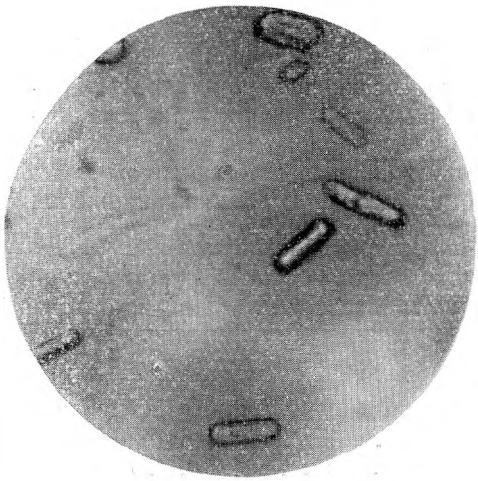
36. Молибденовая охра

Молибденовая охра является конечным продуктом окисления молибденита. Она встречается в плагиоклазитовых ядрах десилицированных

пегматитов, в которых наблюдается большое количество щелевидных пустот, на стенках которых сохранились от выщелачивания незначительные следы зеленовато-голубой охры с чешуйками молибденита.

37. Циркон

Встречается в флогопитовой зоне в виде мельчайших (до 0,01 мм) призматических кристаллов, обычно окруженных плеохроичными двориками (фиг. 91). Спектральный анализ флогопита с наибольшим количеством включений циркона показывает следы циркония.



Фиг. 91. Кристаллы циркона с плеохроичными двориками. Увел. 400. Без анализатора.

Наибольшее количество циркона было встречено в реакционной зоне на контакте диорита с серпентинитами, сложенной феррофлогопитом. Несколько меньше включений циркона содержится в флогопитовых зонах десилицированных пегматитов.

38. Шеелит

Шеелит на Изумрудных Копях обнаружен в виде зернистых агрегатов (до 0,3—0,5 см в поперечнике) зеленовато-желтого цвета в доломитовых прожилках, секущих серпентинит Ассоциирует с фенакитом, флюоритом, ильменитом, пирротином и пиритом.

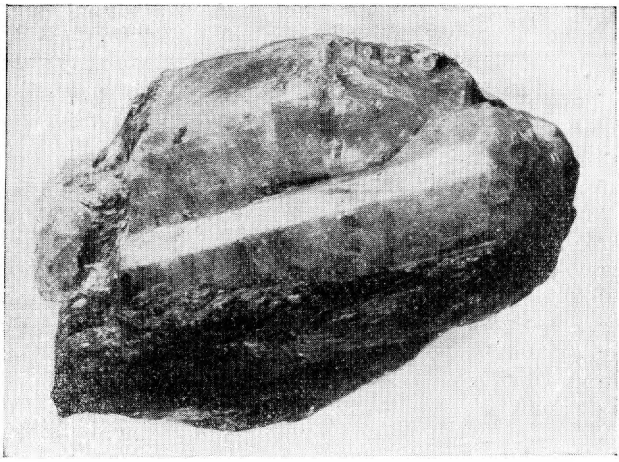
ВТОРОСТЕПЕННЫЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

39. Апатит

Апатит на Изумрудных Копях пользуется широким распространением. Он образует призматические и короткостолбчатые кристаллы размером 1×1,5×4 см, в единичных случаях до 3×4,5×10 см. Иногда наблюдается параллельное срастание кристаллов (фиг. 92); в некоторых случаях они прорастают друг друга (фиг. 93). Довольно часто апатит встречается в виде ксеноморфных зерен (от 0,1 до 5 см в поперечнике). Цвет светло-зеленый, светло-серый с зеленоватым оттенком, серовато-голубой, белый, бледно-фиолетово-розовый, желтый и синевато-зеленый. В некоторых случаях в одном и том же кристалле окраска распределена неравномерно, пятнами. Часто наблюдается зональное окрашивание кристаллов: с периферии окраска светло-серая с зеленоватым оттенком, в центральной части — голубовато-зеленая. Прозрачный до непрозрачного. Удельный вес 3,20—3,22. В шлифе бесцветный. Оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления: No=1,634, Ne=1,631, No—Ne=0,003.

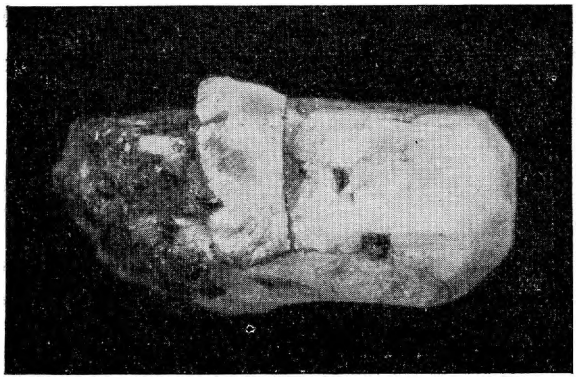
По химическому составу (табл. 72) апатиты Изумрудных Копей относятся к фторапатиту с незначительным количеством редких земель, железа, марганца, а иногда магния и натрия. Состав редких земель, выделенных из апатитов, приведен в табл. 73.

Как видно из приведенных в табл. 73 данных, в составе редких земель апатитов преобладают элементы цериевой группы (85,4—90,7%), в то время как группа иттрия составляет 9,2—13,2%.



Фиг. 92. Параллельное срастание кристаллов апатита.
Увел. в 2 раза.

Пересчет анализов апатита произведен по формуле И. Д. Борнеман (1947): $A_{10}B_6O_{24}X_2$, где A=Ca, Sr, TR, Na, Mg, Mn, Fe; B=P, Si, S; X=F, Cl, OH, O, CO_3.



Фиг. 93. Срастание кристаллов апатита.
Увел. в 2 раза.

В результате пересчета были получены следующие формулы:

Анализ 1. $(Ca_{9,69}Mn_{0,16}Fe^{\cdots}_{0,03}TR_{0,02})_{9,90}P_{6,03}O_{24}F_2$

Анализ 2. $(Ca_{9,85}Mn_{0,02}Fe^{\cdots}_{0,06}TR_{0,01})_{9,94}P_{6,01}O_{24}F_2$

Анализ 3. $(Ca_{9,72}Mn_{0,04}Mg_{0,04}Fe^{\cdots}_{0,05}TR_{0,03}Na_{0,06})_{9,94}P_{6,02}O_{24}(F_{1,95}OH_{0,05})_2$

Спектральным методом в апатитах дополнительно к данным химического анализа были обнаружены элементы, приведенные в табл. 74.

Кроме того, два образца апатита изучались только спектральным методом. Помимо основных компонентов, в одном образце были обнаружены стронций, марганец, а в другом — барий, титан и торий.

Таблица 72

Химический состав апатитов

Компоненты	1. Светло-голубой		2. Светло-зеленый		3. Фиолетово-розовый	
	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества
CaO	53,73	0,9582	54,69	0,9766	54,04	0,9650
P_2O_5	42,29	0,5954	42,25	0,5950	42,38	0,5968
SiO_2	Не обн.	—	Не обн.	—	0,02	0,0003
TiO_2	„ „	—	„ „	—	Не обн.	—
Al_2O_3	„ „	—	Сл.	—	Сл.	—
TR_2O_3	0,21	0,0012	0,20	0,0012	0,50	0,0030
Fe_2O_3	0,20	0,0024	0,33	0,0040	0,29	0,0036
FeO	—	—	Не обн.	—	Не обн.	—
BeO	—	—	—	—	0,0007	—
MnO	1,14	0,0160	0,13	0,0018	0,28	0,0039
MgO	Не обн.	—	Сл.	—	0,14	0,0035
Na_2O	„ „	—	Сл.	—	0,17	0,0054
K_2O	„ „	—	„	—	Сл.	—
Cl	„ „	—	Не обн.	—	0,00	—
F	3,88	0,2042	3,73	0,1963	3,68	0,1936
H_2O^+	Не обн.	—	0,10	0,0110	0,16	0,0176
Сумма	101,45		101,43		101,66	
$O = -F_2$	—1,63		—1,57		—1,54	
	99,82		99,86		100,12	
Уд. вес	3,206		3,220		3,21	
Аналитик	М. Е. Казакова					

Таблица 73

Результаты рентгеновских анализов * редких земель, выделенных из апатитов (в %)

Элементы	Анализ 1 **	Анализ 2	Анализ 3
Лантан	22	21	16
Церий	46	44	37
Празеодимий	6	5,2	7,3
Неодимий	15	15	21
Самарий	2	4,9	3,6
Европий	0	0,6	0,5
Гадолиний	4	4,9	3,3
Тербий	~0,6	0,7	0,5
Диспрозий	3	3,0	2,2
Гольмий	~0,5	0,5	0,4
Эрбий	1	0,8	0,9
Туллий	~0,1	0,1	0,2
Иттербий	—	0,6	0,6
Лютеций	—	0,1	0,1
Иттрий	—	—	~5

* Точность анализов 2 и 3=5—7%, анализа 1=10—15% (от определяемой величины).

** Номера анализов соответствуют номерам анализов в табл. 72.

Таблица 74

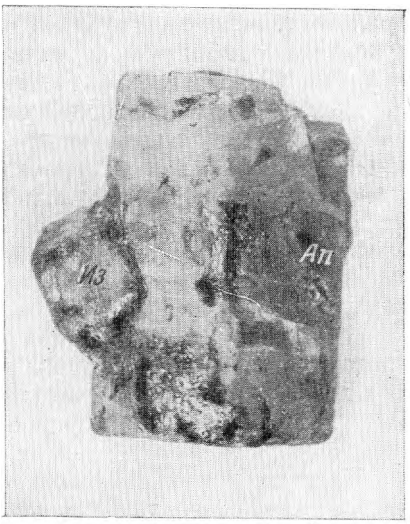
Результаты спектрального анализа апатитов (в %)

Элементы	Анализ 1	Анализ 2	Анализ 3
Бериллий *	0,0001	0,002	0,001
Свинец	0,001	—	0,001
Олово	0,005	—	0,005
Галлий	0,001	—	—
Висмут	0,0025	—	0,0025
Молибден	0,020	—	0,025
Медь	0,0025	0,0025	0,0005
Никель	0,005	0,005	—
Стронций	0,0025	0,005	0,20
Хром	—	0,005	—

* Бериллий определен количественным спектральным методом.

Одинаковое количество редких земель и отдельных элементов, составляющих эту группу, а также довольно постоянное количество фтора при полном отсутствии хлора в апатитах из пегматитов чистой линии и пегматитов линии скрещения свидетельствуют о генетическом родстве этих апатитов. Несколько повышенное содержание элементов группы редких земель (TR=0,5%) и иные соотношения отдельных элементов наблюдаются в апатите из пневматолито-гидротермальных жил.

Апатит в пегматитах линии скрещения по сравнению с пегматитами чистой линии более распространен и образует более крупные зерна, часто хорошо ограненные кристаллы. Основная масса его приурочена к флогопитовой и хлоритовой зонам или к их контакту. Несколько реже апатит наблюдается в плагиоклазитовых или мусковит-флюоритовых линзах десилицированных пегматитов. Реже апатит встречается в пегматитах чистой линии и пневматолито-гидротермальных жилах. Микроскопически апатит наблюдался в вмещающих породах — амфиболовых гнейсах и диоритах.



Фиг. 94. Обрастание кристалла изумруда *(Из)* апатитом *(Ап)*. Увел. в 2 раза.

Для апатита десилицированных пегматитов характерна следующая ассоциация: фенакит, берилл, хризоберилл, турмалин, флюорит и мусковит. По времени выделения апатит является более поздним, чем турмалин, фенакит, изумруд, берилл, хризоберилл, так как обычно выполняет промежутки между ними, в некоторых случаях апатит обрастает изумруд (фиг. 94).

Наличие трещин в апатите, залеченных флюоритом, мусковитом, кварцем, хлоритом и флогопитом, свидетельствует о более раннем его выделении по отношению к этим минералам.

40. Гранат

Гранат встречается в незначительных количествах. Он представлен мелкими, хорошо образованными кристаллами (0,5—1,0 мм), более крупные кристаллы и ксеноморфные зерна (1,5×2,0 см) встречаются редко. Наиболее распространенные формы — ромбический додекаэдр (110) и тетрагон-триоктаэдр (211). Цвет буровато-красный, вишнево-красный и желтовато-розовый. Прозрачный до полупрозрачного. Изотропен. Удельный вес желтовато-розовой разности 4,089, буровато-красной 4,275; показатель преломления соответственно 1,879 и 1,804.

Пересчет химических анализов граната (табл. 75, ан. 1 и 2) приводит к следующим формулам:

Анализ 1. $(Mn_{1,96}Fe^{\cdot\cdot}_{0,48}Mg_{0,08}Ca_{0,23}Na_{0,06}K_{0,09})_{2,90}\ (Al_{2,02}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,03})_{2,05}\ [Si_{3,05}O_{12}]$

(74% спессартиновой молекулы, 19% альмандиновой и 7% гроссуляровой).

Анализ 2. $(Mn_{1,32}Fe^{\cdot\cdot}_{1,49}Ca_{0,08})_{2,89}\ (Al_{1,99}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,08})_{2,07}\ [Si_{3,00}O_{12}]$

(44% спессартиновой молекулы, 54% альмандиновой и 2% гроссуляровой).

В анализах 3 и 4 содержание спессартиновой молекулы соответственно 46,0 и 46,6%, альмандиновой — 52,6 и 51,8%, гроссуляровой — 1,4 и 1,6%. Таким образом, на Изумрудных Копях можно выделить два типа гранатов: спессартин и спессартин-альмандин.

Гранаты из пегматитов чистой линии были проанализированы спектральным методом (табл. 76). В спессартине в отличие от спессартин-альмандина обнаружено незначительное количество ванадия (0,005%) и хрома (0,025%).

Наиболее распространен спессартин-альмандин, в качестве второстепенного минерала присутствующий как в вмещающих породах (граните, амфиболите), так и в пегматитах чистой линии. Содержание его в амфиболитах иногда достигает 35—50% от всей породы. Обогащение амфиболита гранатом наблюдалось нами вблизи контакта с гранитной интрузией. Гранат здесь представлен плохо образованными кристаллами (до 0,5 см в поперечнике) буровато-красного цвета. В шлифах сильно замещен хлоритом.

В пегматитах чистой линии спессартин-альмандин приурочен к аплитовидным зонам, слагающим периферийные части этих пегматитов, или к альбитизированным участкам микроклина. Встречается в виде мелких хорошо образованных кристаллов (0,5 мм) красновато-бурого цвета.

Наличие граната спессартин-альмандинового ряда в пегматитах чистой линии, залегающих как в самом гранитном массиве (табл. 75, ан. 3), так и в породах кровли — амфиболовых гнейсах (табл. 75, ан. 2, 4), косвенно может указывать на генетическую связь этих пегматитовых образований с гранитом и друг с другом.

Спессартин присутствует в пегматитах чистой линии дифференцированного типа. Он приурочен к мелкочешуйчатой мусковитовой или альбит-мусковитовой зонам, образовавшимся в процессе замещения пегматита поздними растворами. В отличие от спессартин-альмандина образует более крупные, обычно корродированные кристаллы (до 0,5—2,0 см) желто-розового цвета. В шлифах наблюдалось замещение его альбитом и мелкочешуйчатым мусковитом.

Присутствие марганцовистой разности граната (спессартина) в дифференцированных пегматитах чистой линии свидетельствует о большей концентрации марганца в процессе их образования по сравнению с пегматитами простого строения.

Таблица 75

Химический состав гранатов из пегматитов чистой линии

Компоненты	Анализ 1				Анализ 2				Анализ 3		Анализ 4	
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{12}	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{12}	вес. %	атомные количества катионов	вес. %	атомные количества катионов, рассчитанные на O_{12}
SiO_2	37,62	0,6264	1,2528	3,05	36,24	0,6067	1,2134	3,00	35,85	0,5969	36,12	0,6013
TiO_2	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	21,13	0,4146	0,6219	2,02	20,59	0,4038	0,6057	1,99	16,30	0,3196	16,15	0,3168
Fe_2O_3	0,52	0,0066	0,0099	0,03	1,37	0,0170	0,0255	0,08	24,92	0,3120	24,63	0,3084
FeO	7,03	0,0978	0,0978	0,48	21,71	0,3022	0,3022	1,49				
BeO	0,0025	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	28,52	0,4021	0,4021	1,96	19,00	0,2678	0,2678	1,32	21,80	0,3072	22,13	0,3119
MgO	0,65	0,0161	0,0161	0,08	Сл.	—	—	—	0,40	0,0099	0,37	0,0091
CaO	2,64	0,0471	0,0471	0,23	0,93	0,0165	0,0165	0,08	0,66	0,0117	0,74	0,0132
Na_2O	0,44	0,0142	0,0071	0,06	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,88	0,0186	0,0093	0,09	„ „	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	„ „	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	—	—	—	—	„ „	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,71		2,4641		99,84		2,4311		99,93		100,14	
Аналитик	И. С. Разина				М. Е. Казакова				К. А. Власов (1938_2)			

Примечание. Ан. 1 — из альбит-мусковитовой зоны пегматитов чистой линии дифференцированного типа, ан. 2 и 4 — из альбитизированных участков среднезернистых пегматитов в метаморфической толще, ан. 3 — из пегматитов, залегающих в гранитном массиве.

Таблица 76

Результаты спектральных анализов гранатов (в %)

Элементы	Спессартин	Спессартин-альмандин			
	1	2	3	4	5
Бериллий	0,0005	—	0,0005	—	—
Олово	0,005	0,005	0,005	0,01	0,005
Галлий	0,005	0,005	0,001	0,005	0,005
Германий	0,005	0,01	0,001	0,04	0,005
Висмут	0,0025	—	0,0025	0,005	—
Ванадий	0,005	—	—	—	—
Титан	0,05	0,005	0,025	—	—
Медь	0,0005	0,005	0,020	0,0005	0,005
Серебро	—	—	0,0005	—	—
Цинк	0,005	0,025	0,025	0,05	0,025
Никель	0,025	0,005	0,025	—	0,005
Цирконий	0,025	—	0,005	—	—
Хром	0,025	—	—	—	—
Барий	—	—	0,0025	—	—

Наличие граната в пегматитах чистой линии и отсутствие его в десилицированных пегматитах дает повод некоторым исследователям (Успенский, 1937) считать, что эти пегматиты являются производными разных магм. Однако это не убедительно, так как в десилицированных пегматитах гранат может не образовываться вследствие вхождения его составных частей в минералы контактных зон.

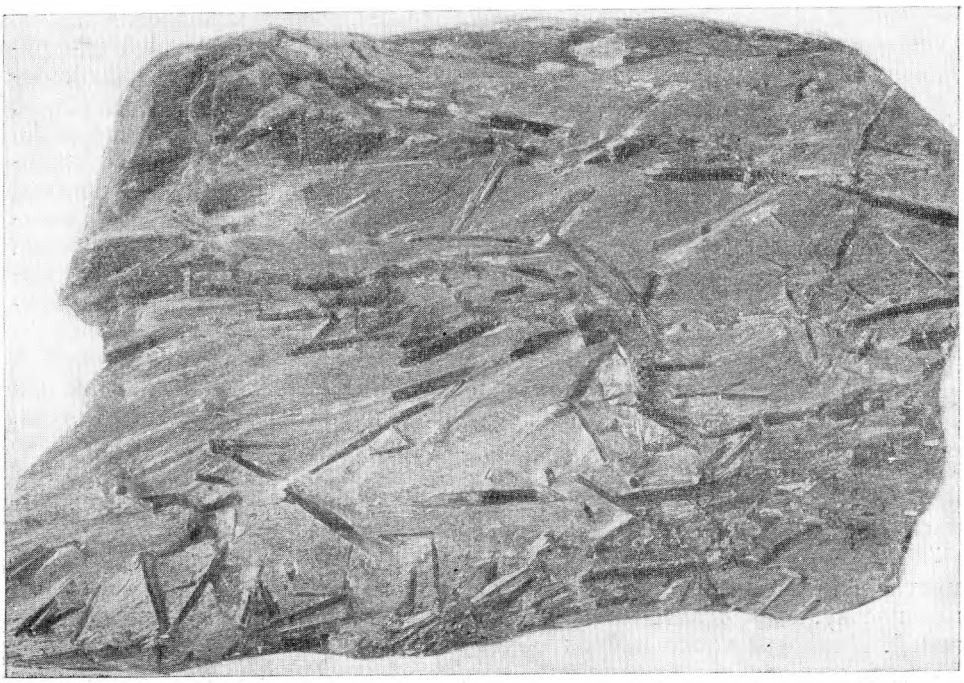
41. Турмалин

Турмалин в незначительных количествах встречается часто; в некоторых жилах он играет роль главного породообразующего минерала. Присутствует в виде хорошо образованных призматических и игольчатых кристаллов (фиг. 95), а также в виде радиально-лучистых (размером 4×9 см) и шестоватых агрегатов (фиг. 96).

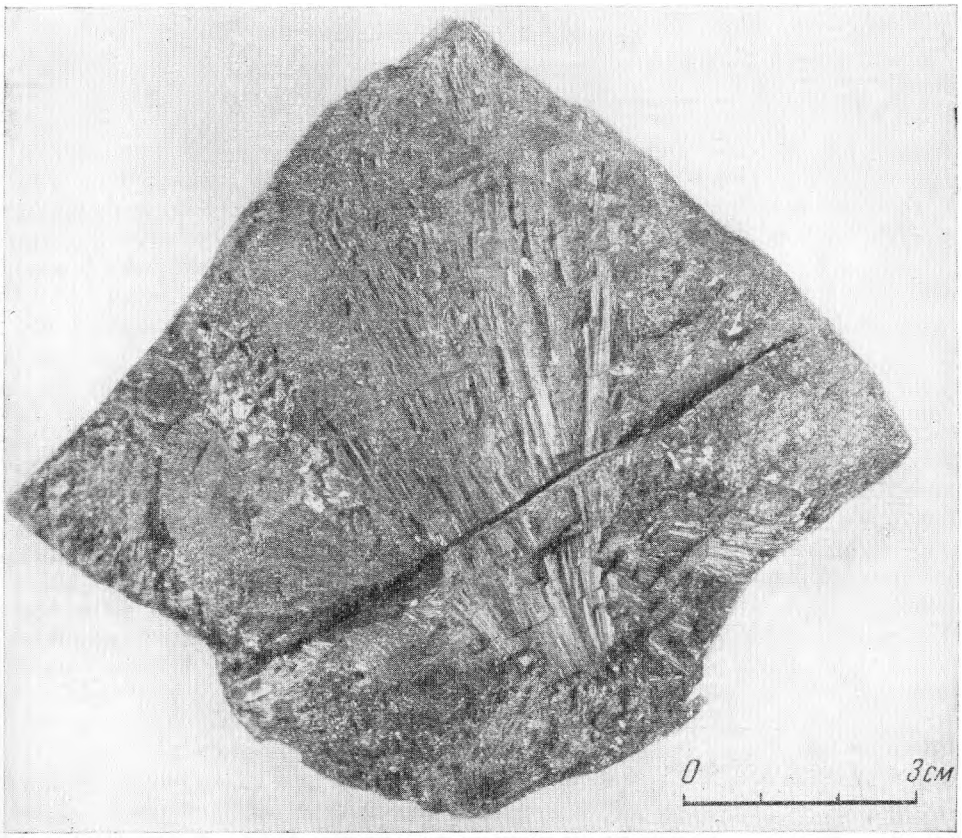
На призматических гранях нередко наблюдается хорошо выраженная вертикальная штриховка. Кристаллы часто трещиноваты, причем трещины залечены флогопитом, плагиоклазом и флюоритом. Иногда турмалин содержит большое количество включений плагиоклаза, ильменита и мусковита. Цвет черный, буровато-черный. Удельный вес 3,08. В шлифах турмалин обладает резко выраженным плеохроизмом.

Можно выделить две разновидности турмалина. Для одной из них характерен плеохроизм от бурого цвета по No до светло-желтого, почти бесцветного по Ne. Показатели преломления: No=1,656, Ne=1,634, No—Ne=0,022 [1]. Другая плеохроирует от сине-зеленого или зеленого по No до бесцветного по Ne. Показатели преломления: No=1,648, Ne=1,625, No—Ne=0,023. Часто наблюдается зональное строение кристаллов (фиг. 97) с чередованием зон различной окраски, число которых иногда достигает 5—8. Ядро кристаллов обычно окрашено в желтый цвет, а периферическая часть — сине-зеленого цвета различной интенсивности. Минерал оптически одноосный, отрицательный. Химически был проанализирован из плагиоклазитовой части десилицированных пегматитов (табл. 77). Пересчет химического анализа свидетельствует о принадлежности исследованного турмалина к шерл-дравиту, в котором Mg частично замещен на Fe''.

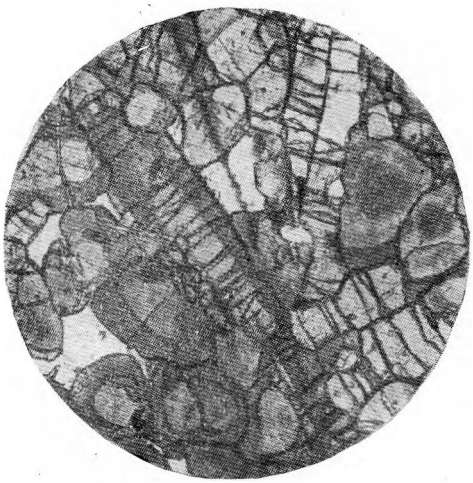
[1] См. химический анализ табл. 77.



Фиг. 95. Кристаллы турмалина в флогопитовом сланце. Натур. вел.



Фиг. 96. Радиально-лучистые выделения турмалина. Натур. вел.



Фиг. 97. Зональное строение кристаллов турмалина. Увел. 20. Без анализатора.

Спектральным анализом в этом турмалине дополнительно обнаружены никель, хром, ванадий, бериллий, кобальт, галлий, цинк, стронций и свинец. Кроме того, спектральным методом проанализированы три образца турмалина из флогопитовых зон десилицированных пегматитов, в которых, помимо главных компонентов, были установлены элементы, перечисленные в табл. 78.

Турмалин встречается как в пегматитах чистой линии, так и в десилицированных пегматитах. В первых он наиболее широко распространен в южной части изумрудоносной полосы. Игольчатые и тонкопризматические кристаллы турмалина черного цвета в пегматитах чистой линии слагают оторочки (до 3—5 см мощности), на контакте полевошпатово-кварцевого тела с флогопитовой зоной. Иногда в последней он образует прожилки и желваки (до 10—15 см в поперечнике) радиально-лучистого строения. В десилицированных пегматитах турмалин приурочен главным образом к флогопитовым

Таблица 77

Химический состав турмалина

Компоненты	Вес. %	Атомные количества
SiO_2	35,46	0,5904
TiO_2	0,28	0,0035
Al_2O_3	33,88	0,6646
Cr_2O_3	Не обн.	—
Fe_2O_3	0,51	0,0062
FeO	4,85	0,0675
MnO	0,09	0,0012
MgO	7,37	0,1827
CaO	1,43	0,0255
Na_2O	2,18	0,0702
K_2O	Сл.	—
B_2O_3	10,16	0,2916
Cl	Не обн.	—
F	1,11	0,0584
H_2O^+	2,64	0,2932
H_2O^-	0,26	0,0288
Сумма	100,22	
$O = -F_2$	—0,46	
	99,76	
Аналитик	М. Е. Казакова	

и флогопиттремолитовым зонам, а также к контакту их с плагиоклазитовыми линзами, реже встречается в последних. В некоторых участках наибольшее количество турмалина в флогопитовых зонах приурочено к апикальным частям десилицированных пегматитов.

В этих случаях он, помимо отдельных призматических кристаллов, образует желваки до 8—10 см в поперечнике, тесно ассоциирует с фенакитом и хризобериллом.

Таблица 78

Результаты спектрального анализа турмалина (в %)

Элементы	Анализ 1	Анализ 2	Анализ 3
Бериллий*	0,045	0,0025	0,01
Марганец	0,01	0,01	0,005
Свинец	0,001	0,001	—
Олово	0,005	0,001	—
Галлий	0,01	0,01	0,001
Ванадий	0,05	0,05	0,03
Титан	0,05	0,005	0,25
Литий	0,1	0,05	—
Цинк	0,05	—	—
Кобальт	0,05	0,01	0,05
Никель	0,10	0,05	0,10
Цирконий	—	—	0,05
Стронций	0,005	0,020	0,035
Хром	0,10	—	0,25

* Бериллий определен количественным спектральным анализом.

Обычная ассоциация для турмалина — флогопит, Be-маргарит, флюорит, плагиоклаз, апатит, фенакит, хризоберилл и берилл. По времени выделения он является более ранним, чем перечисленные выше минералы, которые или залечивают трещины в нем или выполняют промежутки между его кристаллами.

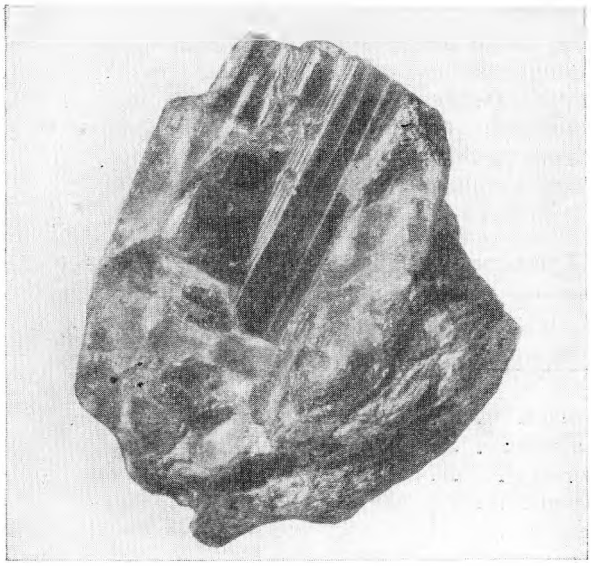
В гидротермальную стадию иногда наблюдается замещение турмалина кварцем и мусковитом.

42. Топаз

Топаз в Изумрудных Копях является редким минералом. Он встречается в виде призматических кристаллов (размером до 1,5×2,0×5,0 см), реже зернистых выделений. На гранях кристаллов иногда наблюдается хорошо выраженная вертикальная штриховка (фиг. 98). Они часто трещиноваты, трещины залечены мусковитом и флюоритом. Цвет винно-желтый, реже соломенно-желтый и серовато-белый. Прозрачный до полупрозрачного. Удельный вес 3,521. В шлифе бесцветный. Двуосный, оптически положительный. Показатели преломления: $Ng=1{,}629$, $Np=1{,}621$, $Ng-Np=0{,}008$; $2V=+65°$.

Пересчет результатов химического анализа топаза (табл. 79) приводит к обычной формуле $Al_2[SiO_4][F, OH]_2$.

Спектральным методом в топазе дополнительно обнаружены: германий, кальций (0,04%), никель, хром (0,025%), магний (0,02%), марганец, титан (0,005%) и медь (0,0025%).



Фиг. 98. Кристалл топаза в флогопите. Натур. вел.

Топаз встречается в флогопитовой зоне десилицированных пегматитов. Ранее в этой же зоне в виде разъеденных кристаллов (до 3 см в длину) он отмечался А. Е. Ферсманом (1925). В ассоциации с топазом

Таблица 79

Химический состав винно-желтой разности топаза*

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на (O, OH, F)$_8$
SiO_2	32,67	0,5440	1,0880	1,00
TiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	54,47	1,0686	1,6029	1,97
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3	0,22	0,0028	0,0042	0,01
BeO	0,0014	—	—	—
MnO	Не обн.	—	—	—
MgO	„ „	—	—	—
CaO	„ „	—	—	—
Cl	„ „	—	—	—
F	19,18	—	0,5048	—
H_2O^+	1,08	—	0,0599	—
Сумма	107,62			
$O = -F_2$	—8,07			
	99,55			
Уд. вес	3,521			
Аналитик	М. Е. Казакова, 1957 г.			

* Образец взят из мусковит-флюоритовой линзы десилицированных пегматитов

наблюдаются берилл, флюорит, флогопит, фуксит и мусковит. По времени выделения он более ранний, чем флюорит, флогопит и мусковит, которые залечивают в нем трещины.

Иногда топаз выполняет промежутки между кристаллами берилла или обрастает их, что свидетельствует о более позднем его образовании.

Незначительное количество топаза на Изумрудных Копях, несмотря на большие концентрации фтора в пегматитовом процессе, можно объяснить тем, что при внедрении пегматитового расплава-раствора в богатые железом и магнием вмещающие породы создаются благоприятные условия для образования флогопита, который и поглощает почти весь фтор.

43. Клиногумит

Клиногумит мало распространен. Образует пластинчатые агрегаты (0,8×1 см) и мелкие зерна. Цвет желто-бурый и красновато-бурый; от полупрозрачного до просвечивающего по краям. Хрупкий. Удельный вес 3,148. В шлифах можно наблюдать хорошо выраженное полисинтетическое двойникование. Плеохроизм ясный: Ng — красновато-оранжевый, Nm — оранжево-желтый, Np — светло-желтый (почти бесцветный). Оптически двуосный, положительный; cNp=7—10°, Ng=1,650, Nm=1,635, Np=1,622, Ng—Np=0,028; 2V=88° (рассчитано).

Как видно из данных химического анализа (табл. 80), изоморфными примесями в клиногумите являются железо, марганец и титан, вероятно замещающие магний. Пересчет результатов химического анализа клиногумита указывает на несколько повышенное содержание двухвалентных катионов.

Изучая клиногумит с Южного Урала, И. Д. Борнеман и В. С. Мясников (1950) пришли к выводу, что в этом минерале не Ti замещает Si, а группа TiO_2 замещает группу MgF_2, что не противоречит нашему фактическому материалу, так как процесс образования клиногумита протекал в ультраосновных породах в условиях привноса фтористых соединений.

Дополнительно к химическому анализу спектральным методом в нем определены: олово (0,005%), медь (0,0025%), цинк (0,025%), кобальт (0,005%) и никель (0,10%).

Клиногумит встречен в виде прожилков, секущих в различных направлениях серпентиниты. Прожилки до 2 см мощностью состоят из пластинчатого и мелкозернистого клиногумита желто-бурого цвета, а также значительного количества антигорита и талька.

Иногда обнаруживаются зерна фенакита (до 0,3 см) и магнетита. Нередко клиногумит в серпентинитах и тальковых сланцах развивается по оливину.

Нахождение клиногумита в прожилках, секущих серпентиниты, в ассоциации с фенакитом, свидетельствует о том, что этот минерал образуется в результате воздействия фтористых соединений на серпентиниты.

В флогопитовых реакционных зонах клиногумит не встречается, так как фтор и другие компоненты, необходимые для его образования, связываются в флогопите.

Таблица 80

Химический состав клиногумита

Компоненты	Вес. %	Атомные количества
SiO_2	33,41	0,5562
TiO_2	0,45	0,0056
Al_2O_3	Не обн.	—
Cr_2O_3	„ „	—
Fe_2O_3	„ „	—
FeO	10,92	0,1520
BeO	0,0036	—
MnO	1,06	0,0150
MgO	50,48	1,2519
CaO	Не обн.	—
Na_2O	„ „	—
K_2O	„ „	—
F	3,77	0,1984
H_2O^+	1,50	0,1666
H_2O^-	0,11	0,0122
Сумма	101,70	
$O=-F_2$	—1,59	
	100,11	
Аналитик	М. Е. Казакова	

44, Эпидот

Эпидот представлен призматическими кристаллами и мелкозернистыми агрегатами. Размер кристаллов варьирует от 0,3×0,4×1,2 до 2×3,5 см, в единичных случаях достигает 1,5×8 см. Цвет зеленовато-бурый, серовато-желтый и зеленый. Прозрачный до полупрозрачного. Удельный вес 3,378. В шлифах желтый и лимонно-желтый. Плеохроизм ясный: Ng — лимонно-желтый, Nm — светло-желтоватый и Np — бесцветный. Оптически двуосный, отрицательный. Дисперсия осей ясная: $\varrho > v$ · 2V = 64°. Показатели преломления: Ng = 1,749, Nm = 1,741, Np = 1,721, Ng—Np = 0,028.

Пересчет химического анализа эпидота (табл. 81) приводит к формуле: $Ca_{2,07}(Al_{0,20}Cr_{0,06}Fe^{\cdots}_{0,66}Fe^{\cdot\cdot}_{0,04}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{0,98}Al_2[O, OH, SiO_4(Si_2O_7)]$.

Отмечаются примеси хрома, титана, марганца, изоморфно замещающие алюминий.

Спектральным методом дополнительно к данным химического анализа в эпидоте обнаружены: ванадий (0,2%), стронций (0,05%), никель (0,025%), олово, галлий, медь (0,005%) и барий (0,0025%). Количественным спектральным анализом установлено содержание окиси бериллия (0,01%).

Эпидот в виде крупных призматических кристаллов зеленовато-бурого цвета приурочен к плагиоклаз-кальцитовым прожилкам, секущим актинолитовые зоны. Иногда он в виде зернистых агрегатов в тесной ассоциации с кальцитом, флюоритом и бавенитом присутствует в плагиоклазитовых прожилках, секущих амфиболиты. В таких случаях эпидот выполняет промежутки между лучистыми выделениями бавенита, что свидетельствует о более позднем его образовании. Иногда эпидот развивается по плагиоклазу в плагиоклазитовых прожилках, секущих диориты и амфиболиты.

Таблица 81

Химический состав зеленовато-бурого эпидота *

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на (O, OH) 13
SiO_2	37,77	0,6295	1,2590	2,99
TiO_2	0,19	0,0023	0,0046	0,01
Al_2O_3	23,65	0,4640	0,6960	2,20
Cr_2O_3	1,05	0,0136	0,0204	0,06
Fe_2O_3	11,10	0,1390	0,2085	0,66
FeO	0,67	0,0093	0,0093	0,04
MnO	0,08	0,0011	0,0011	0,01
MgO	Не обн.	—	—	—
CaO	24,47	0,4369	0,4369	2,07
Na_2O	Не обн.	—	—	—
K_2O	„ „	—	—	—
H_2O^+	1,80	—	0,0999	—
H_2O^-	0,07	—	—	—
Сумма	100,85		2,7357	
Аналитик	М. Е. Казакова			

*Образец взят из плагиоклаз-кальцитовых прожилков.

45. Цоизит

Цоизит встречен только на одном участке в виде радиально-пластинчатого агрегата розовато-красного цвета, приуроченного к плагиоклазитовой линзе десилицированных пегматитов. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный, положительный. Показатели преломления: Ng = 1,706, Np = 1,701, Ng—Np = 0,005. Погасание прямое.

46. Клиноцоизит

Клиноцоизит встречается редко; обычно развивается по плагиоклазу. Он образует мелкие зерна (до 0,1 см) или агрегаты зерен (0,1 × × 0,3 см) серовато-желтого и соломенно-желтого цвета в прожилках плагиоклаза, секущих амфиболиты и диориты. Показатели преломления: Ng = 1,726, Nm = 1,719, Np = 1,717, Ng—Np = 0,009, cNg = 4—9°; 2V = 60° (рассчитано). Оптически положительный. Ассоциирует с бавенитом и железистым прохлоритом.

47. Сфен

Сфен присутствует в незначительных количествах. Обычно мелкозернистый и пластинчатый. Размер пластинок до 0,5 × 1,0 см. Цвет темно-бурый и буровато-желтый. От прозрачного до просвечивающего. Удельный вес 3,49. В шлифе слабо плеохроирует в буроватых тонах. Оптически двуосный, положительный. Показатели преломления определены при помощи сплавов (табл. 82).

В табл. 83 приведены результаты химического анализа темно-бурого сфена из хлоритовой зоны десилицированных пегматитов.

В результате пересчета химического анализа получена формула: $(Ca_{1,63}Na_{0,01})_{1,64}(Ti_{0,79}Mg_{0,02}Al_{0,22}Fe^{\cdots}{}_{0,01})_{1,04}[Si_{1,01}O_4]O$. Высокое содержание глинозема указывает на разновидность сфена — гротит, в которой

Таблица 82

Показатели преломления темно-бурой разности сфена

Место взятия	Ng	Np	Ng—Np
Из хлоритовой зоны десилицированных пегматитов	1,99	1,89	0,10
Из плагиоклазитовых прожилков, секущих амфиболиты	2,00	1,87	0,13

значительная часть титана замещена алюминием. Спектральным методом, в дополнение к данным химического анализа, обнаружены ванадий и марганец. Кроме того, был произведен спектральный анализ сфена из альбитовых прожилков, секущих диорит, в котором, помимо кальцита, кремния и титана, были обнаружены алюминий (1%), железо (0,1%), марганец (0,01%), магний, ванадий и хром (0,05%). Редкие земли в обоих образцах сфена не установлены.

Таблица 83

Химический состав сфена

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_5
SiO_2	30,79	0,5127	1,0254	1,01
TiO_2	31,95	0,3999	0,7998	0,79
Al_2O_3	5,80	0,1138	0,1707	0,22
Fe_2O_3	0,45	0,0056	0,0084	0,01
MgO	0,45	0,0112	0,0112	0,02
CaO	29,28	0,5221	0,5221	1,03
Na_2O	0,23	0,0074	0,0037	0,01
K_2O	Сл.	—	—	—
H_2O^-	0,04	—	—	—
П. п. п.	0,64	—	—	—
Сумма	99,63		2,5413	
Аналитик	Л. Б. Тумилович			

Сфен встречается в хлоритовой зоне десилицированных пегматитов и в плагиоклазитовых прожилках, секущих амфиболиты и диориты. В хлоритовой зоне он присутствует в виде пластинчатых выделений темно-бурого цвета, размером 0,5×1,0 см. Ассоциирует с фенакитом и ильменитом. По времени выделения сфен более поздний, чем фенакит, промежутки между кристаллами которого он выполняет. В плагиоклазитовых прожилках встречается мелкозернистый сфен буровато-желтого цвета в ассоциации с бавенитом, эпидотом и прохлоритом. Он является более ранним, чем минералы, с ним ассоциирующие. Иногда сфен образует корки на кристаллах альбита, выполняющих трещины в диорите.

48. Антигорит

Антигорит на Изумрудных Копях является породообразующим минералом серпентинитов и иногда метаморфизованных дунитов. Развивается по оливину с образованием петельчатой микротекстуры. В шлифе

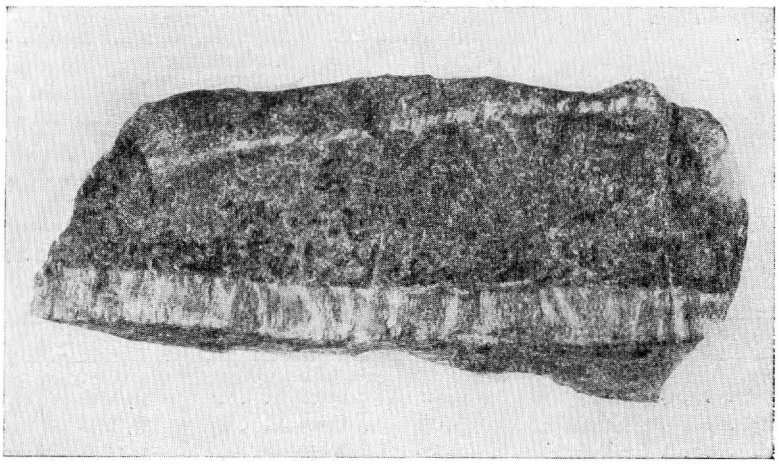
представлен мелкими бесцветными чешуйками, реже шестоватыми листочками, располагающимися по трещинам в оливине и тремолите. Оптически двуосный, отрицательный. Показатели преломления: Ng=1,577, Np=1,568, Ng—Np=0,009.

49. Хризотил

Хризотил, так же как и антигорит, встречается только во вмещающих породах — дунитах и серпентинитах, но характеризуется значительно меньшим распространением. Развивается по трещинам в оливине и иногда в тремолите.

50. Роговообманковый асбест

Наблюдается в незначительных количествах. Он образует прожилки (до 4—5 см мощности), секущие серпентиниты (фиг. 99) и перидотиты,



Фиг. 99. Прожилки роговообманкового асбеста в серпентините. Натур. вел.

которые вблизи них интенсивно отальк ованы. Прожилки состоят из тонких волокон серовато-белого и светло-зеленого цвета, ориентированных перпендикулярно к стенкам трещин.

51. Пренит

Пренит встречается очень редко и в незначительных количествах. Он образует почковидные выделения и радиально-пластинчатые агрегаты. Размер выделений варьирует от 0,5 до 1,5 см. Цвет желтовато-серый, серовато-зеленый и желтовато-розовый, различной интенсивности. Прозрачный до полупрозрачного. В шлифах бесцветный. Оптически двуосный, положительный. Показатели преломления: Ng=1,645, Nm=1,625, Np=1,615, Ng—Np=0,030; $2V=+72°$.

Химический состав минерала (табл. 84) хорошо укладывается в теоретическую формулу: $Ca_2Al_2[Si_3O_{10}][OH]_2$.

Спектральным методом, в дополнение к данным химического анализа, в пренте обнаружены галлий (0,1%), бериллий (0,05%), молибден (0,025%), марганец (0,01%), никель, магний (0,005%), медь (0,0025%), стронций (0,0005%).

Таблица 84

Химический состав желтовато-розового пренита из десилицированных пегматитов

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на $(O, OH)_{12}$
SiO_2	43,50	0,7243	1,4486	2,98
TiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	24,83	0,4892	0,7338	2,01
Cr_2O_3	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3	0,32	0,0040	0,0060	0,02
CaO	27,00	0,4813	0,4813	1,98
H_2O^+	4,51	—	0,2503	—
H_2O^-	0,43	—	—	—
Сумма	100,59		2,9200	—
Аналитик	М. Е. Казакова			

Содержание бериллия в пренite, определенное из отдельной навески химиком С. Н. Федорчук, составляет 0,039%.

Результаты спектрального анализа двух образцов пренита из десилицированных пегматитов приведены в табл. 85.

Таблица 85

Результаты спектральных анализов пренита (в %)

Элементы	Анализ 1	Анализ 2	Элементы	Анализ 1	Анализ 2
Бериллий *	0,03	0,02	Медь . . .	0,020	0,0025
Марганец	0,01	0,01	Цинк . . .	0,025	—
Свинец	0,001	—	Кобальт . .	0,005	—
Магний	1,0	0,035	Никель . .	0,025	0,025
Галлий	0,005	0,01	Стронций .	0,0025	0,0025
Германий	—	0,001	Хром . . .	—	0,005
Титан	—	0,005	Барий . . .	—	0,0025

* Бериллий определен количественным спектральным методом.

Пренит на Изумрудных Копях встречается в плагиоклазитовых линзах десилицированных пегматитов, иногда в плагиоклазовых прожилках, секущих амфиболиты и диориты. Он, как правило, развивается по плагиоклазу и выполняет в нем пустоты. Ассоциирует с бериллом, флюоритом, факолитом, бавенитом и фенгитом. Взаимоотношения пренита с сопровождающими минералами свидетельствуют о его низкотемпературном происхождении. Он образовался позже вышеперечисленных минералов, за исключением фенгита и факолита, которые обычно нарастают на почковидные выделения пренита.

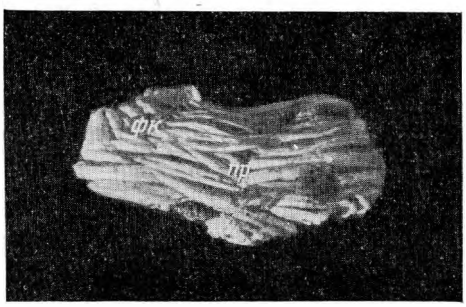
52. Десмин

Впервые найден К. К. Матвеевым в 1923 г. в виде щеточек в пустотах пегматита. Согласно данным А. К. Подногина за 1941 г., он присутствует в пустотах плагиоклаза в виде радиально-лучистых столбча-

тых агрегатов зеленовато-серого цвета. Нами на Изумрудных Копях десмин не наблюдался. Приведенное указанными авторами описание десмина весьма сходно с пренитом.

53. Факолит

Факолит на Изумрудных Копях встречен нами впервые в плагиоклазитовых линзах десилицированных пегматитов. Он образует мелкие кристаллы (до 0,1 см), часты двойники. Иногда наблюдаются агрегаты кристаллов до 0,4 см в поперечнике. Цвет буроватый. Блеск стеклянный, прозрачный. В шлифе бесцветный. Оптически двуосный. N=1,489. Двупреломление равно 0,002—0,003. Из-за недостатка материала химический анализ не производился.



Фиг. 100. Кристаллы факолита (*фк*), нарастшие на пренит (*пр*). Увел. в 4 раза.

Спектральным анализом в факолите из плагиоклазитовых жил, помимо кальция, кремния и алюминия, были обнаружены: барий, магний (0,05%), стронций (0,005%), марганец (0,001%), бериллий, серебро и медь (0,0005%).

Факолит в ассоциации с фенгитом выполняет пустоты в плагиоклазе, а иногда нарастает на выделениях пренита (фиг. 100). Ассоциирует с бериллом, пренитом, апатитом, флюоритом и фенгитом. По времени выделения является наиболее поздним.

54. Рутил

Рутил встречен в виде призматических кристаллов с хорошо выраженной вертикальной штриховкой, размером до 0,8×1×3 см. Часто наблюдаются коленчатые двойники. Цвет черный и вишнево-красный. Прозрачный до непрозрачного. Удельный вес 4,243. Плеохроизм слабый: Ne — коричневато-желтый, No — желтый. Оптически одноосный, положительный.

Химический состав рутила из хлоритовой зоны десилицированного пегматита (табл. 86) хорошо укладывается в теоретическую формулу.

Из примесей в проанализированном рутиле присутствуют окисное железо и кальций. Спектральным анализом в этой разновидности рутила дополнительно обнаружены: ванадий (0,5%), мышьяк (0,01%), бериллий (0,005%), медь (0,0005%), а в вишнево-красной разновидности, помимо титана, кальция и железа,— кремний (0,5%), олово (0,1%), магний, ванадий (0,005%) и медь (0,0005%).

Рутил нами обнаружен в хлоритовой и флогопитовой зонах десилицированных пегматитов.

Хлорит в этом случае представлен пеннином, развивающимся по флогопиту. В флогопитовой зоне рутил наблюдается в виде хорошо выраженных кристаллов вишнево-красного цвета в ассоциации с турмалином, сфеном и апатитом.

Под влиянием поздних гидротермальных растворов рутил иногда переходит в лейкоксен.

Таблица 86

Химический состав черной разновидности рутила

Компоненты	Вес. %	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов, рассчитанные на O_2
TiO_2	98,45	1,2321	2,4642	0,99
SiO_2	Не обн.	—	—	—
Al_2O_3	„ „	—	—	—
Fe_2O_3	0,59	0,0072	0,0108	0,01
MnO	Не обн.	—	—	—
MgO	„ „	—	—	—
CaO	0,80	0,0142	0,0142	0,01
Na_2O	Не обн.	—	—	—
K_2O	„ „	—	—	—
Сумма	99,84		2,4892	
Аналитик	М. Е. Казакова			

55. Ильменит

Ильменит встречается сравнительно редко в виде пластинчатых выделений (0,3×1×3 см) и реже в виде плохо выраженных кристаллов, размером 0,3×0,5 см. Удельный вес 4,636 для пластинчатой разности и 4,853 для кристаллов. В полированных шлифах цвет серовато-белый с розоватым оттенком. Анизотропен.

Сопоставление результатов химических анализов (табл. 87) показывает, что химический анализ ильменита из различных типов жил почти одинаков. Имеются только некоторые отклонения в соотношении окисного и закисного железа. Наличие окисного железа некоторые исследователи объясняют (Ramdohr, 1955 и др.) присутствием в ильмените гематита, выделяющегося при распаде твердых растворов, возникающих в условиях высоких температур. Пересчет данных химических анализов приводит к следующим формулам:

Анализ 1. $(Fe^{\cdot\cdot}_{0,88}Mn_{0,05}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,05})_{0,98}TiO_3$

Анализ 2. $(Fe^{\cdot\cdot}_{0,84}Mn_{0,04}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,08})_{0,96}TiO_3$

Спектральным анализом в ильмените из доломитовых прожилков (см. табл. 87, ан. 2) дополнительно обнаружены: хром (0,025%), магний (0,005%) и бериллий (0,0005%). Этим же методом в ильмените из хлоритовой зоны пегматитов линии скрещения установлены: ванадий (0,05%), никель, цинк (0,025%), бериллий, скандий, висмут, серебро, стронций (0,005%), медь (0,0005%).

Ильменит на Изумрудных Копях встречается в качестве второстепенного минерала как в вмещающих породах — амфиболите, диорите, так и в реакционных зонах десилицированных пегматитов — флогопитовой, хлоритовой и актинолитовой. Реже он присутствует в плагиоклазитовых и доломитовых прожилках, секущих диориты и серпентиниты.

Для ильменита характерна ассоциация: хлорит, флогопит, актинолит, плагиоклаз, апатит, берилл, гранат, серицит, кварц, халькопирит и пирротин. Иногда наблюдается замещение ильменита лейкоксеном.

Таблица 87

Химический состав ильменита

Компоненты	1. Из хлористой зоны десилицированных пегматитов				2. Из доломитовых прожилков			
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_3	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_3
SiO_2	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	—	—
TiO_2	52,80	0,6600	1,3200	1,00	53,35	0,6668	1,3336	1,0
Al_2O_3 . . .	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3 . . .	2,70	0,0336	0,0504	0,05	4,06	0,0506	0,0759	0,08
FeO	42,17	0,5856	0,5856	0,88	40,26	0,5604	0,5604	0,84
MnO . . .	2,22	0,0310	0,0310	0,05	2,22	0,0310	0,0310	0,04
MgO	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	—	—
CaO	„ „	—	—	—	„ „	—	—	—
Сумма . . .	99,89		1,9870		99,89		2,0009	
Аналитик	М. Е. Казакова							

56. Хромит

Хромит в виде крупной линзы был встречен в серпентините вблизи контакта с мусковит-флюоритовой линзой. Нами он наблюдался в крупных глыбах (до 0,5×0,75 м), на которых имеется оторочка, сложенная серицитом (1—2 см) и зеленым маргаритом (1—1,5 см), и дальше флюоритом, мусковитом, апатитом.

Хромит представлен плотной крупнозернистой массой коричнево-черного цвета. Промежутки между его зернами выполнены фукситом. Спектральным методом в хромите, помимо основных компонентов, обнаружены: ванадий (0,5%), никель, кобальт (0,05%), титан, цинк (0,025%), кальций, бериллий (0,005%), висмут (0,0025%), медь (0,0005%).

Крупные скопления мелкозернистого хромита образуются, вероятно, в результате разложения дунитов пегматитовыми расплавами-растворами. Хромит в этом процессе является устойчивым минералом и образует хромитовые линзы.

57. Магнетит

Магнетит был обнаружен в хлоритовой зоне десилицированных пегматитов. Затем он неоднократно отмечался микроскопически в виде мелких зерен и зернистых выделений до 1,5 см в поперечнике. В последнем случае он образуется при замещении роговой обманки актинолитом или биотитом (см. фиг. 16). Спектральным анализом в нем, помимо железа и магния, установлены: никель (0,1%), хром, цинк (0,025%), кобальт, ванадий (0,05%) и олово (0,001%).

58. Гематит

Гематит встречается очень редко в виде мелких чешуек железо-черного цвета с полуметаллическим блеском. Обычно приурочен к трещинам в плагиоклазитовых телах десилицированных пегматитов.

59. Лимонит

Лимонит является распространенным минералом. Он встречается в виде неправильных выделений, охристых масс и натечных образований. Обычно приурочен к пустотам и трещинам в тальковых сланцах, флогопит-тремолитовых и тальк-доломитовых породах.

60. Корунд

Н. М. Успенский (1938) отмечает присутствие корунда в флогопитовой зоне жильного изумрудоносного комплекса. Нами корунд не встречен.

61. Кальцит

Кальцит в незначительных количествах встречается очень часто. Обычно мелкозернистый и пластинчатый, реже наблюдается в спайных агрегатах, размером до 3,5×5,0 см. Цвет белый, реже серовато-желтый и зеленовато-бурый. Удельный вес 2,733 (для бурой разности). В шлифе бесцветный, видны хорошо выраженные полисинтетические двойники. Оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления: No=1,658, Ne=1,485, No — Ne=0,173.

Таблица 88

Химический состав кальцита

Компоненты	Анализ 1				Анализ 2			
	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_3	вес. %	атомные количества катионов	атомные количества кислорода	атомные количества катионов, рассчитанные на O_3
SiO_2	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	—	—
TiO_2	„ „	—	—	—	„ „	—	—	—
Al_2O_3 . . .	„ „	—	—	—	„ „	—	—	—
Cr_2O_3 . . .	„ „	—	—	—	Не обн.	—	—	—
Fe_2O_3 . . .	„ „	—	—	—	Не обн.	—	—	—
FeO	0,54	0,0075	0,0075	0,01	0,57	0,0079	0,0079	0,01
MnO . . .	0,01	0,0002	0,0002	—	0,30	0,0074	0,0074	0,01
MgO . . .	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	—	—
CaO	55,54	0,9905	0,9905	0,99	55,34	0,9868	0,9868	1,00
CO_2	43,82	0,9959	1,9918	1,00	43,16	0,9809	1,9618	0,99
H_2O^- . . .	0,07	—	—	—	0,28	—	—	—
Сумма . . .	99,98		2,9900		99,65		2,9639	
Аналитик	М. Е. Казакова							

Примечание. Ан. 1 — зеленовато-бурая разновидность из альбитизированных жил пегматитов чистой линии; ан. 2 — белая разновидность из плагиоклаз-кальцитовых прожилков.

Результаты химического анализа кальцита (табл. 88) хорошо укладываются в теоретическую формулу $CaCO_3$ с незначительными примесями железа и марганца. Из тех же образцов кальцит был проанализирован спектральным методом (табл. 89). Бериллий в кальците не обнаружен.

Кальцит встречается в виде зернистых или пластинчатых выделений в пустотах альбитизированных пегматитов чистой линии. Кроме того, кальцит образует агрегаты (до 3—5 см) в плагиоклазитовых телах десилицированных пегматитов в ассоциации с пренитом, бавенитом и железистым прохлоритом или плагиоклаз-кальцитовые прожилки с эпидотом и апатитом.

Таблица 89

Результаты спектрального анализа кальцита (в %)

Элементы	Анализ 1	Анализ 2
Молибден	0,005	0,05
Титан	—	0,005
Медь	0,0025	0,0005
Стронций	0,020	0,035

По времени выделения кальцит является более поздним, чем плагиоклаз и эпидот, он обычно выполняет промежутки между ними или залечивает трещины в кристаллах эпидота. Взаимоотношения кальцита с железистым прохлоритом (рипидолитом) свидетельствуют о более раннем его выделении.

62. Доломит

Доломит имеет более широкое распространение, чем кальцит. Он встречается в виде зернистых выделений и спайных агрегатов ромбоэдрической формы. Цвет белый, светло-серый и светло-коричневый. Удельный вес 2,905. В шлифах бесцветный, иногда наблюдаются полисинтетические двойники. Оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления: No = 1,682, Ne = 1,503, No—Ne = = 0,179.

Таблица 90

Химический состав доломита

Компоненты	Вес %	Атомные количества
MgO	20,00	0,4960
CaO	30,31	0,5405
CO_2	46,05	1,0465
SiO_2	Следы	—
Fe_2O_3	0,69	0,0086
FeO	1,42	0,0197
MnO	0,50	0,0070
H_2O^-	0,45	—
Сумма	99,42	
Аналитик	К. А. Власов, 1941 г.	

Результаты химического анализа доломита (табл. 90) хорошо укладываются в теоретическую формулу $CaMg[CO_3]_2$. Изоморфными примесями являются железо и марганец. Спектральным методом в доломите обнаружены: никель, стронций (0,005%), медь, серебро (0,0005%).

Можно выделить две генерации доломита. Доломит первой генерации, связанный с эндогенным процессом, слагает в серпентинитах прожилки до 10 см мощностью. На контакте этих прожилков с серпентинитами обычно развивается оторочка (4—5 см) благородного талька. Доломит ассоциирует с фенакитом, шеелитом, флюоритом, ильменитом, пирротином и пиритом. Он выделялся позднее первых четырех минералов, но ранее пирротина и пирита, которые иногда в виде тонких прожилков секут доломит.

Доломит второй генерации образуется в результате воздействия угольной кислоты на дунит, при этом одновременно выделяются тальк, опал, халцедон и окись железа. На одном из участков он является

главным минералом тальк-доломитовой породы. Иногда доломит в виде прожилков (до 5 см) сечет дунит и флогопитовую зону десилицированных пегматитов.

63. Родохрозит

Встречается в виде единичных пластинчатых выделений светло-коричневого цвета в плагиоклазите десилицированных пегматитов. Оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления: No=1,826, Ne=1,605, No — Ne=0,221.

64. Малахит

Малахит в незначительных количествах присутствует в альбит-мусковит-кварцевых жилах совместно с сфалеритом, халькопиритом, борнитом и азуритом. Он представлен тонкими корочками, пленками на кварце и листочках мусковита, окрашивающими последние в ярко-зеленый цвет. Образуется в зоне окисления в результате разложения халькопирита и борнита углекислыми растворами.

65. Азурит

Азурит наблюдается совместно с малахитом, сфалеритом, борнитом и халькопиритом в альбит-мусковит-кварцевых жилах. Обычно представлен тонкими корочками натечной формы или тонкими прожилками ярко-синего цвета, секущими кварц. Мощность прожилков до 0,5 см. Азурит, так же как и малахит, образуется в результате разложения сернистых соединений меди при участии углекислых растворов.

66. Висмутовый блеск

Висмутовый блеск является редким минералом. Он встречается в виде тонкоигольчатых кристаллов (до 1,2 см в длину) в кварцевых жилах, в тесной ассоциации с самородным висмутом и молибденитом.

67. Бисмутит

Минерал довольно редкий. Он наблюдается в пегматитах чистой линии в виде тонких пленок зеленовато-желтого и желтого цвета, развивающихся вокруг мелких включений самородного висмута. Кроме того, небольшое выделение (0,4×0,5 см) бисмутита было встречено в берилле альбит-мусковит-кварцевой жилы.

68. Базобисмутит (?)

Согласно А. К. Подногину установлен в шлихах. Нами встречен в кварцевых жилах в виде землистых агрегатов (до 0,3 см в поперечнике), свинцово-серого цвета, около выделений самородного висмута.

69. Тетрадимит

Тетрадимит наблюдался под микроскопом в виде мелких зерен, заключенных в самородном висмуте, приуроченном к плагиоклазиту десилицированных пегматитов.

70. Сфалерит

Сфалерит образует зернистые агрегаты и пластинчатые выделения (до 4 см в поперечнике) черного, реже желто-бурого и красновато-бурого цвета. Удельный вес 4,11 (черной разности). При травлении отдельных зерен наблюдаются полисинтетические двойники. Обычно содержит большое количество включений мельчайших зерен халькопирита.

Таблица 91

Химический состав черной разновидности сфалерита *

Компоненты	Вес. %	Атомные количества
Zn	61,66	0,9431
S	32,60	1,0018
TiO_2	Не обн.	—
Fe_2O_3	3,07	0,0384
FeO	1,95	0,0271
MnO	0,37	0,0052
Сумма	99,65	
Аналитик	М. Е. Казакова	

* Образец взят из альбит-кварцевой жилы.

Пересчет результатов химического анализа сфалерита (табл. 91) показал, что полученная химическая формула соответствует теоретической. В сфалерите имеет место изоморфное замещение цинка марганцем и железом. Спектральным анализом в этом минерале, помимо главных компонентов, были установлены элементы, перечисленные в табл. 92.

Можно наметить две генерации сфалерита.

Сфалерит I пользуется наибольшим распространением. Он приурочен к альбит-мусковит-кварцевым и альбит-кварцевым жилам. Представлен отдельными зернами и иногда крупными неправильными выделениями (до 4 см) буровато-черного цвета, заключенными в кварце. Наиболее обычная ассоциация: халькопирит, борнит

Таблица 92

Результаты спектрального анализа сфалерита (в %)

Элементы	Черный сфалерит из пегматита чистой линии	Желто-бурый сфалерит из плагиоклазита десилицированных пегматитов	Буровато-черный сфалерит из альбит-кварцевой жилы	
	1	2	3	4
Бериллий	0,0005	—	0,0005	—
Свинец	—	0,001	—	0,001
Олово	—	—	0,001	0,001
Магний	0,005	0,0025	0,005	0,005
Кремний	0,01	1,0	0,004	0,004
Галлий	—	—	—	0,001
Индий	0,001	—	—	0,001
Висмут	0,0025	—	0,005	0,005
Алюминий	0,01	—	0,001	0,005
Молибден	—	—	0,025	0,025
Титан	0,025	—	—	0,005
Медь	0,05	0,005	0,020	0,05
Кадмий	0,5	—	0,35	0,35
Серебро	—	—	0,005	0,0025
Кобальт	0,25	—	0,01	0,05
Кальций	0,005	—	0,005	0,005
Стронций	—	—	0,0005	—

и пирит. Зерна сфалерита и халькопирита часто пересекаются тончайшими прожилками халькозина. Отдельные зерна сфалерита черного цвета встречаются в пегматитах чистой линии.

Сфалерит II имеет ограниченное распространение. Наблюдается в десилицированных пегматитах и представлен мелкими зернами (1—2 мм в поперечнике) желто-бурого цвета, в ассоциации с бериллом, флюоритом, пренитом и бавенитом. Парагенезис сфалерита II свидетельствует о более позднем его образовании по сравнению с сфалеритом I.

71. Пирротин

Пирротин наблюдается довольно часто, но в виде мелкой (до 0,1 см в поперечнике) и редкой вкрапленности. Выделения его приурочены к реакционным зонам десилицированных пегматитов — флогопитовой и актинолитовой, а также к доломитовым прожилкам и хромитовой линзе. Согласно данным А. К. Подногина за 1941 г., пирротин в виде редкой вкрапленности (до 0,5 см) наблюдался в меланократовых жильных диоритах.

Для пирротина характерна ассоциация: флогопит, актинолит, ильменит и халькопирит.

72. Пирит

Пирит в незначительных количествах встречается довольно часто. Главная его масса приурочена к трещинам отдельности десилицированных пегматитов и вмещающих пород. В плагиоклазите и в альбитовых прожилках, секущих диорит, он представлен хорошо образованными кубоктаэдрами (до 0,3 см в поперечнике), а также мелкими зернами. В тальковых и тальк-актинолитовых зонах десилицированных пегматитов, во вмещающих породах — оталькованных серпентинитах, диоритовых порфиритах, углистых сланцах,— пирит образует мелкие зерна и зернистые агрегаты до 2 см в поперечнике, а также тонкие прожилки, натечные образования — сталактитовой и почковидной формы.

Иногда он наблюдается в доломитовых прожилках, секущих серпентиниты, в виде мельчайших кристаллов (до 0,5 мм в поперечнике) и в виде зернистых агрегатов на контакте благородного талька с доломитовыми прожилками.

73. Марказит

Встречен в шлифах из флогопитовой реакционной зоны десилицированных пегматитов с мусковит-флюоритовыми линзами. Он представлен мелкими зернами, тесно ассоциирующими с пирротином и апатитом.

74. Халькопирит

Халькопирит присутствует довольно часто. Приурочен главным образом к альбит-мусковит-кварцевым и альбит-кварцевым жилам. Халькопирит наблюдается в виде неправильных зерен (до 1 см в поперечнике) и тонких прожилков. В аншлифах он замещается борнитом, халькозином и ковеллином, которые образуют в нем неправильные прожилки и каемки.

Наиболее характерной ассоциацией халькопирита являются: кварц, сфалерит, борнит, молибденит, самородный висмут, ильменит, пирротин и пирит.

75. Борнит

Борнит на Изумрудных Копях встречен нами впервые. Он наблюдается в альбит-мусковит-кварцевых и альбит-кварцевых жилах в виде отдельных зерен и неправильных выделений, размером до 1×1,5 см в тесной ассоциации с сфалеритом и халькопиритом. В аншлифах можно видеть, что борнит образуется по халькопириту и в свою очередь замещается халькозином.

Спектральным методом в борните из мусковит-кварцевой жилы, помимо железа и меди, обнаружены: цинк (0,05%), кобальт (0,025%), серебро (0,035%), молибден (0,025%), висмут (0,02%), бериллий, марганец, свинец и олово (0,005%).

76. Халькозин

Встречен только на одном участке в альбит-мусковит-кварцевых жилах. Образует каемки вокруг борнита или тонкие прожилки, секущие борнит, сфалерит и халькопирит.

77. Ковеллин

Наблюдается в альбит-мусковит-кварцевых жилах в виде неправильных выделений до 1,5—2,0 см в поперечнике, сложенных землистой массой черного цвета. Иногда ковеллин развивается по борниту и сфалериту, образуя каемки и прожилки.

Согласно данным А. К. Подногина за 1941 г., ковеллин совместно с халькозином был встречен в сульфидном прожилке (5—7 см), секущем диорит.

78. Графит

Графит ранее отмечался Н. М. Успенским (1938) в виде тонких корок на тальковых сланцах десилицированных пегматитов.

Нами встречены в отвале тонкочешуйчатые агрегаты, до 2 см в поперечнике, темного стально-серого цвета. В проходящем свете светло-серый, сильно анизотропен.

79. Самородная медь

Самородная медь встречена на Изумрудных Копях в плагиоклаз-кварцевых жилах в виде мелких зерен (до 0,5 мм), заключенных в кварце.

80. Самородный висмут

Самородный висмут на Изумрудных Копях является довольно распространенным минералом. Он встречается в виде пластинок и неправильных выделений, размером 0,1—0,5 см. Реже наблюдаются кристаллы со слабо выраженными кристаллографическими формами, до 2 см в поперечнике. Цвет серебряно-белый, обычно с побежалостью. Удельный вес 9,266. В отраженном свете белый с кремовым оттенком. Анизотропен. Содержание теллура (2,31%) и серы в самородном висмуте (табл. 93) может быть объяснено наличием в последнем мелких включений тетрадимита и самородного теллура (?), от которых не удалось избавиться при отборке материала.

Спектральным анализом в самородном висмуте дополнительно были обнаружены: сурьма (0,1%), серебро, титан (0,05%), свинец, редкие земли (0,01%), молибден, медь, хром и цинк (0,005%).

Самородный висмут встречается главным образом в южной части изумрудоносной полосы.

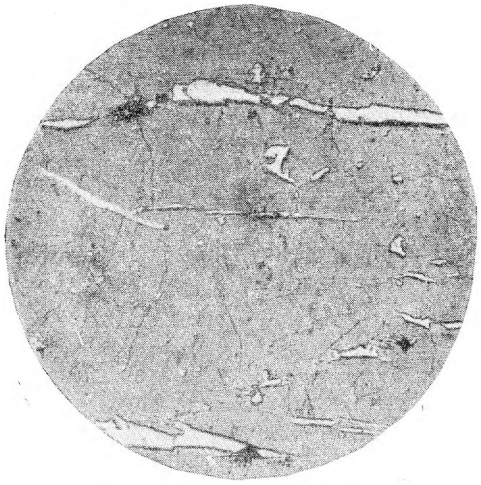
Наиболее значительные скопления самородного висмута приурочены к плагиоклазитовым телам десилицированных пегматитов, а именно к плагиоклазу зеленого цвета (фиг. 101). В плагиоклазе серовато-белого цвета этот минерал встречается в значительно меньших количествах.

Таблица 93

Химический состав самородного висмута из плагиоклазита десилицированных пегматитов

Элементы	Вес. %	Элементы	Вес. %
Bi	95,90	Ni	0,87
Si	Не обн.	Se	Не обн.
Fe . . .	0,02	Te	2,31
Be . . .	0,00026	S	0,80
Mg . . .	Не обн.		
Mn . . .	» »	Сумма . . .	99,90
Ca . . .	« »		
P	» »	Аналитик	М.Е. Казакова

Иногда самородный висмут в виде мелких ксеноморфных зерен присутствует в мусковит-флюоритовых линзах десилицированных пегматитов, а также в плагиоклаз-кварцевых и кварцевых жилах.



Фиг. 101. Выделения самородного висмута в плагиоклазе. Увел. 10.

Обычная ассоциация для самородного висмута: плагиоклаз, кварц, флюорит, молибденит, тетрадимит и берилл. По времени выделения является более поздним, чем указанные выше минералы, близко к молибдениту, с которым тесно срастается.

При окислении самородный висмут замещается бисмутитом и базобисмутитом (?).

Наличие самородного висмута и самородной меди говорит о том, что гранитная магма Мурзинской гранитной интрузии характеризовалась пониженным содержанием серы, в связи с чем, несмотря на значительное количество железа, пирит на Изумрудных Копях встречается в незначительных количествах. Только небольшая часть элементов, имеющих исключительно сильное сродство с серой, например цинк и молибден, находится в форме сульфидов.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ЖИЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Минералы, слагающие жильный комплекс Изумрудных Копей, по химическому составу и генезису объединяются в три четко выраженных парагенезиса:

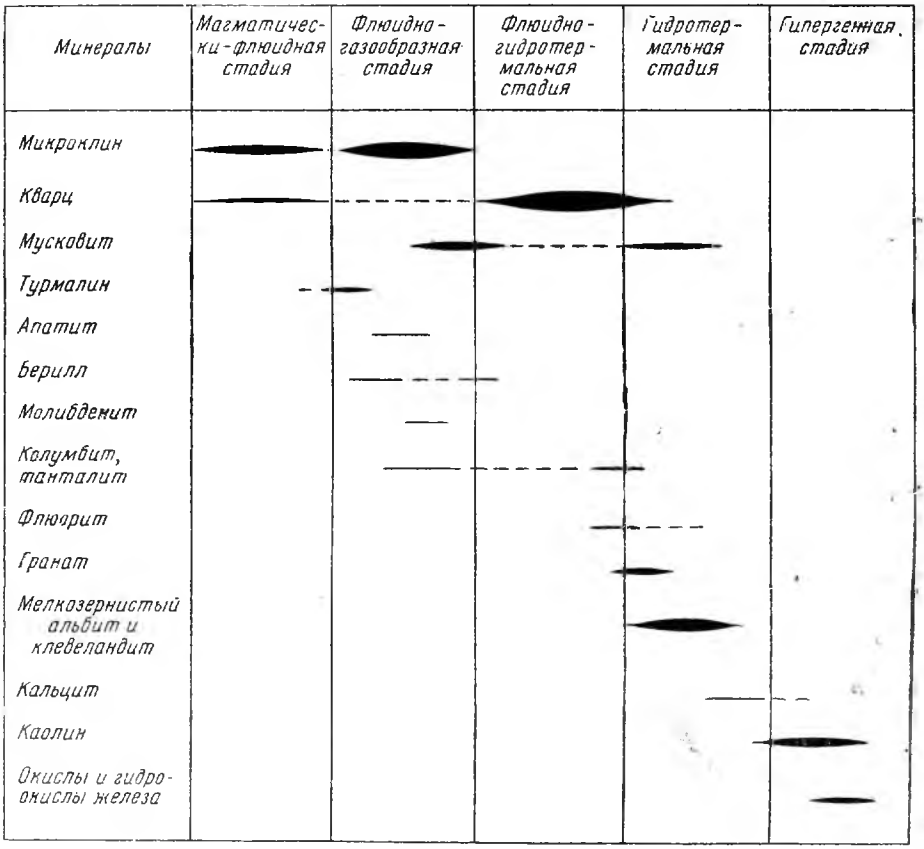
1) пегматитов чистой линии,
2) десилицированных пегматитов (линии скрещения),
3) пневматолито-гидротермальных жил.

ПАРАГЕНЕЗИС ПЕГМАТИТОВ ЧИСТОЙ ЛИНИИ

Фактический материал, изложенный в предыдущих главах, показывает, что пегматиты чистой линии в районе Изумрудных Копей развиты довольно широко. Часть этих пегматитов имеет нелифференцированное строение и простой минералогический состав; они сложены в основном микроклином, кварцем и мусковитом. Тела такого состава обычно характеризуют начальную стадию развития пегматитового процесса и, как правило, залегают в участках, наиболее удаленных от кровли гранитного массива и, следовательно, обнажаются на более глубоких срезах. Вместе с тем на Изумрудных Копях имеются пегматитовые жилы с более сложным химико-минералогическим составом, с зональным строением и иногда хорошо развитым процессом замещения. Они залегают в экзоконтактовой зоне гранитного массива, в амфиболовых гнейсах и диоритах. В этих жильных телах относительно большую роль играют редкометальные минералы, а также минералы стадии замещения: мелкозернистый альбит (иногда клевеландит), поздний мелкочешуйчатый мусковит, гранат и др. Следует отметить, что пегматиты Изумрудных Копей не содержат минералов лития — сподумена, амблигонита и лепидолита, хотя они и представляют собой ту стадию пегматитового процесса, в которую в других пегматитовых полях, наряду с бериллиевыми минералами, начинают появляться минералы лития. Не исключена возможность, что и в пегматитах Изумрудных Копей будут обнаружены литиевые минералы, как это отмечается для пегматитов других районов, связанных с той же Мурзинской гранитной интрузией. Однако следует отметить, что литиевые минералы в таких пегматитовых полях приурочены к верхним частям жил, которые в районе Изумрудных Копей или уничтожены эрозией или располагаются в ультраосновных породах и, следовательно, представлены десилицированными пегматитами. В последних литий находится в рассеянном состоянии и входит в состав минералов реакционных зон — флогопита (до 0,49% Li_2O), хлорита (0.05 Li), в которых он изоморфно замещает магний.

Кристаллизация минералов пегматитов чистой линии происходила в четыре стадии: магматически-флюидную, флюидно-газообразную, флюидно-гидротермальную и гидротермальную (фиг. 102). Все эти стадии проявлены только в наиболее крупных, полнодифференцированных телах. Мелкие же тела простого строения формировались главным образом в первую стадию.

В магматически-флюидную стадию выделялись кварц и микроклин, слагающие зоны пегматитов письменной или равномернозернистой структуры, кристаллизация их происходила почти одновременно. В конце этой стадии начал кристаллизоваться турмалин.



Фиг. 102. Схема последовательности выделения минералов в пегматитах чистой линии.

В флюидно-газообразную стадию кристаллизуется главная масса микроклина, образующего крупные кристаллы, блоки и иногда зоны в дифференцированных пегматитах. Затем начинают выделяться берилл, апатит, колумбит, молибденит и ранняя генерация мусковита. В следующую — флюидно-гидротермальную стадию происходила кристаллизация блокового кварца, который выполняет центральные части дифференцированных пегматитовых тел, и продолжала выделяться ранняя генерация мусковита. На границе флюидно-газообразной и флюидно-гидротермальной стадии образовывались кристаллы берилла, размером до 10×10×15 см, короткопризматического или короткостолбчатого габитуса зеленовато-белого и светло-желтого цвета, иногда с характерной рифленой поверхностью.

В гидротермальную стадию (стадию замещения) калиевый полевой шпат становится неустойчивым и замещается альбитом с выделением мелкочешуйчатого мусковита и граната. Альбит является главным минералом комплекса замещения, обычно он мелкозернистый, пластинчатая его разновидность — клевеландит — встречается редко. В эту ста-

дию в ниобо-танталатах полнодифференцированных тел увеличивается концентрация тантала, который начинает преобладать над ниобием, что приводит к кристаллизации колумбит-танталита и танталита.

ПАРАГЕНЕЗИС ДЕСИЛИЦИРОВАННЫХ ПЕГМАТИТОВ

Этот парагенезис представлен 53 минералами; главными из них являются слюды флогопит-биотитового ряда (50—70%), хлорит (15—20%), актинолит (5—10%), тальк (15—25%) и плагиоклазы (альбит, олигоклаз-андезин), содержание которых варьирует от нескольких процентов до 25%.

В зависимости от состава вмещающих пород и количества ассимилированного материала слюды в десилицированных пегматитах представлены флогопитом или алюмобиотитом. Хлорит представлен прохлоритом и корундофиллитом. Характер слюд и минералов группы хлорита, а также тесная их ассоциация с хризобериллом, маргаритом и сфеном (гротитом, содержащим 5,8% Al_2O_3) свидетельствуют о высокой концентрации алюминия в процессе. Относительное повышение концентрации алюминия объясняется выносом щелочей в виде галоидных соединений и связыванием кальция, привнесенного пегматитовым расплавом-раствором в форме флюорита.

В десилицированных пегматитах кристаллизация минералов, в отличие от пегматитов чистой линии, в основном происходила в три стадии (фиг. 103): флюидно-газообразную, флюидно-гидротермальную и гидротермальную. Магматически-флюидная стадия в этих пегматитах не представлена, что можно объяснить резким изменением характера среды при внедрении пегматитовых расплавов-растворов в ультраосновные породы, богатые водой, а также наличием в расплавах-растворах повышенных количеств летучих соединений, особенно фтора и воды. Огромное количество воды в процессе и обусловило развитие более низкотемпературных пневматолито-гидротермальных процессов.

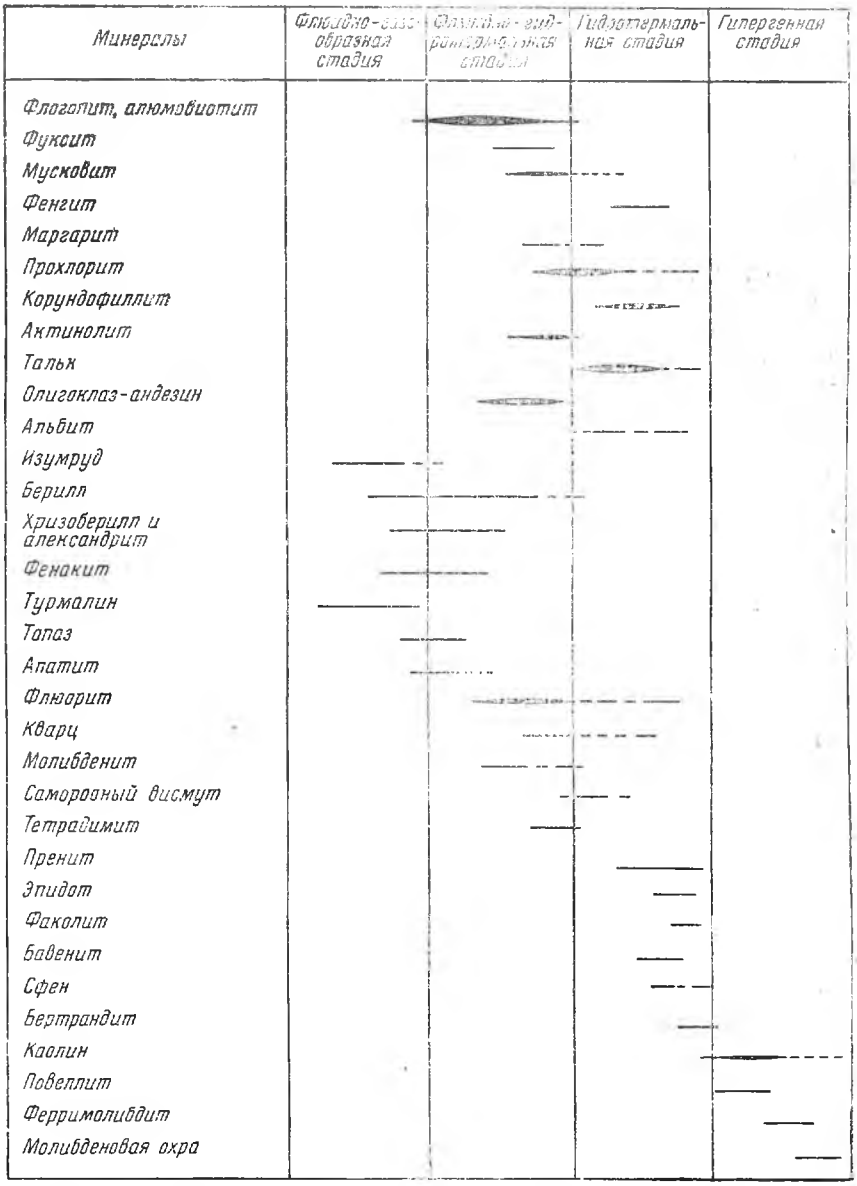
В флюидно-газообразную стадию происходила кристаллизация турмалина, изумруда, берилла и несколько позднее выделялись хризоберилл, фенакит, которые по времени образования очень близки.

В флюидно-гидротермальную стадию кристаллизовалась главная масса породообразующих минералов десилицированных пегматитов — флогопит, плагиоклазы, мусковит, фуксит; в конце этой же стадии начали образовываться актинолит, бериллийсодержащий маргарит, прохлорит.

В гидротермальную стадию кристаллизовались тальк, корундофиллит и продолжали выделяться прохлорит (рипидолит), мусковит, бериллийсодержащий маргарит. В эту стадию ранее образованные минералы (плагиоклаз, берилл, мусковит, молибденит) становились неустойчивыми и замещались целым рядом минералов. Берилл замещался бавенитом, бертрандитом; плагиоклаз — фенгитом, пренитом, факолитом; флогопит — хлоритом; хлорит — тальком, актинолит — хлоритом и тальком.

Рассмотрение схемы последовательности выделения минералов десилицированных пегматитов показывает, что к концу пегматитового процесса в расплаве-растворе увеличивается концентрация кальция, о чем свидетельствует образование таких минералов, как флюорит, пренит, эпидот, факолит, бавенит, сфен и др.

Гипергенная стадия в десилицированных пегматитах проявлена достаточно интенсивно. Наиболее часто наблюдается развитие по плагиоклазу каолина. Окисление молибденита приводит к образованию повеллита, ферримолибдита и молибденовой охры, а окисление самородного висмута — бисмутита и базобисмутита (?).

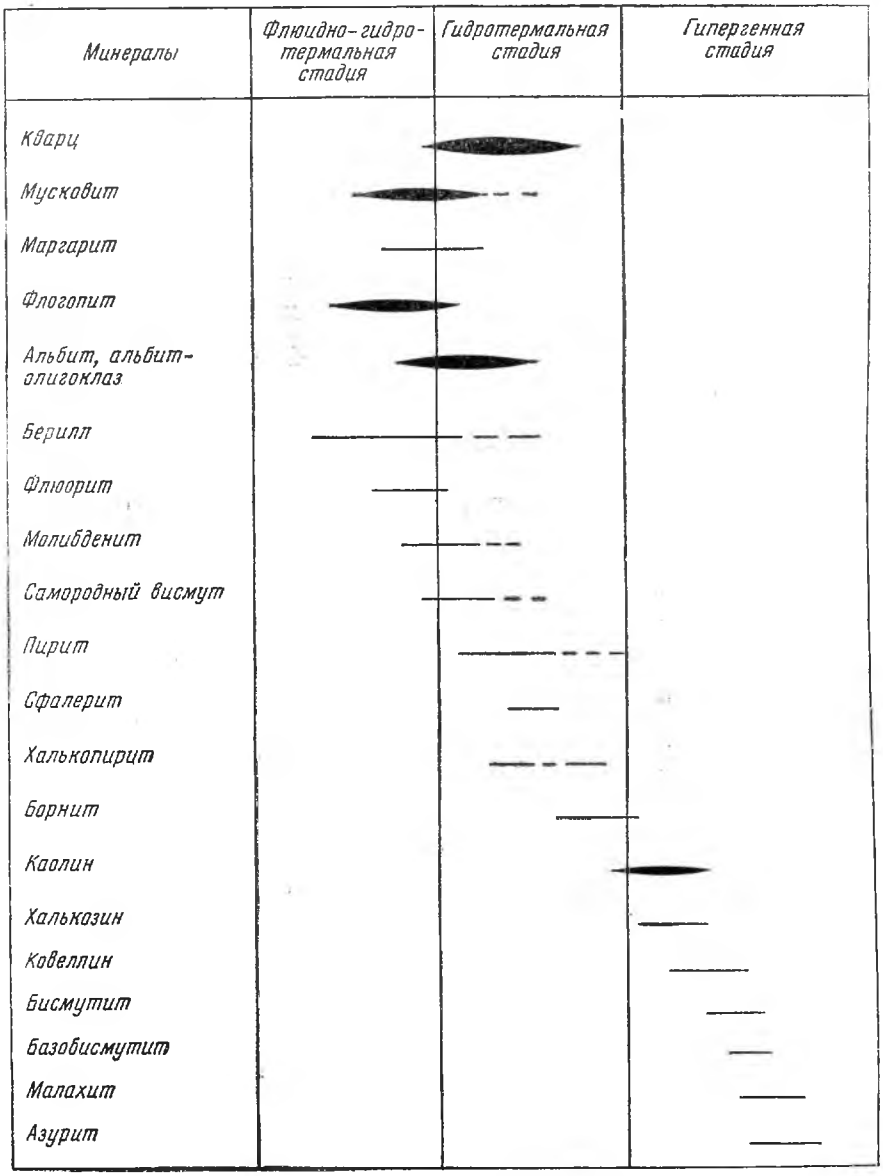


Фиг. 103. Схема последовательности выделения минералов в десилицированных пегматитах.

ПАРАГЕНЕЗИС ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ

Парагенезис пневматолито-гидротермальных жил, залегающих как в ультраосновных породах, так и в диоритах, почти аналогичен. Первые отличаются только развитием маломощных контактовых оторочек, сложенных флогопитом.

Этот парагенетический комплекс минералов представлен в основном кварцем (50—90%), альбитом (10—25%), мусковитом (5—15%) и флогопитом (10—15%). В качестве второстепенных и акцессорных минералов наблюдаются: берилл, сфалерит, молибденит, борнит, халькопирит и ковеллин. Минералогический состав этого комплекса свидетельствует



Фиг. 104. Схема последовательности выделения минералов в пневматолито-гидротермальных образованиях.

о тесной генетической связи его с пегматитами чистой линии, на что указывает присутствие мусковита, берилла, молибденита и ряда акцессорных элементов, общих для пневматолито-гидротермальных жил и пегматитов.

Пневматолито-гидротермальные растворы, давшие начало этому парагенетическому комплексу, являются поздними погонами гранитной интрузии, которые внедрялись или в самостоятельную систему трещин широтного и северо-восточного направления или по контакту с десилицированными пегматитами.

Формирование данного парагенетического комплекса происходило в две стадии — флюидно-гидротермальную и гидротермальную (фиг. 104).

Наиболее ранними минералами флюидно-гидротермальной стадии являются берилл и молибденит. Затем следует кристаллизация флогопита, мусковита и Ве-маргарита. В гидротермальную стадию выделялась главная масса кварца, альбита и заканчивалась кристаллизация мусковита, Ве-маргарита. В конце этой стадии образовывались сульфиды — сфалерит, халькопирит и борнит.

Гипергенная стадия проявлена интенсивно. Наиболее развит процесс каолинизации плагиоклазов. В ряде жил плагиоклазитовая их часть почти полностью превращена в каолин. По сульфидам развиваются халькозин, ковеллин, малахит и азурит, по самородному висмуту — бисмутит.

Следует отметить, что парагенезис минералов пневматолито-гидротермальных жил, а также малая мощность реакционных зон, развитых на их контакте с вмещающими породами, свидетельствуют о низкой температуре процесса формирования этих жил. Обращает на себя внимание несколько отличный химический состав флогопита пневматолит-гидротермальных жил, характеризующийся повышенным содержанием окиси магния (27,60%) и меньшим количеством закисного и окисного железа, а также алюминия, что и определяет его крайнее положение на диаграмме (см. фиг. 45) в ряду флогопита Изумрудных Копей.

Фактический материал, изложенный выше, свидетельствует о большом разнообразии на Изумрудных Копях парагенетических ассоциаций. Наибольший интерес из перечисленных парагенезисов представляет комплекс минералов десилицированных пегматитов, как тел, наиболее сложных по химическому составу и условиям образования.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ

Геохимический очерк Изумрудных Копей был дан впервые А. Е. Ферсманом (1925), который кратко описал 25 химических элементов. В настоящее время установлено, что в их формировании принимали участие свыше 60 элементов, определенных химическими и другими методами анализа; более 20 из этих элементов образуют самостоятельные минералы.

В данном разделе работы основное внимание будет сосредоточено на геохимии элементов, участвующих в процессе формирования десилицированных пегматитов как тел, в образовании которых принимали участие все химические элементы дериватов гранитной интрузии и разнообразных вмещающих пород. Геохимии пегматитов чистой линии, а также поздних пневматолит-гидротермальных жил будет уделено меньше внимания, так как процессы их формирования изучены значительно лучше и по ним имеется большая литература.

Геохимическая роль элементов в формировании жильного комплекса резко различна, в связи с чем они условно могут быть разделены на три группы — главные, второстепенные и рассеянные (фиг. 105). Главные элементы — водород, натрий, калий, магний, кальций, железо, алюминий, кремний, кислород и фтор; они входят в состав породообразующих минералов вмещающих пород и жильного комплекса. Второстепенные элементы — бериллий, бор, ниобий, тантал, молибден, селен, теллур, висмут, сера, цинк, углерод, титан, цирконий, фосфор, хром, вольфрам, марганец и медь. Эти элементы образуют самостоятельные минералы, но последние играют незначительную роль в составе пород и жильного комплекса. Рассеянные элементы — литий, рубидий, цезий, серебро, стронций, кадмий, барий, скандий, галлий, индий, редкие земли, таллий, германий, олово, свинец, ванадий, мышьяк, сурьма, хлор, рений, кобальт и никель. Они входят в состав различных минералов на правах примесей, изоморфно замещающих те или иные элементы. Естественно, что некоторые элементы первых двух групп на определенной стадии процесса также находятся в рассеянном состоянии.

Ассоциация химических элементов и их количественные соотношения свидетельствуют о сочетании в жильном комплексе Изумрудных Копей элементов магм разного состава: магний, хром, никель и кобальт являются типичными представителями ультраосновных магм, литий, бериллий, рубидий, фтор — кислых магм. Такое необычное сочетание химических элементов в минералообразующих процессах привело к возникновению своеобразных минералогических ассоциаций и определило специфику геохимического поведения участвующих в этом процессе элементов.

Изучение таких необычных, редко встречающихся в земной коре количественных сочетаний элементов, какие мы имеем на Изумрудных Копях, наряду с выяснением геохимического поведения элементов в данном процессе, позволяет лучше понять поведение этих элементов и в широко распространенных процессах земной коры. Так, необычные количественные сочетания Mg и Fe с Li, Be, Al, Nb, Ta и с другими элементами кислых магм определяют и иные судьбы этих элементов.

Поскольку в процессе минералообразования принимало участие большое количество химических элементов и их соединений, резко отличных друг от друга по своим физико-химическим свойствам, жильный комплекс Изумрудных Копей, естественно, формировался в несколько стадий.

При выяснении геохимии отдельных элементов мы будем, по возможности, прослеживать их распределение по различным жильным телам, выявлять источник, из которого поступал тот или иной элемент, устанавливать форму привноса, ход реакций, в которых он участвовал, причины вхождения в тот или иной минерал. Сначала описывается геохимия главных элементов, затем разбираются элементы акцессорных минералов и в последнюю очередь — элементы, находящиеся в рассеянном состоянии. Описание элементов в пределах выделенных групп дается в порядке менделеевской системы.

Для того чтобы более ярко показать участие элементов той или другой магмы в формировании жильного комплекса, вначале, как правило, приводятся данные о распространении элемента в гранитной интрузии и ее дериватах, т. е. пегматитах чистой линии и пневматолито-гидротермальных жилах. Затем характеризуется распространение элемента в ультраосновных и других вмещающих породах и их дериватах. После этого приводятся сведения о распространении элементов в пегматитах линии скрещения.

Для выяснения геохимии отдельных элементов химическими и спектральными методами были проанализированы почти все породы и минералы, слагающие Изумрудные Копи (табл. 94).

Следует отметить, что десилицированные пегматиты в основном слагаются слоистыми минералами — флогопитом, биотитом, хлоритом, тальком, Be-маргаритом, для которых характерен широко проявленный изоморфизм таких пар элементов, как кремний — алюминий, алюминий — магний, магний — закисное железо, калий — натрий, фтор — гидроксильная группа, что, в свою очередь, усложняет геохимическую судьбу участвующих в процессе элементов.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Водород

Геохимия водорода в формировании Изумрудных Копей по сути сводится к геохимии воды и гидроксильной группы.

Всего на Изумрудных Копях имеется около 20 минералов, в состав которых в существенных количествах входят OH и H_2O. Вода играет решающую роль в процессе зарождения и развития пегматитового процесса. Она вместе с другими летучими соединениями сосредоточивается в верхних частях гранитной интрузии, в результате чего создаются участки, обогащенные легколетучими теплоемкими соединениями,— пегматитовый расплав-раствор.

Как показывают экспериментальные данные, вода играет существенную роль в образовании легколетучих гидроокислов ряда элементов, особенно Si и Be. Гидроокислы переносятся вместе с парами воды, уве-

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЭЛЕМЕНТОВ

Периоды	Ряды	ГРУППЫ I	II	III	IV	V	VI	VII
1	I	1 H 1^+ 1.36 ●						(H)
2	II	3 Li 1^+ 0.08 ○	4 Be 2^+ 0.34 ◑	5 B 3^+ (0.20) ◑	6 C 4^+ 0.2 4^+ (0.15) 4^- (2.60) ◑	7 N 3^+ 5^+ 0.15 3^- 1.48	8 O 2^- 1.36 ◉	9 F
3	III	11 Na 1^+ 0.98 ●	12 Mg 2^+ 0.74 ●	13 Al 3^+ 0.57 ●	14 Si 4^+ 0.39 ●	15 P 3^+ 5^+ 0.35 3^- 1.86 ◑	16 S 2^- 1.82 6^+ (0.29) ◑	17 Cl
4	IV	19 K 1^+ 1.33 ●	20 Ca 2^+ 1.04 ●	21 Sc 3^+ 0.83 ○	22 Ti 2^+ 0.78 3^+ 0.69 4^+ 0.64 ◑	23 V 2^+ 0.72 3^+ 0.67 4^+ 0.61 5^+ 0.4 ○	24 Cr 2^+ 0.83 3^+ 0.64 6^+ 0.35 ◑	25 Mn
	V	29 Cu 1^+ 0.98 2^+ 0.80 ◑	30 Zn 2^+ 0.83 ◑	31 Ga 3^- 0.62 ○	32 Ge 2^+ 0.65 4^+ 0.44 ○	33 As 3^+ 0.69 5^+ (0.47) 3^+ 1.91 ○	34 Se 2^- 1.93 4^+ 0.69 6^+ 0.35	35 Br
5	VI	37 Rb 1^+ 1.49 ○	38 Sr 2^+ 1.20 ○	39 Y 3^+ 0.97 ○	40 Zr 4^+ 0.82 ◑	41 Nb 4^+ 0.67 5^+ 0.66 ◑	42 Mo 4^+ 0.68 6^+ 0.65 ◑	43 Tc
	VII	47 Ag 1^+ 1.13 ○	48 Cd 2^+ 0.99 ○	49 In 3^+ 0.92 ○	50 Sn 2^+ 1.02 4^+ 0.67 ○	51 Sb 3^+ 0.90 5^+ 0.62 3^- 2.08 ○	52 Te 2^- 2.11 4^+ 0.89 6^+ (0.56) ◑	53 J
6	VIII	55 Cs 1^+ 1.65 ○	56 Ba 2^+ 1.38 ○	57 *La 3^+ 1.04 4^+ 0.90 ○	72 Hf 4^+ 0.82	73 5^+ (0.66) ◑	74 W 4^+ 0.68 6^+ 0.65 ◑	75 Re
	IX	79 Au 1^+ (1.37)	80 Hg 2^+ 1.12	81 Tl 1^+ 1.49 3^+ 1.05 ○	82 Pb 2^+ 1.26 4^+ 0.76 ○	83 Bi 3^+ 1.20 5^+ (0.74) 3^- 2.13 ◑	84 Po	85 At
7	X	87 Fr	88 Ra 2^+ 1.44	89 **Ac 3^+ 1.11	(Th)	(Pa)	(U)	

						*ЛАНТАНОИДЫ								58
58 Ce 3^+ 1.02 4^+ 0.88 ○	59 Pr 3^+ 1.00 ○	60 Nd 3^+ 0.99 ○	61 Pm 3^+ (0.98)	62 Sm 3^+ 0.97 ○	63 Eu 3^+ 0.97 ○	64 Gd 3^+ 0.94 ○	65 Tb 3^+ 0.89 ○	66 Dy 3^+ (
						**АКТИНОИДЫ								90 – 101
90 Th 3^+ 1.08 4^+ 0.95	91 Pa 3^+ 1.06 4^+ 0.91	92 U 3^+ 1.04 4^+ 0.89	93 Np 3^+ 1.01 4^+ 0.86	94 Pu	95 Am 3^+ 1.00 4^+ 0.85	96 Cm	97 Bk	

Фиг. 105. Распространенность элементов, принимавших участие в
1 — главные; *2* — второстепенные; *3* — рассеян

А ЭЛЕМЕНТОВ Д. И. МЕНДЕЛЕЕВА

ЫЕ ЭЛЕМЕНТОВ

V	VI	VII	VIII			0
		(H)				2 He 0 1.22
N 3^+ 5^+ 0.15 3^- 1.48	8 O 2^- 1.36 ●	9 F 1^- 1.33 ●				10 Ne 0 1.60
P 3^+ 5^+ 0.35 3^- 1.86 ◑	16 S 2^- 1.82 6^+ (0.29) ◑	17 Cl 1^- 1.81 7^+ (0.26) ○				18 Ar 0 1.92
V 2^+ 0.72 3^+ 0.67 4^+ 0.61 5^+ 0.4 ○	24 Cr 2^+ 0.83 3^+ 0.64 6^+ 0.35 ◑	25 Mn 2^+ 0.91 3^+ 0.70 4^+ 0.52 7^+ (0.46) ◔	26 Fe 2^+ 0.80 3^+ 0.67 ●	27 Co 2^+ 0.78 3^+ 0.64 ○	28 Ni 2^+ 0.74 ○	
As 3^+ 0.69 5^+ (0.47) 3^+ 1.91 ○	34 Se 2^- 1.93 4^+ 0.69 6^+ 0.35	35 Br 1^- 1.96 7^+ (0.39)				36 Kr 0 1.98
Nb 4^+ 0.67 5^+ 0.66 ◑	42 Mo 4^+ 0.68 6^+ 0.65 ◑	43 Tc	44 Ru 4^+ 0.62	45 Rh 3^+ 0.75 4^+ 0.65	46 Pd 4^+ 0.64	
Sb 3^+ 0.90 5^+ 0.62 3^- 2.08 ○	52 Te 2^- 2.11 4^+ 0.89 6^+ (0.56) ◑	53 J 1^- 2.20 7^+ (0.50)				54 Xe 0 2.18
Ta 5^+ (0.66) ◑	74 W 4^+ 0.68 6^+ 0.65 ◑	75 Re 6^+ 0.52	76 Os 4^+ 0.65	77 Ir 4^+ 0.65	78 Pt 4^+ 0.64	
Bi 3^+ 1.20 5^+ (0.74) 3^- 2.13 ◑	84 Po	85 At				86 Rn 0
Pa)	(U)					

Н О И Д Ы 58 - 71

64 3^+ 0.94 Gd ○	65 3^+ 0.89 Tb ○	66 3^+ 0.88 Dy ○	67 3^+ 0.86 Ho ○	68 3^+ 0.85 Er ○	69 3^+ 0.85 Tu ○	70 3^+ 0.81 Yb ○	71 3^+ 0.80 Lu ○

О И Д Ы 90 - 101

3^+ 1.00 4^+ 0.85 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 En	100 Fm	101 Mv

● –1
◑ –2
○ –3

ментов, принимавших участие в формировании Изумрудных Копей
ые; *2* — второстепенные; *3* — рассеянные.

личивающими их летучесть, в верхние части гранитной интрузии, обусловливая концентрацию ряда, в том числе редких элементов, в определенных местах гранитной интрузии как при зарождении пегматит-пневматолитовых расплавов-растворов, так и при формировании жильных тел. Следует особо подчеркнуть энергетическую роль воды в этом процессе. Достаточно сказать, что 1 кг перегретого пара при 101,6 атм и 600—700°, что примерно соответствует температуре пегматитового процесса, дает 867,2 — 926,0 ккал. тепла (Гимрот, Ривкин и др., 1938).

При формировании Изумрудных Копей вода привносилась пегматитовыми и пневматолитовыми расплавами-растворами, а также заимствовалась из вмещающих пород, особенно из богатых водой серпентинизированных и оталькованных ультраосновных пород. Она играла различную роль на протяжении всей эволюции пегматитовых процессов как чистой линии, так и линии скрещения. К сожалению, в районе Изумрудных Копей верхние части пегматитов чистой линии, в которых вода играет наибольшую роль, уничтожены эрозией, что затрудняет выявление количественной роли воды в этом процессе.

На ранней стадии кристаллизации пегматитового расплава водород и его соединения практически не входили в состав образующихся минералов. Так, например, содержание воды в микроклине составляет только 0,20%, в апатите 0,1—0,16% (см. табл. 94). В более позднюю стадию пегматитового процесса наряду с безводными минералами (гранат, флюорит, альбит и др.) появляется мусковит, содержащий 5,24% H_2O. Значительную роль играет вода в стадию замещения, когда происходит разложение кали-натровых полевых шпатов с образованием альбита (0,14% H_2O) и позднего мусковита (фенгита), содержащего 4,98% H_2O.

Несравненно большую роль вода играла в процессе формирования десилицированных пегматитов, особенно их верхних частей, где концентрировались большие количества воды, которая привносилась пегматитовыми расплавами-растворами, а также поступала из оталькованных и серпентинизированных ультраосновных пород. В связи с наличием больших количеств воды в десилицированных пегматитах создались благоприятные условия для образования воду- и гидроксилсодержащих минералов и развития гидротермальной стадии. Вода, наряду с другими летучими соединениями, обусловила развитие пневматолито-гидротермального процесса вместо более высокотемпературного — магматически-флюидного, который характерен для пегматитов чистой линии. Она вместе с фтористыми и другими соединениями играла каталитическую роль (см. схему на стр. 241), что способствовало интенсивному разложению вмещающих пород и полноте реакции элементов, привнесенных пневматолито-гидротермальными расплавами-растворами, с элементами вмещающих пород.

Процесс кристаллизации в десилицированных пегматитах начинается с изумруда и берилла, в которых вода не играет существенной роли (0,9—1,29% H_2O). Затем образуются минералы, содержащие воду в значительном количестве,— флогопит (0,55—3,66%), прохлорит (10,22—11,20%), корундофиллит (10,45—10,89%), тальк (4,49%), актинолит (1,77%), бериллийсодержащий маргарит (3,40—3,98%). Часть воды остается от ранней стадии формирования пегматитов и принимает активное участие в процессе разложения в стадию замещения ранее образованных минералов. Роль соединений водорода в процессе замещения минералов десилицированных пегматитов проявляется еще более ярко, чем в пегматитах чистой линии: флогопит замещается хлоритом, хлорит — тальком, актинолит — тремолитом и тальком, берилл — бавенитом и бертрандитом, плагиоклаз — пренитом, факолитом и т. д. Вода на поздней стадии процесса минералообразования принимала активное

участие в выносе воднорастворимых солей, особенно фторидов калия и натрия, в результате чего высвобождалась гидроокись алюминия, входящая в состав важнейших минералов, особенно хлорита.

Таким образом, анализ фактического материала показывает, что водород, точнее, его соединения OH и H_2O, играет решающую роль в пегматитовом процессе с момента зарождения пегматитового расплава-раствора и участвует во всех стадиях минералообразования. Следует отметить, что вода играла существенную роль и до развития пегматитовых процессов. Проникая из гранитной магмы во вмещающие породы, она приводила к проявлению в них процессов серпентинизации и отальковання, способствуя тем самым увеличению их водного баланса, а следовательно, и аккумуляции тепловой энергии, что обусловило впоследствии длительность и интенсивность процесса взаимодействия пегматит-пневматолитовых расплавов-растворов с вмещающими породами.

Натрий

Натрий на Изумрудных Копях пользуется значительным распространением. Он присутствует в целом ряде минералов, однако роль главного компонента играет только в микроклине, плагиоклазах и турмалине. Главным источником натрия являлись пегматитовые и пневматолито-гидротермальные расплавы-растворы. Кроме того, часть его заимствовалась из вмещающих пород, даже если это были бедные натрием породы — серпентиниты (0,32% Na_2O).

В пегматитах чистой линии на ранней стадии кристаллизации натрий фиксируется только в микроклине (2,06% Na_2O). В более позднюю — гидротермальную стадию процесса минералообразования роль натрия значительно увеличивается. В результате разложения микроклина раствор обогащается натрием и происходит кристаллизация альбита (иногда клевеландита), содержащего 9,08% Na_2O.

В десилицированных пегматитах количество минералов, содержащих натрий, возрастает. В качестве главного компонента он входит в состав плагиоклаза (7,85—8,41% Na_2O), флогопита (0,5—3,34%) и турмалина (2,18%). В меньшем количестве он содержится в минералах группы слюд (мусковит, биотит, фуксит, фенгит), изоморфно замещая в них калий.

Кроме изовалентного замещения натрием калия, отмечается также гетеровалентное замещение: в плагиоклазе, бериллийсодержащем маргарите и актинолите натрий замещает кальций по схеме:

$$Ca + Al \rightarrow Na + Si.$$

В минералах группы хлорита — корундофиллите и прохлорите — наблюдается замещение натрием небольших количеств магния.

Приблизительные расчеты показали, что валовое содержание натрия в десилицированных пегматитах примерно соответствует валовому содержанию его в пегматитах чистой линии. Незначительное изменение количественных соотношений калия и натрия в сторону преобладания последнего в десилицированных пегматитах может быть объяснено ассимиляцией небольших количеств натрия из вмещающих пород, а также непропорциональным выносом этих элементов из процесса.

Калий

Калий в процессе минералообразования Изумрудных Копей играл большую роль, чем натрий. Следует отметить его неравномерное распределение по парагенетическим комплексам. Содержание K_2O в граните

достигает 3,87%. Наиболее высокое содержание калия характерно для пегматитов чистой линии, где он входит в состав микроклина (13,56% K_2O), мусковита (9,38—9,81%), альбита (0,57%), берилла (0,55%). Значительно меньше калия в пневматолито-гидротермальных жилах, где он находится главным образом в мусковите. Очень низко содержание этого элемента в ультраосновных породах — дуните (следы), серпентините (0,29% K_2O), пироксените (0,48%). Существенные концентрации калий образует в десилицированных пегматитах, в которых он находится главным образом в флогопите (4,34—9,70% K_2O), алюмобиотите (7,82%), фуксите (9,96%), прохлорите (1,81%) и плагиоклазе (1,18%). Часть калия в этих пегматитах идет по пути рассеяния; так, в незначительном количестве он присутствует в фенаките, бериллийсодержащем маргарите, тальке и корундофиллите.

Поздние растворы, принимающие участие в процессе замещения десилицированных пегматитов, обогащались калием за счет разложения ранее образованных калийсодержащих минералов, главным образом флогопита. В эту стадию развиваются более поздние калийсодержащие слюды — мусковит, а часть калия выносится в виде растворимых солей, что приводит к изменению взаимоотношений элементов в процессе и смещает его в сторону образования хлорита вместо флогопита и мусковита.

При ничтожном количестве калия в вмещающих ультраосновных породах становится понятным, что в основном этот элемент при формировании изумрудоносного комплекса привносился пегматитовыми и пневматолито-гидротермальными расплавами-растворами гранитной интрузии. Ассимиляция этими погонами больших количеств магния и железа из вмещающих пород сильно влияла на геохимическую историю калия, и вместо микроклина и мусковита он входил в состав магнезиально-железистых слюд и хлоритов, а также рассеивался в целом ряде других минералов.

Анализ химического состава калиевых и калийсодержащих минералов позволяет выяснить изоморфные взаимоотношения этого элемента с другими элементами и в первую очередь с натрием. Хорошо известна изоморфная взаимозамещаемость калия и натрия в минералах высокотемпературных процессов — кали-натровых полевых шпатах. Содержание в флогопите из десилицированных пегматитов значительного количества Na_2O (3,34%) свидетельствует о довольно широком изоморфизме между калием и натрием в этом минерале и указывает на относительно высокую температуру образования десилицированных пегматитов. Интересно отметить, что для флогопита, слагающего контактную зону пневматолито-гидротермальных жил, изоморфизм между этими элементами менее характерен. В этом флогопите содержится только 0,98% Na_2O, что подтверждает известное положение об уменьшении степени изоморфизма между калием и натрием с понижением температуры.

Обращает на себя внимание значительное содержание калия в минералах группы хлорита. Так, в одном из прохлоритов содержание K_2O составляет 1,81%, Na_2O — 1,31%. Возможно, что присутствие калия в хлоритах обязано наличию в их структурах «флогопитовых» слоев. В незначительных количествах калий входит в состав бериллийсодержащего маргарита, а также в берилл и фенакит.

Магний

Химический состав минералов десилицированных пегматитов Изумрудных Копей свидетельствует о большой роли магния в процессе формирования этих тел. Содержание окиси магния в них составляет при-

мерно 20%. Практически весь Mg, участвующий в процессе образования десилицированных пегматитов, поступал из вмещающих пород. В качестве главного элемента он входит в состав 12 минералов: талька (27—64% MgO), флогопита (20,83—23,53%), прохлорита (17,01—27,80%), актинолита (19,69—20,62%), обыкновенной роговой обманки (12,80%) и др. (см. табл. 94).

Широко распространенное замещение магния закисным железом, алюминием, марганцем, а также литием протекало по схемам:

$$Mg + Al \rightarrow Li + Si$$

$$Mg \rightarrow Fe^{\cdot\cdot}$$

$$Mg + Si \rightarrow 2Al$$

Замещение магнием алюминия характерно для мусковита, фуксита, каолинита, на что указывает количественная зависимость между этими элементами в данных минералах: по мере увеличения содержания магния уменьшается содержание алюминия.

Интересно отметить относительно высокое содержание магния в изумруде (1,89% MgO) и хризоберилле (0,35—0,65%), формирующихся в флогопитовой зоне, т. е. в среде, богатой магнием. В этом случае магний, наряду с хромом, замещает алюминий, о чем говорит меньшее количество последнего в этих минералах по сравнению с бериллами, не содержащими магния. Этот факт свидетельствует о том, что изумруд является минералом пегматитового процесса линии скрещения.

Кальций

Кальций не является характерным элементом пегматитов чистой линии и пневматолито-гидротермальных образований Изумрудных Копей. Вмещающие породы содержат его в значительном количестве; даже в бедных кальцием породах — серпентинитах и дунитах, количество окиси кальция колеблется от 0,38 до 4,70%. Следовательно, формирование кальциевых и кальцийсодержащих минералов в десилицированных пегматитах происходило в основном за счет кальция вмещающих пород. Значительная часть плагиоклазитовых зон и ядер, видимо, образовалась за счет Ca, привнесенного дериватами гранитной интрузии. Внедрение пегматитовых и пневматолито-гидротермальных расплавов-растворов в вмещающие породы, относительно богатые кальцием, привело к образованию актинолита (12,98% CaO), слагающего зоны или отдельные линзы. Обилие летучих в пневматолито-гидротермальных растворах обусловило появление значительных количеств флюорита, более или менее равномерно распределенного среди флогопитовых зон, иногда слагающего крупные линзы в последних, а также встречающиеся в виде значительных скоплений в плагиоклазитовых телах. Кристаллизации плагиоклаза с 20—40% анортитовой молекулы способствовали недостаток кремнезема и относительно высокое содержание алюминия, что приводило к замещению значительных количеств кремния алюминием.

Наряду с широким взаимным изоморфным замещением кальция и натрия в плагиоклазах можно отметить незначительное проявление изоморфизма этих элементов в турмалине. Изоморфное замещение кальцием калия характерно для минералов группы слюд — флогопита, биотита, фуксита, мусковита и фенгита. В прохлорите и корундофиллите кальций замещает небольшие количества магния, а в гранате — марганец и закисное железо. Интересно отметить незначительные содержания

кальция в бериллиевых минералах: берилле, изумруде, фенаките и хризоберилле.

На поздних стадиях формирования десилицированных пегматитов под влиянием остаточных растворов происходило разложение ранее выделившихся минералов, в том числе плагиоклазов. Взаимодействие растворов, содержащих кальций, высвободившийся в результате указанного процесса разложения, с бериллом и другими минералами приводило к образованию бавенита, сфена, пренита, факолита и поздней генерации флюорита. Необходимо отметить следующую геохимическую особенность кальция в процессе формирования десилицированных пегматитов: образование фтористого кальция как трудногидролизуемого соединения ограничивало каталитическую роль фтора в процессе разложения вмещающих пород.

Как показывают результаты анализа серпентинита и отталькованного серпентинита, в процессе отталькования кальций выносился, вероятно, в форме углекислых растворов, которые отлагались, образуя кальцитовые прожилки.

Железо

Анализ химического состава пород и минералов Изумрудных Копей показывает, что железо для их образования в основном поступало из вмещающих ультраосновных пород (см. табл. 94). Например, содержание железа в серпентините составляет 4,81—5,30% FeO и 3,12—4,22% Fe_2O_3. В процессе формирования жильного комплекса отмечается существенное преобладание закисного железа над окисным, что отражает соотношение их содержаний в малоизмененных вмещающих породах — метаморфизованном дуните — 5,60% FeO и 1,01% Fe_2O_3.

В пегматитах чистой линии железо находится сравнительно в незначительном количестве, из собственно железистых минералов в них присутствуют: турмалин, гранат (21,71% FeO, 1,37% Fe_2O_3) и колумбит (2,62% FeO). Небольшие количества железа содержатся в мусковите, микроклине, фторапатите, берилле и других минералах.

Основная масса железа в жильном комплексе связана с десилицированными пегматитами, в которых оно концентрируется главным образом в минералах реакционных зон — флогопите (3,38—7,90% FeO, 0,89—2,98% Fe_2O_3), алюмобиотите (1,59% FeO, 2,81% Fe_2O_3), актинолите (8,21% FeO), прохлорите (5,89—11,36% FeO, 0,16—1,82% Fo_2O_3), корундофиллите (9,26—16,01% FeO, 2,61—2,91% Fe_2O_3), тальке (5,49% FeO, 0,69% Fe_2O_3). На поздней гидротермальной стадии формирования десилицированных пегматитов образуется железистая разность прохлорита (рипидолит), содержащая наибольшее количество железа (20.57% FeO, 3,65% Fe_2O_3). В незначительных количествах трехвалентное железо присутствует в фуксите, плагиоклазе, фенгите, хризоберилле, александрите и других минералах.

В минералах Изумрудных Копей наблюдается изоморфное замещение закисным железом магния, марганца, цинка и окисным железом — алюминия и титана. Наиболее широко представлено изоморфное замещение закисным железом магния, отчетливо проявленное в флогопите, биотите, прохлорите, корундофиллите, актинолите и тальке. Увеличение в этих минералах содержания закисного железа иногда приводит к значительному уменьшению количества магния. В том случае, когда в указанные минералы входит в значительных количествах изоморфный с магнием алюминий, зависимость между содержанием магния и закисного железа становится менее отчетливой. Менее четко выражено замещение магния трехвалентным железом. Наряду с изоморфным замеще-

нием в главных минералах, изоморфизм железа наблюдается: с марганцем в гранате, с титаном в рутиле и сфене, с алюминием в хризоберилле, александрите и берилле.

Интересно проследить изменение соотношений закисного и окисного железа в минералах разных стадий. Так, в флогопитах соотношение $FeO : Fe_2O_3 = \sim 4 : 1$, в хлоритах содержание закисного железа увеличивается и соотношение $FeO : Fe_2O_3 = \sim 6 : 1$. Следовательно, на более поздней стадии формирования жильного комплекса роль закисного железа возрастает.

Анализ соотношений закисного и окисного железа в десилицированных пегматитах показывает, что резкого изменения режима окислительно-восстановительного процесса при формировании этих тел не происходило. Незначительное возрастание роли окисного железа в некоторых десилицированных пегматитах, по сравнению с его ролью в метаморфизованных дунитах, не может с достаточным основанием рассматриваться как результат окисления закисного железа в процессе образования изумрудоносного жильного комплекса, так как значительная часть жильного комплекса формировалась в результате взаимодействия пегматитовых и пневматолито-гидротермальных расплавов-растворов с серпентинитами и оталькованными серпентинитами, в которых соотношение закисного и окисного железа было изменено в сторону повышения роли последнего еще в процессе серпентинизации и оталькования первичных ультраосновных пород (см. табл. 94).

Алюминий

Алюминий является одним из ведущих элементов на Изумрудных Копях. Он входит в состав 28 минералов, причем в 26 из них играет роль главного компонента.

При формировании десилицированных пегматитов алюминий поступал из двух источников: дериватов гранитной магмы и вмещающих ультраосновных пород — дунитов (2,03% Al_2O_3), серпентинитов (4,84%), пироксенитов (11,54%). Относительной концентрации алюминия в процессе формирования этих пегматитов способствовало то обстоятельство, что его воднорастворимые соединения (AlF_3, $AlCl_3$ и др.) легко гидролизуются, вследствие чего алюминий практически не выносится из процесса. Значительное количество алюминия, сконцентрированного в процессе десиликации, и характер этого процесса привели к образованию целого комплекса алюмосодержащих минералов: плагиоклаза (22,55—25,05% Al_2O_3), корундофиллита (23,36—23,40%), прохлорита (20,56—23,08%), флогопита (11,61—16,39%), берилла (18,38—19,48%), хризоберилла (76,00—78,88%), бериллийсодержащего маргарита (45,56—46,22%) и др. (см. табл. 94). Наличие значительных количеств магния и алюминия и возможность их широкого взаимозамещения обусловили формирование минералов группы хлорита, широко развитых на месторождении.

В структурах алюмосиликатов алюминий замещает кремний (в четверной координации) и магний (в шестерной координации) и тем в большей степени, чем выше содержание алюминия и чем больше недостаток кремния; замещение кремния алюминием достигает 1,7 из 4 атомов. Избыток алюминия обусловливал господствующую его роль и в октаэдрических слоях прохлорита и корундофиллита. Обращает на себя внимание высокое содержание алюминия в сфене (5,8% Al_2O_3), в котором он замещает титан.

В отдельных участках десилицированных пегматитов возникали такие концентрации главных элементов, при которых часть алюминия вхо-

дила в состав алюминатов бериллия — хризоберилла, александрита, что свидетельствовало одновременно о большом недостатке кремния в этом процессе. Об относительном избытке алюминия и недостатке щелочей и кальция на отдельных стадиях процесса минералообразования говорит появление топаза.

В десилицированных пегматитах, как это указывается в литературе (Du Toit, 1918), иногда встречается свободная окись глинозема — корунд. На Изумрудных Копях корунд не образуется, вероятно, вследствие того, что появляющаяся в процессе минералообразования свободная гидроокись алюминия расходуется на формирование минералов группы хлорита.

Кремний

Кремний на Изумрудных Копях входит в тех или иных количествах почти во все минералы; в качестве главного компонента он присутствует в 32 минералах: флогопите (40,76—43,64% SiO_2), актинолите (54,29—55,1%), тальке (58,63%), плагиоклазе (60,64—63,55%), фуксите (46,94%), мусковите (44,04—45,22%) и др. (см. табл. 94).

Геохимическое поведение кремния во многом зависит от того, в какие породы внедряются пегматит-пневматолитовые расплавы — растворы, а также от степени взаимодействия последних с этими породами. При внедрении пегматитовых расплавов-растворов в ультраосновные породы свободный кремнезем в значительном количестве уходит на образование талька и других контактных минералов, и в таком случае кварц, как правило, не выделяется. Появляются минералы, бедные и лишенные кремнезема,— прохлорит, бериллийсодержащий маргарит, корундофиллит, хризоберилл, александрит и др. Соотношение кремнезема в вмещающих породах и пегматитовых расплавах-растворах, с одной стороны, и продуктах их реакции — с другой, показывает, что при взаимодействии расплава-раствора, богатого кремнеземом, с вмещающими ультраосновными породами, бедными кремнеземом, образуется комплекс минералов с более низким содержанием кремния, чем в дериватах гранитной магмы,— происходит как бы нейтрализация погонов гранитной магмы ультраосновными породами. Геохимическая роль кремния в данном случае справедливо отражается в самом названии процесса десиликации. Когда же пегматито-пневматолитовые расплавы-растворы внедряются в кислые породы, реакция между ними имеет ограниченный характер, и свободный кремнезем выделяется в виде значительных количеств кварца.

Следует отметить, что на Изумрудных Копях между указанными двумя крайними по составу породами пегматитовые расплавы-растворы внедряются в переходные по составу породы, что сказывается на геохимической истории кремния и на количестве кварца в пегматитах. От геохимического поведения кремния зависит геохимическая история ряда других элементов. Геохимическую роль кремния достаточно четко можно показать на его взаимоотношениях с Al и Be. При недостатке кремния в процессе десиликации четко проявляется тенденция к замещению в кристаллической структуре минералов большего числа атомов кремния алюминием, что ведет к уменьшению относительной концентрации последнего и, по-видимому, является одной из причин отсутствия на Изумрудных Копях корунда. То же можно сказать и относительно бериллия. Ярким показателем недостатка кремнезема в процессе десиликации является образование в отдельных участках пегматитов таких ненасыщенных кремнеземом минералов, как хризоберилл и фенакит (вместо берилла), которые могут возникнуть только при резком недостатке

SiO_2 (см. «Бериллий»). О том, что образование хризоберилла и фенакита обусловливается недостатком кремнезема, свидетельствует и тот факт, что берилл на Изумрудных Копях является проходящим минералом и, следовательно, мог кристаллизоваться при достаточном количестве кремнезема и в тех физико-химических условиях, в которых выделяются фенакит и хризоберилл.

Кислород

На Изумрудных Копях подавляющее большинство минералов представляют собой кислородные соединения; сульфиды, фториды и другие группы некислородных минералов не играют существенной роли. Процесс взаимодействия пегматитовых и пневматолито-гидротермальных расплавов-растворов с вмещающими ультраосновными породами вместе с тем есть процесс взаимодействия соединений, богатых и бедных кислородом. В процессе десиликации происходит как бы перераспределение кислорода с образованием промежуточных по его содержанию соединений. Об этом свидетельствует, в частности, следующее. Как известно, одной из характеристик кристаллических структур кислородных соединений, в том числе силикатов и алюмосиликатов, является объем, приходящийся на один атом кислорода в их структурах. Для простоты рассуждений можно принять, что ультраосновные породы слагаются оливином, а пегматиты — полевыми шпатами и кварцем. В результате взаимодействия пегматит-пневматолитового расплава-раствора с вмещающими ультраосновными породами образуются флогопит, хлорит и другие минералы из группы слоистых силикатов, структуры которых характеризуются величинами объема на атом кислорода, промежуточными между соответствующими объемами в структурах полевого шпата и оливина.

В процессе минералообразования Изумрудных Копей свободный кислород не играл существенной роли в качестве окислителя. Об этом свидетельствует наличие значительных количеств закисного железа и двухвалентного марганца в гранате, колумбите и других минералах пегматитов чистой линии, а также присутствие самородной меди и самородного висмута в десилицированных пегматитах и пневматолито-гидротермальных образованиях.

Таким образом, кислородный режим формирования Изумрудных Копей в основном определялся балансом связанного кислорода вмещающих пород и привнесенными, также в связанной форме, пегматитовыми и пневматолито-гидротермальными расплавами-растворами.

Фтор

Источником фтора, принимавшего участие в формировании десилицированных пегматитов Изумрудных Копей, явились гранитная интрузия и ее дериваты, на что указывает наличие фтора в слагающих их минералах — флюорите, а также мусковите (0,62—0,72%), апатите (3,68—3,88%), турмалине (1,11%) и др. (см. табл. 94). О том, что главным источником фтора при образовании десилицированных пегматитов служили пегматит-пневматолитовые расплавы-растворы, свидетельствует обилие этого элемента в сложных редкометальных пегматитах различных полей мира, в которых встречаются значительные скопления флюорита (Jahns, 1953), амблигонита, турмалина и других фторсодержащих минералов.

Процесс формирования десилицированных пегматитов на Изумрудных Копях, вероятно, протекал в породах, претерпевших метаморфизм под влиянием гранитной интрузии. Вмещающие породы, удаленные от

Типы жил	Наименование минералов	Главн.мин. ● Второстеп. ◐ Акцессорн. ○	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	M
Пегматиты чистой линии	Микроклин	●	64,80	(0,005)	18,60	(0,005)	0,03	0,58	0,
	Альбит № 4—5 (клевеландит)	◐	67,81		19,57	0,005 0,025	0,09	0,00	Сл
	Мусковит	●	44,04 45,22	0,00 0,28	31,30 36,30	(0,0025) (0,01)	0,93 2,64	0,68 3,02	0, 0,
	Апатит	○	0,00	0,00	0,00	(0,005)	0,20		1
	Гранат	○	35,85 37,62	(0,005) (0,05)	16,15 21,13	(0,025)	0,52 1,37	7,03 21,71	49 28
	Берилл	○	66,03		18,95		0,42		
	Колумбит	○	0,00	0,29				10,42	7
	Колумбит-танталит	○	0,05	0,36	0,35			2,92	14
	Молибденит	○	(0,005)		(0,01)				(0
	Кальцит	○	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	0
	Биотит	○	39,29	1,12	10,64	(0,025)	6,87	14,25	4
Пневматолито-гидротермальные жилы	Апатит	◐	0,02	0,00	Следы		0,29	0,00	0
	Мусковит	●	45,80	0,25	29,91	(0,0025) (0,025)	0,72	1,92	0
	Флогопит	●	42,2	0,05	12,03	(0,025)	0,72	4,41	0
	Берилл	○	64,38		19,48		Следы		
	Клиногумит	●	33,41	0,45	0,00		0,00	10,92	1
	Сфалерит	○		(0,005)	(0,001) (0,005)		3,07	1,95	0
Гидротермальные прожилки	Кальцит	●	0,00	(0,005)	0,00		0,00	0,57	0
	Доломит	●	Следы				0,69	1,42	0
	Эпидот	●	37,77	0,19	23,65	1,05	11,10	0,67	0
	Опал	●	93,11	(0,005)	(0,0005)	0,00	0,60		0
	Ильменит	○	0,00	53,35	0,00	(0,025)	4,06	40,26	2
	Плагиоклаз (№ 18—38)	●	60,64 63,55	(0,01)	22,55 25,05	(0,005)	Следы 2,48	0,00 0,30	0 С
	Флогопит	●	40,76	0,00	11,61	0,23	0,89	3,88	

Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BeO	Zn	Na_2O	K_2O	H_2O	F	Cl	B_2O_3	C
(0,005)	0,03	0,58	0,02	0,00	0,20	0,0007 0,0018		2,06	13,56	0,20		Следы		
0,005 0,025	0,09	0,00	Следы	0,24	1,05	0,0026 0,0072		10,80	0,57	0,14	0,00			
(0,0025) (0,01)	0,93 2,64	0,68 3,02	0,05 0,09	0,65 1,49	0,48 0,60	0,0052 0,0054	(0,005) (0,025)	0,93 0,98	9,38 9,81	4,38 5,24	0,72	Следы	0,026	
(0,005)	0,20		1,14	0,00	53,73	(0,0001)		0,00	0,00	0,00	3,88	0,00		
(0,025)	0,52 1,37	7,03 21,71	49,00 28,52	Следы 0,65	0,66 2,64	0,0025	(0,005) (0,05)	0,00 0,44	0,00 0,88	0,00		0,00		
	0,42			0,21	0,78	12,33		0,65	0,55	0,55				
		10,42	7,61			(0,005)								
		2,92	14,50	0,06	0,08	0,0054								
			(0,005)	(0,0025)	(0,01)									
0,00	0,00	0,54	0,01	0,00	55,54									
(0,025)	6,87	14,25	4,00	9,37	0,47	(0,001) (0,005)		1,64	8,77	3,17				
	0,29	0,00	0,28	0,14	54,04	0,0007		0,17	Следы	0,16	3,68	0,00		
(0,0025) (0,025)	0,72	1,92	0,08	3,43	0,47	(0,001) (0,009)	(0,005) (0,025)	0,00	11,26	4,93	0,62	Следы	0,014	
(0,025)	0,72	4,41	0,05	27,60	0,75	(0,0025)	(0,005)	0,98	9,52	1,02	0,68		Следы	
	Следы			0,11	0,30	13,72		1,10		1,25				
	0,00	10,92	1,06	50,48	0,00	0,0036	(0,025)	0,00	0,00	1,50	3,77			
	3,07	1,95	0,37	(0,005)	(0,005)	(0,0005)	61,66							
	0,00	0,57	0,30	0,00	55,34									
	0,69	1,42	0,50	20,0	30,31									
1,05	11,10	0,67	0,08	0,00	24,47	(0,01)		0,00	0,00	1,80				
0,00	0,60		0,04	0,15	Следы	(0,005)		0,00	0,00	3,60				
(0,025)	4,06	40,26	2,22	(0,005) 0,00	0,00	(0,0005)								
(0,005)	Следы 2,48	0,00 0,30	0,00 Следы	0,00 0,37	3,49 5,82	0,0019 0,127		7,85 8,41	Следы 1,18	0,30 0,55		Следы		
0,23	0,89	2,88												

п	Na_2O	K_2O	H_2O	F	Cl	B_2O_3	CO_2	S	P_2O_5	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Bi	Mo	Li_2O	
	2,06	13,56	0,20		Следы								(0,025) (0,005)	0,0004	(0 0
	10,80	0,57	0,14	0,00								(0,025) (0,005)	(0,005)	0,0004	0 0
005) 025)	0,93 0,98	9,38 9,81	4,38 5,24	0,72	Следы	0,026						(0,001)	(0,005)	(0,05) (0,5)	(0 0
	0,00	0,00	0,00	3,88	0,00				42,29			(0,0025)	(0,02)		
005) 05)	0,00 0,44	0,00 0,88	0,00		0,00							(0,0025) 0,005			(0
	0,65	0,55	0,55											0,105 0,475	0 0
										43,69	37,47	(0,0025)			(0
										33,00	49,00	(0,005)			
								40,30				(0,005)	59,67		
							43,82						(0,005)		
	1,64	8,77	3,17											(0,1) (0,5)	
	0,17	Следы	0,16	3,68	0,00				42,38			(0,0025)	(0,025)		
005) 025)	0,00	11,26	4,93	0,62	Следы	0,014						(0,001) (0,005)	(0,025)	(0,05) (0,5)	(0
005)	0,98	9,52	1,02	0,68		Следы			0,10			(0,005)		(0,1)	((
	1,10		1,25											0,0475 0,46	[I
025)	0,00	0,00	1,50	3,77											
66								32,60				(0,005)	(0,025)		
							43,16						(0,05)		
							46,05								
	0,00	0,00	1,80												
	0,00	0,00	3,60												
	7,85 8,41	Следы 1,18	0,30 0,55		Следы							(0,0005)		0,013	0, 0,
									0,23		0,002	(0,0025)			(0

гав минералов и пород Изумрудных Копей

Bi	Mo	Li_2O	Rb	Cs	Cu	Sr	Ag	Cd	Ba	Sc	Ga
	(0,025) (0,005)	0,0004	(0,05) 0,09	0,001	(0,0005) (0,005)	(0,0005) (0,0025)			(0,005) (0,05)		(0,001) (0,005)
(0,025) (0,005)	(0,005)	0,0004	0,005 0,006		(0,0005) (0,005)	(0,0005) (0,020)	0,0005	(0,025)	(0,0005)		(0,001) (0,01)
(0,001)	(0,005)	(0,05) (0,5)	(0,3) 0,218		(0,0005) (0,005)	(0,0005) (0,005)			(0,005) (0,05)		0,01 0,04
(0,0025)	(0,02)				(0,0025)	(0,0025)	(0,0005)				(0,001)
(0,0025) 0,005			(0,011)		(0,0005) (0,020)		(0,0005)		(0,0025)		(0,001) (0,005)
		0,105 0,475	0,007 0,01	0,014 0,045							
(0,0025)			(0,025)		(0,0055)					(0,005)	
(0,005)					(0,0025)					(0,005)	
(0,005)	59,67				(0,005)	(0,0005)	(0,0025)				
	(0,005)				(0,0025)	(0,020)					
		(0,1) (0,5)			(0,0005)				(0,005)		(0,001) (0,05)
(0,0025)	(0,025)				(0,0005)	(0,20)					
(0,001) (0,005)	(0,025)	(0,05) (0,5)	(0,25)		(0,0005) (0,005)	(0,0025)	(0,0005)		(0,020) (0,035)		(0,005) (0,05)
(0,005)		(0,1)	(0,3)		(0,0025)	(0,0025)			(0,035)		(0,001)
		0,0475 0,46	0,006 0,009	0,026 0,046							
					(0,0025)						
(0,005)	(0,025)				(0,05) (0,02)	(0,0005)	(0,0025) (0,005)	(0,35) (0,5)			(0,001)
	(0,05)				(0,0005)	(0,035)					
					(0,0005)	(0,005)	(0,0005)				
					(0,005)	(0,05)			(0,0025)		(0,005)
					(0,0005)						
(0,0005)		0,013	0,009 0,047	0,001	(0,0005) (0,0025)	(0,0025) (0,02)					(0,001) (0,01)
(0,0025)	(0,005)	0,12 0,49	(0,18)		(0,0005) (0,0025)	(0,0005)			(0,0025) (0,05)	(0,005)	(0,001) (0,01)

Sc	Ga	TR_2O_3	Y	In	Tl	Ge	Zr	Sn	Pb	V	As	Sb
	(0,001) (0,005)				(0,001)				(0,005)			
	(0,001) (0,01)						(0,005)		(0,001)	(0,005)		
	0,01 0,04				(0,001) (0,005)			(0,001) (0,005)	(0,001)	(0,005) (0,02)		
	(0,001)	0,21					(0,005)	(0,005)	(0,001)			
	(0,001) (0,005)					(0,001) (0,04)	(0,005) (0,025)	(0,005) (0,01)		(0,005)		
(0,005)							(0,005)		(0,005)			
(0,005)		0,04							(0,005)			
									(0,001)			
	(0,001) (0,05)						(0,005)			(0,005)		
		0,50						(0,005)	(0,001)			
	(0,005) (0,05)				(0,001)			(0,001) (0,005)	(0,001) (0,005)	(0,005) (0,025)		
	(0,001)				(0,005)					(0,025)		
								(0,005)				
	(0,001)			(0,001)				(0,001)	(0,001)			
	(0,005)							(0,005)		(0,2)		
	(0,001) (0,01)								(0,001)			
(0,005)	(0,001)				(0,001)		(0,005)	(0,001)	(0,001)	(0,02)		

Таблица 94

	Sn	Pb	V	As	Sb	Se	Te	Re	Co	Ni
		(0,005)								(0,005)
)		(0,001)	(0,005)							(0,005)
	(0,001) (0,005)	(0,001)	(0,005) (0,02)							(0,005)
)	(0,005)	(0,001)								(0,005)
))	(0,005) (0,01)		(0,005)							(0,005) (0,025)
)		(0,005)								(0,005)
		(0,005)								
		(0,001)				0,0032		0,0008		
)			(0,005)						(0,005)	(0,005) (0,2)
	(0,005)	(0,001)								
	(0,001) (0,005)	(0,001) (0,005)	(0,005) (0,025)							(0,0025) (0,005)
			(0,025)						(0,005)	(0,005) (0,015)
	(0,005)								(0,005)	(0,10)
	(0,001)	(0,001)							(0,01) (0,05)	
										(0,005)
	(0,005)		(0,2)							(0,025)
		(0,001)								(0,005) (0,025)

Апатит	◐	0,02	0,00	Следы		0,29	0,00	0,28	0,14	54,
Мусковит	●	45,80	0,25	29,91	(0,0025) (0,025)	0,72	1,92	0,08	3,43	0,
Флогопит	●	42,2	0,05	12,03	(0,025)	0,72	4,41	0,05	27,60	0,
Берилл	○	64,38		19,48		Следы			0,11	0
Клиногумит	●	33,41	0,45	0,00		0,00	10,92	1,06	50,48	0
Сфалерит	○		(0,005)	(0,001) (0,005)		3,07	1,95	0,37	(0,005)	(0,
Кальцит	●	0,00	(0,005)	0,00		0,00	0,57	0,30	0,00	5
Доломит	●	Следы				0,69	1,42	0,50	20,0	3
Эпидот	●	37,77	0,19	23,65	1,05	11,10	0,67	0,08	0,00	2
Опал	●	93,11	(0,005)	(0,0005)	0,00	0,60		0,04	0,15	
Ильменит	○	0,00	53,35	0,00	(0,025)	4,06	40,26	2,22	(0,005) 0,00	
Плагиоклаз (№ 18—38)	●	60,64 63,55	(0,01)	22,55 25,05	(0,005)	Следы 2,48	0,00 0,30	0,00 Следы	0,00 0,37	
Флогопит	●	40,76 43,64	0,00 0,66	11,61 16,39	0,23	0,89 2,98	3,88 7,90	0,12 1,38	20,83 23,53	
Алюмо-биотит	●	41,97	Следы	18,47		2,81	1,59		19,49	
Актинолит	●	55,10	(0,005)	1,53			8,21		19,69	
Прохлорит	●	26,66 27,86	(0,05)	20,56 23,08	(0,05)	0,16 3,65	5,89 20,57	0,05 0,46	17,01 27,80	
Корундофиллит	●	25,48 26,40	(0,005)	23,36 23,40	(0,02)	2,61 2,91	9,26 16,01	0,03 0,35	18,65 25,60	
Тальк	●	58,63	(0,005) (0,025)	2,03		0,69	5,49	0,10	27,64	
Флюорит	●	(0,0001) (0,01)	(0,005) (0,05)		0,00	(0,01)		0,00 (0,0035)	(0,0005) (0,05)	
Каолинит	●	44,16	(0,005) 0,005	36,66		0,13	0,23	Следы	0,88	
Фенгит	◐	47,80		32,44		1,80	0,70	0,08	0,40	
Фуксит	◐	46,94	0,11	27,37	0,60	0,01	2,73	0,43	6,06	

							(0,005)							
леды		0,29	0,00	0,28	0,14	54,04	0,0007		0,17	Следы	0,16	3,68	0,00	
,91	(0,0025) (0,025)	0,72	1,92	0,08	3,43	0,47	(0,001) (0,009)	(0,005) (0,025)	0,00	11,26	4,93	0,62	Следы	0
,03	(0,025)	0,72	4,41	0,05	27,60	0,75	(0,0025)	(0,005)	0,98	9,52	1,02	0,68		C
,48		Следы			0,11	0,30	13,72		1,10		1,25			
,00		0,00	10,92	1,06	50,48	0,00	0,0036	(0,025)	0,00	0,00	1,50	3,77		
,001) ,005)		3,07	1,95	0,37	(0,005)	(0,005)	(0,0005)	61,66						
,00		0,00	0,57	0,30	0,00	55,34								
		0,69	1,42	0,50	20,0	30,31								
,65	1,05	11,10	0,67	0,08	0,00	24,47	(0,01)		0,00	0,00	1,80			
,0005)	0,00	0,60		0,04	0,15	Следы	(0,005)		0,00	0,00	3,60			
,00	(0,025)	4,06	40,26	2,22	(0,005) 0,00	0,00	(0,0005)							
,55 ,05	(0,005)	Следы 2,48	0,00 0,30	0,00 Следы	0,00 0,37	3,49 5,82	0,0019 0,127		7,85 8,41	Следы 1,18	0,30 0,55		Следы	
,61 ,39	0,23	0,89 2,98	3,88 7,90	0,12 1,38	20,83 23,53	0,25 1,18	0,0018 0,0067	(0,005) (0,025)	0,50 3,34	4,34 9,70	0,55 3,66	0,43 2,08	0,00	(
3,47		2,81	1,59		19,49	1,97			1,26	7,82	3,23	0,82	0,00	
,53			8,21		19,69	12,98	(0,005)	(0,025)			1,77	0,80		
),56 3,08	(0,05)	0,16 3,65	5,89 20,57	0,05 0,46	17,01 27,80	Следы 0,95	0,008 0,1445	(0,05)	0,00 1,31	0,00 1,84	10,22 11,20	0,08 0,39	Следы	
3,36 3,40	(0,02)	2,61 2,91	9,26 16,01	0,03 0,35	18,65 25,60	0,04 0,55	0,0033	(0,05)	0,25 1,53	Следы 0,26	10,45 10,89	0,57		
2,03		0,69	5,49	0,10	27,64			(0,005)	0,29	0,87	4,49			
	0,00	(0,01)		0,00 (0,0035)	(0,0005) (0,05)		(0,0005)							
5,66		0,13	0,23	Следы	0,88	0,76	0,026		0,23	0,40	13,52			
2,44		1,80	0,70	0,08	0,40	1,04			0,86	9,68	4,98	0,00		
,37	0,60	0,01	2,73	0,43	6,06	0,31	(0,0005) 0,0091	(0,025)	1,46	9,96	2,50	0,63	0,00	

	1,64	8,77	3,17												(0,5)		
	0,17	Следы	0,16	3,68	0,00				42,38			(0,0025)	(0,025)				
	0,00	11,26	4,93	0,62	Следы	0,014						(0,001) (0,005)	(0,025)	(0,05) (0,5)		(0,25)	
)	0,98	9,52	1,02	0,68		Следы			0,10			(0,005)		(0,1)		(0,3)	
	1,10		1,25											0,0475 0,46		0,006 0,009	
)	0,00	0,00	1,50	3,77													
								32,60				(0,005)	(0,025)				
							43,16						(0,05)				
							46,05										
	0,00	0,00	1,80														
	0,00	0,00	3,60														
	7,85 8,41	Следы 1,18	0,30 0,55		Следы							(0,0005)		0,013		0, 0,	
)05))25)	0,50 3,34	4,34 9,70	0,55 3,66	0,43 2,08	0,00	Следы 0,006		0,03 0,15	0,23 0,25	0,017	0,002	(0,0025)	(0,005)	0,12 0,49		(0,	
	1,26	7,82	3,23	0,82	0,00												
)25)			1,77	0,80												(0	
05)	0,00 1,31	0,00 1,81	10,22 11,20	0,08 0,39	Следы	0,008 0,059						(0,0005)	(0,025)	(0,05)			
05)	0,25 1,53	Следы 0,26	10,45 10,89	0,57		0,004			0,00			(0,0005)	(0,005)				
005)	0,29	0,87	4,49											(0,01)			
	0,23	0,40	13,52							(0,01)		(0,05)					
	0,86	9,68	4,98	0,00													
025)	1,46	9,96	2,50	0,63	0,00			0,00				(0,0025) (0,005)	(0,025)	0,25 (0,4)		(	

			(0,5)											
	(0,0025)	(0,025)				(0,0005)	(0,20)							
	(0,001) (0,005)	(0,025)	(0,05) (0,5)	(0,25)		(0,0005) (0,005)	(0,0025)	(0,0005)		(0,020) (0,035)				
	(0,005)		(0,1)	(0,3)		(0,0025)	(0,0025)			(0,035)				
			0,0475 0,46	0,006 0,009	0,026 0,046									
						(0,0025)								
	(0,005)	(0,025)				(0,05) (0,02)	(0,0005)	(0,0025) (0,005)	(0,35) (0,5)					
		(0,05)				(0,0005)	(0,035)							
						(0,0005)	(0,005)	(0,0005)						
						(0,005)	(0,05)			(0,0025)				
						(0,0005)								
	(0,0005)		0,013	0,009 0,047	0,001	(0,0005) (0,0025)	(0,0025) (0,02)							
,002	(0,0025)	(0,005)	0,12 0,49	(0,18)		(0,0005) (0,0025)	(0,0005)			(0,0025) (0,05)	(0,005)			
				(0,01)		(0,005)								
	(0,0005)	(0,025)	(0,05)			(0,0005)								
	(0,0005)	(0,005)				(0,0025)								
			(0,01)			(0,005)								
						(0,0025) (0,005)	(0,0005) (0,005)			(0,0005)				
	(0,05)					(0,005)	(0,005)			(0,005)				
	(0,0025) (0,005)	(0,025)	0,25 (0,4)	(0,018) 0,054	0,00	(0,02)	(0,0025) (0,005)	(0,0005)		(0,0025)				

(0,005)		(0,001) (0,05)						(0,005)				(0,005
			0,50						(0,005)	(0,001)		
(0,020) (0,035)		(0,005) (0,05)				(0,001)			(0,001) (0,005)	(0,001) (0,005)	(0,005 (0,025	
(0,035)		(0,001)				(0,005)					(0,025	
									(0,005)			
		(0,001)			(0,001)				(0,001)	(0,001)		
(0,0025)		(0,005)							(0,005)		(0,2)	
		(0,001) (0,01)								(0,001)		
(0,0025) (0,05)	(0,005)	(0,001) (0,01)				(0,001) (0,005)		(0,005)	(0,001)	(0,001)	(0,02) (0,05)	
							(0,07)	(0,05)			(0,05)	
		(0,001) (0,01)	(0,01)	(0,01)					(0,001)	(0,001)	(0,005 (0,05)	
		(0,001)							(0,001)		(0,05)	
											(0,05)	
(0,0005)			(0,001)					(0,005)	(0,001)	(0,001)		
(0,005)		(0,01)								(0,004)		
(0,0025)		(0,001) (0,005)				(0,005)			(0,001) (0,01)		(0,025 (0,05	

		(0,005)			(0,005)							(0,005)	(0,005) (0,2)
			(0,005)	(0,001)									
1)			(0,001) (0,005)	(0,001) (0,005)	(0,005) (0,025)								(0,0025) (0,005)
)					(0,025)							(0,005)	(0,005) (0,015)
			(0,005)									(0,005)	(0,10)
			(0,001)	(0,001)								(0,01) (0,05)	
													(0,005)
			(0,005)		(0,2)								(0,025)
				(0,001)									(0,005) (0,025)
1) 5)		(0,005)	(0,001)	(0,001)	(0,02) (0,05)							(0,01)	(0,025) (0,1)
	(0,05)	(0,05)			(0,05)							(0,01)	(0,2)
			(0,001)	(0,001)	(0,005) (0,05)							(0,05) (0,01)	(0,005) (0,25)
			(0,001)		(0,05)							(0,05)	(0,02)
					(0,05)		(0,01)					(0,05)	(0,1) (0,2)
		(0,005)	(0,001)	(0,001)									
				(0,004)								(0,001)	(0,02)
5)			(0,001) (0,01)		(0,025) (0,05)								(0,05) (0,1)

Типы жил	Наименование минералов	Главн. мин. ● Второстеп. ◐ Акцессорн. ○	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Пегматиты линии скрещения	Апатит	◐	0,00	0,00	Следы	(0,005)	0,33	0,00
	Турмалин	◐	35,46	(0,005) 0,28	33,88	(0,10) (0,25)	0,51	4,85
	Молибденит	○	(0,005) (0,01)			(0,01) (0,04)		
	Берилл	○	64,99	(0,01) (0,005)	18,38	(0,06) (0,03)	0,23	
	Изумруд	○	64,69	0,00	15,16	0,13 0,25	0,35	
	Фенакит	○	52,92	(0,005)	Следы	(0,005)	0,00	0,0
	Хризоберилл	○	1,90	0,34	76,00 78,88	Следы 0,08	0,57 3,05	1,3
	Александрит	○	2,43	Следы	75,26	0,30	0,31	1,4
	Бериллий содержащий маргарит	○	30,16 30,88	(0,05)	45,56 46,22	0,00 0,40	0,13 0,38	
	Бавенит	○	57,11 57,25	0,00	9,60 9,89	0,00	0,10 0,11	0,0
	Бертрандит	○	50,93	0,00	Следы		0,14	0,0
	Топаз	○	32,67	(0,005)	54,47	(0,025)	0,22	
	Рутил	○	0,00 (0,05)	98,45	0,00		0,59	
	Сфен	○	30,79	31,95	5,80		0,45	
	Пренит	○	43,50	(0,01) (0,005)	24,83	(0,005)	0,32	
	Самородный висмут	○	0,00	(0,05)		(0,005)		0,
	Ильменит	◐	0,00	52,80	0,00		2,70	42,
	Двуслюдяные граниты		74,21	0,06	15,10	(0,0025)	1,48	
	Кварцевые диориты		53,60 54,10	0,02 0,03	13,07 15,34	(0,005)	6,79 7,21	4, 5,
	Биотитизированные кварцевые диориты		55,62	0,03	20,37	0,00	3,88	2,
	Амфиболовые гнейсы		51,30 63,98	0,03 0,04	8,38 13,81	(0,005)	5,08 13,27	2, 4,
			47,28	0,09	10,33		2,60	11

TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BeO	Zn	Na_2O	K_2O	H_2O	F
0,00	Следы	(0,005)	0,33	0,00	0,13	Следы	54,69	0,0007		Следы	Следы	0,10	3
(0,005) 0,28	33,88	(0,10) (0,25)	0,51	4,85	0,09	7,37	1,43	(0,0025) (0,045)	(0,01) (0,05)	2,18	Следы	2,64	1
		(0,01) (0,04)			(0,005)	(0,005) (0,35)		(0,0004) (0,035)					
(0,01) (0,005)	18,38	(0,06) (0,03)	0,23		(0,01) (0,005)	0,11	0,40	13,83		1,16		0,90	
0,00	15,16	0,13 0,25	0,35		Следы	1,89	0,80	13,37		1,80	Следы	1,29	
(0,005)	Следы	(0,005)	0,00	0,00	(0,001)	0,13	0,20	45,82		0,63	0,26	0,21	
0,34	76,00 78,88	Следы 0,08	0,57 3,05	1,39	0,00 0,12	0,35 0,65	0,27	18,05 19,05				0,00	
Следы	75,26	0,30	0,31	1,41	(0,001)	(0,0005)	1,51	18,74				0,10	
(0,05)	45,56 46,22	0,00 0,40	0,13 0,38		Следы	0,67 1,06	13,18 13,90	1,88 3,26		0,57 1,08	0,21 0,52	3,40 3,98	
0,00	9,60 9,89	0,00	0,10 0,11	0,00	»	(0,05)	24,30 24,35	6,33 6,60		0,00	0,00	1,87 1,90	
0,00	Следы		0,14	0,00	(0,001)	(0,0005)	0,68	40,83				7,46	
(0,005)	54,47	(0,025)	0,22		(0,005)	(0,02)	0,00 (0,04)	0,0014				1,08	
98,45	0,00		0,59		0,00	(0,005)	0,80	(0,005)		0,00	0,00		
31,95	5,80		0,45			0,45	29,28			0,23	Следы	0,64	
(0,01) (0,005)	24,83	(0,005)	0,32		(0,01)		27,00	(0,02) 0,1084	(0,025)			4,51	
(0,05)		(0,005)		0,02	0,00	0,00	0,00	0,0007	(0,005)				
52,80	0,00		2,70	42,17	2,22	0,00	0,00	(0,005)	(0,025)				
0,06	15,10	(0,0025)	1,48		Следы	0,22	1,08	0,0007 0,0025		3,53	3,87	0,20	
0,02 0,03	13,07 15,34	(0,005)	6,79 7,21	4,66 5,59	0,020 0,021	4,71 7,40	8,10 9,70	0,0007 0,0033		2,46 4,70	0,42 0,52	0,16 0,26	
0,03	20,37	0,00	3,88	2,96	Следы	4,13	5,70			5,60	1,00	0,45	
0,03 0,04	8,38 13,81	(0,005)	5,08 13,27	2,80 4,64	0,017	2,68 5,95	5,20 8,30	0,0028		3,02 4,06	1,40 3,26	0,1 0,6	
0,09	10,33		2,60	11,30	0,29	12,80	12,50	0,0014		1,88	0,89	0,5	
0,002	2,70	(0,05)	0,70	7,32	0,31	20,62	12,47	0,0091		1,30	Следы	0,5	

BeO	Zn	Na_2O	K_2O	H_2O	F	Cl	B_2O_3	CO_2	S	P_2O_5	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Bi	Mo
0,0007		Следы	Следы	0,10	3,73	0,00				42,25				
(0,0025) (0,045)	(0,01) (0,05)	2,18	Следы	2,64	1,11	0,00	10,16							
(0,0004) (0,035)									39,95 40,24				(0,020) (0,035)	60,07 60,08
13,83		1,16		0,90									(0,005)	
13,37		1,80	Следы	1,29									(0,0005)	
45,82		0,63	0,26	0,21										
18,05 19,05				0,00									(0,05)	
18,74				0,10										
1,88 3,26		0,57 1,08	0,21 0,52	3,40 3,98	0,82 1,64	0,13 0,20			0,11	0,00			(0,0025)	(0,025)
6,33 6,60		0,00	0,00	1,87 1,90			0,31							
40,83				7,46										
0,0014				1,08	19,18	0,00								
(0,005)		0,00	0,00											
		0,23	Следы	0,64										
(0,02) 0,1084	(0,025)			4,51										
0,0007	(0,005)								0,80	0,00			95,90	(0,00
(0,005)	(0,025)												(0,005)	
0,0007 0,0025		3,53	3,87	0,20	0,00		0,021			0,00	0,002		(0,0005)	
0,0007 0,0033		2,46 4,70	0,42 0,52	0,16 0,26	0,11 0,15	0,03 0,04			0,11 0,12	0,28 0,32				
		5,60	1,00	0,45	0,16	0,05			0,11	0,24				
0,0028		3,02 4,06	1,40 3,26	0,19 0,60	0,05	0,03 0,04	0,004		0,14 0,18	0,32 0,65				
0,0014		1,88	0,89	0,50	0,19									
0,0091		1,30	Следы	0,55	0,25									
		2,45	6,86	2,40	0,19									

Bi	Mo	Li_2O	Rb	Cs	Cu	Sr	Ag	Cd	Ba	Sc	Ga
					(0,0025)	(0,005)					
		(0,05) (0,1)	(0,014)			(0,005) (0,035)					(0,001) (0,01)
(0,020) (0,035)	60,07 60,08				(0,005) (0,020)	(0,005)	(0,0025)				
(0,005)		0,24 0,30	0,007 0,010	0,024 0,058	(0,0005)					(0,025)	(0,005) (0,001)
(0,0005)		(0,07) (0,1)			(0,0005) (0,0025)					(0,03) 0,025	(0,001) (0,005)
					(0,0005)						
(0,05)											(0,01)
					(0,0005)						(0,001) (0,1)
(0,0025)	(0,025)	0,36 0,78			(0,0005) (0,0025)	(0,005) (0,05)			0,04		(0,001) (0,005)
					(0,0005)	(0,0025)					(0,001)
					(0,0025)						
					(0,0005)	(0,0025)					
					(0,0025) (0,020)	(0,0025)			(0,0025)		(0,01) (0,005)
95,90	(0,005)				(0,005)		(0,05)				
(0,005)					(0,0005)	(0,005)	(0,005)			(0,005)	
(0,0005)		(0,05)			(0,0005)	(0,035) (0,05)			(0,05) (0,5)	(0,0007)	(0,005 (0,01)
		(0,075)				(0,05)			(0,0005) (0,35)	(0,0019)	(0,005 (0,01)
		(0,075)			(0,005) (0,0025)	(0,35) (0,5)			(0,35) (0,5)	(0,001)	(0,001
			(0,003)							(0,05)	(0,001

Sc	Ga	TR_2O_3	Y	In	Tl	Ge	Zr	Sn	Pb	V	As	Sb
		0,20							(0,001)			
	(0,001) (0,01)						(0,05)	(0,001) (0,005)	(0,001)	(0,3) (0,5)		
						(0,005)		(0,001)	(0,001)		(0,01)	
025)	(0,005) (0,001)									(0,004) (0,05)		
03) 025	(0,001) (0,005)									(0,05) 0,02		
	(0,01)							0,12		(0,02)		
	(0,001) (0,1)							0,04		(0,5)		
	(0,001) (0,005)							(0,001)		(0,005) (0,025)		
	(0,001)					(0,01)						
						(0,005)						
						(0,04)						
			(0,04)					(0,1)		0,005 (0,5)	(0,01)	
	(0,01) (0,005)					(0,001)			(0,001)			
		(0,01)							(0,01)			(0,1)
,005)										(0,05)		
,0007)	(0,005) (0,01)						(0,005)		(0,001)			
,0019)	(0,005) (0,01)								(0,001)	(0,05)		
,001)	(0,001)						(0,025) (0,05)		(0,005)	(0,05)		

Продолжение табл. 94

	Zr	Sn	Pb	V	As	Sb	Se	Te	Re	Co	Ni
			(0,001)								(0,005)
	(0,05)	(0,001) (0,005)	(0,001)	(0,3) (0,5)						(0,01) (0,05)	(0,05) (0,1)
		(0,001)	(0,001)		(0,01)		0,0058 0,0072	0,002 0,0023	0,0006 0,0055		(0,025)
				(0,004) (0,05)						(0,001)	(0,005) (0,025)
				(0,05) 0,02						(0,001)	(0,025)
		0,12		(0,02)							
		0,04		(0,5)						(0,001)	
		(0,001)		(0,005) (0,025)							(0,005) (0,05)
											0,025
		(0,1)		0,005 (0,5)	(0,01)						
			(0,001)							(0,005)	(0,025)
			(0,01)			(0,1)	(0,001)	2,31			0,87
				(0,05)							(0,025)
	(0,005)		(0,001)								(0,05)
			(0,001)	(0,05)						(0,005)	(0,005)
	(0,025) (0,05)		(0,005)	(0,05)						(0,005)	(0,005)
	(0,05)	(0,005)		(0,02)							(0,005)

Пегматиты	Бертрандит	○						
	Топаз	○	32,67	(0,005)	54,47	(0,025)	0,22	
	Рутил	○	0,00 (0,05)	98,45	0,00		0,59	
	Сфен	○	30,79	31,95	5,80		0,45	
	Пренит	○	43,50	(0,01) (0,005)	24,83	(0,005)	0,32	
	Самородный висмут	○	0,00	(0,05)		(0,005)		0,02
	Ильменит	◐	0,00	52,80	0,00		2,70	42,17
Вмещающие породы и их минералы	Двуслюдяные граниты		74,21	0,06	15,10	(0,0025)	1,48	
	Кварцевые диориты		53,60 54,10	0,02 0,03	13,07 15,34	(0,005)	6,79 7,21	4,66 5,59
	Биотитизированные кварцевые диориты		55,62	0,03	20,37	0,00	3,88	2,96
	Амфиболовые гнейсы		51,30 63,98	0,03 0,04	8,38 13,81	(0,005)	5,08 13,27	2,80 4,64
	Обыкновенная роговая обманка (из диорита)	●	47,28	0,09	10,33		2,60	11,30
	Актинолит	●	54,29	0,002	2,70	(0,05)	0,70	7,32
	Феррофлогопит	●	37,20	0,77	17,33	(0,05)	1,10	12,62
	Прохлорит	●	27,02		20,48		1,89	13,33
	Тремолитовые породы		62,01	0,43	6,90	0,08	1,59	4,52
	Метаморфизованные пироксениты		48,94 50,33	0,29 0,26	11,54 11,00	0,11 0,15	1,83 1,26	6,83 5,94
	Хромсодержащие амфиболиты		50,12 52,10	0,03 0,60	6,17 12,22	0,08 0,24	1,60 9,14	5,60 7,32
	Метаморфизованные дуниты		43,74	Следы	2,03	0,39	1,01	5,60
	Серпентиниты		42,18	0,00 (0,025)	4,84	0,15	3,12	5,30
	Отальк ованные серпентиниты		43,18	Следы	1,23	0,28	4,22	4,81

Примечание. Цифры в скобках показывают колебания содержания (в %) элемента по данн
Актинолит, феррофлогопит и прохлорит — из реакционных зон диоритовых ж

(0,005)	54,47	(0,025)	0,22		(0,005)	(0,02)	0,00 (0,04)	0,0014				1,08	19
98,45	0,00		0,59		0,00	(0,005)	0,80	(0,005)		0,00	0,00		
31,95	5,80		0,45			0,45	29,28			0,23	Следы	0,64	
(0,01) (0,005)	24,83	(0,005)	0,32		(0,01)		27,00	(0,02) 0,1084	(0,025)			4,51	
(0,05)		(0,005)		0,02	0,00	0,00	0,00	0,0007	(0,005)				
52,80	0,00		2,70	42,17	2,22	0,00	0,00	(0,005)	(0,025)				
0,06	15,10	(0,0025)	1,48		Следы	0,22	1,08	0,0007 0,0025		3,53	3,87	0,20	
0,02 0,03	13,07 15,34	(0,005)	6,79 7,21	4,66 5,59	0,020 0,021	4,71 7,40	8,10 9,70	0,0007 0,0033		2,46 4,70	0,42 0,52	0,16 0,26	
0,03	20,37	0,00	3,88	2,96	Следы	4,13	5,70			5,60	1,00	0,45	
0,03 0,04	8,38 13,81	(0,005)	5,08 13,27	2,80 4,64	0,017	2,68 5,95	5,20 8,30	0,0028		3,02 4,06	1,40 3,26	0,19 0,60	
0,09	10,33		2,60	11,30	0,29	12,80	12,50	0,0014		1,88	0,89	0,50	
0,002	2,70	(0,05)	0,70	7,32	0,31	20,62	12,47	0,0091		1,30	Следы	0,55	
0,77	17,33	(0,05)	1,10	12,62	0,22	17,66	1,15	(0,005)		2,15	6,86	2,40	
	20,48		1,89	13,33	0,12	24,85				0,31	Следы	11,32	
0,43	6,90	0,08	1,59	4,52	0,21	12,69	8,70	0,0017		1,77	»	1,14	
0,29 0,26	11,54 11,00	0,11 0,15	1,83 1,26	6,83 5,94	0,11 0,09	10,46 8,74	17,70 19,65	0,0011		1,41 1,27	0,48 0,41	0,34 1,94	
0,03 0,60	6,17 12,22	0,08 0,24	1,60 9,14	5,60 7,32	0,63	11,22 11,36	12,00 12,21	0,0025 0,0051		1,08 2,20	0,16 0,57	1,54 0,51	
Следы	2,03	0,39	1,01	5,60	0,07	40,22	Следы	0,0008			Следы	6,42	
0,00 (0,025)	4,84	0,15	3,12	5,30	0,26	26,86	4,70	0,0018 0,0022		Следы	0,29	11,35	
Следы	1,23	0,28	4,22	4,81	0,05	34,76	0,38			0,32	0,28	10,52	

лебания содержания (в %) элемента по данным спектральных анализов. Пустые места обозначают, что элемент при ана

хлорит — из реакционных зон диоритовых жил с серпентинитами.

		1,08	19,18	0,00												
,00	0,00															
,23	Следы	0,64														
		4,51														
							0,80	0,00			95,90	(0,005)				
											(0,005)					
,53	3,87	0,20	0,00		0,021			0,00	0,002		(0,0005)		(0,05)			
,46	0,42	0,16	0,11	0,03			0,11	0,28					(0,075)			
,70	0,52	0,26	0,15	0,04			0,12	0,32								
,60	1,00	0,45	0,16	0,05			0,11	0,24								
,02	1,40	0,19	0,05	0,03	0,004		0,14	0,32					(0,075)			
,06	3,26	0,60		0,04			0,18	0,65								
,88	0,89	0,50	0,19													
,30	Следы	0,55	0,25												(0,003)	
,15	6,86	2,40	0,19										(0,5)			
,31	Следы	11,32		Следы												
,77	»	1,14	0,30	0,00			0,00				(0,0005)					
,41	0,48	0,34														
,27	0,41	1,94														
,08	0,16	1,54	0,04	Следы			0,07	0,13								
,20	0,57	0,51	0,14	0,06			0,08	0,25								
	Следы	6,42	0,41	0,00	0,018		0 ,00									
еды	0,29	11,35	0,24	Следы	0,014		0,31	0,36								
,32	0,28	10,52	0,00	»			0,00	Следы								

от, что элемент при анализе не обнаружен.

				(0,0025)									
				(0,0005)	(0,0025)								(0,04)
				(0,0025) (0,020)	(0,0025)				(0,0025)		(0,01) (0,005)		
5)				(0,005)		(0,05)						(0,01)	
				(0,0005)	(0,005)	(0,005)				(0,005)			
	(0,05)			(0,0005)	(0,035) (0,05)				(0,05) (0,5)	(0,0007)	(0,005) (0,01)		
	(0,075)				(0,05)				(0,0005) (0,35)	(0,0019)	(0,005) (0,01)		
	(0,075)			(0,005) (0,0025)	(0,35) (0,5)				(0,35) (0,5)	(0,001)	(0,001)		
		(0,003)								(0,05)	(0,001)		
	(0,5)			(0,0005)					(0,005)		(0,001)		
				(0,005)	(0,005)				(0,0025)		(0,001)		
					(0,05)						(0,005)		
					(0,05)						(0,005)		
				(0,0025)							(0,001)		
				(0,0025)						(0,0007)			

				(0,04)									
	(0,04)					(0,1)		0,005 (0,5)	(0,01)				
				(0,001)			(0,001)						
	(0,01)						(0,01)			(0,1)	(0,001)	2,5	
								(0,05)					
					(0,005)		(0,001)						
							(0,001)	(0,05)					
					(0,025) (0,05)		(0,005)	(0,05)					
					(0,05)	(0,005)		(0,02)					
					(0,005)			(0,005)					
								(0,05)					
								(0,05)					
								(0,5)					
								(0,005)					
								(0,005)					

(0,04)											0,025
		(0,1)		0,005 (0,5)	(0,01)						
(0,001)			(0,001)							(0,005)	(0,025)
			(0,01)			(0,1)	(0,001)	2,31			0,87
				(0,05)							(0,025)
	(0,005)		(0,001)								(0,05)
			(0,001)	(0,05)						(0,005)	(0,005)
	(0,025) (0,05)		(0,005)	(0,05)						(0,005)	(0,005)
	(0,05)	(0,005)		(0,02)							(0,005)
	(0,005)			(0,005)						(0,005)	(0,005)
				(0,05)						(0,01)	(0,2)
				(0,05)						(0,01)	(0,2)
				(0,5)						(0,01)	(0,2)
				(0,005)						(0,01)	(0,20) (0,35)
				(0,005)						(0,01)	0,2

жильных тел, содержат фтор в значительном количестве, а в ряде случаев в них присутствует клиногумит. По-видимому, некоторое количество фтора поступало из гранитной интрузии и фиксировалось в вмещающих породах еще до внедрения пегматитовых и пневматолито-гидротермальных расплавов-растворов, что увеличивало баланс фтора, принимавшего участие в дальнейшем в формировании комплекса минералов десилицированных пегматитов.

В пневматолито-гидротермальную стадию фтор играл большую роль как переносчик ряда элементов и в первую очередь бериллия в виде фторида, о чем косвенно свидетельствует парагенезис фенакита с флюоритом и клиногумитом.

Наряду с вхождением фтора в целый ряд минералов, он играл также существенную роль как катализатор. В условиях значительного содержания паров воды, а также кремния, алюминия, магния и железа, с которыми фтор образовывал легко гидролизующиеся соединения, один и тот же ион фтора неоднократно вступал в реакции и выходил из них, выполняя функцию катализатора в процессе разложения и ассимиляции вмещающих пород (см. схему на стр. 241). Этот процесс шел до определенной температуры, пока фтор не связывался в виде фторсодержащих минералов и, в частности, трудногидролизуемого флюорита.

Анализ фактического материала по Изумрудным Копям показывает, что каталитическая роль фтора проявляется не только посредством многократного образования фтористо-водородной и кремне-фтористо-водородной кислот (Власов, 1938). Фториды щелочей, в свою очередь, разлагали вмещающие породы как плавни с образованием сложных фтористых соединений, которые гидролизовались и давали более простые соединения. При этом фтор высвобождался в виде фтористоводородной кислоты и других соединений, вновь способных вступать в реакцию.

В слюдах, хлоритах, Be-маргарите фтор изоморфно замещал O и OH, что приводило как бы к увеличению баланса этих компонентов в процессе формирования жильного комплекса Изумрудных Копей.

Большую геохимическую роль фтор играл на поздних стадиях процесса, образуя трудно гидролизующиеся соли K, Na и Ca. Это приводило к ограничению роли указанных элементов в процессе, а в дальнейшем выводило их из процесса. В результате резко менялся баланс щелочных и щелочноземельных элементов, в частности с Al, что сдвигало процесс в сторону образования хлоритов вместо флогопита и формирования больших скоплений флюорита.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий

Геохимическая история бериллия на Изумрудных Копях представляет большой интерес. Для выяснения распределения этого элемента в вмещающих породах и различных типах жил, а также выявления закономерностей в его распространении был проведен ряд химических (табл. 95) и количественно-спектральных определений.

Наиболее высокое постоянное содержание окиси бериллия характерно для гранита (0,0007—0,0025%) и его жильного комплекса (0,0021—0,0037%). Для ультраосновных пород и метаморфизованных их разностей повышенные содержания окиси бериллия (0,0008—0,0022%) отмечаются только для участков вблизи контакта с гранитной Мурзинской интрузией. С удалением от этой интрузии содержание бериллия в

ультраосновных породах резко уменьшается. Например, к востоку от контакта с гранитным массивом в ультраосновных породах установлены только следы бериллия, а в серпентинизированном перидотите из месторождения Асбест бериллий не обнаружен. Из всего этого следует, что основным источником бериллия является гранитная интрузия.

Таблица 95

Содержание окиси бериллия в породах

Порода	Содержание BeO, %	Количество определений
Пегматит	0,0021 — 0,0037	6
Аплитовидная порода	0,0018	1
Биотитовый гранит	0,0011 — 0,0014	2
Двуслюдяной гранит	0,0007 — 0,0025	5
Порфировидный гранит	0,0028	1
Кварцевый диорит	0,0007 — 0,0033	3
Диорит-порфирит	0,0014 — 0,0072	2
Амфиболовый гнейс	0,0028	1
Хромсодержащие амфиболиты	0,0025 — 0,0051	2
Тремолитовая порода	0,0017	1
Пироксеновый порфирит	Сл.	2
Пироксениты	0,0011	1
Перидотиты	Сл.	1
Серпентинизированные перидотиты	Не обн.	1
Дуниты	0,0008	1
Серпентиниты	0,0018 — 0,0022	2
Хлоритовая зона	0,0064	1
Тальковая зона	0,0013	1

Широкое распространение бериллия говорит о его подвижности в процессе минералообразования. Он, вероятно, привносился в виде фтористых соединений вместе с парами воды и фтористоводородной кислотой, о чем свидетельствует присутствие в серпентините клиногумита в ассоциации с фенакитом. При этом серпентинит не только сечется прожилками клиногумита, но и сильно пропитывается последним вблизи этих прожилков.

Бериллий в тех или иных количествах присутствует почти во всех минералах Изумрудных Копей за исключением талька, кальцита, доломита и хромита. В качестве главного компонента он входит в берилл (12,33—13,83% BeO), изумруд (13,37%), фенакит (45,82%), хризоберилл (18,05—19,05%), александрит (18,74%), бавенит (6,33—6,60%), бертрандит (40,83%). В остальных минералах бериллий наблюдается в виде изоморфной примеси.

Следует отметить неравномерное распределение бериллия в жильном комплексе (табл. 96). В пегматитах чистой линии из собственно бериллиевых минералов присутствует только берилл и в очень незначительных количествах бертрандит, развивающийся по бериллу. В рассеянном состоянии бериллий обнаружен в восьми минералах: микроклине, гранате, мусковите, колумбите, колумбит-танталите, кварце, апатите и альбите. При этом в гранате и альбите — клевеландите из дифференци-

рованных пегматитов бериллий содержится в повышенном количестве по сравнению с пегматитами недифференцированного строения.

В пневматолито-гидротермальных жилах бериллий в качестве главного компонента, так же как и в пегматитах чистой линии, входит в состав берилла и развивающегося по нему бертрандита. В рассеянном состоянии он присутствует в кварце, мусковите, борните и альбите, причем в последнем отмечается несколько повышенное его содержание по сравнению с альбитом из пегматитов чистой линии.

Таблица 96

Содержание рассеянного бериллия в минералах пегматитов

Минералы	Количество определений	Колебание содержания BeO, %
Пегматиты чистой линии		
Микроклин	5	0,0007 — 0,0018
Мусковит	2	0,0052 — 0,0054
Мелкозернистый альбит	1	0,0026
Клевеландит	2	0,0045 — 0,0072
Гранат	1	0,0025
Десилицированные пегматиты		
Плагиоклаз	4	0,0019 — 0,127
Прохлорит	3	0,008 — 0,1445
Корундофиллит	1	0,0033
Флогопит	5	0,0018 — 0,0067
Актинолит	1	0,0091
Роговая обманка	1	0,0014
Ве-маргарит	5	1,88 — 3,26
Пренит	1	0,1084
Клиногумит	1	0,0036
Топаз	1	0,0014
Апатит	1	0,0007
Самородный висмут	1	0,0007
Фуксит	1	0,0091

В десилицированных пегматитах, в отличие от пегматитов чистой линии и пневматолито-гидротермальных образований, встречаются все известные на Изумрудных Копях самостоятельные бериллиевые минералы — берилл, изумруд, хризоберилл, александрит, фенакит, бавенит, бертрандит. Кроме того, бериллий в повышенных количествах присутствует в маргарите, плагиоклазе, прохлорите, прените, актинолите, в которых содержание этого элемента в несколько раз превышает кларковое.

Недостаток в процессе минералообразования десилицированных пегматитов кремнезема приводит к тому, что бериллий, имеющий близкий с кремнием ионный радиус, начинает играть в кристаллических структурах роль последнего. Это обусловливает частичное рассеяние бериллия в минералах контактных зон, особенно в прохлорите. Недостаток кремнезема, наряду с относительным избытком алюминия, приводит к

характерным ассоциациям бериллиевых минералов: берилл+хризоберилл, фенакит+хризоберилл, приуроченных главным образом к хлориту.

В условиях недостатка кремнезема, идущего на образование алюмосиликатов магния, железа, кальция, т. е. элементов, обладающих более основными свойствами, чем бериллий, берилл в ряде участков не мог образовываться и вместо него возникали: алюминат бериллия — хризоберилл и силикат бериллия — фенакит. Процесс протекал по следующей схеме:

$$Be_3Al_2Si_6O_{18} \rightarrow 5SiO_2 + Be_2SiO_4 + BeAl_2O_4$$

Как указывает Гольдшмидт (1938), ассоциация берилл, фенакит, хризоберилл и кварц не может образоваться в условиях одних и тех же температур и давления. Однако он допускает ассоциацию фенакита с кварцем. Это предположение справедливо, по-видимому, для гранитных пегматитов чистой линии, где не ощущается избытка глинозема. В десилицированных пегматитах Изумрудных Копей такая парагенетическая ассоциация мало вероятна вследствие относительно высокой концентрации в этом процессе глинозема.

В минералах бериллий изоморфно замещает главным образом кремний. Наиболее отчетливо этот процесс проявлен в бериллийсодержащем маргарите. В этом минерале количество алюминия уменьшается соответственно увеличению в нем содержания бериллия. Такая закономерность, казалось бы, указывает на то, что бериллий замещает алюминий, однако, поскольку в основе силикатов лежат кремнекислородные тетраэдры, а алюмосиликаты представляют собой минералы, в которых часть кремнекислородных тетраэдров замещена алюмокислородными, то правильнее считать, что в маргарите бериллий замещает не алюминий, а кремний, так как в этом минерале в половине кремневокислородных тетраэдров алюминий сам замещает кремний. Так как двухвалентный бериллий становится на место четырехвалентного кремния, на каждый атом освобождаются две отрицательные валентности, которые могут быть компенсированы либо посредством вхождения в кристаллическую структуру минералов элементов с высокой положительной валентностью, либо посредством замены кислорода фтором или гидроксильной группой. В состав бериллийсодержащего маргарита в значительном количестве входят фтор и OH. Алюмокислородные и бериллиевокислородные тетраэдры, в отличие от кремнекислородных, допускают замену кислорода фтором и гидроксилом, и вхождение бериллия в маргарит может осуществляться по следующей схеме:

$$Be^{2+} + 2(OH,\ F)^{1-} \rightarrow Si^{4+} + 2O^{2-}$$

Из-за недостатка кремнезема в процессе десиликации бериллий, вероятно, играет аналогичную роль и в бериллийсодержащих плагиоклазах, пренite и прохлорите.

Интересна геохимия бериллия в позднюю гидротермальную стадию процесса, когда идет разложение ранних бериллиевых минералов, главным образом берилла. Освобождающийся при этом бериллий вступает в реакцию с кальцием и образует самостоятельный минерал — бавенит, а также входит в виде незначительной примеси в поздний альбит, тесно ассоциирующий с бавенитом.

Геохимическая история бериллия в гипергенном процессе до сих пор вообще мало изучена. Естественно допустить, что он может мигрировать в форме различных галоидных солей, гидратов окисей, карбонатов, бикарбонатов и других растворимых соединений.

Цинк

Из самостоятельных минералов цинка на Изумрудных Копях известен только сфалерит. В качестве изоморфной примеси цинк присутствует в 17 минералах. В пегматитах чистой линии он обнаружен в мусковите (0,005—0,025%), гранате (0,005—0,05%), в пневматолито-гидротермальных жилах — в борните (0,05%) и мусковите (0,005—0,025%). Десилицированные пегматиты характеризуются значительно большим количеством минералов (турмалин, прохлорит, корундофиллит, актинолит, пренит, флогопит и др.), в состав которых входит цинк (см. табл. 94).

Наличие сфалерита в пневматолито-гидротермальных жилах и присутствие цинка в рассеянном виде в минералах пегматитов чистой линии говорят о том, что главным источником его являлись дериваты гранитной интрузии. Близость размеров ионных радиусов цинка с магнием и двухвалентным железом и большое содержание последних в жильном комплексе привели к сильному рассеиванию цинка в железо-магнезиальных минералах.

Бор

Бор на Изумрудных Копях относительно широко распространен. Он встречается в гранитах, их жильных дериватах, а также в вмещающих породах (табл. 97). В последние бор, вероятно, частично привносился в процессе их метаморфизма ранними эманациями гранитной интрузии в виде легколетучих фтористых соединений, в частности BF_3. Главная же масса бора, по-видимому, привносилась в жильную стадию формирования месторождений пегматит-пневматолитовыми расплавами-растворами.

Таблица 97

Содержание бора в вмещающих породах*

Порода	Содержание B_2O_3, %
Метаморфизованный дунит	0,018
Серпентинит	0,014
Углистый сланец	0,01
Тальковый сланец	0,005
Амфиболовый гнейс	0,004
Двуслюдяной гранит . . .	0,021

* Бор определен химическим методом.

В пегматитах чистой линии из собственных минералов бора развит только турмалин. В качестве незначительной примеси в этих пегматитах бор присутствует в мусковите (0,014—0,026% B_2O_3). В десилицированных пегматитах, помимо турмалина, бор входит в незначительных количествах в флогопит (следы — 0,006% B_2O_3) и прохлорит (0,008—0,059%). Следует отметить повышенное содержание бора в бавените (0,31% B_2O_3), формировавшемся на поздней стадии гидротермального процесса десилицированных пегматитов. Способность бора замещать кремний приводит к широкому его рассеянию в хлорите, флогопите и мусковите. Интересно отметить, что значительный недостаток кремния в бавените компенсируется бором.

Бор является широко распространенным элементом в изумрудных месторождениях других стран. Во всех случаях главное его количество связывается в турмалине десилицированных пегматитов, в которых этот минерал является наиболее ранним. То, что бор фиксируется в турмалине, естественно, так как расплавы-растворы, формирующие десилицированные пегматиты, попадают в обстановку вмещающих пород, богатых Mg и Fe^{2+}. Присутствие в десилицированных пегматитах значительных количеств бора свидетельствует о развитии в них пневматолитовой фазы.

Для изумрудоносной полосы отмечается увеличение содержания бора в отличие от фтора в направлении с севера на юг. Это, по-видимому, зависит от неоднородности исходного состава пегматит-пневматолитовых расплавов-растворов, формировавшихся в различных частях интрузии, и, кроме того, в южной части изумрудоносной полосы вскрыты более глубокие, корневые части пегматитовых тел, где бор в значительном количестве связывался в турмалине при ассимиляции железа из вмещающих пород.

Углерод

Углерод на Изумрудных Копях в эндогенном процессе существенной роли не играл. В позднюю гидротермальную стадию он входил в состав кальцита, доломита и родохрозита. Не исключена возможность, что образование этих минералов связано с разложением ультраосновных и основных пород поздними углекислыми погонами гранитной интрузии и извлечением из них кальция и магния. Углерод углистых сланцев не принимал участия в процессе минералообразования, так как погоны гранитной интрузии практически не воздействовали на углистые сланцы.

В гипергенную стадию значительные количества угольной кислоты реагировали с ультраосновными породами, разлагали магнезиально-железистые силикаты с образованием доломита, вытесняя кремнезем, который кристаллизовался в виде опала и халцедона. В эту же стадию образовывались малахит, азурит, бисмутит.

Титан

Из самостоятельных минералов титана на Изумрудных Копях развиты: рутил, сфен (гротит) и ильменит, приуроченные к хлоритовым зонам десилицированных пегматитов. В рассеянном состоянии окись титана входит в целый ряд минералов — биотит, флогопит, мусковит, фуксит, турмалин и др. (см. табл. 94). Распространение титана по указанным минералам и его кристаллохимические свойства позволяют предполагать, что он изоморфно замещал $Fe^{\cdots}$ в биотите и флогопите, Al в турмалине, Nb и Ta в колумбите, что и привело к сильному его рассеянию по большому числу минералов.

Главным источником титана в десилицированных пегматитах Изумрудных Копей являются вмещающие породы.

Цирконий

Мурзинская гранитная интрузия и связанные с ней пегматиты характеризуются исключительно низким содержанием циркония. В тысячных и десятитысячных долях он присутствует в амфиболитах, амфиболовых гнейсах, диоритовых порфиритах. В пегматитах чистой линии он содержится в количестве 0,005% в гранате, альбите, колумбите и апатите. Содержание циркония в кварце достигает 0,0025%. В десилицированных пегматитах цирконий находится как в рассеянном состоянии, так и в виде циркона. Последний представлен мельчайшими кристаллами, заключенными в флогопите. Кроме того, цирконий в количестве 0,05% входит в состав турмалина и актинолита.

Фосфор

Фосфор химическим анализом установлен в серпентините, хромсодержащем амфиболите и амфиболовом гнейсе (см. табл. 94). В процессе минералообразования Изумрудных Копей он играл незначительную

роль. Из самостоятельных минералов фосфора известен только апатит, присутствующий почти во всех перечисленных выше породах, а также в пегматитах чистой линии, десилицированных пегматитах и пневматолито-гидротермальных образованиях. Источником фосфора, вероятно, являлись как дериваты гранитной интрузии, так и вмещающие породы.

Фосфор встречается и в рассеянном состоянии. Химическим анализом он установлен в флогопите (0,23—0,25% P_2O_5), спектральным — в самородном висмуте, ильмените и плагиоклазе. Вследствие близких размеров ионных радиусов фосфор замещает кремний в апатите и гранате. Не исключено, что, например, в флогопитах, кремний также частично замещается фосфором, соразмерность группы $[PO_4]$ с $[SiO_4]$ допускает такой изоморфизм. Это тем более вероятно, что процесс формирования Изумрудных Копей протекал при недостатке кремнезема.

Ниобий и тантал

Ниобий и тантал на Изумрудных Копях имеют незначительное распространение. Самостоятельные их минералы — колумбит и танталит — в качестве акцессорных встречаются в пегматитах чистой линии. В десилицированных пегматитах эти минералы не обнаружены, что хорошо объясняется, наряду с низким содержанием ниобия и тантала в дериватах гранитной магмы, рассеянием этих элементов в богатых железом и содержащих титан минералах — флогопите, хлорите, где они изоморфно замещают железо и титан.

Незначительное содержание ниобия и тантала не позволило определить их химическим методом из обычных навесок. Из больших навесок ниобий установлен в двуслюдяном граните (0,002 Nb_2O_5), в пегматите (0,008 Nb_2O_5); в флогопите из десилицированных пегматитов определено Nb_2O_5 0,017% и Ta_2O_5 0,002%. Спектральным методом ниобий установлен в каолините (0,01%).

Висмут

Висмут обнаружен в граните и тремолитовой породе (0,0005%). В пегматитах чистой линии он присутствует в рассеянном состоянии в танталите, молибдените, апатите, гранате, колумбите и мусковите. В пневматолито-гидротермальных жилах висмут встречается в борните, сфалерите и мусковите. В десилицированных пегматитах он образует самостоятельные минералы — самородный висмут и тетрадимит, а также присутствует в рассеянном состоянии в молибдените, хризоберилле, ильмените, хромите, магнетите, флогопите, фуксите, апатите, бериллийсодержащем маргарите и других минералах (см. табл. 94).

Источником висмута являлась гранитная интрузия и ее различные погоны. Относительная бедность гранитной интрузии серой привела к рассеянию висмута по ряду минералов и пород и обусловила образование самородного висмута. Наличие висмута в тремолитовых породах свидетельствует, видимо, о привносе в кровлю интрузии этого элемента еще на ранней стадии ее взаимодействия с вмещающими породами.

Сера

Сера в процессе минералообразования Изумрудных Копей играла незначительную роль. Часть ее привносилась погонами гранитной интрузии, о чем свидетельствует наличие сульфидов в пегматитах чистой линии и пневматолито-гидротермальных образованиях, а часть была ассимилирована из вмещающих пород (табл. 98).

Таблица 98

Содержание серы в вмещающих породах

Порода	Содержание серы, %
Дуниты	Не обн.
Серпентиниты	0,31
Тремолитовые породы	Не обн.
Амфиболиты, содержащие хром	0,07 — 0,08
Амфиболовые гнейсы	0,14 — 0,18
Кварцевые диориты	0,11 — 0,12
Метаморфизованные кварцевые диориты	0,12

В пегматитах чистой линии сера представлена одним минералом — молибденитом. В пневматолито-гидротермальных жилах наряду с молибденитом присутствуют сфалерит, пирит, халькопирит и борнит. В десилицированных пегматитах, помимо самостоятельных сернистых минералов,— молибденита и тетрадимита,— часть серы идет по пути рассеяния, входя в состав бериллийсодержащего маргарита (0,11%) и в ряде случаев — флогопита (0,03—0,15%).

Наличие самородного висмута в пегматитах линии скрещения и пневматолито-гидротермальных жилах свидетельствует о недостатке серы в жильных дериватах гранитной магмы. Об этом также косвенно говорит и присутствие в самородном висмуте зерен тетрадимита, в котором, возможно, роль серы выполняет теллур. Только часть элементов, имеющих исключительно сильное сродство с серой, как, например, цинк, молибден, при недостатке серы находится в форме сульфидов.

Хром

Присутствию хрома в процессе минералообразования Изумрудных Копей обязана в основном зеленая окраска изумрудов. В наибольшем количестве хром содержится в ультраосновных и основных породах и их

Таблица 99

Содержание хрома в вмещающих породах
(данные химического анализа)

Порода	Содержание Cr_2O_3, %	Количество определений
Метаморфизованные дуниты	0,39	1
Серпентиниты	0,15	1
Оталькованные серпентиниты	0,28	1
Метаморфизованные пироксениты	0,11 — 0,15	2
Амфиболиты	0,08 — 0,24	6
Тремолитовые породы	0,08	1
Диориты	Не обн.	3
Биотитизированные диориты	» »	2
Амфиболовые гнейсы	» »	2

метаморфизованных разностях — серпентинитах, амфиболитах; в диоритах и амфиболовых гнейсах он не обнаружен (табл. 99). В ультраосновных породах хром присутствует в форме хромита, а также в виде изоморфной примеси в магнезиально-железистых силикатах. Хром, со-

держащийся в пегматитах чистой линии в тысячных долях процента, вероятно, был ассимилирован гранитной интрузией из пород кровли. В пегматитах линии скрещения хром входит в виде примеси в 19 минералов: эпидот (1,05%), фуксит (0,6%), бериллийсодержащий маргарит (0,4%), александрит (0,30%), флогопит (0,23%), хризоберилл (0,08%), берилл (0,03—0,06%), изумруд (0,13—0,25%) и др. Спектральным анализом он обнаружен в турмалине (0,25%), биотите (0,025%), корундофиллите (0,02%), прохлорите (0,05%), апатите (0,005%), фенаките (0,005%), топазе (0,025%). Вхождение хрома в эпидот, фуксит, бериллийсодержащий маргарит и флогопит приводит к понижению интенсивности окраски берилла поздней генерации, которая обычно имеет зеленовато-белый цвет.

При воздействии на ультраосновные породы пегматитовых и пневматолито-гидротермальных растворов хром переходит в раствор, откуда он и входит в структуру берилла, изоморфно замещая в нем Al и придавая ему зеленую окраску.

Молибден

Молибден на Изумрудных Копях встречается во всех жильных телах гранитной интрузии. В незначительных количествах спектральными анализами он установлен в альбите, мусковите, апатите (из пегматитов чистой линии), в сфалерите и борните (из пневматолито-гидротермальных жил), в флогопите, прохлорите, корундофиллите, фуксите, бериллийсодержащем маргарите и самородном висмуте (из десилицированных пегматитов; см табл. 94). Форма вхождения его в минералы в рассеянном состоянии неясна; возможно, что и здесь он частично присутствует в виде тонкораспыленного молибденита. Источником молибдена служили дериваты гранитной интрузии.

Селен и теллур

Селен обнаружен химическим анализом в молибдените из пегматитов чистой линии в количестве 0,0032% и в молибдените из десилицированных пегматитов — от 0,0058 до 0,0072%.

Теллур образует самостоятельный минерал тетрадимит, встречающийся в виде мелких зерен в самородном висмуте, приуроченном к десилицированным пегматитам. Химическим методом теллур установлен так же, как и селен, в молибдените из десилицированных пегматитов в количестве 0,002—0,0023%.

Вольфрам

Вольфрам входит в состав шеелита, встреченного в доломитовых прожилках. В других минералах ни химическим, ни спектральным методами он не установлен.

Следует отметить, что наряду с бедностью погонов гранитной интрузии вольфрамом с этой интрузией в нескольких десятках километров от Изумрудных Копей связано небольшое месторождение вольфрама. Правда, вольфрам в этом случае приурочен к более поздним кварцевым жилам, чем дериваты гранитной интрузии, формирующие Изумрудные Копи. Наличие вольфрамового оруденения в одних участках интрузии и практическое отсутствие в других свидетельствуют о различных физико-химических условиях ее формирования. Часть вольфрама в десили-

цированных пегматитах, естественно, находится в рассеянном состоянии и без значительного обогащения не улавливается применяемым спектральным методом.

Марганец

Марганец, входящий в состав более, чем тридцати минералов Изумрудных Копей, частично привносился дериватами гранитной магмы, а частично ассимилировался из вмещающих пород (см. табл. 94). В качестве главного компонента он входит в состав граната, танталита и колумбита, в виде изоморфной примеси присутствует в биотите, ильмените, апатите, клиногумите, флогопите, актинолите, сфалерите и других минералах.

Вследствие близости размеров ионных радиусов марганец может изоморфно замещать магний, железо, кальций, цинк и алюминий. Присутствие значительных количеств этих элементов в процессе минералообразования Изумрудных Копей приводит к выделению их самостоятельных минералов и к рассеянию в них марганца. Наиболее широко проявлено изоморфное замещение марганцем закисного железа в колумбите, танталите, гранате, ильмените, флогопите и др. Менее широко проявлен изоморфизм марганца с магнием, распространенный в минералах группы хлорита, актинолите, турмалине и клиногумите. Значительно реже отмечается замещение марганцем кальция и цинка (в апатите, кальците, сфалерите).

Медь

Медь в процессе минералообразования Изумрудных Копей играла незначительную роль. Источником ее, вероятно, являлись как дериваты гранитной интрузии, так и вмещающие породы, содержащие CuO от 0,0005 до 0,005%. Спектральные анализы показывают, что медь присутствует во всех жильных телах Изумрудных Копей более чем в 30 минералах (см. табл. 94). Содержание рассеянной меди в минералах измеряется преимущественно тысячными и десятитысячными долями процента, и только в пяти минералах — гранате, сфалерите, молибдените, фуксите и прените — содержание ее иногда достигает 0,02—0,5%. В качестве главного компонента медь входит в халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, малахит и азурит. Иногда наблюдается самородная медь. Форма вхождения меди в другие минералы неясна. Например, в флогопите наряду с медью присутствует незначительное количество серы, и поэтому неясно, замещает ли двухвалентная медь $Fe^{\cdot\cdot}$ и Mg, имеющие с ней близкие ионные радиусы, или она присутствует в этих минералах как механическая примесь в виде сульфида меди.

В зоне гипергенеза растворы, содержащие сульфаты меди, вступают в реакцию с неразложенными сульфидами, что приводит к образованию самородной меди и других вторичных минералов (ковеллина, халькозина). В зоне окисления медь отлагается в виде карбонатов — малахита и азурита.

РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Литий

Литий установлен как в породах, так и в минералах жильного комплекса. В породах спектральным методом он обнаружен в граните (0,05%), диорите и амфиболовом гнейсе (0,075%). Самостоятельные литиевые минералы на Изумрудных Копях не встречены. Можно пред-

полагать, что здесь эрозионным срезом вскрыты корни пегматитовых жил, а сохранившиеся верхние части пегматитов находятся в обстановке ультраосновных пород, в которых сподумен и лепидолит не могли образовываться вследствие реакции пегматитовых и пневматолито-гидротермальных расплавов-растворов с вмещающими породами, содержащими большие количества магния.

Химическими анализами литий обнаружен в десилицированных пегматитах в флогопите (Li_2O 0,12—0,49%), бериллийсодержащем маргарите (0,36—0,78%), берилле (0,024—0,30%), фуксите (0,25%) и плагиоклазе (0,013%). В пегматитах чистой линии он отмечен в берилле (LiO_2 0,105—0,475%), клевеландите и микроклине (Li_2O 0,004%). В берилле из пневматолито-гидротермальных жил содержание окиси лития колеблется от 0,0475 до 0,46%. Спектральным методом литий установлен в мусковите (0,05—0,5%), прохлорите (0,05%), благородном тальке (0,05%) и турмалине (0,05—10%).

Относительно высокое содержание лития в целом ряде минералов десилицированных пегматитов свидетельствует о значительной концентрации этого элемента в пегматитовых расплавах-растворах, внедрившихся в ультраосновные породы. Однако близость кристаллохимических свойств лития и магния и значительное содержание последнего не позволили литию образовывать самостоятельные минералы, и он пошел по пути рассеяния, изоморфно замещая магний в флогопите, фуксите и других минералах.

Рубидий

Рубидий химическим и спектральным количественным анализами установлен в большом числе минералов различных жильных тел. Химическим путем он обнаружен в клевеландите (0,005%), альбите (0,006%), плагиоклазе (0,009—0,047%), калиевом полевом шпате (0,09%), берилле (0,006—0,01%), мелкочешуйчатом мусковите (0,218%) и в фуксите (0,054%). Спектральным методом он установлен в кварце (0,02%), колумбите (0,025%), гранате (0,011%), в флогопите (0,18—0,3%), актинолите (0,01%), турмалине (0,014%). Как видно из приведенных данных, в наибольшем количестве рубидий содержится в мусковите и флогопите, в которых он изоморфно замещает калий.

Цезий

Химическим анализом цезий установлен в калиевом полевом шпате (0,001%), плагиоклазе (0,001%) и в берилле — от 0,014 до 0,046% (8 определений). Наибольшее количество цезия обнаружено (0,046%) в берилле из пневматолито-гидротермальных жил.

Серебро

Спектральными анализами этот элемент в породах не установлен. В незначительных количествах серебро присутствует в минералах различных жильных тел. В пегматитах чистой линии оно определено в молибдените (0,0025%), апатите (0,0005%) и гранате (0,0005%). В пневматолито-гидротермальных жилах серебро содержится в сульфидах: борните, сфалерите и халькопирите (см. табл. 94). Интересно отметить присутствие серебра в молибдените и из десилицированных пегматитов, причем в том же количестве, что и в молибдените из пегматитов чистой линии. Кроме того, серебро содержится в самородном висмуте (0,05%), а также в ильмените, фуксите и факолите в количестве 0,0005%.

Наиболее значительные содержания серебра приурочены к сульфидам, формирующимся на поздней стадии образования жильных тел. Халькофильный характер серебра обусловливает его ассоциацию с такими элементами, как цинк и медь.

Стронций

Стронций спектральными анализами установлен как в породах, так и в минералах жильного комплекса. Наличие стронция в граните (0,035—0,05%) и в пегматитах чистой линии (0,005%) свидетельствует о том, что источником этого элемента в основном являлись жильные дериваты гранитной интрузии.

Максимальное содержание стронция приурочено к диорит-порфиритам и амфиболовым гнейсам (0,35—0,5%). Стронций установлен в пироксените (0,05%), хромсодержащем амфиболите (0,05%), тремолитовой породе (0,005%). В дунитах и серпентинитах не обнаружен. В пегматитах чистой линии стронций присутствует в микроклине, альбите, апатите, молибдените и мусковите. В пневматолито-гидротермальных жилах он находится в альбите, мусковите и сфалерите. В десилицированных пегматитах в наиболее значительных количествах он входит в состав апатита, флюорита, фуксита, бериллийсодержащего маргарита, плагиоклаза, флогопита и других минералов (см. табл. 94). В апатите, флюорите и бериллийсодержащем маргарите стронций изоморфно замещает кальций, а в флогопите, мусковите и микроклине, вероятно, частично калий.

Рядом исследователей (Ahrens, 1948; Hahn and Walling, 1938) было доказано, что в магматических породах часть стронция является продуктом радиоактивного превращения рубидия. Возможно, на Изумрудных Копях стронций частично также имеет радиогенное происхождение.

Кадмий

Спектральным анализом кадмий обнаружен только в альбите (0,025%) из пегматитов чистой линии и в сфалерите (0,35—0,5%) из пневматолито-гидротермальных жил. В породах он не установлен. Ввиду близости геохимических свойств кадмия и цинка и преобладания последнего, кадмий входит в виде изоморфной примеси в сфалерит на место цинка.

Барий

В максимальном количестве барий, так же как и стронций, содержится в амфиболовых гнейсах (0,35—0,5%), кварцевых диоритах (0,0005—0,35%), диоритовых порфиритах (0,05%), гранитах (0,05—0,5%), пегматитах чистой линии (0,02%). В ультраосновных породах он не обнаружен. Барий спектральным анализом установлен в 11 минералах. Он встречается как в пегматитах чистой линии, так и в пегматитах линии скрещения.

В пегматитах чистой линии барий присутствует в мусковите, микроклине, гранате и альбите. В пневматолито-гидротермальных жилах он обнаружен только в мусковите и флогопите. В десилицированных пегматитах барий входит в состав флогопита, фуксита, пренита и других минералов (см. табл. 94). Барий, так же как и стронций, поступал в основном из погонов гранитной интрузии.

Близость ионного радиуса бария с калием и его незначительное содержание в погонах гранитной интрузии определяют в основных чертах поведение этого элемента, обусловливая его рассеяние в калиевых минералах.

Скандий

Спектральным анализом в породах скандий не устанавливается. Спектрохимическим анализом из 10-граммовых навесок он обнаружен в ряде пород (табл. 100). В жильном комплексе скандий присутствует в ограниченном количестве минералов. В пегматитах чистой линии он входит в состав танталита и колумбита в количестве 0,005%.

Таблица 100

Содержание скандия в вмещающих породах

Порода	Содержание Sc, %
Гранит	0,0007
Порфировидный гранит .	0,0003
Диорит	0,0019
Диорит-порфирит . . .	0,0010
Амфиболовый гнейс . .	0,001
Пироксеновый порфирит	0,0010
Серпентинит	0,0007
Хлоритовая зона	0,0006
Тальковая зона	0,0007

Наиболее высокое содержание скандия наблюдается в актинолите (0,05%) из реакционной зоны на контакте диорита с серпентинитами и в минералах десилицированных пегматитов — изумруде 0,025 (химическим путем) и берилле (0,025%). В тысячных долях процента он присутствует в флогопите и ильмените (0,005%).

В изумруде скандий, вероятно, замещает алюминий. Наличие в этом минерале 1,89% магния подтверждает положение Ранкама и Сахама (Rankama and Sahama, 1952), что скандий может замещать алюминий в алюминиевых минералах при условии одновременного замещения алюминия магнием.

Наличие скандия в колумбите из пегматитов чистой линии говорит о том, что часть его, вероятно, привносилась дериватами гранитной интрузии.

Галлий

Близость ряда геохимических свойств галлия с алюминием и его совершенно незначительные содержания определяют сильное рассеяние этого элемента в породах и минералах Изумрудных Копей.

Спектральным методом галлий установлен в дуните, тальковом сланце, тремолитовой породе (0,001%), пироксените, амфиболите, диоритовом порфирите, кварцевом диорите (0,005%) и граните (0,005—0,01%). В незначительных количествах он присутствует во всех жильных телах Изумрудных Копей. В пегматитах чистой линии он входит в сотых и тысячных долях процента в состав мусковита, микроклина, альбита, граната и кварца. В десилицированных пегматитах наиболее значительным содержанием галлия характеризуются: александрит, прохлорит, плагиоклаз, флогопит (см. табл. 94). Интересно отметить, что в молибденитах Изумрудных Копей галлий спектральным методом не обнаружен; в сфалерите он установлен в количестве 0,001%.

Приведенные данные о распределении галлия и количественная зависимость между содержанием галлия и алюминия (чем больше алюминия, тем больше и галлия) свидетельствуют об изоморфном замещении алюминия галлием в алюминиевых и алюмосодержащих минералах.

Индий

Индий спектральными анализами обнаружен только в сфалерите из альбит-кварцевых жил в количестве 0,001%, где он изоморфно замещает цинк.

Редкие земли

Минералы жильного комплекса Изумрудных Копей характеризуются очень незначительным содержанием редких земель. Химическими анализами они установлены только в апатите (0,20—0,50% TR_2O_3) и колумбит-танталите (0,04%), спектральными методами — в самородном висмуте, прохлорите (0,01%), флюорите (0,001%). Иттрий обнаружен в рутиле (0,04%) и прохлорите (0,01%). Результаты рентгено-спектральных анализов редких земель, выделенных из апатитов пегматитов чистой линии и десилицированных пегматитов, показывают, что в составе их резко преобладают элементы цериевой группы, причем ведущими являются церий, лантан и неодим (см. табл. 94). Количественное и качественное сходство элементов, входящих в группу редких земель апатитов из пегматитов чистой линии и десилицированных пегматитов, наряду с другими факторами, косвенно указывает на их тесную генетическую связь. Элементы группы редких земель в апатите и флюорите изоморфно замещают кальций.

Таллий

Таллий спектральными анализами установлен в четырех минералах — мусковите (0,001—0,005%), микроклине (0,001%), флогопите (0,001—0,005%) и фуксите (0,005%). Первые два характерны для пегматитов чистой линии, два других — для десилицированных пегматитов. Нахождение таллия в калийсодержащих минералах и отсутствие его в железо-магнезиальных (хлорит, тальк) и кальциевых (плагиоклаз, эпидот) минералах еще раз указывает на близость его свойств к калию.

Германий

Германий спектральным анализом установлен в семи минералах: гранате (0,001—0,04%), топазе (0,04%), актинолите (0,05%), пренните (0,001%), бавените (0,01%), бертрандите (0,005%) и молибдените (0,005%). Из них только гранат приурочен к пегматитам чистой линии, остальные минералы связаны с десилицированными пегматитами и в основном с гидротермальной стадией их формирования. В углистых сланцах с Изумрудных Копей германий не обнаружен.

Учитывая близость геохимических свойств германия и кремния, можно предположить, что германий в указанных выше минералах изоморфно замещает кремний.

Олово

Олово спектральным анализом обнаружено в 19 минералах из различных жильных тел Изумрудных Копей. В пегматитах чистой линии оно присутствует в мусковите (0,001—0,005%), гранате (0,005—0,01%), апатите (0,005%); в пневматолито-гидротермальных жилах входит в состав сфалерита (0,001%) и борнита (0,005%). Количество минералов, содержащих олово, в десилицированных пегматитах значительно больше. Химическими анализами оно обнаружено в хризоберилле (0,12%) и александрите (0,04%), спектральным анализом — в флого-

ните, прохлорите, корундофиллите (0,001%), турмалине (0,001—0,005%), бериллийсодержащем маргарите (0,001%) и других минералах (см. табл. 94). Ввиду незначительного содержания олова в минералах весьма трудно установить его кристаллохимическую роль. Повышенные концентрации этого элемента в хризоберилле (0,12%), содержащем 0,34% TiO_2, свидетельствуют об изоморфном замещении оловом титана. Возможно, что и рассеянное в других минералах олово тесно связано с титаном.

Свинец

Свинец обнаружен в амфиболовом гнейсе (0,005%), кварцевом диорите и граните (0,001%). В жильном комплексе Изумрудных Копей он входит в состав 19 минералов. В пегматитах чистой линии в количестве 0,001% свинец отмечен в мусковите, альбите, апатите, и только в микроклине, колумбите и танталите его содержание возрастает до 0,005%. В альбит-мусковит-кварцевых жилах он присутствует в сульфидах — сфалерите (0,001%), борните (0,005%), а также входит в состав альбита (0,001%) и мусковита (0,001—0,005%). В тысячных долях процента свинец обнаружен в минералах десилицированных пегматитов — флогопите, прохлорите, плагиоклазе, турмалине, апатите, флюорите (0,001%), самородном висмуте (0,01%) и других минералах (см. табл. 94). Близость размеров ионных радиусов свинца и калия, вероятно, обусловила их изоморфное замещение и рассеяние свинца.

Ванадий

Ванадий спектральными анализами установлен во всех породах, за исключением гранита, хотя в минералах пегматитов чистой линии он присутствует в мусковите (0,005—0,02%) и альбите (0,005%). Наиболее высокое содержание этого элемента отмечается в тремолитовых породах, пироксенитах и хромсодержащих амфиболитах (0,05%). В дуните и серпентините ванадий наблюдается в значительно меньших количествах — 0,005%. Отмеченная закономерность вообще характерна для геохимии ванадия.

В десилицированных пегматитах ванадий в виде незначительной примеси входит в турмалин, рутил, александрит (0,5%), хризоберилл (0,02—0,05%), изумруд (0,05%), берилл (0,05—0,005%), бериллийсодержащий маргарит (0,025—0,005%). Химическим методом ванадий определен в изумруде (0,02%) и берилле (0,004%). В гидротермальных прожилках эпидот-кальцитового состава он концентрируется в эпидоте (до 0,20%).

Распределение ванадия по минералам жильного комплекса подтверждает выводы ряда исследователей (Goldschmidt, 1954; Rankama and Sahama, 1952) о том, что этот элемент в магматическом процессе тесно связан с трехвалентным железом и алюминием, близкими к нему по размерам ионных радиусов. Интересно отметить присутствие незначительных количеств ванадия в изумруде. Так как окраска изумрудов некоторых месторождений (Muzo, Колумбия) в значительной степени связана с ванадием, то можно предположить, что окраска изумрудов Урала обусловливается не только хромом, но и ванадием. При этом ванадий в изумруде, так же как и хром, изоморфно замещает алюминий.

Мышьяк и сурьма

Эти элементы на Изумрудных Копях встречаются очень редко. Мышьяк спектральным анализом установлен в двух минералах из

десилицированных пегматитов — молибдените и рутиле — в количестве 0,01%. Сурьма обнаружена спектральным методом в самородном висмуте (около 0,1%) и тальке (0,01%).

Хлор

Роль хлора в процессе минералообразования Изумрудных Копей совершенно незначительная. Источником его, вероятно, являлись частично вмещающие породы, а частично дериваты гранитной магмы. Во вмещающих породах содержание хлора, определенное химическим путем, колеблется от следов до 0,06%. В метаморфизованных дунитах и тремолитовой породе хлор не обнаружен. Химическими анализами в минералах пегматитов чистой линии установлены следы хлора в мусковите и микроклине. В десилицированных пегматитах в незначительных количествах (следы) хлор присутствует в флогопите, прохлорите, корундофиллите, плагиоклазе и только в бериллийсодержащем маргарите его количество достигает 0,13—0,20%.

Кристаллохимическое сходство хлора с фтором и гидроксильной группой, а также наличие значительного количества минералов, содержащих OH и F, обусловило рассеяние хлора в структурах этих минералов. Возможно, часть хлора находится в газово-жидких включениях.

Рений

Рений обнаружен химическим методом в молибдените из пегматитов чистой линии (0,0008%) и десилицированных пегматитов (0,0006—0,0055%). Наиболее высокое содержание его (0,0055%) приурочено к молибденитам, ассоциирующим с самородным висмутом и тетрадимитом в плагиоклазе десилицированных пегматитов.

Кобальт

Кобальт спектральным анализом установлен во всех ультраосновных и основных породах и продуктах их метаморфизма (до 0,01%). В меньшем количестве он присутствует в амфиболовом гнейсе и кварцевом диорите (0,005%). В анализированном образце гранита кобальт не обнаружен. В жильном комплексе он находится главным образом в минералах десилицированных пегматитов: флогопите, прохлорите, тальке, актинолите и других минералах (см. табл. 94). Как показывает перечень этих минералов, кобальт в десилицированных пегматитах рассеивается по магнезиально-железистым силикатам и алюмосиликатам.

Никель

Никель, так же как и кобальт, спектральными анализами установлен во всех ультраосновных и основных породах и продуктах их метаморфизма (0,2—0,35%). Более низкое содержание никеля наблюдается в диоритовом порфирите (0,05%), амфиболовом гнейсе и кварцевом диорите (0,005%). Анализ одного образца биотитового гранита показал содержание никеля 0,05%, что, видимо, можно объяснить ассимиляцией гранитной магмой вмещающих пород.

Для проверки спектральных данных никель в дуните и серпентините был определен химическим методом, содержание его соответственно равняется 0,25 и 0,33%.

Минералы пегматитов чистой линии и пневматолито-гидротермальных жил (микроклин, кварц, альбит) содержат обычно тысячные доли

процента никеля. Химическим анализом никель установлен в самородном висмуте в количестве 0,87%.

Спектральным методом в пегматитах линии скрещения никель обнаружен более, чем в тридцати минералах, причем в наибольшем количестве он присутствует в флогопите (0,025—0,1%), прохлорите (0,005—0,25%), корундофиллите (0,02%), тальке (0,1—0,2%), фуксите, турмалине (0,05—0,1%), магнетите (0,1%), хромите (0,05%), ильмените (0,025%) и других минералах. Во всех перечисленных минералах никель изоморфно замещает магний и двухвалентное железо, чем объясняется его широкое рассеяние в минералах десилицированных пегматитов, формирующихся при ассимиляции значительных количеств магния и железа из вмещающих пород.

* * *

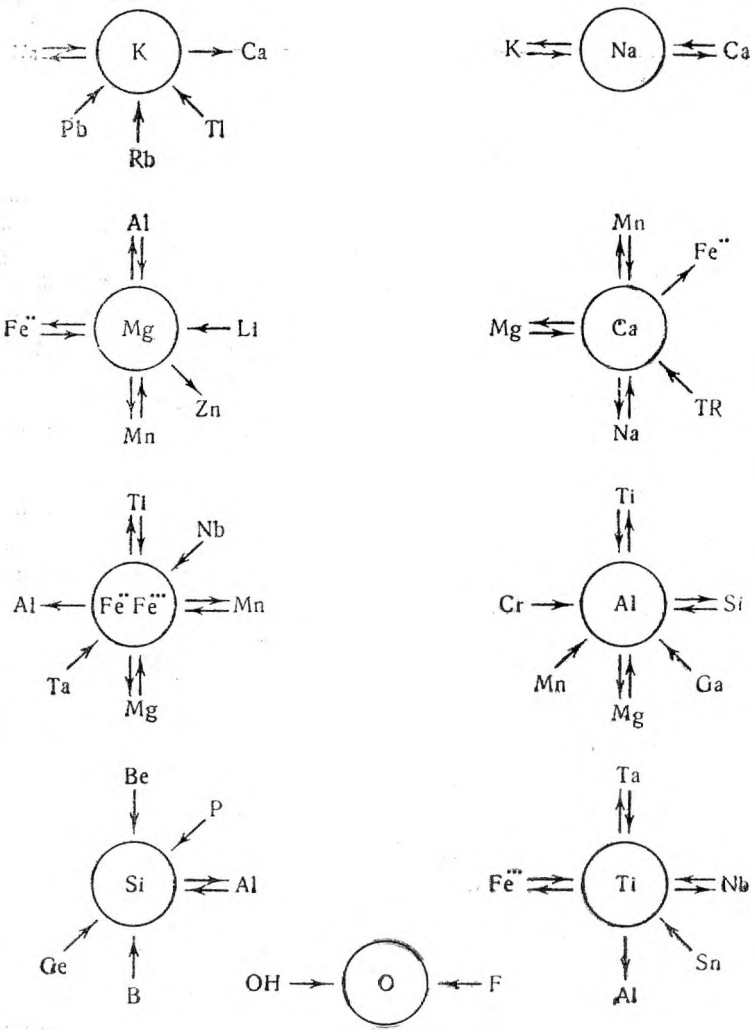
Большой интерес геохимии Изумрудных Копей обусловливается необычным количественным и качественным сочетанием в процессе формирования десилицированных пегматитов элементов, с одной стороны, гранитной интрузии и ее жильных дериватов, а с другой — вмещающих ультраосновных пород. Таких необычных сочетаний элементов в нормальном эволюционном ряду развития магматических пород не встречается. В этом отношении процесс формирования десилицированных пегматитов можно рассматривать как природный эксперимент, позволяющий расширить наши представления об изоморфизме элементов не только в данном процессе, но и в других процессах минералообразования.

В процессе формирования десилицированных пегматитов, как и вообще в любом процессе минералообразования, геохимия каждого элемента определяется в основном концентрацией и физико-химическими свойствами как данного элемента, так и других сопутствующих ему элементов, т. е. законом действующих масс.

Изменение концентрации элементов в процессе формирования десилицированных пегматитов во времени и в пространстве, наряду с неоднородным исходным составом пегматит-пневматолитовых расплавов-растворов и вмещающих пород, определялось такими факторами, как различная летучесть соединений, разная степень ассимиляции вмещающих пород и вынос элементов на поздней стадии в форме воднорастворимых солей. Так, наличие летучих соединений, особенно паров воды, фтористых соединений и гидратов окислов приводило к повышению концентрации в верхних частях бериллия, F и H_2O. Ассимиляция больших количеств магния и железа определила своеобразные кристаллохимические структуры минералов, что в свою очередь обусловило иные минералого-геохимические и, в частности, изоморфные взаимоотношения элементов, участвующих в процессе. На поздних стадиях процесса в форме воднорастворимых, преимущественно фтористых соединений, выносились щелочные элементы, что также приводило к изменению концентрации участвующих в процессе элементов, к образованию новых минералов и замене одних другими.

Наряду с указанными факторами, определяющими геохимические черты процесса образования десилицированных пегматитов, в том числе явления изоморфизма, необходимо указать и на более общую закономерность, выражающуюся в принципе Ле Шателье, согласно которому каждое изменение в факторах, определяющих химическое равновесие, вызывает в системе развитие процессов, противодействующих этому изменению. Проявление этого принципа можно проиллюстрировать на любом из элементов, участвующих в формировании Изумрудных Копей. Так, например, при понижении концентрации SiO_2 вследствие ассими-

ляции вмещающих пород, бедных кремнеземом, процесс смещается в сторону как бы повышения концентрации кремния в связи с заменой его алюминием и бериллием, что приводит к образованию таких богатых Al и соответственно обедненных кремнеземом минералов, как бериллий-содержащий маргарит, корундофиллит и др. То же самое можно проиллюстрировать на примере калия, понижение концентрации которого



Фиг. 106. Схема изоморфных ассоциаций химических элементов.

в этом процессе приводит к замещению его в значительном количестве натрием, например в флогопите.

В разбираемом геохимическом процессе наблюдаются сложные изоморфные замещения как в пределах каждой из трех выделенных групп элементов, так и между элементами, входящими в разные группы (фиг. 106). В первую очередь, естественно, взаимозамещаются такие близкие по физико-химическим свойствам пары элементов, как: Mg и Al, Mg и Fe⁺⁺, Al и Si, а также O и F. Изоморфизм между главными и второстепенными элементами может быть представлен такими соче-

таниями, как Be и Si, Mn и Fe, Cr и Al, Mn и Mg. Изоморфизм рассеянных элементов с главными может быть иллюстрирован сочетаниями Li — Mg, Ga — Al и т. д.

При выяснении изоморфизма следует иметь в виду, что каждый из элементов, способный заместить другой в минералообразующих процессах вообще, может быть сам замещен этим элементом. Однако в ряде случаев этот процесс является односторонним, что зависит, в первую очередь, от концентрации реагирующих элементов, т. е. от закона действующих масс. Иногда элементы в силу незначительной концентрации не могут образовывать собственных минералов и в процессе минералообразования будут только замещать главные или второстепенные элементы.

Глава V

ОБЗОР ЗАРУБЕЖНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗУМРУДОВ

Зарубежные месторождения изумрудов описаны очень кратко в работах А. Е. Ферсмана, П. П. Пятницкого, Германа и Уссова (Herman and Wussow) и др. К настоящему времени накопился значительный фактический материал по месторождениям изумрудов различных стран. Следует отметить, что литература по зарубежным месторождениям изумрудов страдает неполнотой описания. Наиболее детальные сведения имеются только по месторождению Хабахталь в работе Лейтмайера (Leitmaier, 1937).

Обобщение фактического материала по различным месторождениям изумрудов дает возможность показать единство процесса их образования, протекающего в строго определенной геолого-тектонической обстановке, хотя и в весьма удаленных друг от друга участках земной коры. Ниже кратко остановимся на описании месторождений Египта, Южной Африки (Сомерсет), Индии (район Ажмира), Австрии (Хабахталь) и др.

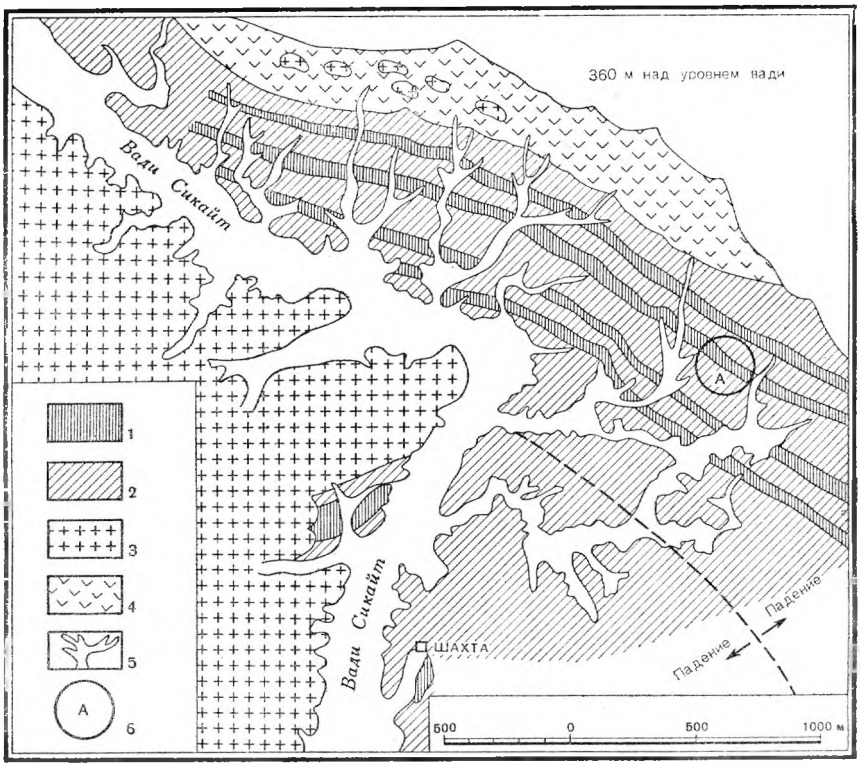
Характерными чертами большинства зарубежных месторождений изумрудов, так же как и месторождений Урала, является их приуроченность к контакту пегматитоносных и пневматолитоносных гранитных интрузий с более древними ультраосновными породами и сходство минералого-геохимических парагенезисов. Несколько особое положение среди месторождений изумрудов мира занимают месторождения Колумбии (Музо) и Бразилии, залегающие в карбонатных породах. Отсутствие детальных описаний не позволяет установить сходство и различие этих месторождений в генетическом отношении с другими месторождениями изумрудов мира, развитыми в ультраосновных породах.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗУМРУДОВ ЕГИПТА

Египетские месторождения изумрудов приурочены к горному хребту, протягивающемуся параллельно Красному морю. Они известны с 1650 г. до н. э., разработка на них велась до середины XVIII столетия. Добыча изумрудов проводилась в районах гор Забара, Сикайт и Нугрус, в 50—60 км к востоку от побережья Красного моря. Координаты месторождений 34°35′—34°48′ в. д., 24°38′—24°48′ с. ш. Все три района характеризуются сходными чертами геологического строения. Повсюду изумрудоносные сланцы приурочены к метаморфической, сильно рассланцованной толще, залегающей на контакте гранитов с серпентинитами, представленными массивными зелеными разностями, являющимися продуктами метаморфизма дунитов и пироксенитов. Метаморфическая толща слагается разнообразными чередующимися между собой сланца-

ми: кварцевыми, роговообманковыми, турмалиновыми, слюдистыми, тальковыми и др., которые пересекаются жилами гранитов, пегматитов, а также пневматолитовыми образованиями. Породы толщи интенсивно смяты в сложные складки, с крутым падением на северо-восток.

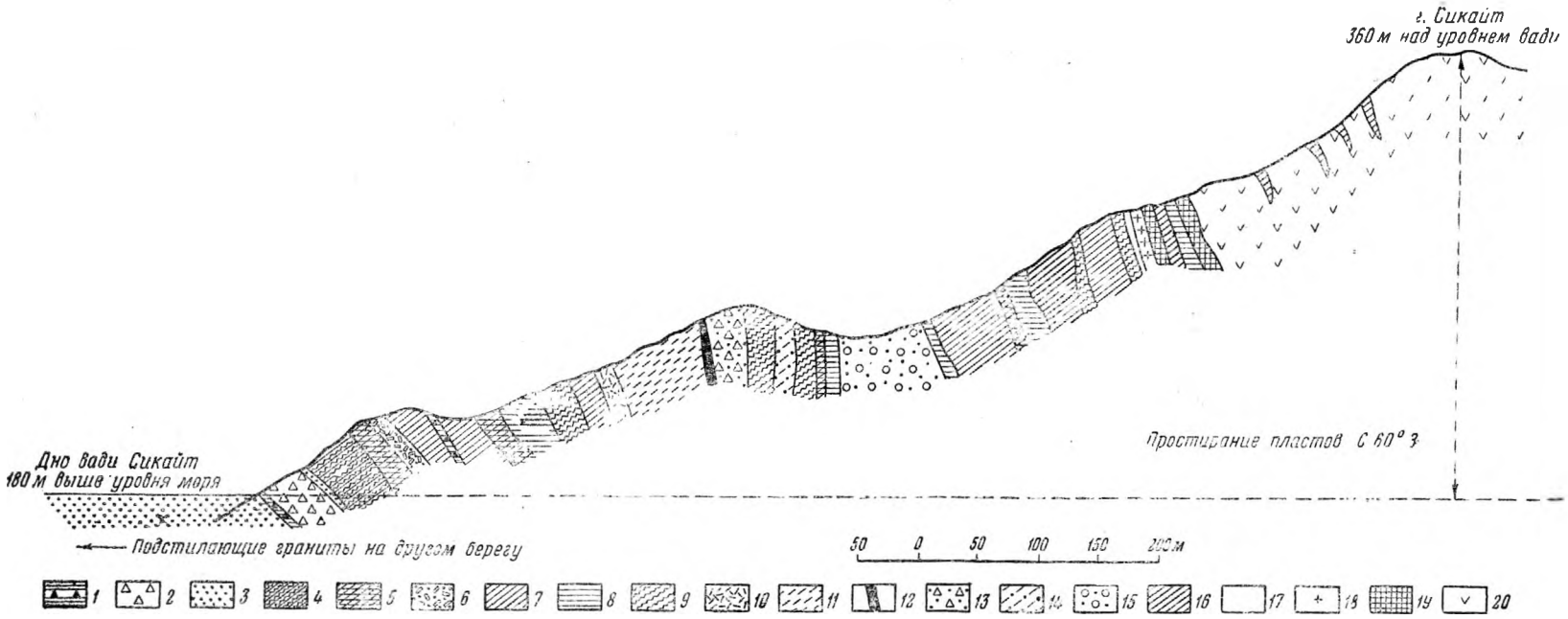
По представлениям Юма, наблюдающиеся в районе Сикайт четыре изумрудоносных горизонта, сложенных биотитовыми (флогопитовыми?) и биотит-тальковыми сланцами, являются результатом сложной складчатости одного горизонта, мощность которого колеблется от 15 до 20 м (фиг. 107, 108).



Фиг. 107. Схематическая геологическая карта района Сикайт.
1 — изумрудоносные слюдистые и тальковые сланцы (разрабатываемые); *2* — прочие сланцы; *3* — граниты; *4* — серпентиниты; *5* — вади и сухие русла; *6* — Римский холм.

Развитые в районе граниты представлены биотитовыми и мусковитовыми разновидностями. Наиболее распространены биотитовые граниты, сдавленные, рассланцованные разности которых в литературе описываются как биотитовые гнейсы, гнейсовидные граниты, гнейсы. Граниты характеризуются мелкозернистой и порфировидной структурой. В составе их преобладают розовый ортоклаз (редко микроклин), олигоклаз, кварц, биотит, в незначительном количестве обнаружены: апатит, сфен, магнетит, роговая обманка. Пегматитовые жилы секут мусковитовые, биотитовые граниты и породы кровли. Они характеризуются аплитовой, графической или грубозернистой структурой и незначительным содержанием (менее 2%) железисто-магнезиальных минералов.

Изумруд и берилл встречаются в биотитовых, биотит-тальковых и тальковых сланцах, слагающих изумрудоносную серию. Обычная ассоциация для египетских бериллов и изумрудов: биотит (флогопит?), кварц, роговая обманка, редко плагиоклаз, шерл, гранат, хризолит,



Фиг. 108. Разрез через гору Сикайт.

1 — тальковые сланцы с графитом; *2* — роговообманковая порода; *3* — кварц; *4* — слюдистые и роговообманковые сланцы; *5* — слюдистые и тальковые сланцы с изумрудом (разрабатываемые на изумруды); *6* — кварц-порфиры коричнево-красного цвета; *7* — окварцованные слюдистые сланцы; *8* — тальковые сланцы с железистыми и кальцитовыми друзами; *9* — слюдистые, роговообманковые сланцы; *10* — турмалиновая порода, актинолит; *11* — турмалиновые сланцы; *12* — кварцевый риф; *13* — гранатовая порода; *14* — окварцованные актинолитовые сланцы; *15* — грейзены, богатые кварцем; *16* — глинистые, слюдистые сланцы; *17* — яшма; *18* — граниты, *19* — амфиболовая порода; *20* — серпентиниты.

магнетит, лимонит, кальцит. Характерно незначительное содержание в этом парагенезисе полевых шпатов и отсутствие фенакита и хризоберилла. Кристаллы берилла и изумруда представлены четко выраженными гексагональными призмами бледно-зеленого, зеленого, голубовато-зеленого и белого цвета с вертикальной штриховкой. Изумруды часто содержат мелкие газово-жидкие включения, в которых, по данным Арцруни (Arzruni, 1892), находятся вода и углекислота.

Интересно отметить, что анализ биотита с этих месторождений, приведенный в работе Ван Идена и др. (Van Eeden, 1939),— SiO_2—45,26%, Al_2O_3 — 8,19%, Fe_2O_3 и FeO — 7,00%, MgO — 23,59%, CaO — не опр., Na_2O — 1,53%, Li_2O — не опр., K_2O — 8,11%, F — 5,02% — очень близок к химическому составу флогопитов Изумрудных Копей.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ИЗУМРУДОВ СОМЕРСЕТ (ЮЖНАЯ АФРИКА, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТРАНСВААЛЬ)

Месторождение изумрудов Сомерсет, открытое в 1927 г., расположено в 25 км северо-восточнее г. Лейдсдорпа у подножия южных склонов горной цепи Мурчисон (Van Eeden, Kent, Brandt, Partridge, 1939; Hall, 1912).

Основным структурным элементом района является Мурчисонский хребет, протягивающийся в виде цепи невысоких гор с юго-запада на северо-восток. Слагается он вулканогенно-осадочным комплексом, в составе которого преобладают: роговообманковые породы, кварциты, слюдистые, тремолит-хлоритовые сланцы, песчаники, конгломераты, кислые и основные эффузивы (фиг. 109). Редко встречаются выходы серпентинитов, играющих решающую роль в образовании изумрудоносных месторождений. Останцы их сохранились в кровле гранитной интрузии и среди вулканогенно-осадочных пород. Толща интенсивно метаморфизована и смята в изоклинальные складки, крутопадающие к северо-западу.

Породы хребта интрудированы роговообманковыми и древними (мусковитовыми) гранитами архейского возраста и серией пород жильного комплекса. Архейские граниты слагают обширную равнину, простирающуюся к северу и к югу от горной цепи. Пегматиты генетически связываются с древними гранитами. Эти граниты представляют собой розовую среднезернистую породу, сложенную микроклином, кварцем, мусковитом; акцессорные — ильменит, касситерит, вольфрамит, барит. К югу от Мурчисонского хребта в районе изумрудоносных месторождений в интрузии имеются участки грубозернистых мусковитовых гранитов, неподалеку от которых располагаются мусковитовые пегматиты, разрабатываемые на мусковит.

Многочисленные пегматитовые тела прослеживаются как к югу, так и к северу от Мурчисонского хребта. Северные пегматитовые тела в отличие от южных не несут редкометальной минерализации, что, видимо, объясняется не генетическими причинами, а эрозионным срезом; на севере обнажаются более глубокие слабо минерализованные горизонты пегматитов.

Месторождения изумрудов и берилла приурочены к контакту гранитной интрузии с метаморфической сланцевой толщей, имеющей характер останцов в гранитной кровле (эта толща в значительной степени образовалась за счет ультраосновных пород). Сланцы представлены тальковыми, хлоритовыми, биотитовыми, амфибол-мусковитовыми, амфиболовыми и другими разностями. Метаморфическая толща по слоистости интрудирована жильными телами диабазов, долеритов, гранитных пегматитов.

Пегматиты имеют линзовидную форму, мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 4—5 м, ориентированы они по слоистости, но иногда пересекают ее. Сложены пегматиты кварцем (иногда розовым), альбит-олигоклазом, микроклином, мусковитом. В подчиненном количестве присутствуют берилл, биотит, аквамарин, гранат, турмалин, апатит, скаполит, молибденит, молибдит, пирит. В структурном отношении пегматиты представлены грубозернистыми и аплитовидными разностями. Редко встречаются зональные тела с обособленным кварцевым ядром. Процессы замещения развиты слабо; отмечаются незначительная мусковитизация и скаполитизация.

Развитые на контакте пегматитов разнообразные сланцевые зоны располагаются в следующем порядке: от биотитовых через биотит-хлоритовые, хлоритовые, актинолитовые к оталькованным разностям сланцев. Но такая последовательность не всегда выдерживается, иногда выпадают отдельные зоны, и биотитовые сланцы контактируют непосредственно с тальковыми.

Обращает на себя внимание сходство химического состава биотита изумрудоносных зон Сомерсета с биотитом (флогопитом) Изумрудных Копей. Анализ сомерсетского биотита, выполненный Вэллом, следующий: SiO_2 — 42,92%, TiO_2 — не опр., Al_2O_3 — 12,94%, Fe_2O_3 — 1,24%, Cr_2O_3 — не опр., FeO — 5,24%, MnO — не опр., MgO — 23,08%, CaO — 0,59%, Na_2O — 1,13%, Li_2O — не опр., K_2O — 9,28%, B_2O_3 — не обн., H_2O — 0,58%, H_2O — 0,04%, F — 4,94%, сумма — 101,98%. Спектроскопически в сомерсетском биотите определены Li, Cr, Mn, Ba.

Пегматитовые тела и окружающие их сланцы пересекаются прожилками позднего кварца под прямыми углами.

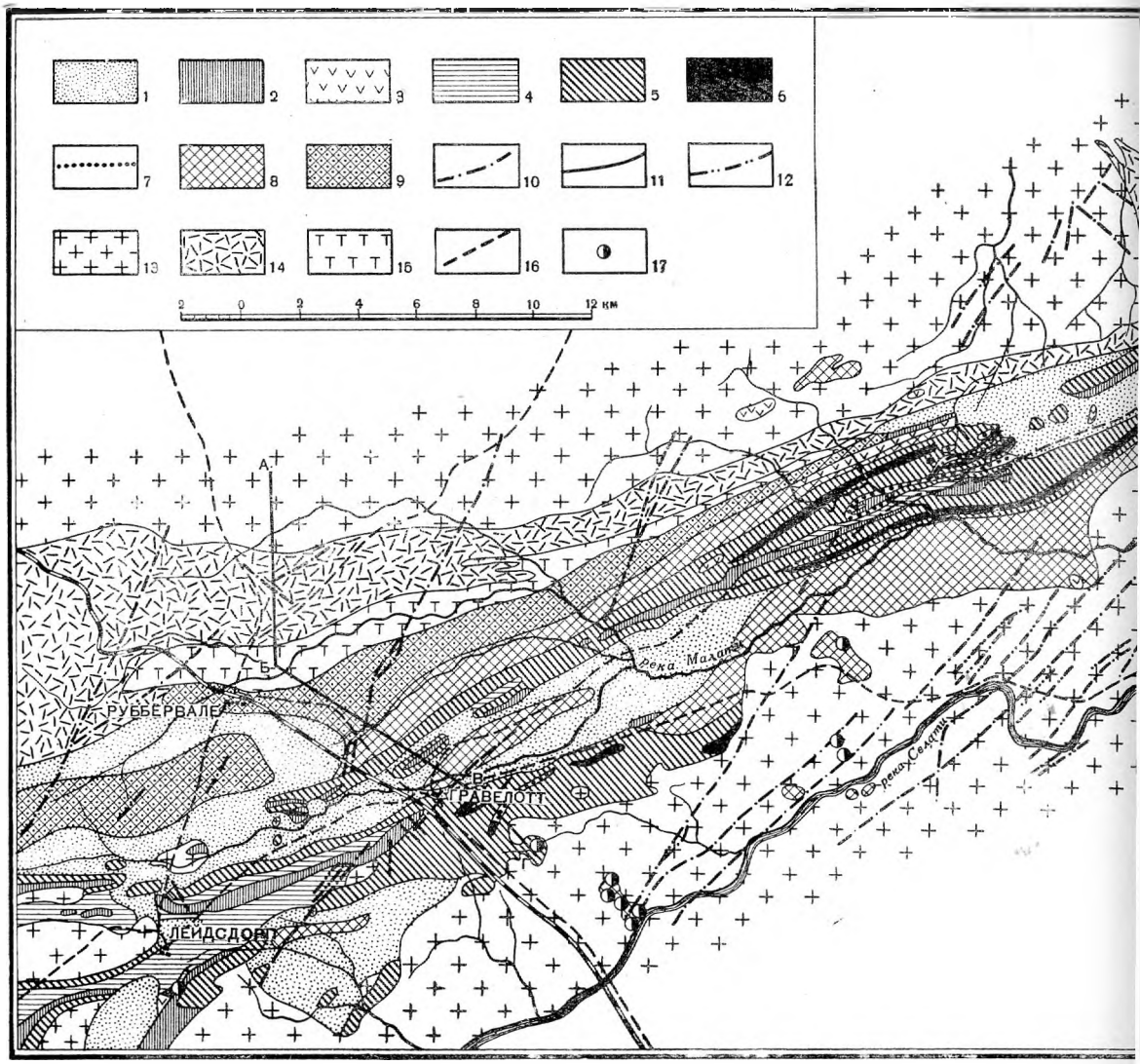
Изумруды, как правило, залегают в биотитовых (флогопитовых?) и биотит-хлоритовых сланцах вблизи контакта с пегматитами (фиг. 110). Редко они приурочены к тальковым сланцам и сахаровидному кварцу. Непосредственно в пегматитах изумруды не обнаружены. Обычно кристаллы ориентированы длинной осью по слоистости. Среднее содержание изумрудов различной окраски около 500 г/т. В тесной ассоциации с изумрудами в биотитовых сланцах встречаются: берилл, молибденит, турмалин, апатит (зеленый, голубовато-зеленый, бесцветный), хризоберилл, топаз, хлорит, нонтронит, халькозин, пирит, халькопирит и др. Часть изумрудов как бы цементируется поздним кварцем.

Более поздние диабазовые и диоритовые дайки практически не влияют на изумрудоносную минерализацию, однако изумруды, находящиеся в непосредственной близости от них, приобретают коричневато-бурый оттенок.

Трансваальские изумруды были детально изучены рядом исследователей (Патридж, Парсен, Гранд и др.). Обычно это шестигранные, редко дигексагональные призмы. Характерно отсутствие пирамидальных окончаний. Кристаллы удлиненного, таблитчатого габитуса, часто сдвойникованные по пирамиде 2-го порядка, трещиноватые и раздробленные. Размеры их колеблются в широких пределах.

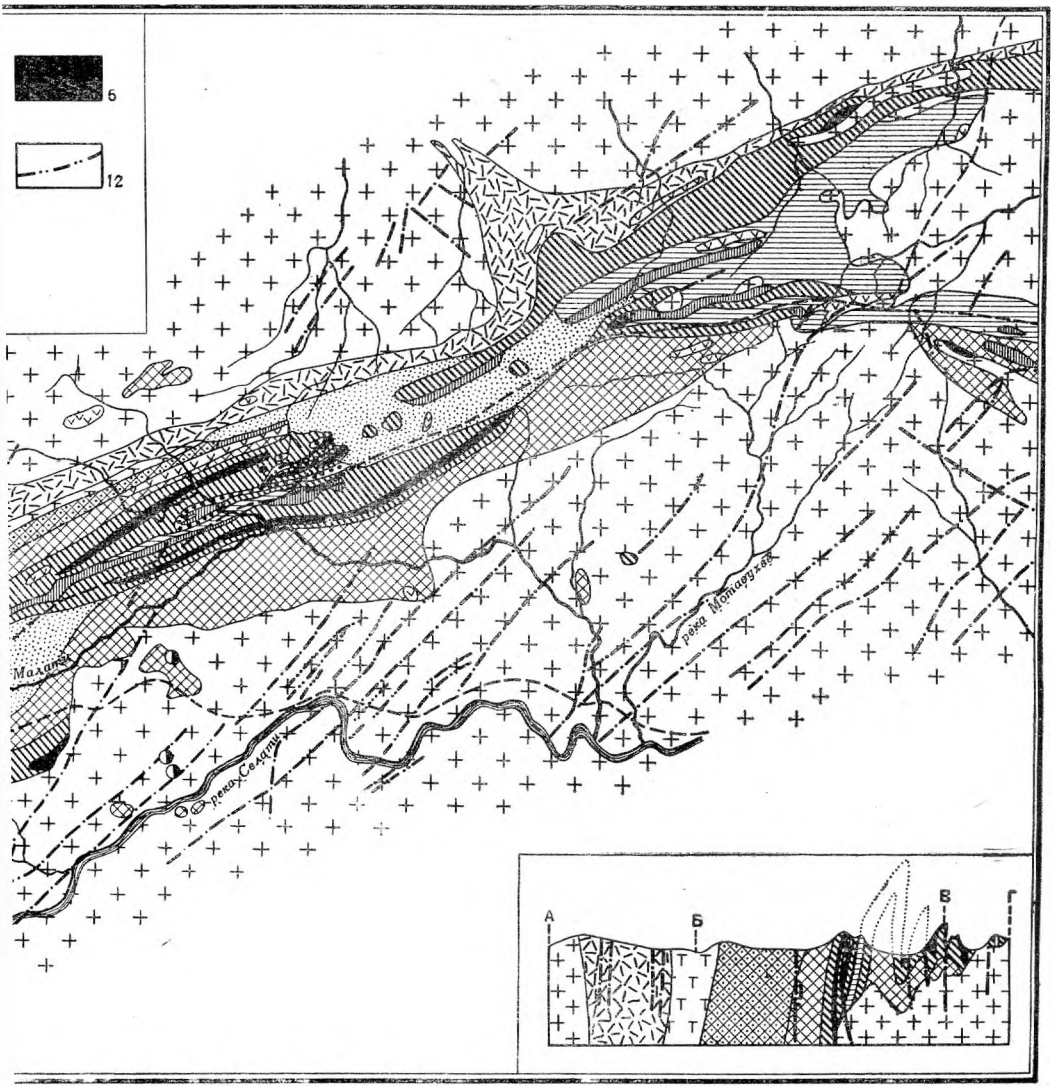
В 1956 г. был найден изумруд, размером 14×35 см, считающийся самым крупным в мире. Приводимый вес изумруда в 24 000 карат, по-видимому, относится только к той его части, которая расценивается как драгоценный камень.

В виде включений обычны мелкие чешуйки биотита, вдоль трещин наблюдается каолинизация. В качестве включений также присутствуют пирит, халькопирит, халькозин, гидроокислы железа. Окраска изумрудов различная: от яблочно-зеленых до интенсивно изумрудно-зеленых. В непосредственной близости от диабазовых даек, как уже отмечалось, встречаются зеленовато-коричневые и светло-коричневые изумруды.



Фиг. 109. Геологическая карта Мурчисонского хребта восточнее Лейдсдорпа.

1 — песок и аллювий; *2* — пропластки, богатые карбонатом; *3* — серпентиниты; *4* — породы, покрывающие сланцы и эффузивы; *5* — кварциты, грубые песчаники, сланцы тальк-тремолитовые, слюдистые и др; в кварцитовом горизонте *6* — кварциты; *7* — пропластки давленых конгломератов; *8* — кристаллические термолит-хлоритовые и слюдистые сла кварцевые порфиры, слюдистые кристаллические сланцы эффузивного происхождения и роговообманковые пород *12* — диабазы возраста докарро; *13* — гранитная интрузия (древние граниты); *14* — роговообманковый гранит; *15* — ос и изумрудные месторождения.

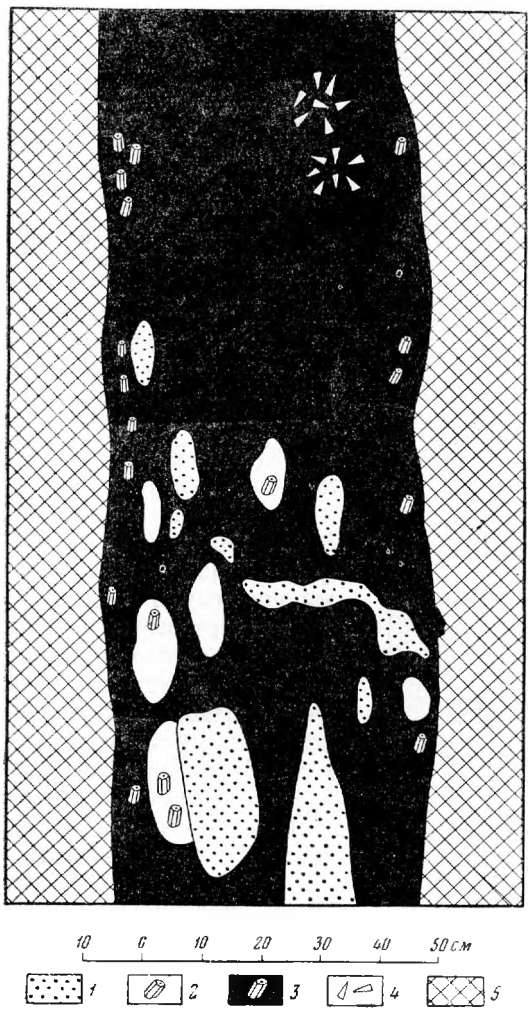


нисонского хребта восточнее Лейдсдорпа. Северо-восточный Трансвааль.

пентиниты; *4* — породы, покрывающие сланцы и различные нерасчлененные породы, частично, возможно, ые, слюдистые и др; в кварцитовом горизонте преобладают прослойки зеленой карбонатной породы; ические термолит-хлоритовые и слюдистые сланцы, массивные роговообманковые породы; *9* — давленые го происхождения и роговообманковые породы; *10* — долерит «карро»; *11* — сиенитовые лампрофиры: раниты); *14* — роговообманковый гранит; *15* — основные породы «Rooiwater»; *16* — сбросы; *17* — берилловые и изумрудные месторождения.

Наблюдается зональность в окраске, обычно по призме, в некоторых случаях по основному пинакоиду.

Химических анализов сомерсетских изумрудов не проводилось. Спектрально в них, кроме основных элементов, установлен Cr (незначительное количество) и в виде следов Li и Sc. По данным П. П. Пятницкого, в изумрудах Сомерсета содержится 0,25% Cr_2O_3.

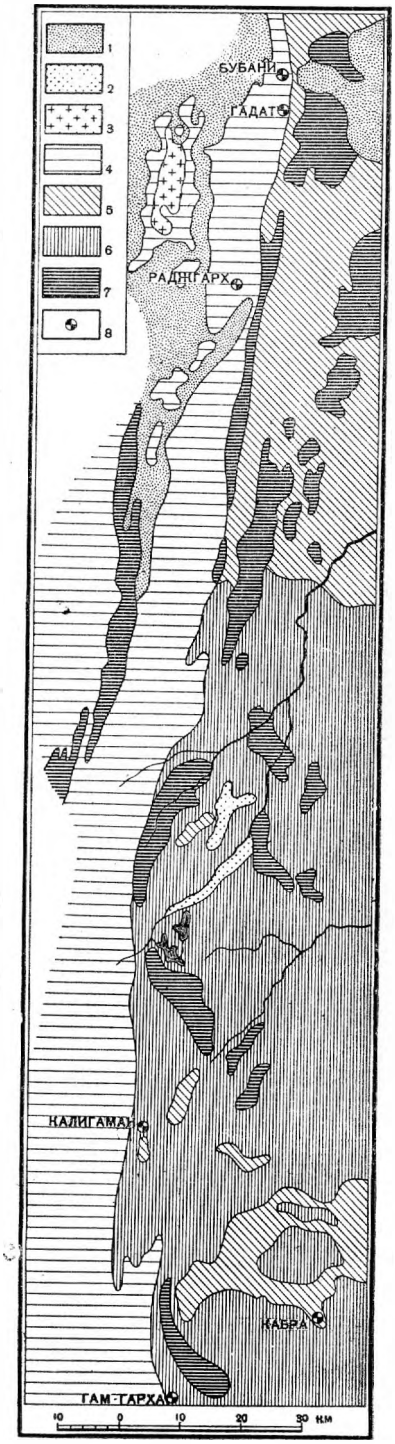


Фиг. 110. Пегматитовая изумрудоносная жила (месторождение Сомерсет).

1 — кварц; *2* — калиево-полевошпатовые и кварц-калиево-полевошпатовые блоки с бериллом; *3* — флогопит с изумрудом и бериллом (видна приуроченность изумруда к контакту пегматита; *4* — турмалин); *5* — актинолит.

ИЗУМРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДИИ (АЖМИР, МИРВАРА И МИВЕР)

Изумрудные месторождения в Индии были открыты в 40—50-годах текущего столетия. На севере области они связаны с системой доара валли (рудники Бубани, Гадат, Раджгарх и др.), на юге — с системой дели (рудники Калигаман, Кабра, Гам-Гарха и др.).



Пояс изумрудных месторождений тянется с северо-северо-востока на юго-юго-запад на 200 км с перерывами от рудника Бубани (Ажмир — Мирвара) на севере до Гам-Гарха (Мивер) на юге (фиг. 111). Эта область представляет собой равнину, расположенную на высоте 500—900 м над уровнем моря, осложненную невысокими холмами, тянущимися с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Холмы сложены кварцитами, кварц-серицитовыми сланцами, известняками, конгломератами, аркозовыми песчаниками. Филлиты, слюдистые сланцы, ультраосновные породы, прорванные интрузиями гранитов, слагают равнинную часть области.

Граниты представлены двуслюдяными разностями. Они сложены калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем, в подчиненном количестве присутствуют биотит, мусковит; акцессорные — апатит, сфен и циркон

Жильный комплекс гранитов представлен пегматитами простого строения, как правило, залегающими в самом граните, и более сложными, достаточно хорошо дифференцированными телами (с кварцевыми поясами и блоками), залегающими в кровле гранитов.

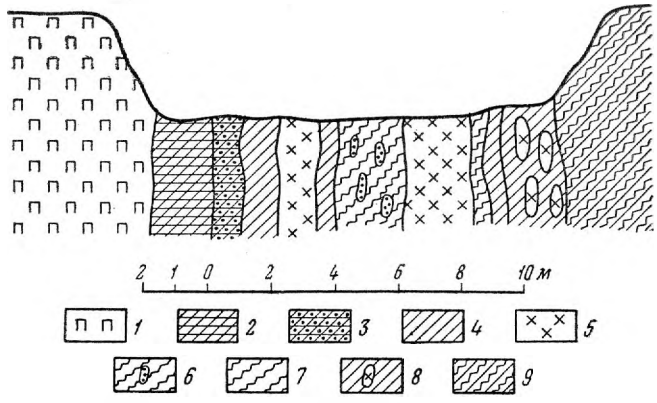
В пегматитовом поле района Ажмира развиты пегматитовые жилы до нескольких десятков метров мощностью, прослеживающиеся на сотни метров по простиранию. Часть жил характеризуется крупноблоковой структурой; блоки микроклина и кварца обычно имеют размеры до нескольких кубических метров. В отдельных жилах обособления кварца достигают десятков кубических метров. В пегматитах наряду с микроклином и кварцем присутствуют большие количества мусковита, а также альбит, развивающийся в стадию замещения, турмалин, гранат, берилл. Пегматиты разрабатываются на мусковит, попутно извлекается берилл.

Вмещающий изумрудоносные месторождения комплекс слагается перидотитами, амфиболитами, филлитами, а также биотитовыми, роговообманковыми, актинолитовыми, актинолит-тремолитовыми,

Фиг. 111. Геологическая карта изумрудных месторождений областей Ажмир, Мирвара и Мивер (по материалам Хаккера, Нерона, Кулсона, Бредшау и Гунта).

1 — аллювий; *2* — долериты; *3* — граниты эрипура, последелийские; *4* — известняки, известково-силикатные породы, кварциты, сланцы, известковые гнейсы, конгломераты (делийские); *5* — сланцы, гнейсы (аравалли); *6* — банделкхендские гнейсы (доаравалли); *7* — слоистые гнейсы (доаравалли); *8* — изумрудные месторождения.

тальк-актинолитовыми и тальковыми сланцами. Метаморфическая сланцевая толща образовалась под влиянием кислых инъекций в перидотиты. Перидотиты темно-зеленые, сложены оливином, авгитом, битовнитом, тальком, хлоритом, серпентином. В переменном количестве присутствуют тремолит, антофиллит, биотит, кальцит, магнетит. Амфиболиты в основном состоят из зеленой роговой обманки, полевого шпата, эпидота, кварца и хлорита; акцессорные — биотит, апатит, сфен, циркон.



Фиг. 112. Геологический разрез одной из выработок месторождения Калигаман.

1 — измененный перидотит с актинолит-тремолит-тальковыми останцами; *2* — актинолит-тремолитовые сланцы с изумрудом; *3* — актинолит-тремолит-биотитовые сланцы, частично отальк ованные, содержащие изумруд; *4* — биотитовые сланцы; *5* — пегматиты; *6* — роговообманковые сланцы с линзами кварца; *7* — роговообманковые сланцы; *8* — полевошпат-биотитовые сланцы с линзами пегматитов; *9* — роговообманково-хлоритовые сланцы.

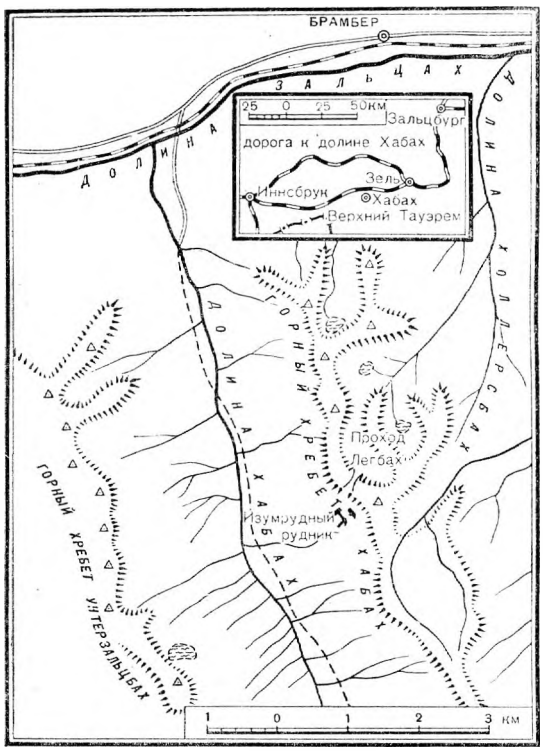
Мощность изумрудоносных жил достигает 6 м при длине до 100 м. Жилы характеризуются зональным строением. Контактные зоны представлены флогопитом, хлоритом, актинолитом, тальком (фиг. 112). Флогопитовые зоны имеют мощность до 1,5 м и больше. Актинолит-тальковые обособления достигают размера 1,5×3 м. В центральных частях ряда жил встречаются обособления кварца, мусковита, плагиоклаза размером 4×10 м. В этих обособлениях, как и в флогопитовых зонах, находятся значительные количества турмалина, а также берилл. Кристаллы турмалина имеют длину до 5 см и больше, в поперечнике до 2 см. Интересно с генетической точки зрения указание Роя (Roy, 1955), что в одном из штуфов турмалина в качестве включений наряду с кварцем, биотитом и хлоритом найдены ортоклаз и циркон. Последние два минерала, особенно ортоклаз, характеризуют исходный расплав-раствор, взаимодействующий с ультраосновными породами в процессе образования изумрудоносной жильной серии, как пегматитовой. Нередко в тесной связи с пегматитовыми жилами встречается кварц-турмалиновая порода, состоящая целиком из кварца и послойно ориентированных иголочек коричневого турмалина.

Изумруды приурочены обычно к биотитовым сланцам, реже к актинолитовым, тальковым сланцам. Индийские изумруды изумрудно-зеленого цвета, прозрачны или полупрозрачны. Кристаллы гексагонально-призматического габитуса, сильно трещиноваты; размеры их обычно не превышают нескольких сантиметров, редко 7—8 см в длину. Зеленая окраска объясняется наличием хрома, извлекаемого из вмещающих пород.

Одному из авторов настоящей работы, К. А. Власову, при любезном содействии доктора М. С. Кришнана и Б. Роя, удалось совместно с последним посетить в 1956 г. описываемые месторождения. Поражает исключительное сходство геологических условий залегания и строения изумрудоносных жил на этих месторождениях с некоторыми участками Изумрудных Копей Урала.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ИЗУМРУДОВ ХАБАХТАЛЬ

Это месторождение расположено в Зальцбурге, Восточные Альпы, Австрия (фиг. 113). Первые находки изумрудов относятся к 1797 г. (Leitmeier, 1937). Изучение района и месторождения началось со второй половины прошлого столетия.

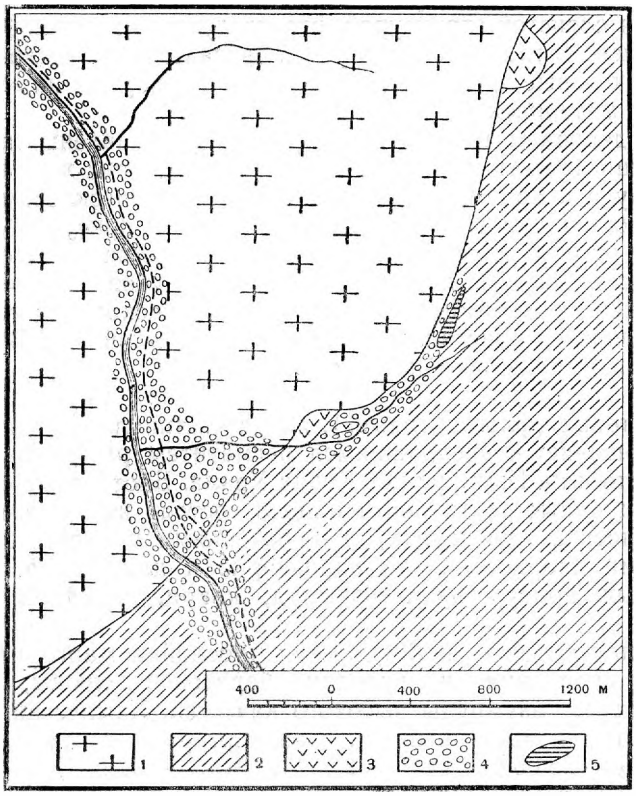


Фиг. 113. Расположение изумрудного месторождения в долине Хабах.

Геологическое строение района (фиг. 114) имеет много общего с Изумрудными Копями Урала. Здесь, так же как и на Урале, развит комплекс осадочно-метаморфических пород, прорванных гранитной интрузией. Осадочно-метаморфическая толща слагается рассланцованными амфиболитами, слюдистыми (хлоритовыми, тальковыми, актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми, биотитовыми), биотит-полевошпатовыми сланцами, филлитами, известково-слюдистыми сланцами, образовавшимися в результате контактового метаморфизма осадочных и ультраосновных пород. Ультраосновные породы, представленные серпентинитами, имеют в районе ограниченное распространение. Они в виде небольших массивов (до 1,5 км^2 и меньше) заключены в толще осадочно-метаморфических пород. Основные их выходы встречены в 40 км к югу от месторождения,

а небольшие обнажения, с которыми непосредственно связано месторождение изумрудов, располагаются в 1—2 км к востоку от долины Хабах.

Серпентиниты, согласно Вейншенку (Weinschenk, 1891), развивались по перидотитам. Наиболее распространенной разновидностью является антигоритовый «решетчатый» серпентинит, состоящий из антигорита, оливина, талька; в небольшом количестве присутствуют пироксен, хризотил и магнетит.



Фиг. 114. Геологическая карта месторождения Хабахталь.
1 — центральные гнейсы (граниты); *2* — амфиболиты; *3* — серпентиниты; *4* — конгломераты; *5* — изумрудсодержащие породы.

В подчиненном количестве встречаются интрузивные породы диоритового ряда — биотитовые диориты, керсантиты, интенсивно разрушенные и измененные. Биотитовые диориты представлены равномернозернистыми разностями, сложенными биотитом, соссюритизированным плагиоклазом, незначительным количеством кварца, эпидота, амфибола. Керсантит состоит из плагиоклаза, биотита, незначительного количества калиевого полевого шпата, пироксена, оливина, редко амфибола.

Все вышеперечисленные породы рассечены дайками гранитов, пегматитами и кварцевыми жилами.

Изумрудное месторождение Хабахталь приурочено к контакту интрузии гранитов, известных в литературе под названием «центральные гнейсы», и их жильных дериватов с толщей метаморфических слюдистых сланцев, содержащих в качестве останцов ультраосновные породы. Граниты (центральные гнейсы) двуслюдяные, среднезернистой, порфировидной структуры. Главные минералы —ортоклаз, кварц, олигоклаз, биотит,

мусковит; второстепенные — гранат, хлорит, клиноцоизит. Акцессорные представлены бериллом, ортитом, сфеном, цирконом, апатитом. Состав акцессорных несколько меняется. Так, берилл характерен только для пегматоидных гранитов долины Хабах.

В контактной зоне наблюдается некоторое изменение состава гранитов. Наряду с нормальными гранитами в зонах эндоконтакта встречаются участки, близкие по составу к кварцевым диоритам. Роль калиевых полевых шпатов здесь уменьшается, одновременно увеличивается значение плагиоклаза и цветных минералов. В эндоконтактной зоне граниты характеризуются слоистой структурой, что послужило причиной для их названия — гнейсы. С гранитной интрузией связаны многочисленные пегматитовые тела, которые проникают во вмещающие породы на значительное расстояние от материнской интрузии.

Жильные дериваты гранитной интрузии представлены пегматитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами. В этих жильных образованиях наряду с кварцем, микроклином, альбит-олигоклазом, апатитом, турмалином, кальцитом в переменных количествах присутствуют берилл, молибденит и другие минералы. Берилл встречается в виде отдельных кристаллов и сноповидных агрегатов. Цвет их голубовато-зеленый, винно-желтый, белый; размер обычно не превышает нескольких сантиметров, изредка встречаются кристаллы до 10 см по длинной оси. В пегматитах чистой линии изумруды не обнаружены.

Изумрудоносные жилы, так же как и на Урале, имеют реакционные зоны — биотитовые (флогопитовые?), хлорит-актинолитовые и тальковые. Зоны по отношению к внедрившимся пегматитам располагаются в том же порядке, что и на Изумрудных Копях Урала. Биотитовые сланцы, слагающие реакционные зоны, почти нацело состоят из темно-коричневого и зеленого биотита (флогопита) с включениями циркона, окруженного плеохроичными двориками, что характерно и для Урала. В качестве второстепенных присутствуют изумруд, кварц, турмалин, клинохлор, рутил.

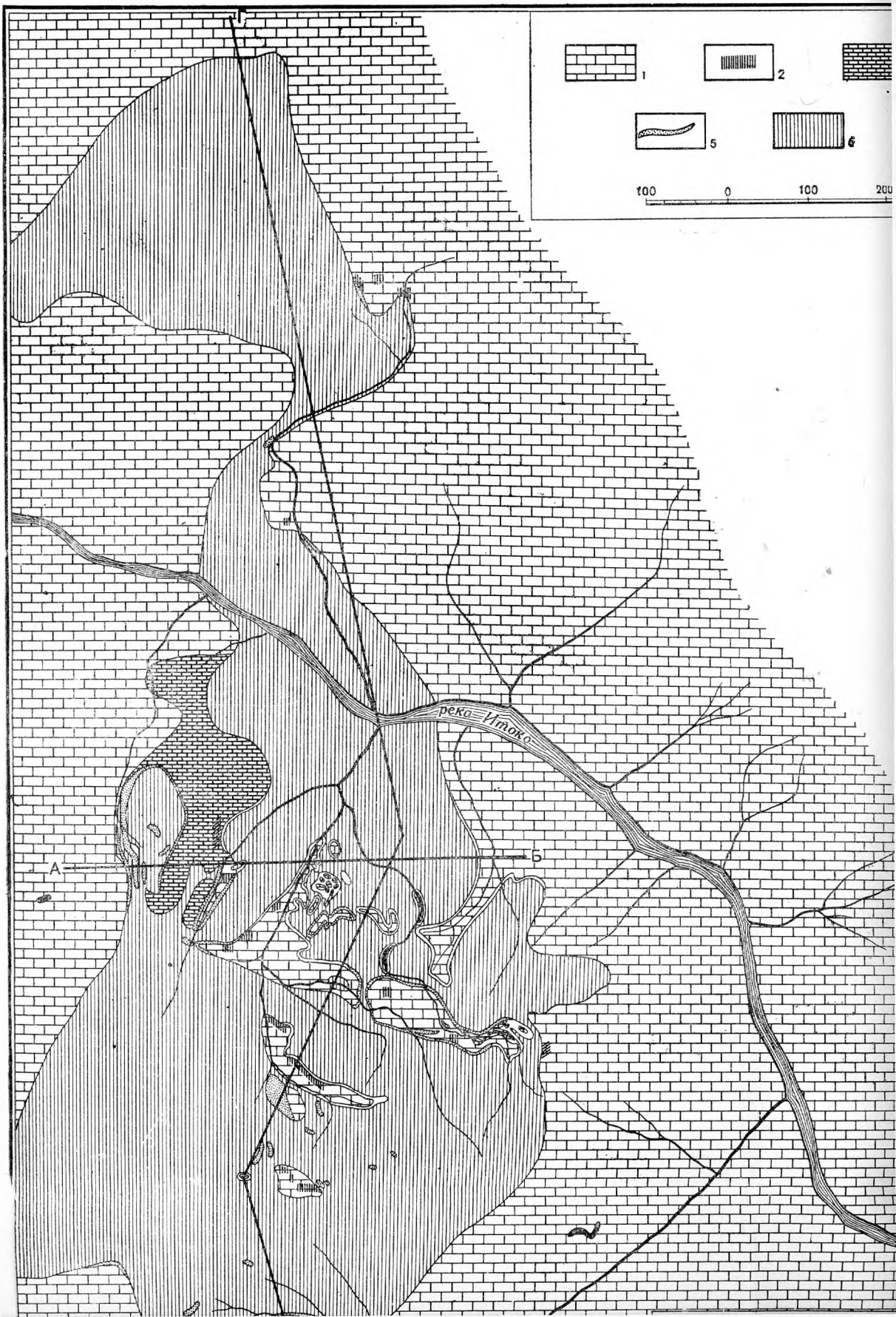
В отдельных участках наблюдаются прослойки маргарита. Изредка встречаются скопления и прослои баритовой слюды, с которой тесно ассоциируют изумруды высокого качества. Химический состав баритовой слюды, приведенный Ф. Сандбергером, следующий: SiO_2 — 49,44%, Al_2O_3 — 26,05%, FeO — 2,02%, MnO — 0,29%, MgO — 3,03%, BaO — 5,76%, CaO — 1,81%, K_2O — 7,54%, H_2O — 4,24%; сумма — 100,18%. Следует отметить, что на Изумрудных Копях Урала баритовая слюда не встречена.

В тальковой зоне наряду с тальком наблюдаются хлорит, редкие кристаллы актинолита, турмалина, очень редко — изумруд.

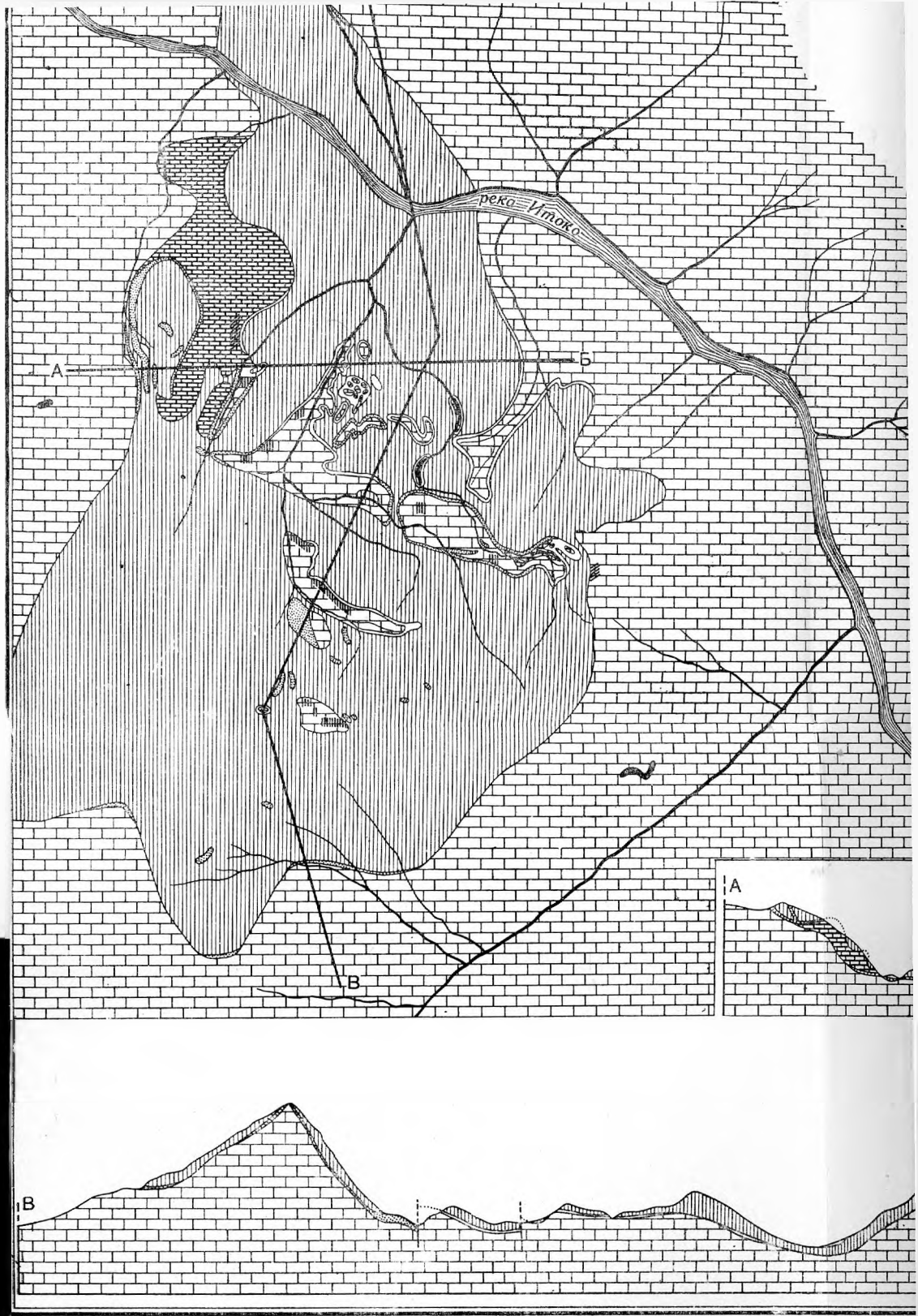
Кристаллы изумруда, как правило, приурочены к биотитовой зоне вблизи контакта с центральной остаточной частью пегматитовых жил. Реже наблюдаются в хлорит-актинолитовых и тальковых сланцах.

Для изумрудов характерна зеленая окраска, колеблющаяся в широких пределах: от светло-зеленой до темно-зеленой. Найдены зональные изумруды. Размер изумрудов колеблется в значительных пределах: от нескольких сантиметров до 12 см и больше по длинной оси при толщине в несколько сантиметров. Интенсивность зеленой окраски изумрудов, согласно химическим анализам, зависит от количества хрома.

Изумруды	Содержание Cr_2O_3 в %
Зеленые средней интенсивности	0.12
Темно-зеленые	0,16
Белые бериллы	0,02

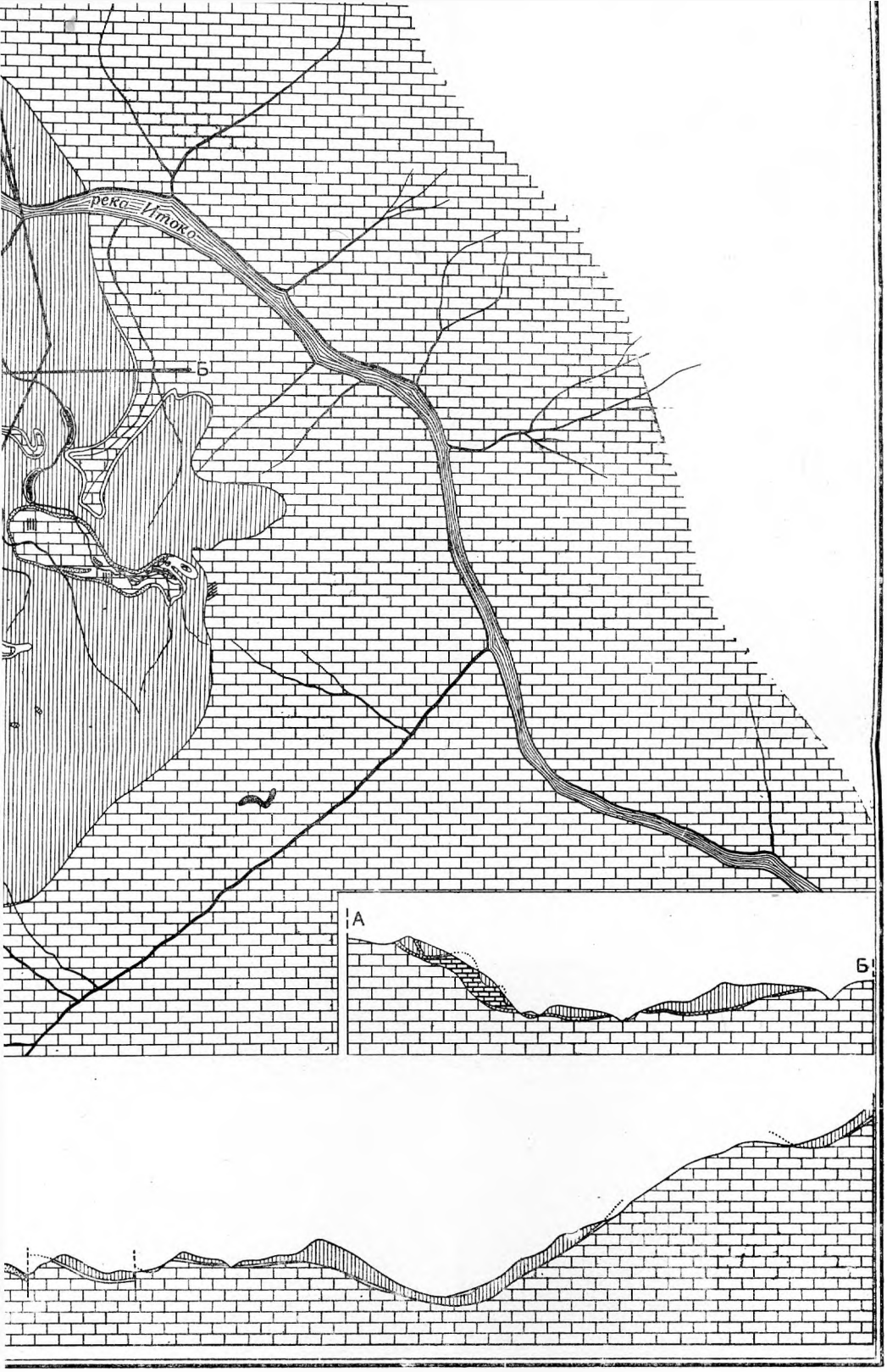

1
2
5
6
100
0
100
200
река Итока
А
Б

1
2
3
4
5
6
7
100
0
100
200
300 м
река Итака
Б



Фиг. 115. Геологическая карта изумрудного месторождения Муз

1 — слои камбиадо; *2* — альбитовая порода и альбитовые жилы; *3* — верхний камбиадо, надвинутый на нижний к
5 — горизонт сенсеро; *6* — изумрудсодержащие слои; — пегматитовые жилы.



115. Геологическая карта изумрудного месторождения Музо

льбитовые жилы; *3* — верхний камбиадо, надвинутый на нижний камбиадо. *4* — горизонты кама, сенсеро; нсеро; *6* — изумрудсодержащие слои; — пегматитовые жилы.

В слабоокрашенных изумрудах наряду с хромом присутствует незначительное количество ванадия. Роль его в окраске изумрудов неясна. Источником хрома в изумрудах Хабахталя Лейтмаейр считает серпентиниты.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИЗУМРУДОВ КОЛУМБИИ

Изумрудные месторождения Колумбии известны в течение многих столетий. Современные изумрудные рудники расположены в Восточных Кордильерах, в округах Кундиномарка и Бойяка. Наиболее крупные месторождения Музо и Коскуэс находятся приблизительно в 100 км на северо-северо-запад от г. Богота, на высоте 600 м над уровнем моря. В 30 км к северо-востоку от Боготы расположены рудники Чивор (Самондоко). В 1954 г. открыты новые, по-видимому, крупные месторождения изумрудов в 10 км северо-восточнее рудников Чивор. Всего в районе насчитывается около 157 изумрудоносных участков.

Изумрудоносный район Восточных Кордильер сложен осадочным комплексом пород мелового, третичного и четвертичного возрастов. Породы представлены песчаниками, известняками, черными углистыми сланцами, конгломератами, кремнистыми сланцами, смятыми в складки меридионального простирания. По данным Ивеса (Ives, 1949), под нижнемеловыми известняками залегают интрузивные породы, слагающие «ядро» Анд.

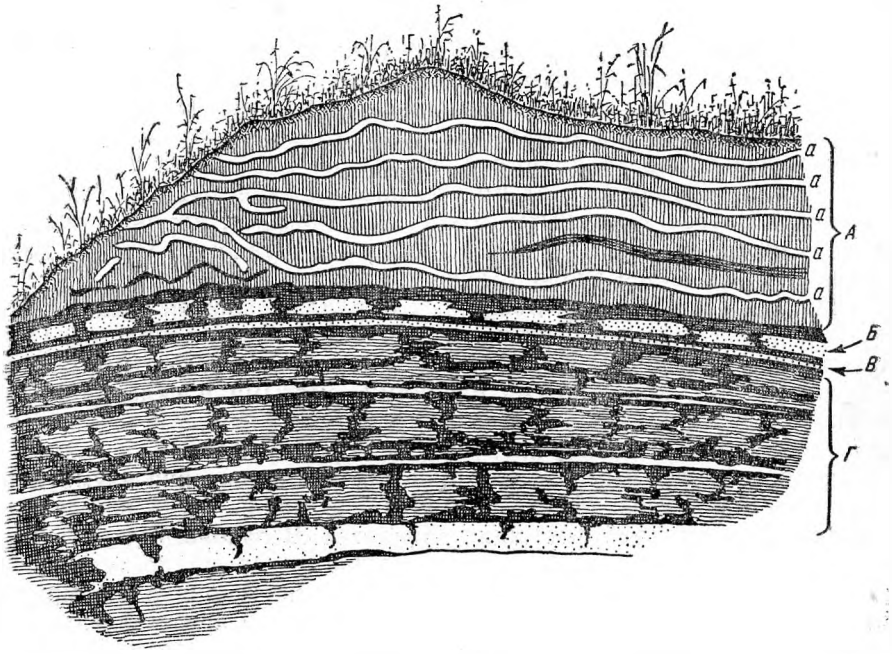
Наиболее изученным из колумбийских месторождений изумрудов является месторождение Музо (фиг. 115). Изумруды здесь встречаются в породах нижнемеловой формации «виллета». В районе Музо эта формация четко разделяется на две части: верхнюю — изумрудоносные пласты и нижнюю, не содержащую изумрудов — пласты камбиадо. Изумрудоносные пласты несогласно залегают на камбиадо. Они представлены чередованием тонко рассланцованных углистых сланцев со слоями известняков. Сланцы содержат большое количество углистого вещества и карбоната кальция; от известняковых пластов они отличаются бо́льшим содержанием силикатного вещества. Интересно указание Пога (Pogue, 1916), что в изумрудоносной формации встречается фуксит в виде зеленых пластинок на плоскостях сланцеватости, а также указание Шейбе (Scheibe, 1926) на наличие в этой формации биотита. Изумрудоносные пласты пронизаны прожилками, сложенными в основном кальцитом. В отдельных прожилках наряду с кальцитом присутствуют доломит, барит, кварц, пирит, берилл, паризит, апатит, флюорит. Изумруд встречается в карманах этих жил или в основной их массе, сложенной кальцитом. Редко отмечается в самих сланцах или в известняках (Pogue, 1916).

Формация камбиадо сложена пластами черного углистого известняка средней мощностью 25 см, перемежающимися с тонкими прослоями углистых сланцев. По составу сланцы аналогичны сланцам изумрудоносной формации.

Верхние участки пластов вблизи контакта с изумрудоносной формацией местами замещаются альбитом, а иногда нацело переходят в альбитовую породу, образующую тела мощностью 0,2—2 м. Зальбанды этих тел сложены тальком, кальцитом, кварцем, доломитом. Вниз по падению пластов альбитизация уменьшается и с глубиной исчезает.

Породы формации камбиадо пересечены кальцитовыми жилами, не несущими изумрудов и содержащими меньшее количество пирита, чем жилы изумрудоносной формации. Встречено несколько жил, состоящих в основном из альбита, флюорита и барита (Clements, 1941). В нижних частях формации имеются пегматитовые жилы, для которых Шейбе (1926) указывает следующий состав: калиевый полевой шпат, кварц, серицит, альбит, апатит, аллофанит.

Падение пород камбиадо моноклинальное к югу под углом 60°. Поверхность несогласия характеризуется чрезвычайно сложной топографией. Наблюдаются брекчированные сланцы, структуры волочения, отчетливая минерализация вдоль плоскости несогласия. Все это подтверждает наличие надвига.



Фиг. 116. Схематическая зарисовка одного из обнажений (месторождение Музо).
А — изумрудсодержащие слои; *а* — кальцитовые прожилки; *Б* — сенсеро; *В* —кама; *Г* — камбиадо.

Между изумрудоносной формацией и формацией камбиадо в плоскости несогласия прослеживаются два прерывистых горизонта: «кама» и «сенсеро» (фиг. 116). Первый залегает на породах камбиадо, сложен скоплениями кристаллов кальцита с кварцем и альбитом, сцементированных известковым и кварцевым материалом. Мощность его непостоянная, он часто выклинивается. Этот горизонт местами обнаруживает связь с кальцитовыми жилами камбиадо. Горизонт «сенсеро» залегает выше «кама» в виде неправильных линз или слоя мощностью в несколько метров. Обычно он сложен кристаллическими агрегатами кальцита, доломита, кварца, пирита, барита, альбита, заключенных в известковый цемент. Изумруд встречается очень редко. Кристаллы его заключены в кальците и барите. Отмечаются редкие прослои барита, мощностью до 0,4 м.

Кристаллы колумбийских изумрудов имеют форму шестигранных призм, размером 2—3 см, редко до 15 см. Наблюдается зонарная окраска. Цвет изумрудов от светло- до темно-зеленого, некоторые изумруды содержат включения углистого вещества, изменяющего окраску изумруда до черной. Химическими анализами в изумрудах установлено присутствие окиси хрома: 0,01 и 0,08% (Leitmeier, 1937), 0,10% (Herman and Wussow, 1935). Имеются указания на более высокие содержания хрома — 0,3 и 3,25% (Apolinar, 1947).

Изумруд встречается в ассоциации с кальцитом, доломитом, анкеритом, кварцем, пиритом, бериллом, паризитом, флюоритом, баритом, апатитом, альбитом и др.

Фактический материал, которым мы располагаем, не позволяет создать ясного представления о генезисе данного месторождения. К сожалению, колумбийские месторождения в геолого-минералогическом отношении недостаточно изучены, что в значительной мере, по-видимому, можно объяснить исключительно плохой обнаженностью района. Достаточно сказать, что в литературе по этим месторождениям не приводится ни оптических, ни химических анализов минералов, не изучен минералогический состав упоминаемых пегматитовых жил, не анализируется источник хрома, окрашивающего изумруды и входящего также в состав фуксита (Pogue, 1916).

Дальнейшее изучение месторождений Колумбии, залегающих в осадочном карбонатном комплексе, расширит перспективы поисков изумрудных месторождений, поскольку последние могут залегать не только на контакте с ультраосновными породами, но и в карбонатных породах. При этом, по-видимому, необходимо особое внимание обратить на выяснение вопроса: присутствует ли хром в самих карбонатных породах, которые могли образоваться за счет разрушения хромсодержащих ультраосновных магматических образований, или он заимствуется дериватами гранитной интрузии, формирующими месторождения, из залегающих, возможно, ниже хромсодержащих пород.

* * *

Выше кратко описаны главнейшие месторождения изумрудов мира. Наряду с этим в литературе имеются указания на наличие изумрудных месторождений и находки изумрудов в Бразилии, США, Богемии, Норвегии, на Мадагаскаре, в Австралии. Все эти месторождения, кроме бразильских, упоминаются как представляющие в настоящее время скорее минералогический, чем промышленный интерес. К сожалению, в нашем распоряжении имеется очень мало литературы, характеризующей эти месторождения в геолого-минералогическом отношении. Краткие сведения по этим месторождениям имеются в работах Германа и Уссова (Herman and Wussow, 1935), А. Е. Ферсмана (Fersmann, 1929), П. П. Пятницкого (1932), Арлта и Штейнметца (Arlt und Steinmetz, 1915), Михеля (Michel, 1927) и др.

Глава VI

ГЕНЕЗИС

Прежде чем перейти к выяснению генезиса месторождений изумрудов, необходимо кратко подвести итоги фактическому материалу по Изумрудным Копям Урала, как наиболее детально в настоящее время изученным, и остановиться на характерных закономерностях, присущих данному типу месторождений, известных в различных странах мира.

Изумрудные Копи Урала располагаются в экзоконтактной зоне Мурзинской гранитной интрузии и приурочены к толще метаморфических пород, которая в виде полосы до 5 км мощностью прослеживается вдоль этой интрузии. Мурзинская интрузия (см. фиг. 1) характеризуется наличием интенсивно развитых пегматоидных фаций, что обычно свойственно гранитным массивам классических пегматитовых полей мира. Вмещающие интрузию породы интенсивно метаморфизованы и превращены в серпентиниты, амфиболиты, среди которых сохранились небольшие участки оталькованных ультраосновных пород — дунитов, перидотитов, а также останцы бывшей кровли ультраосновной интрузии — углистые сланцы, кварциты. К этой серии метаморфических пород с востока подходит небольшой гранодиоритовый массив, образовавшийся в результате раскристаллизации гибридной магмы, возникшей вследствие ассимиляции гранитной интрузией ультраосновных пород, что свидетельствует о большой активности гранитной интрузии. От гранодиоритового массива отходит серия жильных апофиз, прорывающих породы метаморфического комплекса, которые в дальнейшем служили отчасти путями проникновения пегматит-пневматолитовых расплавов-растворов и играли экранирующую роль, способствуя концентрации летучих соединений, в том числе редких элементов.

Метаморфические породы в приконтактовой зоне с гранитной интрузией интенсивно инъецированы ее жильными дериватами, представленными нормальными гранитными пегматитами, десилицированными пегматитами, а также серией различных по составу пневматолито-гидротермальных и гидротермальных жил.

В формировании района Изумрудных Копей можно выделить следующие четыре основные стадии, важные для понимания генезиса:

I. Образование осадочной толщи, излияние эффузивов, начальная стадия их метаморфизма.

II. Внедрение ультраосновной магмы (Асбестовская интрузия), дальнейшая метаморфизация осадочной толщи под влиянием этой интрузии, автометаморфизм пород ультраосновного массива.

III. Проявление тектонических движений, разломов и внедрение гранитной интрузии:

а) ассимиляция гранитной интрузией пород ультраосновного и основного ряда и образование гранодиоритовой магмы; формирование Восточного гранодиоритового массива и его жильных дериватов;

б) формирование гранитной интрузии, дальнейший метаморфизм пород осадочной толщи и ультраосновных пород — серпентинизация, амфиболитизация, оталькование, а также метаморфизм пород гранодиоритового массива;

в) одновременное образование в апикальных частях гранитной интрузии очагов пегматоидной магмы и пегматит-пневматолитовых расплавов-растворов.

IV. Внедрение пегматит-пневматолитовых расплавов-растворов в систему трещин, развивающихся в верхних частях гранитной интрузии и ее кровле, и взаимодействие внедрившихся расплавов-растворов с вмещающими породами (см. фиг. 117).

Ввиду сложности геологического строения района Изумрудных Копей, большого разнообразия жильного комплекса и недостаточной его изученности, имелись и отчасти имеются в настоящее время различные точки зрения на генезис месторождения. До последнего времени все рассуждения о генезисе касались только изумрудоносных жильных образований, так называемых десилицированных пегматитов.

Наиболее научно обоснованная точка зрения на генезис указанных жил принадлежит А. Е. Ферсману, который так же, как и Михеев, их образование связывает с гранитной интрузией. Пегматитовый расплав, по его представлению, внедряясь во вмещающие породы, богатые железом и магнием, вступает с ними во взаимодействие. При этом происходит миграция из пегматитового расплава щелочей, алюминия, кремнезема и фтора, которые уходят на построение минералов реакционных зон пегматитов: флогопитовой, хлоритовой, актинолитовой и тальковой. В результате пегматитовый расплав, израсходовавший свои составные части на построение минералов реакционных зон, кристаллизуется не в виде пегматита чистой линии, а в виде своеобразных зональных тел десилицированных пегматитов, содержащих, в отличие от пегматитов чистой линии, изумруд, хризоберилл, фенакит и другие минералы. Химизм процесса взаимодействия пегматитовых расплавов А. Е. Ферсманом не разбирался, что явилось одной из причин для возражения со стороны исследователей, не признающих теорию десиликации.

Некоторые исследователи (Larsen, 1928; Лодочников, 1935) относят десилицированные пегматиты к альбититам и считают их гидротермальными образованиями. В. Н. Лодочников процесс формирования альбититов, к которым он относит и изумрудоносные жилы, связывает с гидротермальной деятельностью ультраосновных пород. Для обоснования своих взглядов он выдвинул заслуживающее большого внимания правило полярности, в соответствии с которым элементы, находящиеся в незначительном количестве в магме, в данном случае в ультраосновной, концентрируются на поздних стадиях формирования ультраосновных пород, входя в состав гидротермальных растворов, из которых и образуются альбититы.

Как указано выше, Н. М. Успенский, подобно Миклашевскому, связывал генезис изумрудов не с Мурзинской гранитной интрузией, а с жильными дериватами Восточной интрузии. Он отрицал теорию десиликации гранитных пегматитов и образование изумрудоносных жильных тел связывал с «пневмато-эндогидатогенным метасоматическим процессом», обусловленным воздействием поздних дериватов Восточной интрузии на серпентиниты.

П. П. Пятницкий в вопросе о происхождении изумрудоносных жил придерживался теории десиликации и справедливо считал, что этот

процесс связан с гранитными пегматитами, обогащенными флюидной фазой (полифазные пегматиты). Но в то же время он считал (с чем нельзя согласиться), что тальковые сланцы, вмещающие изумрудоносные жилы, образовывались не за счет ультраосновных пород, а в результате метаморфизма диоритов.

В настоящее время для всех исследователей Изумрудных Копей генетическая связь жильного изумрудоносного комплекса с Мурзинской гранитной интрузией представляется несомненной и подтверждается рядом фактов, из которых наиболее важными являются следующие:

1. Наличие хорошо проявленной пегматоидной фации, а также жил и шлировидных тел пегматитов, содержащих в качестве акцессорного минерала берилл, молибденит, флюорит и др., в эндоконтактовой зоне Мурзинской интрузии в районе месторождения Изумрудных Копей.

2. Пространственная приуроченность самих изумрудоносных жильных тел непосредственно к экзоконтактовой зоне Мурзинского гранитного массива.

3. Наличие пегматитов чистой линии как непосредственно в эндоконтактовой зоне, так и в экзоконтактовой зоне Мурзинской гранитной интрузии, т. е. в зоне развития десилицированных изумрудоносных жил.

4. Аналогия качественного и близость количественного химического состава пегматитов чистой линии и десилицированных изумрудоносных пегматитов за исключением элементов, ассимилированных из вмещающих пород.

Одним из доказательств генетической связи изумрудоносных жильных тел с гранитным массивом и его дериватами является также полное качественное сходство и почти одинаковый количественный состав редких земель в фторапатитах (см. табл. 76), взятых из пегматитов чистой линии, десилицированных пегматитов и гранитов.

Таким образом, вопрос о роли гранодиоритовой интрузии в образовании изумрудоносных жил отпадает. Сложность петрографического строения этого массива, состоящего из пород от основных до кислых разностей, является не следствием дифференциации основной магмы, как это считал Н. М. Успенский, а результатом разной степени ассимиляции гранитной интрузией ультраосновных и основных пород. Восточный массив порфировидных гранитов, который Н. М. Успенский рассматривал в качестве позднего продукта дифференциации основной магмы, как показали исследования последних лет, является фациальной разновидностью Мурзинской гранитной интрузии.

Фактический материал по месторождениям изумрудов различных стран мира — Египта, Трансвааля в Южной Африке, Индии, Австрии и др. (см. предыдущую главу) — свидетельствует о тех же закономерностях во взаимодействии различных пород, слагающих изумрудоносные районы, и о той же роли гранитной интрузии в генезисе изумрудов. Интересно отметить, что на ряде этих месторождений, характеризующихся общими с Изумрудными Копями чертами, диоритовые жилы не наблюдаются.

Для понимания генезиса десилицированных изумрудоносных пегматитов и пневматолито-гидротермальных жил необходимо в кратких чертах остановиться на генезисе пегматитов вообще. В настоящее время большинство исследователей, занимающихся изучением пегматитов, правильно считает, что пегматиты образуются в результате раскристаллизации самостоятельных расплавов-растворов, которые представляют собой поздние погоны гранитной интрузии. Вторая, значительно меньшая, часть исследователей (Шаллер, Хесс, А. Н. Заварицкий, В. Д. Никитин и др.) рассматривает пегматиты как продукт замещения и пере-

кристаллизации гранитных, аплитовых жил и мелкозернистых пегматитов под влиянием гидротермальных растворов, при этом считается, что редкие элементы Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Be и др. приносятся этими же растворами и, следовательно, их минералы, в том числе и берилл, образуются в гидротермальную стадию процесса.

Большинство геологов мира в настоящее время, в результате накопившегося огромного фактического материала и данных, полученных в результате синтеза редкометальных пегматитов, признает наличие самостоятельных пегматитовых расплавов-растворов.

На генезис самих пегматитовых расплавов-растворов среди исследователей имеются разные взгляды. Большая часть их склонна рассматривать расплавы-растворы как выжимки из межзернистой массы неполностью закристаллизовавшейся гранитной интрузии (Harker, 1909; Ферсман, 1940). Однако наличие пегматоидных фаций в гранитных пегматитоносных интрузиях, особенно в их апикальных частях, занимающих большие поля, непосредственный переход пегматоидных гранитов в жильные тела редкометальных пегматитов, а также присутствие шлировидных (фациальных) пегматитов в самом теле гранитной интрузии свидетельствуют о постепенных переходах от обычных гранитов через пегматоидные граниты к пегматитовым жилам и позволяют прийти к иным выводам о генезисе пегматитовых расплавов-растворов, а следовательно, и пегматитов.

Обычно в подтверждение мнения, отрицающего существование самостоятельных пегматитовых расплавов-растворов, приводятся результаты экспериментальных исследований Горансона по растворимости воды в гранитной магме. Однако установленный им предел растворимости воды в гранитной магме около 9% представляет собой исключительно большую величину и во всяком случае не может лимитировать процессы образования пегматитовых расплавов-растворов. Кроме того, при этом не учитывают нерастворимую воду, которая также может принимать активное участие в образовании пегматитовых расплавов-растворов.

В 1958 г. в физико-химической лаборатории Пенсильванского университета (США) Бурнамом и Джансом (Burhnam, Jahns, 1958) пегматиты были получены и экспериментально. Опыт производился в капсулях длиной 7 см, диаметром около 1,5 см. Были взяты компоненты в соотношениях их, близких к таковым в пегматитах, с добавлением 3,5% воды, около 0,5% фтора и 1,5% Li_2O. Опыт проводился при давлении около 1500 атм., при температуре 825—600°. Кристаллизация продолжалась в течение 45 дней. Были получены минералы, характерные для пегматитов: сподумен, полевые шпаты, мусковит, кварц, санидин и др., размер кристаллов которых достигал миллиметра. Наблюдалось зональное распределение этих минералов, подобно тому, как это имеет место в природных телах. Таким образом, факт существования пегматитовых расплавов-растворов и образование из них пегматитов доказан экспериментальным путем. Кроме того, эти же исследователи серией опытов доказали, что растворимость воды в пегматитах и гранитах возрастает с 1,3 вес. % при давлении около 330 атм. до 5,5 вес. % при давлении около 3000 атм.

Богатый фактический материал, накопленный к настоящему времени, позволяет считать, что пегматитовые расплавы-растворы представляют собой не межзернистые выжимки кристаллизующейся гранитной интрузии, а ее фации и фазы, отличающиеся от материнских гранитов повышенным количеством легколетучих и редкометальных соединений. При этом легколетучие и редкометальные соединения сосредоточиваются в пегматитовых расплавах-растворах не в результате кристаллизации

гранитной интрузии, а вследствие концентрации их в обычной магме эманационным путем.

Экспериментальные исследования по физико-химии легколетучих соединений позволяют выяснить их роль в формировании различных фаций интрузий и, в частности, пегматитовых расплавов-растворов. По-видимому, большое значение в переносе и концентрации элементов имела вода, исключительная роль паров которой в переносе ряда элементов, в том числе и редких, была доказана экспериментально. Так, В. И. Спицын, В. И. Шестак и М. А. Мееров (1952) экспериментально доказали, что скорость испарения хлористого лития в парах воды сильно возрастает. Американские исследователи Гроссвейнер и Зайферт (Grossweiner, Seifert, 1952) также опытным путем установили возможность переноса бериллия в парах воды в форме гидроокиси. При этом летучесть бериллия резко увеличивается с повышением упругости паров воды, что связано с образованием газообразной гидроокиси бериллия. Аналогичные данные имеются по переносу в парах воды кремнезема, окиси бора, вольфрама, молибдена. Таким образом, наши представления о роли летучести в процессах минералообразования должны быть расширены.

Летучие, в том числе фтористые соединения, и особенно вода и ее соединения, обладают большой теплоемкостью (Тимрот, Ривкин и др., 1958). Поэтому концентрация их в верхних частях гранитной магмы задерживает ее от ранней кристаллизации. Начало концентрации легколетучих соединений в отдельных участках магмы и является по сути началом развития пегматитового процесса.

Как известно, не все гранитные интрузии сопровождаются пегматитовыми жилами. Распределение пегматитовых полей и пегматитовых жил в отдельных полях дает основание предполагать, что пегматиты образуются в результате внедрения в систему трещин пегматоидных и пегматитовых фаций интрузий, располагающихся преимущественно в их верхних частях в виде самостоятельных горизонтов и очагов различной формы и объема. Для возникновения очагов пегматитовых расплавов-растворов должны существовать оптимальные тектонические и физико-химические (давление, состав магмы) условия, которые способствовали бы концентрации легколетучих, в том числе редкометальных соединений. На больших глубинах, когда внешнее давление превышает внутреннее, летучие соединения в магматическом очаге распределяются более или менее равномерно, и наиболее глубинные интрузии не могут сопровождаться пегматитами. В магматических очагах, залегающих на небольших глубинах, также не могут образовываться пегматитовые расплавы-растворы, так как значительное количество летучих соединений в этом случае уходит в породы кровли. Пегматитовые расплавы-растворы могут формироваться только в том случае, когда часть легколетучих соединений имеет возможность переходить в летучее состояние и одновременно концентрироваться в верхних апикальных частях магмы.

Пегматитовые поля занимают площади, измеряемые десятками тысяч квадратных километров, что свидетельствует о накоплении летучих теплоемких соединений на больших площадях и не в одном месте. В процессе формирования гранитной интрузии пегматоидные расплавы-растворы обособляются в серию различной формы очагов и горизонтов, которые залегают на разных глубинах, имеют различные размеры и состав летучих соединений, что обусловлено неоднородностью магмы на протяжении сотен километров, неровностью ее контактной поверхности и различными термодинамическими условиями в ее отдельных участках.

В процессе кристаллизации интрузии даже более или менее близко залегающие друг от друга очаги претерпевают различную эволюцию. Естественно, что выжимание этих различных по химическому составу и находящихся на разных стадиях эволюции очагов дает начало формированию жильных тел различного химико-минералогического состава. В одних случаях это гранитные жилы, в других — пегматиты, в третьих — кварц-полевошпатовые, мусковит-альбит-кварцевые, кварцевые жилы и т. д. С указанным фактором в основном и связано разнообразие жильных тел гранитных интрузий.

Изучение Изумрудных Копей с их многообразием жильного комплекса подтверждает вышеизложенные взгляды на формирование очагов пегматоидных и пегматитовых расплавов-растворов, которые, в свою очередь, помогают разобраться в формировании этого сложного жильного комплекса.

Как уже отмечалось, на Изумрудных Копях выделяются три главные, генетически связанные друг с другом, группы жильных образований:

I. Пегматиты:
   а) чистой линии,
   б) десилицированные.

II. Пневматолито-гидротермальные жилы переменного состава.

III. Гидротермальные жилы и прожилки.

Между этими группами жильных тел имеются образования, занимающие промежуточное положение как по химико-минералогическому составу, так и по времени формирования.

Все многообразие жильного комплекса Изумрудных Копей зависит от ряда причин, из которых наиболее важными являются: физико-химическая неоднородность жильных погонов гранитной магмы на всем протяжении Мурзинской гранитной интрузии, разное время внедрения этих разнообразных по составу дериватов гранитной интрузии во вмещающие породы, неоднородность состава вмещающих пород и неодинаковая степень взаимодействия с ними различных погонов гранитной магмы. В то время как часть легколетучих соединений Мурзинской гранитной интрузии уходила во вмещающие породы и принимала участие в их метаморфизме, другая их часть концентрировалась на различных уровнях в самой интрузии, что впоследствии привело к формированию пегматоидных фаций гранитов и развитию очагов магм, отличающихся более высоким содержанием легколетучих соединений. Участки, в которых концентрировались легколетучие теплоемкие соединения как было указано выше, обладали большим запасом тепловой энергии, которая впоследствии высвобождалась, в частности — в результате фазового перехода целого ряда газообразных соединений в жидкое состояние, что способствовало длительности процесса минералообразования. Особенно интенсивно этот процесс проявлялся в эндоконтактовой зоне гранитной интрузии, где широко представлены пегматоидные фации с наличием большого количества фациальных и фазовых пегматитовых тел.

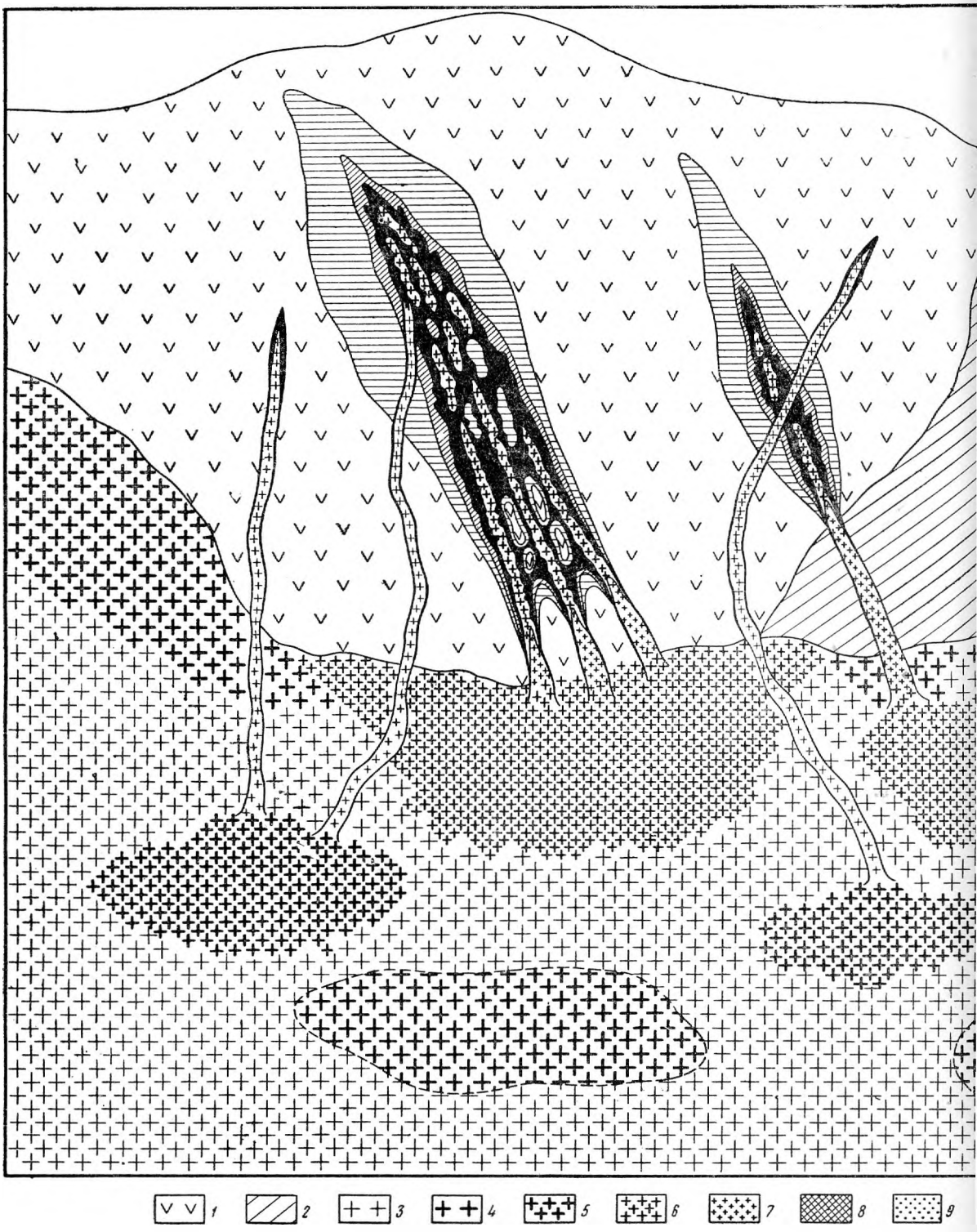
По мере ухода легколетучих теплоемких соединений на метаморфизм вмещающих пород и остывания системы посредством отдачи тепла вмещающим породам гибридные и гранитные магмы остывали и кристаллизовались. Процесс кристаллизации, вследствие локального распределения тепловой энергии, шел неравномерно, т. е. геотермы проходили на различных уровнях. Волна кристаллизации, опускаясь все ниже и ниже, как бы обходила участки расплава-раствора с большим количеством легколетучих теплоемких соединений, представляющих собой своеобразные флюсы, понижающие температуру кристаллизации этих

участков. Впоследствии, когда верхние части Мурзинской гранитной интрузии уже затвердели, отдельные ее участки оставались еще в жидком состоянии. Естественно, что на протяжении всей Мурзинской гранитной интрузии, прослеживающейся на несколько сот километров, контактная плоскость ее с кровлей была неровной, очаги пегматитовых расплавов-растворов формировались на разных уровнях и характеризовались различной степенью вызревания, а следовательно, и различным физико-химическим составом.

Орогенические движения, не затухавшие на протяжении всего времени кристаллизации гранитной магмы, приводили к образованию тектонических трещин. При этом часть очагов была вскрыта тектоническими нарушениями, другая часть, находящаяся в стороне от развития систем трещин, оставалась незатронутой ими. Раскристаллизация пегматитовых очагов, не дренированных трещинами, приводила к формированию пегматоидных гранитов и пегматитовых тел графической или среднезернистой структуры, как правило, небольшого размера. Из пегматитовых очагов, располагавшихся в верхних частях массивов, формировалась крупнозернистая пегматоидная фация. Кроме того, в зоне эндоконтакта гранитной интрузии, наряду с пегматитами простого строения, образовывались пегматитовые тела, в некоторой степени дифференцированные. Таким образом, формировались так называемые фациальные пегматиты.

При вскрытии очагов системой трещин возникали условия, характеризующиеся резким понижением давления, что обусловливало переход в летучее состояние целого комплекса соединений, находящихся в пегматитовом расплаве-растворе, которые концентрировались в верхних частях заполняемых трещин. Пегматитовые расплавы-растворы выжимались в трещины различной формы и объема. При внедрении небольших количеств пегматитового расплава-раствора в узкие тектонические трещины образовывались маломощные жильные тела простого недифференцированного строения, почти не отличающиеся по химико-минералогическому составу и внутреннему строению от фациальных пегматитов. При внедрении больших количеств пегматитового расплава-раствора в крупные тектонические трещины неправильной формы формировались более мощные тела, обычно линзообразной формы, блокового и полнодифференцированного строения с более сложным химико-минералогическим составом и хорошо развитым процессом замещения. Такие пегматитовые тела характеризуются развитием крупных блоков, а иногда и зон кварца, калиевого полевого шпата, а также более высоким содержанием легколетучих и редкометальных соединений (ниобия, тантала, бериллия и других элементов).

Часть пегматитовых очагов была вскрыта системой трещин еще на более поздней стадии их эволюции. В этих очагах пегматитовых расплавов-растворов произошло выделение калиевого полевого шпата и ранней генерации кварца в форме крупнозернистых гранитов до их вскрытия. Не закристаллизовавшимися оставались насыщенные летучими соединениями, в особенности парами воды, кремнеземистые растворы, содержащие составные части таких минералов, как альбит, мусковит, молибденит, сфалерит, а также соединения бериллия и самородный висмут. Внедрение этих растворов дало начало формированию целому комплексу различных по химико-минералогическому составу жильных тел. Так, из этих растворов образовались жилы мусковит-альбитовые, кварц-мусковит-альбитовые, кварц-альбитовые с бериллом, кварц-мусковитовые с сульфидами и другие, которые, как правило, являются секущими по отношению к десилицированным изумрудсодержащим пегматитам, но иногда залегают и согласно с ними.



Фиг. 117. Схема формирования жильного комплекса Изумрудных Копей Урала. По

1 — ультраосновные породы; *2* — диориты и амфиболиты; *3* — обычные граниты; *4* — пегматоидные
пегматитовых расплавов-растворов в систему трещин); *6* — крупнозернистые граниты, закончившие
7 — пегматиты чистой линии; *8* — зоны и блоки микроклина; *9* — кварцевое ядро и блоки; *10* —
13 — флогопит; *14* — актинолит-хлорит; *15* — тальк; *16* — пневм

Власов и Кутуков

9 10 11 12 13 14 15 16

й Урала. Показано влияние вмещающих пород на состав жильных тел.

– пегматоидные граниты; *5* — аплитовидные граниты (закристаллизовавшиеся после ухода , закончившие кристаллизацию после ухода пневматолит-гидротермальных растворов; и блоки; *10* — зона замещения; *11* — плагиоклазовая оторочка; *12* — плагиоклаз; ьк; *16* — пневматолит-гидротермальные образования.

Сравнительный анализ химико-минералогического состава пегматитов чистой линии, десилицированных пегматитов и пневматолито-гидротермальных образований Изумрудных Копей подтверждает единство их происхождения. Наличие таких общих минералов для этих типов жил, как берилл, молибденит, апатит, флюорит и др., свидетельствует об их генетической связи с гранитной интрузией, с одной стороны, и теснейшей генетической и парагенетической связи друг с другом. На это, в частности, указывает качественное и количественное сходство элементов группы редких земель, выделенных из апатитов перечисленных жильных тел.

На фиг. 117 схематически показаны пегматоидные фации гранитной интрузии, очаги пегматитовых расплавов-растворов, закристаллизовавшихся в виде пегматоидных гранитов и шлировидных пегматитовых тел, а также пегматитовые и пневматолито-гидротермальные очаги, внедрившиеся в верхние части гранитной интрузии и ее кровлю. На этой схеме можно видеть пространственные и временные взаимоотношения жильных тел друг с другом, с различными по составу вмещающими породами, а также строение десилицированных изумрудоносных пегматитов. Как показывают результаты исследования ряда авторов, жильные тела различных пегматитовых полей мира характеризуются проявлением в них вертикальной зональности как в отношении структуры, так и химико-минералогического состава. Обычно более удаленные от гранитной интрузии пегматиты содержат повышенные количества легколетучих, в том числе редкометальных соединений.

По-видимому, эта закономерность проявлена и на Изумрудных Копях, о чем свидетельствует залегание простых по составу пегматитов в самой гранитной интрузии и их усложнение по мере продвижения к вмещающим породам.

Мы рассмотрели один из факторов разнообразия жильных тел Изумрудных Копей. Прежде чем перейти к разбору следующего наиболее важного фактора, определившего характер и разнообразие жильного комплекса месторождения,— влияния вмещающих пород и разной степени взаимодействия пегматитовых и пневматолито-гидротермальных растворов с ними, необходимо кратко охарактеризовать физико-химическое состояние этих пород перед внедрением жильных тел.

Становление огромного Мурзинского массива происходило в течение длительного промежутка времени. В процессе внедрения гранитной магмы, при переходе ее из областей с высокими давлениями в области с более низкими давлением и температурой, изменение физико-химических факторов равновесия вызывало перемещение в ней составных частей и, в частности, обогащение верхних ее участков легколетучими соединениями: водой, фтористыми соединениями лития, бериллия, ниобия, тантала, висмута, молибдена и др. Магма, несущая большое количество тепла и содержащая легколетучие соединения, внедряясь в комплекс вмещающих пород, приводила к развитию в последних процессов метаморфизма. При этом алюмосиликатные породы, как наиболее близкие по физико-химическому составу к гранитной магме, изменялись в меньшей степени. Наиболее интенсивно процессы метаморфизма развивались в ультраосновных породах, представляющих с гранитной магмой неравновесную систему. Часть ультраосновных пород ассимилировалась гранитной магмой, что приводило к формированию магмы гибридного состава, представленной в настоящее время диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и их жильными дериватами. Ультраосновные породы, отстоящие на большом расстоянии от гранитной интрузии, превращались в результате метаморфизма в серпентиниты, оталькованные серпентиниты, тальковые сланцы и амфиболиты.

В процессе метаморфизма разнообразных по составу вмещающих пород под влиянием гранитной интрузии наряду с изменением химико-минералогического состава увеличивался их тепловой баланс, что обусловливалось передачей им тепловой энергии не только в результате конвекции, но и посредством привноса и аккумуляции этой энергии парами воды и другими легколетучими теплоемкими соединениями. Увеличение теплового и водного баланса вмещающих пород оказало впоследствии большое влияние на продолжительность и полноту процессов взаимодействия дериватов гранитной интрузии с ними.

Минералого-геохимический анализ Изумрудных Копей свидетельствует о большом влиянии вмещающих пород на процесс эволюции пегматитовых расплавов-растворов. Одни и те же расплавы-растворы, внедряясь в различные по химико-минералогическому составу вмещающие породы, дают различные жильные образования. С гранитами пегматитовые расплавы-растворы реагировали очень слабо вследствие близости их физико-химических свойств и незначительного количества активных к реакции легколетучих соединений, ушедших в основном в верхние части трещин. Наиболее слабо реакция протекала в корневых частях жил. В таких условиях формировались пегматиты чистой линии, различающиеся между собой по текстурно-парагенетическим особенностям.

На Изумрудных Копях различаются три типа пегматитов чистой линии: 1) графический и равномернозернистый; 2) блоковый и 3) полнодифференцированный. Наиболее широким распространением пользуются пегматиты первого типа, значительно реже встречаются пегматиты чистой линии второго и третьего типов. Пегматиты первых двух типов залегают как в зоне эндоконтакта в двуслюдяных и пегматоидных гранитах, так и в породах кровли. Полнодифференцированный тип развит только в породах кровли и характеризуется интенсивным обогащением летучими и редкометальными элементами. Формирование различных текстурно-парагенетических типов пегматитов чистой линии зависело от сочетания целого ряда факторов: степени вызревания очагов пегматитовых расплавов-растворов, формы и объема полостей, в которые выжимались эти расплавы-растворы, характера вмещающих пород и т. д. Учитывая, что степень дифференциации пегматитов уменьшается с глубиной, распространение тех или иных типов пегматитов можно связать с глубиной эрозионного среза: чем выше прошел уровень среза, при прочих равных условиях, тем более вероятно встретить пегматитовые тела полнодифференцированного типа.

С амфиболовыми гнейсами, гранодиоритами и диоритами пегматитовые расплавы-растворы реагировали несколько интенсивнее, чем с гранитами, что приводило к образованию у пегматитов маломощных контактовых зон биотитового состава. При этом часть калия уходила на построение этих зон, и пегматитовый расплав-раствор обогащался кальцием.

Совершенно иную картину мы наблюдаем в том случае, когда пегматитовые расплавы-растворы внедрялись в ультраосновные, особенно в метаморфизованные породы — серпентиниты, тальковые сланцы и др. Находясь в совершенно неравновесном состоянии, как две крайние системы, ультраосновные породы и наиболее кислые дериваты гранитных интрузий — пегматитовые расплавы-растворы бурно взаимодействовали между собой, что приводило к образованию своеобразного парагенезиса минералов, представленного так называемыми десилицированными пегматитами.

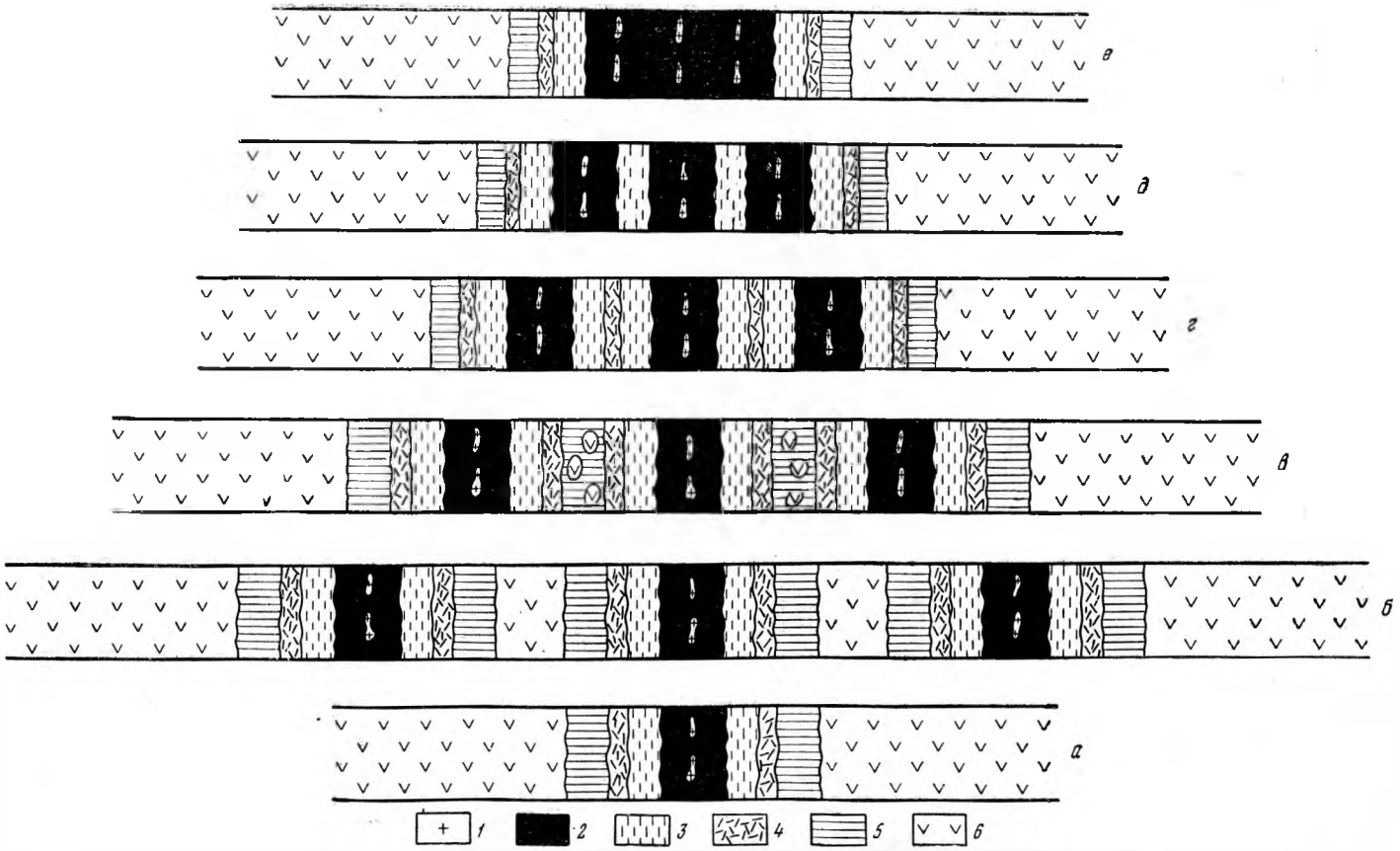
Естественно, что наиболее активно процесс взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с вмещающими породами протекал в верхних

частях жил, где скапливалось значительное количество легколетучих соединений, в частности фтористых, а также огромное количество паров воды, как привнесенной пегматитовым расплавом-раствором, так и заимствованной из вмещающих пород. В корневых частях пегматитовые жилы, залегающие в ультраосновных породах, несравненно менее интенсивно реагировали с последними, однако, как показывают наблюдения, и здесь образовывались маломощные биотитовые зоны.

При взаимодействии пегматитового расплава-раствора, богатого калием, натрием, алюминием, кремнием, фтором, бором, бериллием и другими элементами гранитной магмы, с ультраосновными породами, богатыми магнием и железом, естественно возникали условия для интенсивного процесса образования промежуточных по химическому составу контактных минералов — флогопита, актинолита, хлорита, талька, которые слагают в десилицированных пегматитах реакционные зоны. Характер этих зон несколько меняется в зависимости от состава вмещающих пород. В том случае, когда вмещающими являются только ультраосновные породы и жилы расположены на значительном расстоянии друг от друга, наблюдается полный комплекс зон: флогопитовая, хлоритовая, актинолитовая и тальковая. Если же жилы внедряются по контакту метаморфизованных диоритов с серпентинитом, то со стороны диоритов развивается только флогопитовая зона, непосредственно контактирующая с диоритом.

Как уже говорилось, центральная часть десилицированных пегматитов обычно представлена плагиоклазитовым телом, характер которого — непрерывный или прерывистый — зависит от степени взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами. Если этот процесс протекал интенсивно, плагиоклазитовая часть в десилицированных пегматитах или совершенно отсутствует, или представлена небольшими линзообразными выделениями — «желваками», заключенными в флогопите. В случае менее интенсивной реакции, что характерно для маломощных тел, центральная часть последних представлена сплошной плагиоклазитовой зоной.

В формировании и строении жильных изумрудоносных свит, представленных десилицированными пегматитами, большое значение имеет степень удаленности отдельных жил друг от друга (фиг. 118). Когда в ультраосновных породах залегает только одна изумрудоносная жила, она имеет симметричное строение и полный комплекс указанных выше зон (фиг. 118 *а*). Если же в ультраосновных породах залегает несколько жил, находящихся на значительном расстоянии друг от друга, то они развиваются независимо (фиг. 118 *б*). В случае сближения трех жильных тел разделяющая их вмещающая порода почти нацело перерабатывается, и у смежных жильных тел наблюдается уже общая тальковая зона с реликтами серпентинита (фиг. 118 *в*). При еще большем сближении жил реликты серпентинита отсутствуют и общими зонами являются тальковые. При дальнейшем сближении этих жил тальковая зона не развивается, а общей является хлоритовая (фиг. 118 *г*) или актинолитовая зона (фиг. 118 *д*). Наконец, три жильные тела могут быть настолько сближены, что вмещающие породы между ними нацело перерабатываются в флогопит (фиг. 118 *е*). Такого рода жильные тела (свиты) являются по сути единым телом с общими контактными зонами, и только остаточная их часть, представленная линзами плагиоклазита, расположенными в несколько параллельных рядов, свидетельствует о том, что здесь первоначально развивалось несколько жильных тел, слившихся впоследствии в одно жильное тело (свиту). Таким образом, строение изумрудоносных жильных тел зависит не только от количественных соотношений реагирующих расплавов-растворов и вмещающих пород, но и



Фиг. 118. Схема формирования серии изумрудоносных жил (свит).

1 — ядра плагиоклазита; *2* — флогопитовая зона; *3* — актинолитовая зона; *4* — хлоритовая зона; *5* — тальковая зона; *6* — серпентенит.

от тектонических условий, т. е. сближенности тектонических трещин, выполненных пегматитовым расплавом-раствором.

Остановимся на механизме и химизме взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с ультраосновными породами. Недостаточная изученность этого процесса явилась одной из основ для возражения против теории десиликации. Одним из авторов настоящей работы (Власов, 1938) было доказано экспериментально, что в процессе взаимодействия пегматитового расплава-раствора с вмещающими породами активное участие принимали соединения фтора и воды, играющие каталитическую роль. Последняя выражалась в том, что молекулы плавиковой кислоты, вступая во взаимодействие со вмещающими породами, образовывали кремнефтористые соединения, которые затем под влиянием паров воды в условиях достаточно высокой температуры гидролизовались; в результате чего фтор высвобождался в виде фтористоводородной кислоты и других соединений, способных вновь вступить в реакцию. Окислы и гидроокислы железа, магния, кремния, образующиеся в результате этих реакций, входили в состав контактных минералов — флогопита, хлорита, талька. Каталитическая роль фтора прекращалась при понижении температуры и выпадении его в виде трудно гидролизуемого фтористого кальция, обилие которого отмечается для ряда изумрудоносных жил месторождений.

Этот процесс и приводит к образованию контактных зон — флогопитовой, хлоритовой, актинолитовой и тальковой, расположенных примерно по падению температуры образования слагающих их минералов, начиная от центра — источника тепловой энергии к периферии. Процесс взаимодействия пегматито-пневматолитовых расплавов-растворов с серпентинитом и каталитическая роль фтора и воды в этом процессе показаны на следующей схеме:

Схема взаимодействия HF с серпентинитом

$$a\,[HF\,aq] + b\,[3\,(Mg,\ Fe)\,O\cdot 2SiO_2\cdot 2H_2O] = c\,[(Mg,\ Fe)\,SiF_6] + d\,[(Mg,\ Fe)\,F_2] + i\,[SiF_4] + be\,[H_2O] =$$

(в результате гидролиза фторидов сбразуются гидроокислы и окислы, впоследствии входящие в состав контактовых минералов)

$$= f\,[Mg\,(OH)_2] + g\,[Fe\,(OH)_2] + h\,[Si\,(OH)_4] + i\,[HF].$$

В процесс вступают новые молекулы серпентинита:

$$i\,[HF\,aq] + j\,[3\,(Mg,\ Fe)O\cdot 2SiO_2\cdot 2H_2O] =$$
$$= k\,[(Mg,\ Fe)\,SiF_6] + l\,[MgF_2] + [FeF_2] + m\,[H_2O] =$$
$$= n\,[Mg\,(OH)_2] + o\,[Fe\,(OH)_2] + p\,[Si\,(OH)_4] + r\,[HF] \text{ и т. д.}$$

При падении температуры сбразуются контактные минералы:

$$\underset{\text{(гидроокислы вмещающих пород)}}{a\,[Mg\,(OH)_2]} + b\,[Fe(OH)_2] + c\,[Si\,(OH)_4] + d\,[H_2O] + e\,[K_2O] + \underset{\text{(окислы из пегматитовых расплавов-растворов)}}{f\,[Na_2O]} + g[Al_2O_3] + h[Li_2O] +$$
$$+ r\,[BeO] + j\,[HF] \text{ и др.}$$

$k\,[K\,(Mg,\ Fe)_3]\,[(F,\ OH)_2Al,\ Si_3O_{10}]$ — флогопит,

$l\,[3BeO\,(Al,\ Cr)_2O_3\cdot 6SiO_2]$ — изумруд,

фенакит, хризоберилл, хлорит, тальк и др.

Следует отметить, что каталитическую роль играют не только фтористоводородная кислота и вода, но и другие фтористые, а также борные и хлорные соединения. Взаимодействие, например, фтористого натрия и калия с ультраосновными породами приводит к образованию

фтористых соединений магния, железа и кремния, которые будут также гидролизоваться под влиянием паров воды с выделением плавиковой кислоты и других фтористых соединений, способных к дальнейшей каталитической реакции. Таким образом, процесс взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с вмещающими породами можно рассматривать как существенно каталитический процесс.

В процессе взаимодействия большую роль играли температура расплавов-растворов и степень прогретости вмещающих пород. Естественно, чем выше была температура погонов гранитной интрузии и степень прогрева вмещающих пород, тем активнее протекал процесс взаимодействия. В частности, высокая температура способствовала продолжительности каталитического действия фтористоводородной, хлористоводородной, борной, других кислот и их солей. Температура также определяла степень взаимодействия с породами и таких щелочных по характеру солей, как фтористонатриевых и фтористокалиевых и других аналогичных соединений.

Степень взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с вмещающими породами, а следовательно, и характер жильных тел во многом зависели от объема расплавов-растворов и их количественных соотношений с объемом реагирующих вмещающих пород.

Существует мнение (А. А. Беус), что десилицированные пегматиты представляют собой пневматолито-гидротермальные образования и формируются в результате воздействия пневматолито-гидротермальных растворов на вмещающие породы. Действительно, большинство минералов, слагающих десилицированные пегматиты, особенно их контактные зоны,— хлорит, тальк и также бавенит, бертрандит и др., образовывались в пневматолито-гидротермальную стадию, однако это ни в какой мере не противоречит тому, что изумрудоносные жилы формировались в результате взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с вмещающими породами.

Большую роль гидротермальной стадии в формировании десилицированных, в частности изумрудоносных пегматитов, не отрицает ни один из сторонников теории десиликации. В этом процессе гидротермальная стадия является преобладающей, что вполне понятно, так как к процессу взаимодействия способны только пегматитовые расплавы-растворы, обогащенные легколетучими соединениями, в том числе и водой. Кроме того, значительная часть пегматитовых жил располагается в ультраосновных серпентинизированных и отальк ованных породах, содержащих огромное количество воды.

Таким образом здесь налицо все условия для развития гидротермального процесса во всех его стадиях. Не следует забывать, что гидротермальный процесс широко развит и в пегматитах чистой линии, особенно в сложных редкометальных пегматитах, в которых сильно проявлена гидротермальная стадия, выражающаяся в образовании комплекса минералов замещения (мусковита, лепидолита, альбита, позднего кварца, минералов группы цеолитов).

Совершенно естественно, что при условии большого содержания воды в вмещающих ультраосновных породах и большого количества паров воды и других летучих соединений в самих пегматитовых расплавах-растворах не могут образоваться пегматиты чистой линии, состоящие из кали-натровых полевых шпатов, значительного количества кварца и других присущих им минералов. Наличие в десилицированных пегматитах большого количества гидротермальных по своему генезису минералов свидетельствует о глубокой физико-химической перестройке пегматитовых расплавов-растворов, ассимилирующих комплекс элементов ультраосновных вмещающих пород.

Разбирая процесс взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с вмещающими породами, мы должны принять во внимание тот факт, что такое взаимодействие протекает наиболее активно в верхних частях пегматитовых тел, где скапливаются легколетучие соединения. Полевые наблюдения на ряде жил других пегматитовых полей, сложенных калинатровыми полевыми шпатами, кварцем, бериллом и другими минералами, специфичными для пегматитов чистой линии, показывают, что эти тела также достаточно интенсивно взаимодействуют не только с ультраосновными породами, но и с габбро. В ряде случаев были вскрыты вершины пегматитовых тел, не имеющих выхода на дневную поверхность. В апикальных частях этих жил вмещающая порода превращена на достаточно большом расстоянии в биотит-флогопитовую породу с большим количеством турмалина.

На Изумрудных Копях не удалось наблюдать, чтобы одна и та же пегматитовая жила пересекала материнский гранит, диориты и ультраосновные породы, в которых она переходила бы в десилицированные изумрудсодержащие пегматиты. Однако развитие хотя и маломощных флогопитовых зон на контакте нормальных гранитных пегматитов с ультраосновными породами и даже амфиболитами свидетельствует о том, что даже корневые, бедные легколетучими соединениями части пегматитовых тел способны к аналогичным реакциям.

Наиболее четкую картину образования десилицированных пегматитов наблюдал Дю Тойт на месторождении корунда в Натале, что позволило ему предложить для объяснения их происхождения теорию десиликации. Указанному автору на корундовом месторождении в Натале (Южная Африка) удалось наблюдать залегание одной и той же пегматитовой жилы одновременно в гнейс-гранулитовом комплексе и серпентините. Главной породой на месторождении являются гнейс-гранулиты, интрудированные ультраосновной магмой. Ультраосновные породы слагают, как правило, пластовые интрузии, залегающие согласно или вкрест напластования вмещающих пород. Они почти нацело серпентинизированы гранитным батолитом с сильно проявленной пегматитовой фазой

Указанная дайка в гранулите представляет собой нормальный гранитный пегматит, сложенный ортоклазом с подчиненным количеством плагиоклаза, кварцем и ничтожным количеством биотита. При переходе в серпентиниты лейкократовая часть жилы суживается, вместо ортоклаза и кварца появляется корунд, увеличивается количество плагиоклаза, и она переходит в типичный плюмазит. В серпентините дайка сопровождается мощными контактными зонами. Зона, прилегающая к плюмазиту, достигает 3 м мощности и состоит из слюд (флогопита и биотита). Затем идет мощная зона талька, постепенно переходящая в серпентинит.

Дю Тойт, изучая генезис корундового месторождения Наталь, пришел к выводу, что десилицированные пегматиты представляют собой продукт взаимодействия гранитных пегматитов с серпентинитами, и правильно отметил, что в процессе образования контактных минералов пегматитовыми расплавами-растворами привносились Al, K, Si, F, а магний, железо и частично кальций брались из вмещающих пород.

При описании месторождений изумрудов Индии упоминалась находка зерна кали-натрового полевого шпата в одном из штуфов с крупным обособлением турмалина, свидетельствующая о том, что исходным материалом и в этом случае являлись пегматитовые расплавы-растворы.

При изучении пегматитов и пневматолито-гидротермальных образований накопился большой фактический материал, указывающий на наличие между ними всех переходов как в отношении химико-минералоги-

ческого состава, так и температуры и времени образования. Так, берилл-содержащие кварцевые жилы с вольфрамово-оловянным оруденением в Китае и других странах содержат в переменном количестве кали-натровые полевые шпаты и мусковит, частично развивающийся по полевым шпатам. На Изумрудных Копях целый комплекс жильных тел представляет собой промежуточное звено между пегматитами чистой линии и низкотемпературными кварцевыми образованиями. Так, жилы, в основном состоящие из кварца, содержащие в переменном количестве кали-натровые полевые шпаты, берилл и другие редкометальные минералы, следует рассматривать как переходные от пегматитов к пневматолито-гидротермальным образованиям.

Естественно, что границу между пегматитовыми расплавами-растворами и пневматолито-гидротермальными растворами установить трудно. Практически пневматолито-гидротермальными растворами, в отличие от пегматитовых расплавов-растворов, можно считать такие растворы, из которых не могут образоваться калиевые полевые шпаты, хотя составные части последних в определенных количествах и присутствуют в них. На это свойство данных растворов указывает тот факт, что они энергично разлагают калиевые полевые шпаты в процессе грейзенизации с образованием мусковита и других грейзеновых минералов. Рассуждая таким образом, мы определяем верхнюю температурную границу пневматолито-гидротермальных жил, за которой можно выделить целое промежуточное звено от пневматолито-гидротермальных образований к пегматитам. Такие тела наблюдаются на Изумрудных Копях, в месторождениях Индии и других месторождениях изумрудов. Образование этих жильных тел является совершенно закономерным и легко объяснимым, если принять во внимание представление об очагах пегматитовых расплавов-растворов, формирующихся одновременно на разных стадиях вызревания и дренированных в разное время системами трещин.

В связи со сказанным интересно остановиться на роли пневматолито-гидротермальных и других постпегматитовых растворов в генезисе месторождений изумрудов. Часто пневматолито-гидротермальные грейзенообразующие растворы выходят за пределы материнских интрузий и в таких случаях активность их взаимодействия с вмещающими породами зависит от состава последних. Так, с карбонатными породами реагируют пневматолито-гидротермальные растворы довольно активно, поглощая значительное количество кальция и магния, что приводит к глубокой перестройке минералообразующих процессов и, в частности, определяет иную судьбу бериллия, лития и других элементов, чем в грейзенах чистой линии. В этом случае, например, часть бериллия кристаллизуется не в виде берилла, а в форме хризоберилла, фенакита, а также недавно открытого китайскими геологами сянхуалита ($Li_2Ca_3[BeSiO_4]_3F_2$) и других минералов.

На Изумрудных Копях процесс взаимодействия пневматолито-гидротермальных растворов с различными породами кровли выразился в образовании маломощных контактных зон, представленных главным образом флогопитом. Характерно отсутствие в пневматолито-гидротермальных образованиях изумрудов при наличии бесцветных или слабо окрашенных в зеленовато-голубоватый цвет бериллов. Видимо, температура этих растворов была недостаточна, чтобы произвести глубокую переработку вмещающих пород, способствовать высвобождению хрома и вхождению его в кристаллическую структуру берилла. При этом следует иметь в виду, что часть хрома для окраски изумрудов, вероятно, поступала за счет разложения хромита, довольно крупные скопления которого в парагенезисе с фукситом иногда наблюдаются в изумруд-содержащих жилах Изумрудных Копей. Хромит является весьма стой-

ким, трудно разлагающимся минералом и, вероятно, указанные растворы при низкой температуре не могли разложить его. Однако сказанное не исключает предположения, что верхние части пневматолито-гидротермальных жил, характеризующиеся большим скоплением легколетучих и теплоемких соединений, могли интенсивнее взаимодействовать с вмещающими породами, что в свою очередь могло приводить к образованию изумрудов. Но даже если какая-то часть изумрудов и может образоваться за счет пневматолито-гидротермальных растворов, нет сомнения в том, что ведущая роль в образовании изумрудоносных месторождений остается за пегматит-пневматолитовыми расплавами-растворами, обогащенными легколетучими соединениями и обладающими относительно высокой температурой, по сути представляющими собой наиболее активные части пегматитовых расплавов-растворов.

Активное взаимодействие пегматитовых и пневматолитовых расплавов-растворов с вмещающими ультраосновными породами становится понятной, если рассматривать этот процесс исходя из принципа Ле-Шателье и более конкретного выражения этого принципа, разработанного применительно к магматическим процессам, принципа Боуэна. Согласно этому принципу в процессе кристаллизации пород поздние расплавы-растворы вследствие иного химического состава могут вступать в реакцию с твердой фазой.

К настоящему времени накопился богатый фактический материал, позволяющий распространить этот принцип не только на процессы взаимодействия поздних расплавов-растворов, возникших в процессе кристаллизационной дифференциации, с твердой фазой, но и на взаимодействие с ней расплавов-растворов, образовавшихся, например, в результате кристаллизационной, эманационной или ликвационной дифференциации. Любая дифференциация магмы может привести к появлению расплавов-растворов, отличных по физико-химическим свойствам от других продуктов этого же процесса, в результате чего создаются предпосылки для их взаимной реакции.

Процессы взаимодействия поздних растворов с материнскими породами мы широко наблюдаем в природе. Они проявляются в грейзенизации альбитизации и мусковитизации материнских гранитных интрузий, в альбитизации и серицитизации нефелиновых сиенитов, в развитии мощных зон замещения в гранитных и щелочных пегматитах.

Надо отметить, что если поздние дериваты гранитных интрузий способны активно взаимодействовать даже с материнскими породами, близкими по составу, то тем более в соответствии с принципом Ле-Шателье они должны еще активнее вступать в реакцию с породами, резко отличными по составу, что мы и наблюдаем на примере образования десилицированных пегматитов при взаимодействии кислых дериватов гранитной интрузии с ультраосновными породами.

Таким образом, поле образования изумрудов нам представляется довольно широким. Оно определяется, главным образом, химическим составом расплавов-растворов, в частности, концентрацией в них бериллия, их температурой, а также формой нахождения хрома в вмещающих породах. Последний фактор является очень важным, так как в одних случаях хром из соединений может высвобождаться с трудом, а в других легче и при более низкой температуре расплавов-растворов. Следовательно, процесс образования месторождений изумрудов является весьма сложным, и для их формирования необходимо благоприятное сочетание всех указанных выше факторов. При отсутствии или слабом проявлении одного из этих факторов месторождения изумрудов не образуются, чем и объясняется редкая встречаемость их в земной коре. Так, на месторождении корунда Наталь, описанном Дю-Тойтом, где развиты

типичные жилы дисилицированных пегматитов, изумруд не встречен, что можно объяснить, по-видимому, недостаточным количеством бериллия в исходном расплаве-растворе.

* * *

Как показывает анализ фактического материала, в распределении месторождений изумрудов выявляются определенные закономерности, общие для всех месторождений. Это, во-первых, наличие во всех случаях на месторождениях изумрудов пегматитовых и более поздних пневматолито-гидротермальных образований, содержащих летучие соединения, особенно фтора и бора; во-вторых, приуроченность большинства месторождений изумрудов к контактным зонам пневматолитпегматитоносных гранитных интрузий с ультраосновными хромсодержащими породами. Исключением в этом отношении являются колумбийские и бразильские месторождения, находящиеся в карбонатных доломитовых породах, что расширяет перспективы поисков месторождений изумрудов. Однако окраска изумрудов хромом и наличие в минералогическом парагенезисе месторождения Музо фуксита позволяют предполагать участие в той или иной форме в образовании и этих месторождений пород ультраосновного состава.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г. Д. и Айдиньян Н. Х. О натриевом маргарите Северного Кавказа. Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1952, № 2.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.

Беус А. А. Об изоморфизме бериллия в связи с явлениями его концентрации и рассеяния. Доклады Акад. наук СССР, 1953, **90**, № 3.

Борнеман И. Д. Изоморфные замещения в некоторых фосфатах и титаносиликатах. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1947, вып. 86, мин.-геохим. сер., № 16.

Борнеман И. Д., Мясников В. С. Об изоморфных замещениях в клиногумите. Доклады Акад. наук, СССР, 1952, **71**, № 2.

Боровик С. А. О содержании германия и других редких элементов в топазах и бериллах СССР. Доклады Акад. наук СССР, нов. сер., 1941, **31**, № 1.

Вейц И. И. О месторождении и добыче на Урале изумруда, фенакита, хризоберилла и других находящихся с ними ископаемых, 1842. В кн. Изумрудные Копи на Урале. Сб. статей и материалов под ред. А. Е. Ферсмана. Пг., 1923.

Власов К. А. Генезис изумрудов. Природа, 1936, № 8.

Власов К. А. (1). Каталитическая роль фтора в процессе десиликации и генезиса бериллов. Тр. Ломоносовск. инст. Акад. наук СССР, 1938, вып. 9.

Власов К. А. (2). О теории десиликации гранитных пегматитов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1938, № 2.

Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952, № 2.

Власов К. А. Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол. 1955, № 5.

Вознесенский В. А. Разведка Изумрудных Копей в 1920 году. В кн. Изумрудные Копи на Урале. Сб. статей и материалов под ред. А. Е. Ферсмана. Пг., 1923.

Гимрот Д. Л., Ривкин С. Д., Сирота А. М. и др. Таблицы термодинамических свойств воды и водяного пара. Госэнергоиздат, 1958.

Гинзбург А. И. О новом минерале из группы хрупких слюд. Тр. Мин. музея Акад. наук СССР, 1955, вып. 7.

Гинзбург А. И. Битиит-литиево-бериллиевый маргарит. Тр. Мин. музея Акад. наук СССР, 1957, вып. 8.

Гольдшмидт В. М. и Петерс К. К. К геохимии бериллия. В кн. Сб. статей по геохимии редких элементов. М.— Л., ГОНТИ, 1938.

Грум-Гржимайло С. В. Об окраске минералов, вызываемой хромом. Тр. Кристаллограф. лабор. Акад. Наук СССР, 1940, вып. 2.

Грум-Гржимайло С. В. Об александритовой окраске кристаллов. Зап. Всес. мин. общ., 1946, 75, вып. 4.

Грум-Гржимайло С. В. и Певнева Л. А. Кривые спектрального поглощения бериллов и топазов различных окрасок. Тр. Инст. кристаллограф. Акад. наук СССР, 1956, вып. 12.

Дилакторский Н. Л. Об изменении бериллов при высоких температурах. Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 1931, **5**, вып. 85.

Земятчинский П. А. Изумруд и берилл Уральских Изумрудных Копей. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., отд. геол., 1900, **29**, вып. 5.

Казакова М. Е. Самородный висмут из Изумрудных Копей Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1946, 54, № 7.

Каковин. Открытие изумрудов на Урале. Донесение в уделы командира Екатеринбургской гранильной фабрики, 1831 года. В кн. Изумрудные Копи на Урале. Сб. статей и материалов под ред. А. Е. Ферсмана. Пг., 1923.

Кокшаров И. Материалы для минералогии России. Часть 1—4. 1852—1862 г.

Курнаков Н.С. и Черных В.В. Физико-химическое исследование змеевиков и хлоритов. Зап. Мин. общ., 1926, вып. 1.
Кутукова Е.И. Бавенит Изумрудных Копей. Доклады Акад. наук СССР, 1946, **54**, № 8.
Лодочников В.Н. О так называемой десиликационной гипотезе. Пробл. сов. геологии, 1935, **5**, № 1.
Матвеев К.К. Спектрохимические исследования биотитовых сланцев Изумрудных Копей. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
Миклашевский И.Н. Описание Изумрудных Копей и их окрестностей. Горн. журн., 1862, **3**.
Ниггли П. Магма и ее продукты. М.—Л., 1946.
Пилипенко П.П. Минералогия Западного Алтая. Томск, 1915, кн. 62.
Пятницкий П.П. Геологические исследования в изумрудном районе на Урале. Генетические соотношения горных пород свиты изумрудных сланцев. Изв. Геол. ком., 1929, **48**, № 3.
Пятницкий П.П. (1). Геологические условия нахождения изумрудов вне СССР. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 189.
Пятницкий П.П. (2). К вопросу об образовании изумрудов. Тр. Главн. геол. упр., 1932, вып. 75.
Пятницкий П.П. Изумруды, их месторождение и происхождение. Л.—М., Изд. Главн. геол.-геодез. упр., 1934.
Сердюченко Д.П. О химической конституции и классификации слюд. Доклады Акад. наук СССР, 1948, **59**, № 1.
Сердюченко Д.П. (1). О химической конституции хлоритов. Доклады Акад. наук СССР, 1948, **60**, № 9.
Сердюченко Д.П. (2). О некоторых магнезиально-железистых слюдах. Зап. Всес. мин. общ., 1951, **80**, № 3.
Сердюченко Д.П. (1). Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 140, мин.-геохим. сер., № 14.
Сердюченко Д.П. (2). О некоторых вопросах минералогии силикатов. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 3.
Спицын В.И., Шостак В.И., Мееров М.А. Исследование летучести хлоридов щелочных элементов при высокой температуре. Журн. общ. хим., АН СССР, т. XXII, 1952.
Успенский Н.М. Материалы для познания генезиса месторождения Монетной дачи. Зап. Лен. горн. инст., 1937, II, вып. 1.
Успенский Н.М. К минералогии Изумрудных Копей. Зап. Всер. мин. общ., 1938, № 3.
Успенский Н.М. Месторождение изумрудов Монетной дачи на Урале. Тр. Центр. научно-исслед. геол.-развед. инст., 1939, вып. 116.
Ферсман А.Е. Изумруды Урала. Природа, 1913, № 12.
Ферсман А.Е. (1). Драгоценные и цветные камни СССР, т. 2. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1925.
Ферсман А.Е. (2). Изумрудные Копи и их происхождение. Уральский техник, 1925, № 5.
Ферсман А.Е. (3). Танталониобаты на Среднем Урале. Доклады Акад. наук СССР, сер. А, 1925, янв.—март.
Ферсман А.Е. Пегматиты, их научное и практическое значение, т. I. Л., 1932.
Ферсман А.Е. Геохимия, т. 1—4. Л., Госхимтехиздат, 1933—1939.
Чухров Ф.В., Смольянинова Н.Н. Бертрандит из Коунрадского гранитного массива в Центральном Казахстане. Доклады Акад. наук СССР, 1956, **107**, № 4.
Ahrens L.H. The geochemistry of radiogenic strontium.— Miner. Mag., 1948, **28**, № 200.
Apolinar H.M. Apuntes sobre las esmeraldes.— Rev. Acad. Colomb. cienc. exactas, fis. y natur., 1947, **7**, № 27.
Arlt H. und Steinmetz H. Über ein neues Mineralvorkommen aus Brasilien.— Zs. f. Kryst. u. Miner., 1915, **54**.
Artini E. Di una nuova specie minerale trovata nel granito di Baveno.— Atti Rend. Acad. Lincei, Ser. 5, 1901, **10**, Sem. 2.
Arzruni A. Vergleichende Untersuchung der Smaragde von Alexandrien, vom Jebel Zabara und vom Ural., Zs. f. Ethn., Berlin, 1892, **24**.
Berman H. Constitution and classification of the natural silicates.— Amer. Min., 1937, **22**, № 5.
Bragg W.L. Atomic structure of minerals. New-York — London, 1937.
Burnham C.W., Jahns R.H. Experimental studies of pegmatite Genesis: the solubility of water in granitic magmas. Program 1958 annual meetings. Saint Louis, Alissouri, 1958, № 6—8.
Claringbull G.F. Occurences of bavenite in Switzerland. — Min. Mag., 1940, **25**, № 168.

Clements T. The emerald mines of Muzo, Columbia, South America.— Gems and Gemology, 1941, **3**, № 9.
Codazzi R.L. Los minerales de Muzo. Contribucion al estudio de los minerales de Colombia. Bogota, 1915.
Du Toit A.L. Plumasite (Corundum aplite) and Titaniferous Magnetite Rocks from Natal.— Trans. Geol. Soc. South Africa, 1919.
Du Toit A.L. The Origin of corundum aplite.— Econ. Geol., 1928, **33**, № 7.
Fersmann A.E. Geochemische Migration der Elemente und deren wissenschaftliche und wirtschaftliche Bedeutung. Teil 1. «Abh andlungen zur praktischen. Geologie und Bergwirtchoftslehre», 1929, **18**.
Fleischer M., Switzer G. Tho bavenito problem.— Amer. Min., 1953, **38**, № 11—12.
Floyer E.A. Notes on the geology of the Northern Etbai. (Abridgement of a paper).— Quart. J. Geol. Soc., London, 1892, **48**, № 192.
Frey E. Au β-erordentlicher Smaragdfund.— Dtsch. Goldschm. Ztg., 1956, **54**.
Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford, 1954.
Gordon S. Desilicated Granitic Pegmatites.— Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1921, **83**.
Grossweiner L.I., Seifert R.L. The reaction of beryllium oxide with water vapor.— J. Am. Chem. Soc., 1952, **74**, № 11.
Gubelin E. Differentiation between Russian and Colombian emeralds.— Gems and Gemology, 1940, **3**, № 6.
Hall A.L. The Geology of the Murchison Range and District.— Mem. South Africa Geol. Surv. Pretoria, 1912.
Harker A. The Natural history of igneous rocks. 1909.
Herman F. and Wussow D. The emerald deposits of the world.— Min. Mag., London, July, 1935, **53**, № 1.
Hume W.F. Geology of Egypt, vol. 2. The fundamental Pre-Cambrian rocks of Egypt and the Sudan; their distribution, age and character. Pt. 1. The metamorphic rocks.— Surv. of Egypt, Cairo, 1934.
Hutchinson C.A. jr. and Malm J.G. The volatilization of beryllium oxide in the presence of water.— J. Am. Chem. Soc., 1949, **71**, № 4.
Ives R.L. Colombian emerald sources.— Rocks and Minerals, 1949, **24**, № 7—8.
Jahns R.H. The genesis of pegmatites. 1. Occurrence and origin of giant crystals.— The Amer. Miner. 1953, **38**, № 7—8.
Just E. Emeralds at Bom-Jesus dos Meiras, Bahia, Brazil.— Econ. Geol. 1926, **21**, № 8.
Kellner. Beiträge zum Smaragdbergbau in der Republik Kolumbien, Südamerica. Zs. f. prakt. Geol., 1927, Jg. **35**, № 5.
Koch G. Chemische und physikalische Zusammenhänge der Sprödglimmergruppe.— Chemie der Erde, 1934—1935, H. 4.
Königsberger. Versuch einer Einteilung der Ostalpinen Minerallagerstätten, p. 151. Typus Smaragdpalfen, 166. Zs. f. Kryst., 1913, **52**.
McAlister. The Emerald Mines of Northern Etbai.— Geograph. journ., London, 1900, **16**.
Michel H. Der brasilianische Smaragd.— Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläontol., Abt. A, 1927.
Millner T., Neugebauer J. Volatility of the oxides of tungsten and molybdenum in the presence of water vapour. Nature, 1949, **163**, № 4.
Larsen E. Hydrotermal origin of corundum and albitito bodies.— Econ. Geol., v. XXXIII, 1928.
Leitmeier H. Das Smaragdvorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Zs. f. Kryst., Min. u. Petrogr., Abt. B. Min, u. petr. Mitt., 1937, **49**, H. 4—5.
Lindberg M.L. The beryllium content of roscherite from the Sapucaia pegmatite mine, Minas Gerais, Brazil, and from other localities.— Amer. Min., 1958, **43**, № 9-10.
Oppenheim V. The Muzo emerald zone, Colombia, S.A.— Econ. Geol., 1948, **43**, № 1.
Orcel J. Sur une chlorite blanche de Madagascar.— C.R. Acad. Sci. Paris, 1925, **180**.
Orcel J. Sur la chlorite des marundites du Transvaal.— C. R. Acad. Sci. Paris, 1925, **181**, № 21.
Orcel J. Recherches sur la composition chimique des chlorites.— Bull. Soc. Franc. Min., 1927, **50**, № 3—6.
Orcel J., Caillère S., Hénin S. Nouvel essai de classification des chlorites.— Min. Mag., 1950, Dec., **29**, № 211.
Pauling L. The structure of the chlorites.— Proc. Nat. Acad. Sci., Washington, 1930, **16**.
Pogue J.E. The Emerald Deposits of Muzo, Columbia.—Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1916, **55**.
Pough F.H. Phenakit, seine Morphologie und Paragenesis. Neues J. f. Min. Geol. u. Paleont, 1936, Abt. A 71.
Ramdohr P. Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin, 1955.
Rankama P.D. a. Sahama T.G. Geochemistry. Chicago, 1950.

Rowledge H. P. a. Hayton J. D. The new beryllium minerals from Londonderry.— J. Rov. Soc. Western Australia, 1948, **33.**
Roy B. C. Emerald deposits in Mewar and Ajmor-Merwara.— Proc. geil. Surv. of India, 1955. **86,** Pt. 2.
Schaller W. F., Fairchild J. G. Bavenite a beryllium mineral, pseudomorphous after beryll from California.— Amer. Min., 1932, **17.**
Scheibe R. Das Smaragdvorkommen von Nemocon.— Jahrb. f. Min. Geol. u. Paläont. Abt. B. Geol. u. Paläont., 1925, **53.**
Scheibe R. Die Smaragdlagerstätte von Muzo (Kolumbien) und ihre nähere Umgebung.— N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. Abt. B. Geol. u. Paläont., 1926, **54.**
Schneider O. Der ägyptische Smaragd.— Sz. f. Ethnol., Berlin, 1892, **24.**
Schroll. Grundriss eiher Salzburgischen Mineralogie. Moll's.— Jahrb. d. Berg-u. Hüttenkunde, 1797, **1.**
Strunz H. Mineralogische Tabollen. Leipzig, 1957.
Tschermak G. Die Chloritgruppe.— Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 1891, **100.**
Van Eeden O. R., Partridge F. C., Kent L. E. a. Brandt J. W. The mineral deposits of the Murchison range east of Leydsdorp — Union of South Africa, Dept. of Min., Geol. Surv. Pretoria, 1929, mem. № 36.
Weinschenk E. Die Minerallegerstätten des Gross Venedigerstockes in den Hohen Taueru Zs. f. Kryst. u. Min. 1896, 26, H. 4—5.
Weinschenk E. Ganggestein auh dem Habachthal, Oberpingau.— Tschermak's mineral u. petr. Mitt., 1891, **12.**
Wild G. O. u. Liosegang R. Ed. Über die Farbe des Amethystese und die des Berylls.— Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., 1923.
Winchell A. W. A third study of chlorite.— Amer. Min., 1936, **21.**

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Краткая история исследования 5

Глава I. Геолого-петрографический очерк 8

Глава II. Жильный комплекс гранитной интрузии 34

Глава III. Минералогия 67

Глава IV. Основные черты геохимии 187

Глава V. Обзор зарубежных месторождений изумрудов 216

Глава VI. Генезис 230

Литература 247

Кузьма Алексеевич Власов
Евгения Ивановна Кутукова

Изумрудные Копи

Утверждено к печати
Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов
Академии наук СССР

Редактор издательства *Л. А. Годовикова*
Технический редактор *Т. В. Полякова*

РИСО АН СССР № 75-29В. Сдано в набор 17/IX 1959 г.
Подписано к печати 30/XII 1959 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 15,75=21,58+5 вкл.
Уч.-изд. 20,2+5 вкл. (1,7 уч.-изд. л.). Тираж 1800 экз. Т-13351
Изд. № 3871. Тип. зак. № 3697

Цена 16 р. 45 к.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
25	23 сн.	биотитовая	феррофлогопитовая
48	фиг. 27, подпись	7 — актиновые зоны	7 — актинолитовые зоны
68	3 св., 2 столбец	ферромолибдит	ферримолибдит
69	Табл. 12, графа 5 7 сн.	0,32	0,18
90	6 св.	$\{Al_{1,10}Si_{2,90}O$	$[Al_{1,10}Si_{2,90}O_{10}]$
91	3 св.	$\{Al_{0,98}Fe^{'''}_{0,04}Si_{2,2}O_{10}]$	$[Al_{0,98}Fe^{'''}_{0,04}Si_{2,92}O_{10}]$
91	5 св.	$(K_{0,64}Na_{,30}Ca_{0,09})_{1,03}$	$(K_{0,64}Na_{0,30}Ca_{0,09})_{1,03}$
100	2 сн.	направления	нагревания
113	2—3 св.	Анализ 2 Анализ 3	Анализ 3 Анализ 2
214	Фиг. 106, вверху, слева	⇄	Na ⇄

Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные Копи.