

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
БЕРИЛЛИЯ**

ВВ

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ

Под редакцией А. И. ГИНЗБУРГА



МОСКВА «НЕДРА» 1977



2078

**Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия.** Под ред. А. И. Гинзбурга. М., «Недра», 1977. 230 с.

В монографии на основе многолетнего изучения гидротермальных месторождений бериллия рассмотрены основные проблемы формирования постмагматического оруденения, генетически связанного с различными гранитоидными формациями. На примере выделенных рудоносных формаций приведены общие закономерности размещения бериллиеносных провинций, их металлогенические особенности в зависимости от региональной тектонической обстановки, прослежено изменение рудных формаций в течение длительной истории земной коры. Дана петрологическая характеристика гранитоидных формаций, генерирующих бериллиевое оруденение, и выявлены петрохимические различия гранитоидов, определяющие развитие той или иной формации бериллиевых месторождений.

Разобраны также условия структурной локализации бериллиевого оруденения и влияние на него состава и физико-механических свойств вмещающих пород. Детально рассмотрены процессы взаимодействия рудообразующих растворов с вмещающей средой, химизм и зональность метасоматических преобразований и их влияние на рудоотложение.

Монография представляет интерес не только для изучающих собственно бериллиевые месторождения, но и для широкого круга геологов, занятых исследованием постмагматических месторождений олова, вольфрама, молибдена, флюорита и других полезных ископаемых.

Табл. 29, ил. 54, список лит. — 141 назв.

Авторы: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Купринова, М. И. Новикова, В. Т. Шацкая, Е. П. Шпанов.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

По мере детального изучения участия бериллия в гидротермальном процессе выясняется широкое разнообразие минеральных типов его месторождений, которые были объединены в ряд формаций, охарактеризованных в книге «Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия» (1975). Специфика минерального состава этих месторождений и типоморфные особенности бериллиевых минералов даны в книге «Минералогия гидротермальных месторождений бериллия» (1976). В данной книге, которую можно рассматривать как заключительную часть монографии по гидротермальным бериллиевым месторождениям, в широком аспекте рассмотрены главнейшие закономерности формирования разнообразных их типов, начиная от сравнительно глубинных скарновых и грейзеновых и кончая приповерхностными бериллиеносными измененными эффузивами.

По широте распространения в различных формациях, удивительному разнообразию минеральных форм и парагенетических ассоциаций бериллий является исключительно интересным элементом, изучая поведение которого, можно решить ряд коренных вопросов гидротермального рудообразования. Следует учитывать, что бериллий в равной степени связан как с типичным гранитным, так и с щелочно-гранитным магматизмом. Закономерности размещения бериллиеносных провинций определяются в первую очередь тектоническим режимом развития тех или иных участков земной коры, который, естественно, менялся на протяжении геологической истории. В этой связи наблюдается отчетливо выраженная эволюция развития бериллиеносных формаций во времени.

Несколько различный по щелочности состав материнских интрузивов, возникающих в разной геолого-структурной обстановке, как и формирование их в условиях меняющейся глубинности среди резко отличающихся по составу вмещающих пород, определяет многообразие типов бериллиевой минерализации и появление в одних случаях крупных, компактных и богатых рудных тел, а в других — убогой и рассеянной вкрапленности.

В работе дан парагенетический анализ минеральных ассоциаций различных бериллиевых месторождений, залегающих среди разнообразных по составу пород, и показано влияние вмещающей среды на рудообразование, обсуждаются физико-химические условия, способствующие концентрации бериллия. Рассматриваются также особенности геохимии бериллия. Поведение бериллия в природных процессах зависит в значительной степени от щелочности среды

и активности фтора, являющегося главнейшим транспортным агентом в переносе бериллия. Источником бериллия является главным образом земная кора.

Авторы монографии, изучавшие на протяжении последних 20 лет бериллиевые гидротермальные месторождения, надеются, что выпуск данной книги, посвященной рассмотрению генетических проблем их образования, будет способствовать более целенаправленному проведению поисковых работ и в конечном итоге открытию новых богатых месторождений. В то же время в книге рассматриваются и более общие вопросы гидротермального рудообразования, которые представляют интерес для широкого круга специалистов, занимающихся изучением рудных месторождений, связанных с гранитоидами. Понимая, что многие рассматриваемые вопросы весьма дискуссионны и далеки от разрешения, авторы будут благодарны всем читателям за критические замечания и пожелания.

## Глава I

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ БЕРИЛЛИЯ

Геохимии бериллия посвятили работы многие исследователи — В. М. Гольдшмидт, К. Петерс (1932 г.); Е. Б. Сенделл (Sandell, 1952); А. А. Беус (1956, 1963); Б. П. Соболев (Беус, Соболев, 1962); И. Н. Говоров и А. А. Стунжас (1963); Ю. П. Диков (Беус, Диков, 1967); Я. А. Косалс (1968 г.); З. И. Петрова и др. (1965); Э. И. Пополитов и др. (1967); Л. В. Таусон и др. (1970); Л. Л. Петров (1973) и др. Особо отметим фундаментальную монографию А. А. Беуса (1960<sub>2</sub>). За годы, прошедшие с момента выхода этой монографии, удалось существенным образом расширить наши знания о закономерностях распределения бериллия в различных породах и о факторах, обуславливающих его концентрацию в природных процессах. Этому способствовало проведение значительных аналитических и экспериментальных исследований, а также появление новых типов месторождений, отличающихся весьма высокой концентрацией бериллия (Staatz, Griffiths, 1961; Levinson, 1962; Берtrandит-фенакитовые месторождения. . ., 1965; Галецкий, 1968; Гинзбург и др., 1973; Заболотная, 1974).

Вывод о необходимости поисков богатых бериллиевых руд в средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами, изложенный в 1965 г. в книге «Берtrandит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья», полностью подтвердился. Переориентация поисковых работ привела к выявлению принципиально новых типов месторождений, детально охарактеризованных в книге «Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия» (1975). Изучение этих месторождений способствовало накоплению большого нового фактического материала, который нуждается в обобщении.

Все это заставило еще раз рассмотреть геохимические особенности бериллия и историю его поведения в различных природных процессах.

#### 1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БЕРИЛЛИЯ

Бериллий по многим особенностям и в первую очередь по величине ионного радиуса представляет собой уникальный элемент. Из металлов он имеет наименьший размер иона (ионный радиус его 0,31 Å по Полингу и 0,34 Å по Гольдшмидту) и наибольший потенциал ионизации (от 9,28 до 9,32 эВ), что и определяет все другие свойства, резко отличающие бериллий от остальных редких металлов.

1. Как известно, наиболее характерной чертой всех редких элементов является наличие у них геохимических аналогов среди широко распространенных петрогенных или рудогенных элементов; геохимическая история их в значительной степени определяется поведением этих петрогенных аналогов (Гинзбург, 1964). Бериллий в этом отношении исключение. Будучи типичным двух-

валентным элементом, он не имеет какого-либо прямого геохимического аналога — близнеца среди породообразующих двухвалентных, а также других широко распространенных элементов. Это обуславливает появление у бериллия специфических геохимических черт, не наследующих особенности других элементов. Бериллий не увлекается петрогенными или рудогенными элементами в различные процессы минералообразования и в существенных количествах не рассеивается среди породообразующих или акцессорных минералов, а большей частью концентрируется в виде собственных многочисленных минералов, число которых достигает 55. В этом отношении бериллий больше напоминает олово и вольфрам, чем остальные редкие металлы, для которых явления рассеяния играют существенную роль.

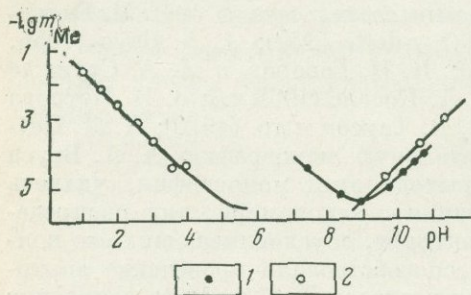


Рис. 1. Зависимость растворимости BeO (1) и ZnO (2) от величины pH растворов при температуре 200° С. По И. Л. Ходаковскому

2. Бериллий является типичным литофильным элементом. Концентрируется он в природе главным образом в форме силикатов и бериллийсиликатов (50% всех бериллиевых минералов), фосфатов, в меньшей степени арсенатов (около 25% всех минералов), окислов и боратов. Единственная группа бериллиевых минералов, содержащих серу — силикаты группы гельвина, возникает только в специфических условиях — при весьма низкой активности серы, так что вряд ли можно говорить о халькофильных свойствах бериллия, хотя он в гидротермальном процессе постоянно ассоциируется с сульфидами.

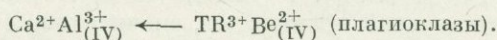
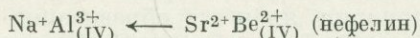
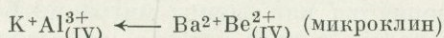
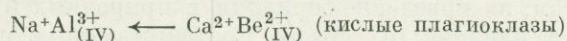
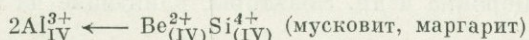
3. Из всех двухвалентных элементов бериллий ближе всего приближается к цинку. Сродство бериллия и цинка определяется близостью энергии их ионизации, на что впервые обратил внимание еще А. Е. Ферсман (1939 г.). Так, потенциал ионизации (в эВ) Be 9,23; Zn 9,31; Mg 7,64; Ca 6,11; S 5,69; Ba 5,21. Почти одинаковый потенциал ионизации бериллия и цинка определяет многие их общие свойства, которые обуславливают совместное их нахождение в некоторых типах гидротермальных месторождений. Как указывает В. В. Щербина (1970 г.), цинк, имея ионный радиус, близкий к  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ , тем не менее в щелочной среде приобретает не октаэдрическую, а тетраэдрическую координацию, что приводит к появлению структурных аналогов бериллиевых минералов, устойчивых в этой среде.

На кристаллохимическую близость бериллия и цинка неоднократно указывал Н. В. Белов. Так, виллемит  $Zn_2[SiO_4]$  изоструктурен с фенакитом  $Be_2[SiO_4]$ , каламин  $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2$  изоструктурен с бертрандитом  $Be_4[Si_2O_7](OH)_2$ , цинкит ZnO изоструктурен с бромеллитом BeO. Н. В. Беловым (1966 г.) выявлен даже синтетический цинковый аналог чкаловита. Вследствие изоструктурности соединений бериллия и цинка в виллемите часто устанавливаются примеси бериллия, а в фенаките — цинка.

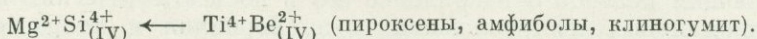
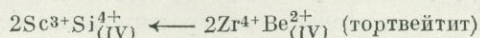
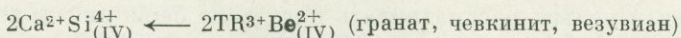
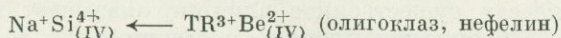
Проведенное И. Л. Ходаковским (1975) совместно с Г. И. Соболевой и А. Е. Елкиным изучение зависимости растворимости BeO и ZnO от величины pH растворов при температуре 200° С (рис. 1) показало, что в интервале pH от 9 до 11 растворимость их практически одинакова, т. е. бериллий и цинк в щелочных растворах мигрируют в этих условиях совместно в форме одних и тех же комплексов:  $Be(OH)_2$  и  $Zn(OH)_2$ ,  $Be(OH)_3^-$  и  $Zn(OH)_3^-$ , что определяет

вхождение их в состав одного и того же минерала — гентгельвина. В этой связи гентгельвин является характерным минералом щелочных метасоматитов и может возникать в гидротермальных условиях только в сильно щелочной среде. При нейтральных и кислых значениях рН растворов пути миграции бериллия и цинка резко расходятся.

4. Из пороодообразующих элементов ближе всего к бериллию по геохимическим свойствам подходит алюминий, несмотря на существенную разницу их ионных радиусов ( $\text{Be}^{2+} = 0,31 \text{ \AA}$ ,  $\text{Al}^{3+} = 0,57 \text{ \AA}$ ). Поскольку ионный радиус элементов не является величиной строго постоянной, а меняется в различных соединениях в зависимости от степени ковалентности связи, следовало бы ожидать, что  $\text{Al}_{(\text{IV})}^{3+}$  в четверной координации по размерам будет отличаться от  $\text{Al}_{(\text{VI})}^{3+}$  в шестерной координации. Действительно, согласно последним расчетам (Whyttaker, Muntus, 1970) величина ионного радиуса  $\text{Al}_{(\text{IV})}^{3+}$  в четверной координации для силикатов равна  $0,47 \text{ \AA}$ , что делает возможным вхождение бериллия в состав алюмосиликатов при условии компенсации валентности по одной из следующих схем:



С другой стороны, общеизвестно, что  $\text{Be}^{2+}$  по размеру ионного радиуса близок к  $\text{Si}^{4+}$  ( $0,39 \text{ \AA}$ ). Условия, при которых становится возможным замещение кремния бериллием, подробно рассмотрены А. А. Беусом (1960<sub>2</sub>). Во всех случаях оно энергетически невыгодно и возможно только при наличии высоковалентных катионов, которые способны компенсировать в решетке силикатов электростатическое равновесие, нарушенное замещением  $\text{Si}^{4+}$  на  $\text{Be}^{2+}$ . Эта компенсация валентностей может происходить по одной из следующих схем:



Таким образом, кристаллохимическое рассеяние бериллия в пороодообразующих и аксессуарных минералах осуществляется благодаря тому, что бериллий в небольшом количестве может замещать либо кремний, либо алюминий в четверной координации. Как показали исследования Э. И. Иовчевой (1974 г.), в гранитах бериллий строго следует за кремнием, в субщелочных же и в щелочных гранитоидах, а также в сиенитах корреляционные связи бериллия и кремния разрываются, и прослеживается четкая зависимость содержания бериллия в породах от количества в них алюминия, т. е. при увеличении в породах кремния наблюдается понижение содержания в них как бериллия, так и алюминия. Изменение одной тенденции поведения бериллия (в кислых средах)

на другую (в щелочных средах) происходит при становлении промежуточных по составу пород типа граносиенитов.

Как следует из приведенных выше схем изоморфных замещений, замещение  $A^{3+}_{(IV)}$  на  $Be^{2+}_{(IV)}$  энергетически более выгодно, чем замещение  $Si^{4+}$  на  $Be^{2+}$ , поскольку для этого необходимо скомпенсировать только одну валентность. Кристаллохимическое рассеяние бериллия в породообразующих минералах щелочных пород всегда будет больше, чем в кислых, что объясняет повышенное содержание в щелочных породах бериллия; на это обратил внимание еще В. М. Гольдшмидт.

Различное поведение бериллия в кислых и щелочных средах выражает одну из самых характерных черт геохимии бериллия — его амфотерность. В отличие от алюминия, у которого амфотерные свойства проявляются в том, что он меняет свое координационное число и из шестерной координации по мере увеличения щелочности переходит в четверную, бериллий всегда находится в тетраэдрической координации, но в кислых средах он следует за кремнием, а в щелочных как бы играет роль алюминия в четверной координации; впервые на это указали В. В. Щербина и др. (Факторы, влияющие на эндогенное распределение . . . , 1963).

Таким образом, на поведение бериллия в природных процессах в первую очередь оказывает влияние рН среды. Соответственно с изменением кислотности — щелочности меняются как формы миграции бериллия, так и состав тех соединений — минералов, в виде которых он осаждается.

5. Особенностью бериллия является образование с фтором устойчивых комплексов типа  $[BeF_4]^{2-}$ ,  $[BeF_3]^-$ ,  $[BeF_2]$   $[BeF]^+$ , отличающихся исключительно высокой энергетической прочностью, значительно большей, чем, например, у такого устойчивого радикала, как  $[SiO_4]^{4-}$ . Высокая степень ионизации этих бериллиевых комплексов определяет способность их при повышении температуры и возрастании щелочности легко гидролизываться. Как показано термодинамическими расчетами И. Л. Ходаковского (1975), произведенными на основе экспериментальных исследований Г. И. Соболевой по растворимости бромеллита, уже при температуре  $200^\circ C$  ведущими формами бериллиевых соединений при высокой активности фтора являются комплексы типа  $[Be(OH)F]^0$  и  $[Be(OH)_2F]^-$  (рис. 2). Таким образом, на геохимическую историю бериллия в эндогенных процессах существенное влияние оказывает появление фтора, легко образующего с бериллием прочные растворимые и летучие комплексы.

В этой связи нельзя рассматривать поведение бериллия при тех или иных процессах минералообразования в отрыве от поведения фтора, который является основным транспортным агентом, экстрагирующим бериллий из расплава, обуславливающим перенос и накопление его в постмагматических процессах. Для гидротермальных месторождений связь бериллия и фтора необычайно характерна, без фтора крупные промышленные месторождения бериллия этого типа не образуются. Только для самых низкотемпературных гидротермальных месторождений (изумрудсодержащие кальцитовые жилы Музо в Колумбии, зоны вторичных кварцитов и кальцит-кварцевые жилы в кислых эффузивах) эта связь становится менее отчетливой и в некоторых случаях исчезает.

6. Интересен вопрос о взаимосвязи бериллия и бора. Оба эти элемента отличаются весьма малыми размерами ионных радиусов и имеют многие сходные свойства, однако тройная координация у бора и четверная у бериллия не позволяют говорить о возможности проявления между ними широкого изоморфизма. Следует только указать, что в ряде бериллиевых минералов (например, в фенаките, бертрандите) часто фиксируются следы бора, а минералы датолит

$\text{CaB}[\text{SiO}_4](\text{OH})$  и гердерит  $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{OH})$  являются изоструктурными, так же как гомилит  $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{B}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{O}, \text{OH})_2$  и гадолинит  $(\text{Y}, \text{Ca})_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2 \times [\text{SiO}_4]_2(\text{O}, \text{OH})_2$ . Обращает внимание существование и боратов бериллия — гамбергита  $\text{Be}_2[\text{BO}_3](\text{OH})$ , берборита  $\text{Be}_2[\text{BO}_3](\text{OH}, \text{F}) \cdot \text{H}_2\text{O}$ , родицита  $\text{KNaLi}_4\text{Al}_4[\text{Be}_3\text{V}_{10}\text{O}_{27}]$ , появляющихся в пегматитах и контактово-метасоматических образованиях.

В этой связи возникает вопрос: насколько вообще характерна в природе ассоциация бериллия и бора? Следует учитывать, что бор, как и бериллий, необычайно легко образует со фтором устойчивый комплекс  $[\text{BF}_4]^-$ , который,

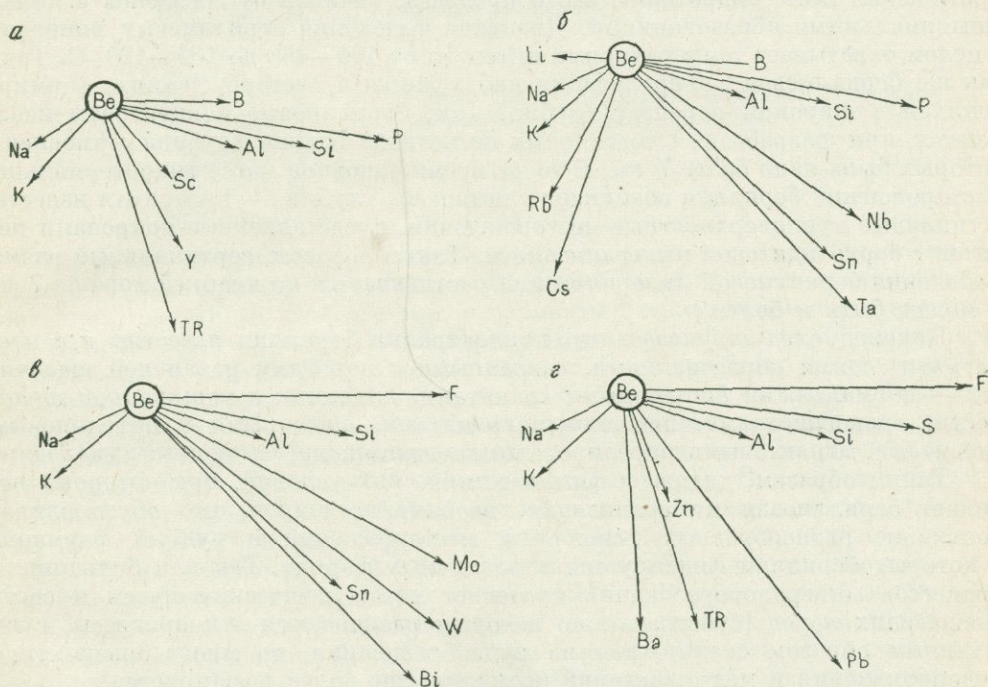


Рис. 2. Геохимические связи бериллия с другими элементами в различных типах месторождений («геохимические звезды» бериллия):

*a* — для глубоких редкометалльно-мусковитовых пегматитов; *б* — для среднеглубинных редкометалльных пегматитов; *в* — для гидротермальных образований, связанных с гранитами; *г* — для гидротермальных образований, связанных с субщелочными и щелочными гранитами

по расчетам Р. Г. Гребенщикова (1970), более устойчив, чем  $[\text{BeF}_4]^{2-}$ . Это определяет следующее обстоятельство: при высоком содержании бора в расплаве и невысокой активности фтора в первую очередь в постмагматический процесс будет экстрагироваться бор, а затем уже бериллий. Бор и бериллий, по образному выражению В. В. Щербины (Факторы, влияющие на эндогенное распределение . . ., 1963), ведут своеобразную борьбу за фтор. По-видимому, в значительной степени по этой причине гидротермальные месторождения, весьма обогащенные бериллием, обычно не содержат высоких концентраций бора, так же как месторождения, пересыщенные бором, практически не отличаются высокими концентрациями бериллия. Только в более высокотемпературных образованиях, связанных с гранитами (пегматитах, скарнах, грейзенах), где происходит

гидролиз фторкомплексных соединений, бор и бериллий постоянно ассоциируют друг с другом и иногда даже входят в состав одних и тех же минералов.

7. Анализ накопленного фактического материала показывает, что бериллий является типичным «сквозным» элементом, образующим концентрации в весьма широком диапазоне температур и давлений. Минералы бериллия фиксируются на различных стадиях пегматитового процесса во всех установленных формациях глубинности пегматитов (от слюдоносных до хрусталеносных), они наблюдаются в высокотемпературных контактово-метасоматических образованиях (скарнах, фенитах), различных полевошпатовых метасоматитах, на протяжении всего гидротермального процесса, начиная от грейзенов и кончая эпитермальными образованиями. Диапазон выделения бериллиевых минералов в целом охватывает температурный интервал от 400—450 до 100—120° С. Точно так же бериллиевая минерализация наблюдается в месторождениях, формирующихся в широком перепаде глубин. Так, бериллиевые концентраты извлекаются при разработке слюдоносных пегматитов Индии, глубина становления которых была явно более 7 км. В то же время основная масса гидротермальных месторождений бериллия возникает в интервале глубин 3—1 км, хотя известны и типичные приповерхностные месторождения, представленные покровами риолитов с бертрадитовой минерализацией. Таким образом, вертикальный размах появления бериллиевой минерализации растягивается по крайней мере на 7 км, а может быть и более.

Наконец, следует указать, что концентрации бериллия известны и с постмагматическими образованиями, связанными с породами различной щелочности — нормальными биотитовыми гранитами, аляскитами повышенной щелочности, гравосиенитами, щелочными гравитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, агпайтовыми нефелиновыми сиенитами, пересыщенными щелочами.

Таким образом, диапазон физико-химических условий, при которых возникает бериллиевая минерализация, необычайно широк, что обуславливает появление разнообразных типов его месторождений и рудных формаций, в которых бериллий фиксируется в различных формах. Так как большинство процессов минералообразования протекает метасоматическим путем и состав вмещающих пород (субстрата), по которым развиваются эти процессы, существенным образом сказывается на рудообразовании, то многообразие типов рудопроявлений и месторождений бериллия еще более расширяется.

8. В различных типах месторождений бериллий ассоциируется с разными элементами, их можно разделить на три группы: щелочи (Li, Na, K, Rb, Cs), летучие (F, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>) и элементы-комплексобразователи, к которым относятся и бериллий (B, Al, Si, P, Zn, Ta, Nb, TR, Sn, W, Mo, Th, U и др.).

Важно подчеркнуть, что при разных физико-химических условиях бериллий сопровождается различными элементами-комплексобразователями. На рис. 2 представлена «геохимическая звезда» бериллия для глубинных редкоземельных пегматитов (см. рис. 2, а), характеризующихся ассоциацией бериллия с редкими землями, скандием, бором и фосфором, редкометалльных пегматитов, в которых бериллий встречается совместно с литием, рубидием, цезием, бором, фосфором, оловом, танталом и ниобием (см. рис. 2, б), грейзеновых и кварцево-жильных образований, для которых типична ассоциация бериллия с фтором, молибденом, вольфрамом, оловом и висмутом (см. рис. 2, в) и гидротермальных месторождений, связанных с щелочными и субщелочными гранитоидами или зонами щелочного метасоматоза (см. рис. 2, г). Для последних характерна ассоциация бериллия с фтором, серой, цинком, свинцом, редкими землями, торием и барием. Указанные парагенезисы обусловлены прежде всего

близкими свойствами комплексных соединений, в форме которых они переносятся. Прочность этих комплексов в первую очередь определяется ионным потенциалом элемента-комплексобразователя, т. е. отношением его заряда к ионному радиусу. Если расположить все элементы-спутники бериллия по величине их ионного потенциала, то можно наметить следующий ряд:

B <sup>3+</sup>	15,0	}	Типичны только для месторождений, связанных с гранитами
W <sup>6+</sup>	9,2		
Ta <sup>5+</sup>	7,6	}	Сквозные элементы
Nb <sup>5+</sup>	7,6		
Sn <sup>4+</sup>	6,0		
Be <sup>2+</sup>	5,9		
Mo <sup>4+</sup>	5,9		
Al <sup>3+</sup>	5,3		
Th <sup>4+</sup>	4,2		
Ce <sup>3+</sup>	3,0		
La <sup>3+</sup>	2,9		
Zn <sup>2+</sup>	2,5		
Zr <sup>4+</sup>	2,4	}	Типичны для месторождений, связанных с щелочными и субщелочными гранитоидами
Pb <sup>2+</sup>	1,6		
Ba <sup>2+</sup>	1,4		

Интересно следующее: элементы с большим ионным потенциалом (В, W) являются характерными спутниками бериллия в постмагматических месторождениях, связанных с гранитами, а элементы с малыми ионными потенциалами типичны для гидротермальных месторождений, связанных с субщелочными и щелочными породами (TR, Th, Zr, Zn, Pb, Ba). Элементы же со средними значениями ионного потенциала (Be, Al, Mo) являются сквозными. Таким образом, ассоциация бериллия с другими элементами-комплексобразователями обусловлена близкими условиями распада их комплексных соединений в различных диапазонах основности — кислотности растворов. В этой связи по мере повышения щелочности материнских гранитов закономерно меняется и состав элементов, сопутствующих бериллию в постмагматических образованиях.

9. Анализ поведения бериллия в различных типах месторождений, связанных с типично глубинными, мантийными породами (ультраосновными-щелочными комплексами, карбонатитами, кимберлитами) и породами явно корового происхождения (анатектическими выплавками гнейсовых толщ коры, палингенными гранитами), не оставляет сомнения в том, что бериллий является одним из наиболее характерных элементов месторождений, связанных с породами, возникшими в пределах самой коры. Так, содержание его в явно мантийных образованиях (например, карбонатитах) ничтожно, в то же время бериллиевая минерализация появляется в пегматитах, возникающих при процессах ультраметаморфизма гнейсовых толщ, сильно обогащены бериллием постмагматические образования, связанные с палингенными магматическими породами, а также с зонами широкого развития метасоматических процессов. В ряду «спилочности» элементов (Гинзбург, 1975), который выводится по отношению средних содержаний элементов в осадочных породах (глинистые сланцы и песчаники) к основным магматическим породам, бериллий занимает второе место после бора.

## 2. ПОВЕДЕНИЕ БЕРИЛЛИЯ НА МАГМАТИЧЕСКОМ ЭТАПЕ

Наблюдается четко выраженная пространственная и генетическая или парагенетическая связь большинства месторождений бериллия с определенными интрузивными комплексами. Только для месторождений, располагающихся

на древних щитах и приуроченных к глубинным зонам разломов, такая связь часто отсутствует, бериллиевая минерализация непосредственно локализуется в пределах зон развития щелочного метасоматоза (микроклинизации, альбитизации), без какой-либо видимой связи с интрузивами (Гинзбург, и др., 1973).

До последнего времени было принято считать, что бериллиевое оруденение всегда связано с гранитами, не расшифровывая при этом, каковы специфические особенности этих гранитов. Отмечалось главным образом повышенное содержание бериллия в гранитах подвижных зон (рифейско-палеозойские и мезо-кайнозойские геосинклинали) по сравнению с гранитами древних щитов и платформ (Беус, 1972). В табл. 1 приводятся по последним данным А. А. Беуса (1974) среднее содержание бериллия в магматических горных породах гранитной оболочки литосферы.

Таблица 1

Распределение бериллия в магматических породах гранитной оболочки литосферы, г/т

Породы	Древние щиты и платформы	Подвижные зоны
Граниты	3,0	5,0
Гранодиориты	1,8	2,0
Средние магматические породы	1,5	1,8
Основные магматические породы	0,4	0,4
Ультрабазиты	0,3	0,2
Сиениты и нефелиновые сиениты	3,6	3,6
Среднее	2,6	3,2

Как показано работами последних лет, граниты могут возникать в земной коре, в том числе и в подвижных зонах, разными путями и рудоносность их зависит в первую очередь от их происхождения. Вслед за Ю. А. Кузнецовым (1964, 1966), Ю. А. Кузнецовым и А. Л. Яншиным (1967), Ф. Р. Апельциным и др. (Потенциальная рудоносность . . ., 1970), В. В. Ляховичем и Л. Н. Овчинниковым (1970) мы считаем целесообразным выделять по крайней мере пять генетических групп гранитов, каждая из которых возникает в определенных структурных зонах земной коры, различающихся по тектоническому режиму.

1. Гранитоиды габбровой (габбро-диорит-гранодиоритовой, по Ю. А. Кузнецову) формации, образуют многофазные интрузивные комплексы, ранние фазы которых представлены габбро и диоритами, а поздние — гранодиоритами, иногда плагиогранитами, реже граносиенитами и нормальными гранитами. Возникают, как правило, интрузивным путем на геосинклинальных этапах развития складчатых поясов. Геохимически характеризуются повышенными содержаниями железа, титана, ванадия, меди, скандия, иногда хрома и никеля и незначительным содержанием бериллия.

2. Граниты анатектические появляются на древних щитах или в областях сопряжения щитов и платформ с древними прогибами. Залегают среди гнейсовых толщ и полей развития мигматитов. Граниты образуют «неинтрузивные» тела магматических пород с постепенными нечеткими кон-

тактами, часто содержат реликтовые минералы метаморфических пород и явно возникают на месте своего образования, в связи с чем их часто называют автохтонными (Кузнецов, 1964). Геохимически характеризуются весьма низкими содержаниями редких элементов, в том числе и бериллия — в 1,5—2 раза ниже его среднего содержания для гранитов («анатектическая автолизия», по А. И. Тугаринову и др., 1968).

3. Граниты палингенные (коровые, аллохтонные) возникают в позднеорогенный, реже посторогенный этап развития подвижных поясов, также в областях отраженной активизации. Характеризуются четкими контактами с вмещающими породами и активным на них воздействием. Как правило, дифференцированы и возникают в несколько последовательных интрузивных фаз, в связи с чем их называют часто гранитами дифференцированных комплексов. Ю. А. Кузнецов (1964) относит их к ряду батолитовых гранитоидных формаций и называет аллохтонными. Согласно Д. С. Коржинскому, они возникают под воздействием сквозьмагматических потоков вследствие магматического замещения осадочно-метаморфических пород. Геохимически характеризуются повышенными содержаниями (особенно в поздних интрузивных фазах) бериллия, также лития, рубидия, цезия, олова, вольфрама, тантала, ниобия и фтора. С ними связаны редкометалльные пегматиты, скарниевые, грейзеновые и кварцево-жильные образования с бериллиевой, оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией.

4. Граниты повышенной щелочности гранитно-щелочной формации скорее всего также являются палингенными, аллохтонными, но возникают в иной тектонической обстановке — в зонах активизации областей завершённой складчатости. Представлены они дифференцированными комплексами щелочных или субщелочных пород, среди которых по соотношению  $K : Na$  выделяются калиевая ( $K : Na = 1,7-2$ ) и калий-натриевая серии ( $K : Na = 0,7-1,7$ ). Для калиевой группы ранние интрузивные фазы представлены сиенитами, средние — граносиенитами, а конечные — гранитами повышенной щелочности. Для калий-натриевой группы развитие интрузивных комплексов начинается с появления нефелиновых сиенитов, которые сменяются щелочными сиенитами, а завершается формирование комплексов появлением лейкократовых гранитов или граносиенитов. Геохимически граниты последних фаз в большинстве комплексов характеризуются повышенными содержаниями бериллия, редких земель, циркония, ниобия, тантала, молибдена, свинца, тория и урана. С ними связаны весьма богатые бериллием гидротермальные месторождения.

5. Гранитоиды повышенной основности андезитовой формации выделены в последние годы. Они проявляются в весьма специфической тектонической обстановке — на стыках континентов и океанов (Тихоокеанский рудный пояс). С ними связаны оловорудные месторождения сульфидно-касситеритовой формации, но на бериллий они изучены слабо.

Особую группу составляют так называемые редкометалльные или литий-фтористые граниты («апограниты», по А. А. Беусу), которые одни исследователи (Беус и др., 1962) рассматривают как измененные метасоматическими процессами поздние интрузивные фазы дифференцированных комплексов, а другие (Л. В. Таусон и др., 1972 г.; Коваленко, 1973) — как магматические породы, возникшие из особого легкоплавкого расплава, обогащенного литием и фтором. Какой бы точки зрения не придерживаться, несомненно, что они возникают на завершающих этапах становления палингенных, аллохтонных дифференцированных комплексов.

В табл. 2 сведены особенности выделенных генетических групп гранитов и показаны средние содержания в них бериллия, полученные Э. И. Иовчевой (1974 г.) и другими исследователями по 700 количественным спектральным анализам гранитов, не подвергнутых метасоматическим изменениям. Из анализа таблицы можно сделать выводы, важные для понимания условий концентрации бериллия на магматическом этапе.

а. Граниты различного происхождения резко отличаются друг от друга по содержанию бериллия. Наиболее низкими количествами характеризуются анатектические образования и граниты габбровой формации, с которыми не связаны бериллиевые месторождения.

б. Все месторождения бериллия генетически связаны с палингенными, аллохтонными дифференцированными интрузивными комплексами нормального или щелочного, калиевого, ряда, отличающимися повышенными содержаниями бериллия.

в. Бериллий во всех дифференцированных комплексах накапливается в самых последних интрузивных фазах. В рудоносных комплексах, с которыми связаны бериллиевые месторождения, конечные интрузивные фазы всегда содержат более 5 г/т Be, т. е. больше среднего его содержания в гранитах подвижных поясов, выведенного А. А. Беусом. Этот вывод подтверждается Н. П. Заболотной и др. (1962), а также данными, приведенными в работе «Признаки и факторы геохимической специализации . . .» (1970). Среднее содержание бериллия для биотитовых гранитов нерудоносных интрузивов Дальнего Востока составляет по данным этой работы 3,7 г/т, в то время как в биотитовых гранитах рудоносных интрузивов содержание Be составляет 6,4 г/т (188 определений). Для проверки данного критерия рудоносности Э. И. Иовчевой (Гинзбург, Иовчева, 1975) были изучены содержания бериллия в отдельных массивах дифференцированного комплекса одного из регионов европейской части СССР. Установлены следующие содержания бериллия в гранитах второй интрузивной фазы (в г/т):

массив 1	—	4,8	(3)	*
массив 2	—	3,6	(3)	
массив 3	—	4,4	(3)	
массив 4	—	3,6	(2)	
массив 5	—	5,4	(4)	
массив 6	—	5,7	(7)	

\* В скобках — число определений.

Известные рудопроявления бериллия встречены только в связи с массивами 5 и 6, содержание бериллия в которых более 5 г/т (Гинзбург, Иовчева, 1975).

г. В субщелочных гранитах, затронутых в той или иной степени метасоматическими процессами (микроклинизацией, альбитизацией), содержание бериллия резко повышается и вблизи месторождений достигает 9—11 г/т.

д. Поскольку в рудоносных комплексах наблюдается четкая тенденция к накоплению бериллия в поздних интрузивных фазах, то в качестве критерия рудоносности может быть использован коэффициент накопления бериллия, т. е. отношение содержания бериллия во второй интрузивной фазе к содержанию в первой. Установлены следующие закономерности: при коэффициенте накопления 0,5—1,1 граниты непродуктивны и с ними не связаны месторождения и рудопроявления бериллия. Последние появляются только при коэффициенте накопления более 1,3—1,5. Чем эта величина больше, тем поздние интрузивные фазы более специализированы по бериллию и тем более вероятно нахождение в связи с ними месторождений.

Исследованиями также установлено, что существенное влияние на рудоносность гранитов оказывает содержание в них фтора. В рудоносных комплексах, характеризующихся содержанием бериллия в поздних фазах более 5 г/т и высоким коэффициентом накопления бериллия ( $>1,5$ ), по коэффициенту накопления фтора можно судить о генетическом типе месторождений, который, вероятно, можно будет обнаружить в связи с данными гранитами (Гинзбург, Иовчева, 1975). Так, если коэффициент накопления фтора меньше 1 или, другими словами, фтор не накапливается в поздней интрузивной фазе, то в связи с ней можно ожидать нахождения только пегматитов. При коэффициенте накопления фтора 1—2,5 вероятно нахождение как пегматитов, так и гидротермальных месторождений бериллия, а при еще более высоком коэффициенте накопления фтора — только гидротермальных образований.

Помимо фтора на рудоносность гранитоидов оказывает влияние петрохимический состав пород в целом, в частности, общая щелочность, количественно определяемая по З. Г. Караевой (1968) величиной  $K + (Na - Ca)$ , выраженной в атомных количествах, и соотношение дальних породообразующих аналогов бериллия  $Si : Al$ . По данным З. Г. Караевой (1968), все рудоносные гранитоиды характеризуются определенным соотношением  $(Na - Ca) : K$ , где  $Na - Ca$  — избыток натрия, оставшийся после образования плагиоклаза. Для всех рудоносных гранитоидов величина  $(Na - Ca) : K$  всегда более 0,7, а общая щелочность  $K + (Na - Ca)$  более 155.

Таким образом, геохимическими и петрохимическими критериями бериллиенности гранитоидов могут служить (Гинзбург, Иовчева, 1975):

- а) содержание бериллия в поздних фазах интрузивных комплексов;
- б) коэффициент накопления бериллия;
- в) щелочность гранитоидов, определяемая по величине  $K + (Na - Ca)$ , и соотношение  $(Na - Ca) : K$ .
- г) коэффициент накопления фтора;
- д) соотношение  $Be : \frac{Si}{Al} : (K + Na - Ca)$ .

В настоящее время накопилось много данных по распределению бериллия в минералах гранитов, сведенных в работе Л. Л. Петрова (1973). Обращает внимание, что главнейшими минералами-концентраторами бериллия в гранитах являются ортит (до 70 г/т) и мусковит (12—20 г/т). В то же время главнейшим минералом-носителем бериллия, с которым связана основная масса бериллия, заключенного в гранитах, является плагиоклаз (до 30 г/т, чаще 6—10 г/т); при этом максимальные количества бериллия в плагиоклазе приходятся на олигоклаз состава № 10—22. Микроклин, как правило, содержит в 2—3 раза меньше бериллия, чем олигоклаз (до 3 г/т), а биотит — меньше, чем мусковит. В целом в гранитах наблюдаются следующие закономерности распределения бериллия по минералам:

- а) на основные породообразующие минералы гранитов (полевые шпаты, кварц, биотит) приходится 80—85% всего бериллия, из них на долю плагиоклаза 60—65%, а в некоторых породах до 80%;
- б) в минералах рудоносных гранитов всегда содержится больше бериллия, чем в минералах из гранитов, с которыми не связаны бериллиевые месторождения, на что обращали внимание еще Н. П. Заболотная и др. (1962);
- в) по содержанию бериллия все минералы гранитов могут быть расположены в следующий ряд: ортит  $>$  мусковит  $>$  амфибол  $>$  олигоклаз  $>$  биотит  $>$  калишпат  $>$  кварц;

Особенности различных генетических

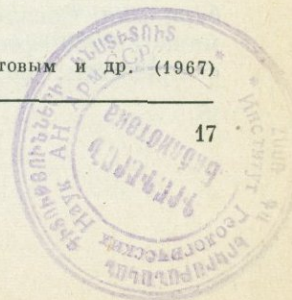
Генетические группы	Структурно-геологическое положение	Степень дифференциации	Состав интрузивных фаз
<p><b>Граниты габбровой формации</b> (поздние дифференциаты габбровой магмы)</p>	<p>Интрузивы геосинклинальных этапов развития подвижных поясов</p>	<p>Дифференцированы, обычно двухфазные с широкими фаціальными изменениями</p>	<p>I. Габбро, габбродиориты Диориты Гранодиориты, адамеллиты II. Плагииграниты Лейкократовые граниты Сиениты — граносиениты</p>
<p><b>Граниты анатектические</b> (автохтонные)</p>	<p>Выскавки гранитов среди мигматитов щитов и древних геосинклинальных прогибов</p>	<p>Не дифференцированы</p>	<p>Лейкократовые граниты</p>
<p><b>Граниты палингенные</b> (аллохтонные) I. Нормального ряда</p>	<p>Поздне- или посторогенные</p>	<p>Хорошо дифференцированы, двух- или трехфазные</p>	<p>I. Гранодиориты, адамеллиты, биотитовые граниты II. Лейкократовые граниты, аляскиты</p>
<p>II. Щелочного ряда</p>	<p>Области автономной активизации</p>	<p>Хорошо дифференцированы, обычно трехфазные</p>	<p><b>Калиевая серия</b> I. Сиениты щелочноземельные II. Граносиениты III. Лейкократовые граниты <b>Калий-натриевая серия</b> I. Нефелиновые сиениты II. Щелочные сиениты III. Лейкократовые граниты</p>

\* Цифры приведены без учета массивов Средней Азии и Сибири с аномально высоким содержанием  
 \*\* Цифры получены как средние по двум массивам Средней Азии, резко различающимся по содержанию (нефелиновые сиениты 2,9 г/т, щелочные сиениты 3,4 г/т).

## групп гранитов и их бериллиенность

Уровень щелочности, по Э. Г. Караевой К + (Na—Ca)	Na—Ca / К (в атомных количествах)	Типичные элементы-примеси	Содержание Be, г/т		Месторождения, связанные с генетическими группами гранитов
			по В. В. Ляховичу, Л. Н. Овчинникову	по Э. И. Иовчевой (в скобках число анализов)	
100—165	≤ 0,7	Fe, Ti, V, Sc, Cu, Au, Cr, Ni	} 0,9	1,4 (15) 2,2 (19) 1,9 (18)	Контактово-метасоматические месторождения железа, меди Месторождения золота
				2,3 (4) 2,4 (13) 3,6 (10)	
180—210	0,8—1,2		1,6	2,2 (9)	Не продуктивны
160—220	0,7—1,5	Li, Rb, Be, Ta, Nb, W, TR <sub>Y</sub>	5,5	3,2 (68) 5,0 (72)	Редкометалльные пегматиты, грейзены и кварцево-жилые месторождения с бериллиевой, оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализацией
260—310	> 2	Pb, Be, Li, TR, Th, Mo, Zr, Nb, Ta	Нет данных	4,1 (27) * 2,1 (15) * 6,3 (45) *	Гидротермальные бериллиевые, редкоземельные, полиметаллические месторождения
250—300	> 2		Нет данных	2,9 (13) ** 3,2 (9) ** 9,0 (9) **	

нием бериллия. жанию бериллия, но они близки к данным, приводимым для Тувы Э. И. Пополитовым и др. (1967)



г) в амфиболах и биотитах наблюдается прямая корреляция между содержанием в них бериллия и фтора;

д) в темноцветных минералах и калишпате эндоконтактных и апикальных зон массивов (в первую очередь в биотите) содержится больше бериллия, чем в тех же минералах из центральных частей массивов;

е) в минералах поздних генераций содержится больше бериллия, чем в минералах более ранних генераций.

Все указанные закономерности распределения бериллия в различных типах гранитоидов и в их минералах позволяют сделать следующие выводы, определяющие поведение бериллия в магматическом процессе.

1. При плавлении пород земной коры, вследствие повышения тепловых потоков, в первую очередь выплавляются лейкократовые, плагиоклазовые составляющие метаморфических комплексов, иногда ими бывают нацело метаморфизованные эффузивные толщи, характеризовавшиеся первоначально повышенным содержанием бериллия. В результате возникают анатектические образования, в некоторых случаях содержащие бериллиевую минерализацию (пегматиты). При подъеме возникающих расплавов в более верхние структурные этажи и их кристаллизационной дифференциации возникают богатые щелочами специализированные по бериллию палингенные магмы, характерные для позднеорогенного и посторогенного периода развития геологических структур.

2. Накопление бериллия на магматическом этапе происходит прежде всего при процессах кристаллизационной дифференциации. Чем более интрузивные комплексы дифференцированы, чем они более многофазны, тем в наиболее поздних их фазах содержится больше бериллия. В роли показателя обогащенности бериллием интрузивных комплексов выступает коэффициент накопления.

3. Как справедливо отметили Л. В. Таусон и др. (Бериллий в мезозойских гранитоидах. . ., 1970) и Л. Л. Петров (1973), в процессе кристаллизации гранитной магмы в поведении бериллия четко проявляются две тенденции — кристаллохимическое рассеяние его в породообразующих минералах, обусловленное изоморфным вхождением бериллия в небольших количествах в четверную координацию (вместо алюминия или кремния), и сохранение его в газовой водной фазе, сосуществующей с расплавом, вследствие образования устойчивых комплексов с летучими — лигандами, в первую очередь со фтором. Какие из этих тенденций будут превалировать, зависит от целого ряда факторов, в частности следующих:

а) от наличия кристаллических построек, способных в значительных количествах изоморфно захватывать бериллий, играющих роль своего рода «губок», неограниченно вбирающих в себя бериллий из расплава. Подобную роль в гранитах, в частности, играет ортит. В этой связи широкое развитие в гранитах ортита, обогащенного бериллием, является отрицательным поисковым признаком, указывающим на отсутствие в связи с данным гранитным массивом месторождений бериллия;

б) от количества летучих, сосуществующих с гранитным расплавом, и их активности. В связи с тем что бериллий легко образует комплексные соединения с фтором, особую роль при переходе бериллия из расплава в газовую фазу играет фтор и активность его в значительной степени определяет поведение бериллия. Согласно экспериментальным данным Л. Н. Когарко и Л. Д. Кригмана (1973), фтор в силикатных расплавах не образует устойчивых связей с кремнием, не деполимеризует кремнекислородные комплексы, а активно

взаимодействует с «модификаторами» — сильными катионами первой и второй группы. Отделение фтора в газовую фазу зависит от двух факторов:

— от глубины формирования гранитных массивов, т. е. внешнего давления, определяющего количество газовой фазы, сосуществующей с гранитным расплавом. Отделение газовой фазы от расплава, как известно, зависит от внешнего давления, поэтому в расплавах, формирующихся в менее глубинных условиях, количество летучих, в частности фтора, будет больше;

— от химического состава самих пород и в первую очередь от содержания в них щелочей и кремнекислоты. Как экспериментально показано (Л. Н. Когарко и др., 1968 г.), при прочих равных условиях отделение фтора в газовую фазу возрастает с увеличением кислотности силикатного расплава и резко падает по мере повышения его щелочности. В случае агнаитовых щелочных магм фтор вообще не отделяется в газовую фазу и силикатный расплав постепенно переходит в гидротермальный раствор без развития критических явлений. Соответственно должен вести себя и бериллий. Следует только учитывать, что в отличие от воды, хлора и углекислоты, фтор на позднемагматической стадии только в незначительной степени переходит во флюид и в основном сохраняется в конденсированных фазах магматических систем, входя в состав биотита, амфибола, флюорита и апатита. Наблюдается прямая корреляция между содержанием фтора и бериллия в биотитах и амфиболах, при этом количество их резко увеличивается в минералах эндоконтактных и ашикальных зон, поэтому нет сомнения, что часть бериллия на магматической стадии связана со фтором.

4. Можно примерно оценить, какое количество фтора и соответственно бериллия, переходит в постмагматический процесс при кристаллизации нормальных по составу биотитовых гранитов, содержащих в среднем 0,08—0,09% F. Термодинамические расчеты, приведенные И. Д. Рябчиковым (1975), показали, что молярная доля HF в водном растворе, равновесном с минералами гранита, при температуре 700° С составляет всего  $n \cdot 10^{-4}$  —  $n \cdot 10^{-5}$ , т. е. в водный флюид переходит менее 1% от всей массы находящегося в расплаве фтора. Отсюда следует вывод: нормальный биотитовый гранит вряд ли может генерировать постмагматические растворы, обогащенные бериллием и фтором. Активность фтора и литофильных редких элементов (Be, Li, TR и др.) в постмагматических растворах может, однако, резко возрастать при интенсивной фракционной кристаллизации, которая приводит к резкому накоплению их в остаточных расплавах. Количество можно оценить с помощью комбинированного коэффициента распределения элементов между силикатным расплавом и суммой выделяющихся из него кристаллических фаз (Рябчиков, 1975). Чем этот коэффициент меньше, тем при прочих равных условиях элемент будет больше накапливаться в остаточных расплавах. По расчетам И. Д. Рябчикова (1975), проведенных для дифференцированных гранитов Юго-Западного Памира, установлены следующие комбинированные коэффициенты распределения для различных элементов: F 0—0,05 (расчет по распределению элементов в гранитах Тасмании); Sn 0—0,2; W 0—0,2; Be 0,05—0,3; Li 0,05—0,3; Nb 0,15—0,4; Y 0,3—0,5; Rb 0,3—0,5; Pb 0,55—0,65; Zn 1,0; Sr 1,5—1,7; Ba 1,75—2,1.

Таким образом, при фракционной кристаллизации наиболее интенсивно накапливаются фтор, олово, вольфрам, литий, бериллий, затем уже ниобий, иттрий, рубидий. Это обуславливает появление значительных концентраций этих элементов в пегматитах и их менее глубинных аналогах — редкометалльных гранитах. В последних при значительных накоплениях фтора образуются

флюорит- и топазсодержащие граниты или же криолитсодержащие щелочные граниты. Магматическая природа подобных обогащенных фтором гранитов подтверждается обнаружением в последние годы их субвулканических и эффузивных аналогов — топазсодержащих кварцевых кератофилов (онгонитов) и флюоритсодержащих шаровых лав, содержащих до 3,2—3,5% F (Руб, 1969; Коваленко, 1973). Расчеты И. Д. Рябчикова (1975) позволяют охарактеризовать летучесть HF в газовой фазе, равновесной с топазсодержащими гранитами. Для температуры 700° С и давлении 2 кбар суммарная доля фтористых соединений в водном флюиде оказалась равной  $n \cdot 10^{-3}$  —  $n \cdot 10^{-2}$ . Падение температуры приводит только к понижению этой величины.

5. Для понимания процессов рудообразования важно выяснить, на какой стадии кристаллизации гранитного расплава возможно отделение газовой-водной фазы. Изучение газовой-жидких включений в минералах гранитов, а также систем гранит — H<sub>2</sub>O, гранит — H<sub>2</sub>O — CO<sub>2</sub> не оставляет сомнений в том, что на собственно магматической стадии при температурах порядка 900—700° С наряду с кристаллизующимся расплавом существует флюидная фаза (постоянно фиксируемая в газовой-жидких включениях). Однако, как показали физико-механические расчеты (М. А. Осипов, 1966 г.), мелкие пузырьки водного флюида из-за высокой вязкости расплава не способны подниматься на значительное расстояние вверх и отделяться от расплава, они сохраняются в межзерновом поровом пространстве пород практически до окончания их полной кристаллизации (до температур порядка 500° С) и далее движение их осуществляется по законам термодинамики (А. А. Пэк, 1968 г.). При этом происходит существенное изменение состава этих газовой-водных фаз, они в первую очередь обогащаются водой. При движении этих уже постмагматических поровых растворов происходит интенсивное взаимодействие с закристаллизовавшимися минералами с развитием аутометасоматических процессов.

6. Появление в гранитах значительных количеств щелочей, фтора и бериллия связывается рядом исследователей с привнесом этих элементов из глубинных частей гранитных очагов или мантии, при этом значительная роль отводится метасоматическим процессам, приводящим к мобилизации редких элементов из породообразующих минералов гранитов. Особая роль принадлежит микроклинизации плагиоклазов, приводящей к значительному высвобождению бериллия из плагиоклазов (Беус, Диков, 1967). Для приразломных зон полевошпатовых метасоматитов, не обнаруживающих определенной связи с гранитными интрузивами, такая трактовка вполне допустима; для гранитных же массивов, изученных до глубины в 1,0—1,5 км, не удастся зафиксировать какие-либо следы прохождения по ним глубинных минерализованных растворов.

### 3. О ФОРМАХ ПЕРЕНОСА И УСЛОВИЯХ КОНЦЕНТРАЦИИ БЕРИЛЛИЯ

Проведенные экспериментальные исследования по установлению форм переноса бериллия (И. Г. Ганеев, 1961 г.; Беус и Соболев, 1962; Беус, Диков, 1967; Говоров, Стунжас, 1963; Г. И. Соболева, 1973 г.; А. А. Стунжас, 1974; Ходаковский, 1975) не оставляют сомнения в том, что бериллий переносится в форме комплексных соединений, в которых лигандами выступают F, (OH) и CO<sub>2</sub>. Как показывает анализ минеральных парагенезисов различных типов месторождений, в гранитных пегматитах не удастся связать появление и концентрацию бериллиевых минералов, и в первую очередь берилла, с повышением в пегматитах содержания фтора. Бериллы пегматитов постоянно встречаются в кварцевых обособлениях пегматоидных и блоковых зон, часто целиком рас-

полагаются в осевых кварцевых «ядрах», не ассоциируя с фторсодержащими минералами. Единственный минерал, содержащий фтор и встречающийся в редких случаях совместно с бериллом — апатит, не позволяет связывать появление бериллия и фтора. Даже в камерных пегматитах с берилл-топазовой минерализацией проявляется известный антагонизм берилла и топаза — в пегматитах с кристаллами топазов не встречаются бериллы, а в рядом находящихся пегматитах с бериллом отсутствуют топазы. Только в сильно замещенных редкметальных пегматитах с развитым лепидолитовым комплексом иногда наблюдается ассоциация позднего цезийсодержащего берилла (воробьевита) с фторсодержащими амблигонитом и лепидолитом. Точно так же далеко не всегда наблюдается ассоциация берилла и фторсодержащих минералов (топаза, флюорита, циннвальдита) в высокотемпературных кварцевых жилах. Можно привести целый ряд примеров нахождения мелких кристаллов берилла совместно с вольфрамитом в кварцевых жилах при почти полном отсутствии фторсодержащих минералов.

Совершенно иная картина наблюдается по мере перехода к средне- и низкотемпературным гидротермальным месторождениям, в которых бериллиевая минерализация постоянно сопровождается топазом или флюоритом. Это явление настолько характерно, что ведущим поисковым признаком бериллиевого оруденения становится повышенное содержание в рудных телах и в зонах околорудных изменений фтора. Ассоциация бериллий — фтор типична для месторождений формаций: бериллийсодержащих скарнов (хризоберилл — флюорит; хризоберилл, таафеит, сянуалинит — флюорит, флюоборит), полевошпатовых метасоматитов (гентгельвин, фенакит — криолит, веберит и другие алюмофториды), грейзенов (берилл — топаз, флюорит, циннвальдит), слюдистых метасоматитов (берилл, фенакит, хризоберилл — флюорит, триплит), флюоритовых метасоматитов (фенакит, бертрандит, лейкофан, миларит, бавенит — флюорит), т. е. для основной массы гидротермальных промышленных месторождений, характеризующихся высокими содержаниями бериллия. В то же время в ряде низкотемпературных месторождений связь бериллий — фтор вновь исчезает и бериллиевая минерализация появляется в условиях отсутствия повышенных содержаниях фтора. В этом отношении весьма характерны, например, кварц-карбонатные жилы и брекчированные зоны, сцементированные кварц-карбонатным материалом с изумрудами района Музо-Коскуэз в Восточных Кордильерах, в Колумбии (Беус, Минеев, 1974).

Таким образом, анализ парагенетических ассоциаций не позволяет говорить о существовании только одной формы переноса бериллия, для разных типов месторождений существуют, по-видимому, свои формы переноса.

Наиболее изучены фторкомплексные соединения бериллия. Впервые А. А. Беус и Б. П. Соболев (1962) экспериментально показали, что бериллий легко переносится с фтором, при этом ведущим комплексным соединением предполагалось  $[\text{BeF}_4]^{2-}$ . Экспериментальные исследования, проведенные Б. П. Соболевым (1964 г.), ставились в надкритических условиях (температура 500—540° С) при высокой концентрации фтора, при этом была выяснена высокая устойчивость фторбериллатов в широком диапазоне рН (4,1—11,6), мало подвергающихся гидролизу вследствие того, что они слабо диссоциированы. Однако комплекс  $[\text{BeF}_4]^{2-}$  может существовать при нормальной температуре (25° С), как это показал И. Л. Ходаковский (1975), только в условиях весьма высокой концентрации фтора в растворе, достигающей целых и десятых долей процента, тогда, как было указано выше, в природных постмагматических условиях максимально может содержаться  $n \cdot 10^{-3}\%$  F. Исследования газовой-жидких

включений в минералах этих месторождений никогда не показывают высоких концентраций фтора. Как следует из рис. 3, а, по мере уменьшения концентрации фтора на один порядок в кислой среде комплекс  $[\text{BeF}_4]^{2-}$  сменяется  $[\text{BeF}_3]^-$ , последний при дальнейшем падении концентрации фтора на  $[\text{BeF}_2]^0$ , а при концентрации  $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}\%$  F устойчивым становится комплекс  $[\text{BeF}]^+$ . В щелочной среде все эти соединения гидролизуются с образованием гидроксофторидного комплекса  $[\text{BeF}(\text{OH})_2]^-$ . К аналогичным выводам пришел «изучая формы нахождения бериллия в природных водах» и С. Р. Крайнов (1973 г.).

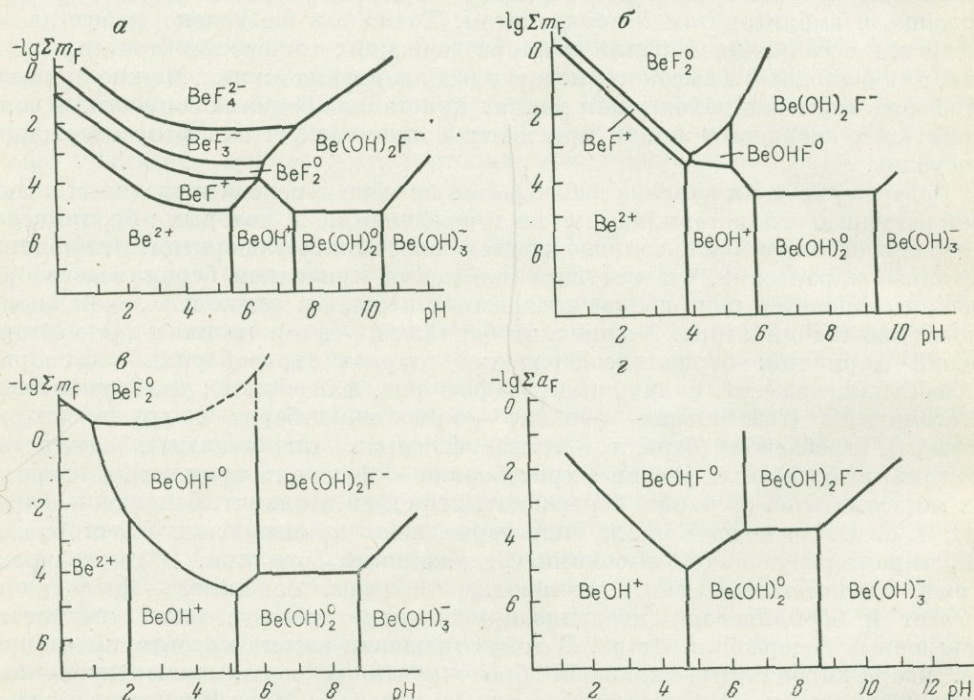


Рис. 3. Поле преобладания различных комплексов бериллия во фторидных растворах в зависимости от pH и активности фтора:

а — при 25° С; б — при 100° С; в — при 150° С; г — при 200° С. По И. Л. Ходаковскому

Поставленные Г. И. Соболевой экспериментальные исследования растворимости бромеллита при повышении температуры до 100, 150 и 200° С (рис. 3, б, в, г) и проведенные И. Л. Ходаковским и И. А. Тугариновым для этих температур расчеты показали важнейшую роль процессов гидролиза, которые протекают как в кислой, так и в щелочной среде. Так, при 200° С основным соединением бериллия при концентрации  $n \cdot 10^{-3}\%$  F становится гидроксофторидный комплекс состава  $[\text{BeF}(\text{OH})_2]^-$ , а в щелочной среде  $[\text{BeF}(\text{OH})_2]^-$  (см. рис. 3). Можно ожидать, что при еще более высокой температуре порядка 300° С основными формами переноса бериллия будут уже гидроксокомплексы типа  $[\text{Be}(\text{OH})_2]^0$  и  $[\text{Be}(\text{OH})_3]^-$ . Таким образом, благодаря разработанной И. Л. Ходаковским методике термодинамического расчета по растворимости окислов полей устойчивости комплексных соединений, удалось количественно охарактеризовать условия переноса бериллия для разных температур и прийти к выводу о том,

что в гидротермальных условиях с температурой меняются формы переноса бериллия.

Если рассматривать бериллы из камерных пегматитов, то температура их образования по данным изучения первичных газовой-жидких включений по Н. П. Ермакову (1950 г.) составляет 310—440° С. В этих условиях ведущими формами переноса бериллия должны быть гидроксокомплексы. Следует указать, что при давлении 1 кбар и высокой температуре бериллиевые минералы (берилл и фенакит) подвергаются травлению даже под воздействием дистиллированной воды (Ф. В. Сыромятников и др., 1971 г.), что свидетельствует о существовании растворимых форм бериллия без фтора с одной только водой.

Экспериментальными исследованиями Г. И. Соболевой установлено существование хорошо растворимых силикатов бериллия состава  $K_2O \cdot BeO \cdot 3SiO_2$  и  $K_2O \cdot 2BeO \cdot 3SiO_2$ , в форме которых бериллий также может переноситься, на что указывали еще В. В. Щербина и др. (Факторы, влияющие на эндогенное распределение. . ., 1963). Наряду с растворимыми калиевыми силикатами бериллия Г. И. Соболевой были синтезированы и нерастворимые натриевые их аналоги, это подтверждает известное из химии бериллия положение — калиевые его соединения более растворимы, чем натриевые. В этой связи перенос бериллия следует ожидать в форме комплексных соединений с калием.

Поскольку при отделении флюида от гранитного расплава в него более чем на 90% переходят хлориды и углекислота, естественно было бы проверить возможность переноса бериллия в форме галоген-карбонатных комплексов, тем более что бериллий постоянно встречается в углекислых водах (С. Р. Крайнов, 1973 г.). Такая работа была проведена А. А. Стунжас (1974 г.) под руководством И. Н. Говорова. Ею получен ряд растворимых карбонатных и фторкарбонатных комплексов бериллия состава  $[BeCO_3]^0$ ,  $[Be(CO_3)_2]^{2-}$ ,  $[Be(CO_3)F]^-$ , которые являются наиболее вероятными формами переноса бериллия при формировании месторождений в карбонатных породах и при миграции бериллия в щелочных угленосных водах. Можно наметить следующую эволюцию форм переноса бериллия для различных природных условий:

надкритические растворы при высокой концентрации фтора . . . . .	$[BeF_4]^{2-}$ ;
высокотемпературные гидротермальные образования (пегматиты, кварцевые жилы) . . . . .	$[BeF(OH)_2]^-$ , $[Be(OH)_3]^-$ , $[Be_2Si_3O_9]^{2-}$ , $[BeSi_3O_8]^{2-}$ ;
среднетемпературные гидротермальные образования	$[BeF(OH)]^0$ , $[BeF(OH)_2]^-$ , $[Be(CO_3)F]^-$ ;
низкотемпературные гидротермальные образования	$[Be(CO_3)F]^-$ , $[Be(CO_3)_2]^{2-}$ .

Естественно, образование бериллиевых минералов происходит при распаде комплексных соединений, в форме которых бериллий удерживается в растворе. Поэтому первостепенной задачей является установление факторов, способствующих их распаду. Таких факторов можно наметить несколько.

1. Резкое изменение рН растворов, при котором становятся неустойчивыми гидроксокомплексы или гидроксофторидные комплексы.

2. Связывание фтора в прочные нерастворимые соединения. Поскольку фтор легко высаживается кальцием с образованием флюорита, появление пород богатых кальцием (известняков, габброидов, известковистых скарнов) наиболее благоприятно для разложения фторбериллатных, гидроксофторбериллатных или карбонатфторбериллатных комплексов.

3. Резкое падение давления, приводящее к разрушению комплексных соединений и к выделению бериллия.

## БЕРИЛЛИЕНОСНЫЕ ЗОНЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Размещение месторождений бериллия, как и других эндогенных образований, определяется планетарными и региональными геологическими структурами. Выделяются металлогенические провинции и зоны с бериллиевой минерализацией, для которых характерно проявление также фтора, олова, вольфрама, молибдена, тантала, ниобия, лития, редких земель, урана, тория, цинка, свинца, местами бора, золота и др. Бериллий в одних случаях ассоциируется непосредственно с вольфрамом, оловом, молибденом, в других — с редкими землями, торием, танталом, ниобием и ураном, наконец, наблюдается его парагенезис с флюоритом, свинцом и цинком.

### 1. ТИПЫ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ ЗОН

По степени связи процессов формирования месторождения бериллия с геологической историей развития складчатых областей выделяются следующие структурные позиции зон с бериллиевой минерализацией; зоны, связанные с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем и зоны тектономагматической активизации областей завершённой складчатости.

В настоящее время нет единых представлений о сущности проявлений тектономагматической активизации и об отличии этих процессов от характера поздних этапов развития геосинклиналей (В. В. Белоусов, М. С. Нагибина, В. Е. Хаин, Чен Го-да, Ю. М. Шейнманн, Е. Д. Карпова, А. Д. Щеглов и др.). Анализируя проявления тектономагматической активизации в связи с рассмотрением закономерностей размещения гидротермальных месторождений бериллия, мы руководствовались в основном представлениями А. Д. Щеглова, который считает, что тектономагматическая активизация — сложный комплекс геологических явлений, ведущих к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений и происходящих в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры. Геологические процессы проявляются на жестком, консолидированном субстрате.

Выделяются два типа тектономагматической активизации.

1. Области тектономагматической активизации, возникшие в пределах консолидированных рам геосинклинальных прогибов, в связи с развитием последних — отраженная активизация («сателлитовая» по М. И. Ициксон и А. И. Семенову; «резонансная» по Ю. М. Пуцаровскому и В. Г. Матвиенко; «ревивация» по М. С. Нагибиной).

2. Области тектономагматической активизации, возникшие на консолидированных структурах независимо от развития геосинклинальных прогибов, в континентальную стадию развития земной коры — автономная активизация по А. Д. Щеглову (области дива по Чен Го-да и др.; «эпигонали» по П. М. Хре-

нову и др.; некоторые сводово-глыбовые и глыбовые области по Е. Д. Карповой, Д. И. Горжевскому и др.).

Области автономной активизации отличаются особым характером развития и могут рассматриваться как самостоятельные тектонические структуры земной коры. Активизации подвергаются как консолидированные складчатые области, так и щиты и платформы. При этом разрыв во времени между завершением складчатости и периодом активизации может колебаться в весьма широких пределах. В тех случаях, когда активизация довольно близко следует за превращением геосинклиналей в области заверченной складчатости, нередко трудно отличить этот процесс от периода орогенного развития геосинклиналей. Одни исследователи металлогенические зоны, возникшие в такой структурной позиции, относят к зонам отраженной активизации, другие — к зонам, связанным с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем. Автор преобладающую часть таких зон с бериллиевой минерализацией относит к последним.

Для всех бериллиеносных структурно-металлогенических зон выявлен длительный перерыв (часто свыше 100 млн. лет) между завершением геосинклинальной стадии развития зоны и временем образования в ней рудоносных гранитов, что дает основание связывать значительную часть месторождений бериллия преимущественно с процессами тектоно-магматической активизации.

Металлогенические зоны с бериллиевой минерализацией, размещающиеся в областях автономной активизации, подразделяются: на зоны, развивающиеся в консолидированных областях, и зоны в областях платформ.

Особенностью областей активизации, играющей значительную роль в размещении гидротермальных месторождений бериллия, является возникновение наложенных впадин — прогибов, образующихся в связи с возникновением крупных разломов, придающих субстрату, по которым закладываются эти структуры, блоковое строение. С образованием таких структур связано проявление трещинных гипабиссальных или субвулканических обычно многофазных интрузивов, развивающихся в бортах этих депрессий и часто перемежающихся в своем становлении с вулканическими образованиями. С этими своеобразными вулкано-плутоническими комплексами связана флюорит-бериллиевая, свинцово-цинковая, редкоземельная, уран-молибденовая минерализация.

## 2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ ЗОН И СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ

Металлогенические бериллиеносные зоны весьма различны по масштабам: они могут проследиваться на многие сотни километров или же ограничиваются первыми сотнями и даже десятками километров (что определяется их геолого-структурной позицией) и группируются в пояса протяженностью до нескольких тысяч километров.

Преобладающей структурной позицией зон с бериллиевой минерализацией является их приуроченность к краевым частям ранее консолидированных блоков пород и участкам их обрамления. Такими блоками служат в одних случаях древние щиты или платформы размером в поперечнике до нескольких тысяч километров, а в других срединные массивы — значительно меньшие по размеру части консолидированных областей, наиболее крупные из которых измеряются многими сотнями километров или десятками — первыми сотнями километров. На детали размещения минерализации в пределах зон влияют

приподнятые блоки пород фундамента, которые имеют весьма различные размеры (от первых единиц до первых десятков километров).

В случае приуроченности бериллиеносных зон к блокам пород типа геантиклинальных поднятий эти поднятия измеряются в поперечнике километрами — первыми десятками километров, а более крупные по размерам блоки измеряются в поперечнике уже десятками — сотнями километров и разделяют целый ряд прогибов различных геосинклинальных областей. Бериллиевая минерализация в них локализуется в периферических частях блоков.

Все многообразие очертаний зон и поясов определяется сочетанием ряда закономерностей, с проявлением их в резко различном масштабе. Существуют некоторые общие закономерности пространственного расположения зон по отношению к геологическим структурам, не зависящие от их масштаба.

Обычно бериллиеносные зоны, контролируемые разломами, более прямолинейны, чем структурно-формационные зоны, и пересекают их под острым углом. Отклонения от согласного залегания особенно характерны для зон обрамления срединных массивов или выступов платформ. Структурно-формационные зоны в последнем случае огибают древние выступы, а зоны развития магматизма и оруденения, приуроченные к обрамлению, располагаются дугообразно, но с большим радиусом кривизны и заходят в зоны прогибов. Общая закономерность проявляется в том, что чем меньше возрастной разрыв между временем проявления складчатости и инверсии в данной области и временем формирования рудоносных магматических комплексов и связанной с ними бериллиевой минерализацией, тем более согласно с основными структурно-формационными зонами располагаются зоны с бериллиевой минерализацией. Чем больше возрастной разрыв, тем больше независимость бериллиеносных зон от структурно-формационных.

Размещение бериллиеносных интрузий и рудных районов внутри поясов и зон контролируется преимущественно не складчатыми структурами, а крупными разломами с большими преимущественно сдвиговыми перемещениями вдоль них. Эти разломы проходят по границе структурно-фациальных зон или косо пересекают складчатость. Во всех случаях проявляется очень важная роль в размещении бериллиеносных районов и месторождений в пределах металлогенических зон поперечных структур, видимо, отражающих структуры фундамента.

При изучении закономерностей размещения гидротермальных месторождений бериллия нас больше всего интересовали особые условия локализации наиболее перспективных месторождений. Мы полностью разделяем следующее утверждение М. А. Фаворской и И. Н. Томсона (1974 г.): крупные рудные узлы локализуются на участках, отличающихся специфическими структурами, геофизическими, геоморфологическими, литологическими, петро- и геохимическими характеристиками. Эти рудные узлы нередко представляют собой так называемые горячие точки.

Наиболее заслуживающие внимания месторождения бериллия, как и другие эндогенные месторождения, являются крупными геохимическими аномалиями — индикаторами глубинной тектоники, а рудоконтролирующие структуры и узлы отличаются длительной эндогенной активностью.

Основной закономерностью размещения таких рудных районов является их приуроченность к долгоживущим зонам проницаемости. Интенсивное развитие магматизма и бериллиевой минерализации фиксируется в зонах сочленения блоков с резко различной глубиной залегания фундамента (в обрамлении

платформ, средних массивов, геоантиклинальных поднятий, на границе с зонами глубоких и долгоживущих прогибов).

Бериллиеносные зоны отличаются повышенным расположением пород кристаллического фундамента, что устанавливается по совпадающим с зонами гравитационным минимумам и по прямым геологическим наблюдениям. Взаимосвязь размещения гранитов и бериллиевой минерализации с приподнятыми блоками фундамента проявляется как в региональном масштабе, так и в более локальном — в особенностях размещения рудных узлов в пределах зон. Рудные узлы часто располагаются на продолжении простираения тектонических блоков с обнажающимися породами фундамента.

Концентрация оруденения в пределах зон и рудных узлов происходит в относительно узкие промежутки времени, совпадающие с импульсами тектономагматической активизации. Видимо, в эти периоды рудоконцентрирующие структуры были наиболее проницаемы для потоков вещества.

Таким образом, для всех металлогенических зон с бериллиевой минерализацией характерна роль глубинных разломов, когда и металлоносные интрузивы разновозрастных магматических комплексов и связанное с ними бериллиевое оруденение четко локализуется в пределах отдельных мобильных региональных разрывных поясов глубокого заложения, состоящих обычно из серии параллельных, сопряженных и секущих разломов с многократными дифференциальными подвижками по ним. При этом месторождения располагаются преимущественно не в самих зонах крупных разломов, а в сопряженных с ними более мелких тектонических нарушениях второго порядка. Для размещения оруденения пликвативные структуры имеют второстепенное значение.

Приуроченность месторождений к зонам крупных долгоживущих разломов в значительной степени определяет условия локализации оруденения и структуры рудных полей.

Рассматривая структуру рудных полей редкометалльных месторождений в связи с региональными разрывными нарушениями, можно различить несколько вариантов: выделяются рудные поля, связанные с региональными структурами — с линейными зонами крупных разломов, с оперяющими разломы системами трещин, с областями сопряжений разломов, с фронтальными зонами надвигов, с местными структурами — контракционными зонами оседаний, наложенными системами и т. д.

Закономерности размещения месторождений бериллия и металлогенических зон с бериллиевой минерализацией, а также структурные условия локализации оруденения приобретают специфические черты в зависимости от регионального положения зон — развиваются ли они в заключительный орогенный этап формирования геосинклинальных систем или в период, близкий к нему, с одной стороны, или возникают в связи с процессами тектономагматической активизации, с другой.

Ранее автором было выявлено, что все многообразие постмагматических гидротермальных месторождений бериллия обусловлено преимущественно геолого-структурной и тектонической обстановкой их формирования, глубиной и влиянием состава вмещающих их пород. Установлено также, что месторождения, характеризующиеся сходными парагенетическими ассоциациями минералов и возникающие в близкой геологической обстановке, с устойчивым постоянством встречаются во многих регионах страны. Это позволило (А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, 1965 г., 1975 г.) выделить ряд рудных формаций и предложить их классификацию. Все известные месторождения бериллия

объединены в семь формаций, характеризующихся различными глубинами и температурами формирования месторождений (табл. 3).

Характер проявления бериллиевых формаций и пространственное размещение месторождений бериллия отдельных формаций в зонах, связанных с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем и в зонах тектономагматической активизации стабилизированных складчатых областей и платформ различны и обуславливаются преимущественно структурно-тектонической обстановкой формирования месторождений и геолого-геохимическими особенностями районов.

В зонах, связанных с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем, формируются преимущественно месторождения слюдисто-флюорит-берилловой и молибденит-вольфрамит-берилловой формаций и формации бериллийсодержащих скарнов. В зонах тектономагматической активизации стабилизированных складчатых областей развиваются наиболее перспективные и разнообразные по генетическим типам месторождения. К ним относятся месторождения берtrandитовой, флюорит-берtrandит-фенакитовой формаций, а также некоторые месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации. В зонах активизации, развивающихся на платформах, формируются бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты.

Наблюдается следующая общая тенденция: относительно глубинные фации характерны для месторождений, локализуемых во внутренних геосинклинальных поднятиях складчатых областей (глубина формирования оруденения 3,0—5,0 км). Месторождения зон активизации стабилизированных складчатых областей представлены часто менее глубинным, гипабиссальным рядом (1,0—3,0 км).

Рассмотрим особенности развития металлогенических зон и размещение в них бериллиевых месторождений отдельных выделенных рудных формаций.

Месторождения формации берtrandитсодержащих гидротермально измененных вулканических и субвулканических пород — берtrandитовой — приурочены обычно к зонам мезо-кайнозойской тектономагматической активизации, развивающейся на окраинах молодых складчатых областей или в пределах консолидированных областей древней складчатости. Месторождения локализируются в бортах молодых депрессий и впадин и связаны с крупными глубинными разломами, контролирующими распространение вулканических и вулканоплутонических бериллиеносных магматических комплексов. Поперечные секущие и сопряженные разломы обуславливают возникновение центров излияния магмы, концентраций пород вулканоплутонических комплексов и формирование оруденения.

Месторождения формации берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (флюорит-берtrandит-фенакитовая) располагаются по окраинам платформ, срединных массивов в зонах активизации стабилизированных структур, на стыках разновозрастных складчатых областей. Они обычно приурочены к разломам, особенно активно развивающимся в бортах депрессий, а чаще к тектоническим нарушениям, опережающим глубинные разломы, и участкам пересечения нескольких тектонических нарушений. В пределах этой формации, объединяющей большое количество разнообразных типов месторождений, выделяется первая группа рудных образований, связанных с лейкократовыми гранитами повышенной щелочности. Геологическая позиция этих месторождений определяется расположением их на окраине срединного кристаллического массива в зоне сопряжения нижнепалеозойских структур с областью более

молодой складчатости, где развитие каледонского рудоносного магматического комплекса контролируется глубинным разломом и серией сопряженных с ним нарушений, другие месторождения связаны с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем и развиваются в единых структурно-металлогенических зонах с месторождениями берилл-молибденит-вольфрамитовых грейзенов и кварцево-жильных образований, а также бериллиеносных скарнов и относятся к герцинским образованиям.

Для второй группы месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, связанной с субщелочными гранитами и кварцевыми сиенитами, характерна приуроченность к зонам тектоно-магматической активизации, развивающимся в мезозое и верхнем палеозое на верхнепротерозойских и нижнепалеозойских структурах, с образованием молодых впадин — депрессий. В бортах этих депрессий развиваются бериллиеносные плутонические и вулканоплутонические комплексы. Последние возникают в участках с активным проявлением поперечных разломов, обуславливающих блоковое строение зон. Наиболее благоприятны для формирования рудоносных плутонических и вулканоплутонических комплексов и локализации оруденения приподнятые блоки металлогенических зон активизации.

Месторождения берилл-флюорит-слюдистых метасоматитов (флюорит-слюдисто-берилловая формация) приурочены к крупным тектоническим нарушениям и располагаются на стыках разновозрастных складчатых областей, в обрамлении антиклинальных поднятий и на окраинах срединных массивов. Для некоторых генетических типов месторождений (флюорит-маргарит-бериллового и мусковит-флюорит-бериллового) характерно их расположение в краевых частях внутренних геантиклинальных поднятий, на границах с прилегающими впадинами и депрессиями. По краям поднятий на многие сотни километров прослеживаются зоны глубинных разломов, разделяющие области с различным режимом осадконакопления, вулканизма, интрузивного магматизма, тектонического развития и имеющие важное рудоконтролирующее значение. Отмечается неравномерное размещение месторождений и рудопроявлений вдоль зон разломов. Месторождения и рудопроявления появляются на участках развития гранитного магматизма и оперяющих разрывных структур. Геологическая позиция подобных месторождений определяется их парагенетической и пространственной связью с крупными массивами позднеорогенных гранитов. Эти массивы приурочены к ранним антиклинальным поднятиям эвгеосинклинальных зон и их расположение контролируется глубинными разломами в зонах сопряжения линейно-вытянутых поднятий и погружений. В пределах поднятий граниты залегают в ядрах брахиантиклинальных структур, обусловленных воздыманиями, поперечными по отношению к генеральным простираниям региона.

Геологическая позиция некоторых месторождений этой формации (биотит-флюорит-берилловый тип) определяется расположением их на окраине срединного массива, в зоне сочленения жесткой кристаллической глыбы палеозойской консолидации с мезозойской складчатой структурой и связью с процессами верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации. Известны случаи формирования месторождений этой формации в зоне сочленения протерозойских и нижнепалеозойских структур в связи с проявлениями раннепалеозойской тектоно-магматической активизации.

Месторождения молибденит-вольфрамит-берилловой формации приурочены к оперяющим нарушениям крупных разломов, проходящих по границам разновозрастных складчатых структур, в зонах внутренних геантиклинальных

## Геолого-генетическая классификация месторождений бериллия

Генетические группы	Материнские породы					
	граниты, обычно лейкократовые и повышенной щелочности			субщелочные граниты (граносиениты, кварцевые сиениты)		
	Вмещающие породы					
	кислые и повышенной щелочности силикатные	карбонатные; переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород; силикатные породы с повышенным содержанием кальция	основные и ультраосновные	кислые и субщелочные силикатные	карбонатные; переслаивание карбонатных и алюмосиликатных пород	основные и ультраосновные

## I. Формация берtrandитосодержащих гидротермально измененных вулканических и субвулканических пород (берtrandитовая)

Акроабиссальные, реже гипабиссальные (0,5—1,5 км) низкотемпературные (150—200° С) гидротермальные образования

			1. Тип кварц-адуляр-берtrandитовый (в эффузивах) 2. Тип кварц-берtrandитовый (в эффузивах)	3. Тип адуляр-флюорит-берtrandитовый (в известняках)
--	--	--	---	--

## II. Формация берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов (флюорит-берtrandит-фенакитовая)

Гипабиссальные (1—2 км), в основном среднетемпературные (200—350° С) гидротермальные образования

	1. Тип сульфидно-фенакит-берtrandитовый (в дайках гранитов, доломитах) 2. Тип флюорит-фенакитовый (в известняках):	4. Тип альбит-гематит-фенакит-берtrandитовый (в граносиенитах и щелочных гранитах)	5. Тип флюорит-фенакит-берtrandитовый (в известняках и скарнах) 6. Тип брито-лит-торит-флюорит-фенакитовый (в из-	8. Тип полевошпат-бавенит-фенакитовый (в эпидот-актинолитовых сланцах) 9. Тип полевошпат-фенакитовый (в андезито-базаль-
--	---	--	--	---

Гидротермальные

	а) подтип слюдисто-флюорит-фенакитовый; б) подтип слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловый; в) подтип турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый 3. Тип топаз-флюорит-хризоберилловый (в доломитах и известняках)		вестняках); а) подтип брито-лит-хризоберилл-фенакитовый; б) подтип торит-флюорит-фенакитовый 7. Тип флюорит-лейкофановый (в известняках)	тах)
--	--	--	---	------

## III. Формация берилл-флюорит-слюдистых метасоматитов (флюорит-слюдисто-берилловая)

Среднеглубинные (2—3 км) средне- и высокотемпературные (200—400° С) гидротермальные образования

	1. Тип мусковит-флюорит-берилловый (в силикатно-известковистых породах) 2. Тип биотит-флюорит-берилловый (в гранодиоритах)	3. Тип флогопит-маргарит-берилловый (в серпентинитах и тальковых сланцах) 4. Тип биотит-флюорит-фенакит-берилловый (в амфиболитах)		
--	---	---	--	--

## IV. Формация берилл-молибденит-(касситерит)-вольфрамитовых грейзенов и кварцево-жильных образований (молибденит-вольфрамит-берилловая)

А. Подформация гипабиссальная, малоглубинная, среднетемпературная  
Малоглубинные, гипабиссальные (1—3 км), средне- и высокотемпературные (200—300° С) гидротермальные образования

	1. Тип молибденит-вольфрамит-касситерит-берилловый (в гранитах) 2. Тип мусковит-кварц-берилловый (в гранитах) 3. Тип турмалин-касситерит-берил-			
--	---	--	--	--



поднятий складчатых областей, в зонах внешнего обрамления складчатых областей и срединных массивов и реже в зонах активизации.

Месторождения бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов возникают в зонах древней активизации, развивающихся на древних щитах, платформах и срединных массивах, локализуясь в пределах зон крупных долгоживущих глубинных разломов, влияющих на глубинное строение земли, протягивающихся на многие сотни километров и наиболее активно проявленных по периферии древних структур, проникая также в их центральные части. Для пород этих зон высокой тектонической активности характерна значительная степень развития динамометаморфизма, что предопределяет их повышенную проницаемость для рудных растворов, вызывающих перекристаллизацию и метасоматическое замещение пород различного состава с возникновением образований, напоминающих сиениты или щелочные граниты.

Переходя к рассмотрению главных особенностей структурных условий локализации месторождений бериллия можно отметить следующее. В крупном плане положение отдельных месторождений и наиболее крупных рудных узлов определяется «местными» локальными условиями их формирования. Наиболее перспективные типы гидротермальных месторождений бериллия располагаются обычно за пределами массивов рудоносных интрузий, часто на расстоянии до 1,0—1,5 км по вертикали (реже более) и до 2—5 км в плане; при этом бериллиевая минерализация в рудных зонах развивается до глубины 250—600 м.

Для месторождений бериллия, возникающих в надинтрузивных зонах, характерно совмещение их с полями даек различного состава, где локализация оруденения обычно происходит в узлах пересечения разнонаправленных даек. Замечено, что чем полнее «набор» даек по составу, тем участок благоприятнее для формирования оруденения.

Как отмечалось, месторождения возникают в узлах пересечения разнонаправленных тектонических нарушений, сопряженных с крупными долгоживущими региональными разломами. Наиболее благоприятны для локализации оруденения участки — блоки, где узлы интенсивного проявления трещинной тектоники совпадают с синклиналильными и в меньшей мере с антиклиналинными складками второго и третьего порядка. Особенно благоприятны сочетания дизъюнктивных нарушений с изгибами складчатых структур, с участками погружения складок, флексур, и другими элементами, осложняющими линейную складчатость. Среди структурных факторов контроля оруденения заметную роль играют зоны контактов интрузивов и даек бериллиеносных комплексов с вмещающими породами.

Не рассматривая структурные условия локализации оруденения месторождений, формирующихся в апикальных частях рудоносных интрузивов (к ним относится преобладающее количество месторождений молибденит-вольфрамит-берилловой формации), отметим, что для всех других месторождений — надинтрузивных — особенности формирования рудовмещающих структур, помимо влияния геологического положения рудного поля и геологической истории развития блока, во многом определяются литолого-физическими свойствами вмещающих пород и строением рудовмещающих толщ.

По структурным условиям локализации оруденения наиболее перспективных формаций (бертрандитовой, флюорит-бертрандит-фенакитовой, слюдисто-флюорит-берилловой и бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов) выделяются три группы гидротермальных месторождений бериллия: 1) месторождения, формирующиеся в толщах переслаивания карбонатных и алюмосиликатных пород; 2) месторождения, формирующиеся в слоистых алюмосиликат-

ных осадочно-метаморфических породах, и 3) месторождения, залегающие в массивных алюмосиликатных породах. При этом в зависимости от литологического состава и строения рудовмещающих пород возникают метасоматические тела или формируются жилы, прожилковые зоны, штокверки и минерализованные зоны дробления.

Приведем некоторые примеры структурных условий локализации оруденения по наиболее перспективным типам месторождений бериллия.

Наиболее благоприятны для активного развития рудовмещающих и рудо-подводящих структур пачки переслаивания карбонатных (известняков) и алюмосиликатных пород (различных метаморфических сланцев, песчаников, роговиков и скарнов). Различные по физическим свойствам прослойки пород по-разному реагируют на тектонические напряжения, по их контактам происходят срывы, с образованием трещин скола. В прослоях слоистых алюмосиликатных пород формируются системы параллельных сколовых трещин, вплоть до образования зон смятия и милонитов. В массивных породах — известняках, роговиках или скарнах — образуется система разнонаправленных трещин, которые в карбонатных породах способствуют интенсивному развитию метасоматических процессов и формированию сплошных метасоматических тел, а в алюмосиликатных породах возникают прожилки и штокверковые зоны.

Метасоматические тела представлены штоками, линзами, гнездами, а также трубообразными, жилообразными и пластообразными телами. Характерна локализация метасоматических тел на контактах двух анизотропных по физико-химическим свойствам пород. Зоны контакта таких пород благоприятны для развития дизъюнктивных структур и вместе с химически активными (по отношению к фторидным комплексным соединениям) породами (известняками) обуславливают наиболее интенсивное развитие метасоматических процессов, с образованием метасоматических тел сплошного замещения. Подобные образования хотя и обнаруживают связь с трещиноватостью, но нередко сохранившиеся трещины, представленные тонкими проводниками или прожилками, несоизмеримы по мощности с зонами изменения. Наличие ранее существовавших трещин, обусловивших интенсивное локальное замещение пород, устанавливается только по конфигурации зоны изменений, иногда по правильным геометрическим очертаниям зон или явлениям экранирования. При этом наблюдаются резкие контакты метасоматических тел в участках экранирования или постепенные переходы при отсутствии хорошо проработанных трещин. Размеры метасоматических тел варьируют от небольших (единицы и первые десятки метров) до значительных (сотни метров).

Пачки переслаивания карбонатных и алюмосиликатных пород участвуют в строении рудных полей наиболее перспективных месторождений бериллия, относящихся в основном к флюорит-берtrandит-фенакитовой и в меньшей мере к слюдисто-флюорит-берилловой формации. Наиболее важны рудовмещающие межпластовые трещины, а также диагонально-секущие по отношению к простиранию складок. Оруденение развивается в системах трещин, иногда возникающих при складчатости и затем подновляющихся и развивающихся в период их активизации.

На одном из рудных полей, по окраине срединного массива, где располагается месторождение слюдисто-флюорит-фенакитового типа (связанного с посторогенным каледонским магматическим комплексом), массивные битуминозные известняки с редкими прослоями глинистых и песчанистых сланцев, вмещающие оруденение, слагают крылья крупной синклинальной складки

и антиклинальные складки второго порядка. Слюдисто-флюорит-фенакитовые руды образуют вертикальную трубообразную залежь в несколько сот метров по простиранию, мощности и распространности на глубину. Она сформировалась в надинтрузивной зоне в узле пересечения разнонаправленных тектонических нарушений (продольных, диагональных и поперечных по отношению к простиранию пород), выполненных дайками преимущественно диоритовых порфириров. Жесткий каркас даек способствовал предрудному дроблению и интенсивному трещинообразованию в блоках известняков, между плитообразными дайками тонкозернистых вязких порфириров.

В пределах этого же рудного поля на месторождении слюдисто-турмалин-флюорит-хризобериллового типа разрядка предрудных тектонических напряжений, в пачке переслаивающихся известняков и сланцев, выразилась в образовании серии межпластовых сколовых трещин, разрывов и зон брекчирования. Сравнительно пологое залегание пород, слагающих антиклинальную складку, и контактов гранитного массива обусловило пологое залегание прожилково-метасоматических тел, повторяющих контуры прослоев и линз известняков, скарнов и контакт интрузивов.

Интенсивное развитие рудовмещающие структуры приобретают в пределах наиболее благоприятных для их формирования участков зон мезозойской тектоно-магматической активизации, наложенной на консолидированные верхнепротерозойские складчатые структуры. Так, при рассмотрении структурных условий локализации одного из месторождений флюорит-фенакит-бертрандитового типа установлено, что такими участками являются приподнятые блоки прибортовой части мезозойской впадины, где активно проявлены крупные долгоживущие разломы, с системой оперяющих тектонических нарушений.

Наиболее ослабленные участки зоны разлома благоприятны для внедрения интрузий и поступления рудных растворов, трещины, сопровождающие разлом, обычно залечены магматическим материалом (штоками и дайкообразными телами граносиенитов и кварцевых сиенитов и дайками диоритовых, сиенит-диоритовых порфириров, сиенит-порфириров и фельзитов).

Месторождение приурочено к ксенолиту протерозойских осадочно-метаморфических пород в верхнепротерозойских гранитах. Оно располагается в пределах участка замыкания синклинальной складки (с размахом крыльев 0,8—1,0 км), что обусловило особенности развития трещинной тектоники. Резкая неоднородность физико-химических свойств пород, участвующих в строении рудовмещающей пачки переслаивания, способствовала образованию в процессе смятия выдержанных межпластовых ослабленных зон, сыгравших в дальнейшем важную роль в локализации оруденения и обусловивших значительную протяженность рудных зон.

В формировании месторождения исключительно большую роль играют разрывные и трещинные структуры, развивающиеся в период мезозойской активизации. Наиболее протяженными и хорошо проработанными оказались крупные сбросо-сдвиговые нарушения, диагональные по отношению к складке и параллельные региональному разлому. Они выполнены дайками диоритовых, сиенит-диоритовых порфириров и лейкократовых сиенит-порфириров. Движения по этим разломам происходили в течение длительного времени и возобновлялись многократно. В период рудоотложения эти разломы, по-видимому, играли роль подводных каналов; устанавливается также экранирующее воздействие их (особенно выполняющих их даек) на процессы рудоотложения. Менее протяженные межпластовые сколовые нарушения, сопряженные с рудоподводящими, контролировали размещение основных рудных тел.

На протяжении длительного периода геологической истории развития рудного поля тектонические напряжения с сохранением плана тектонической деформации приводили к развитию сложной трещиноватости пород, получившей наибольшее развитие в пачке переслаивания анизотропных пород — кристаллических мраморов и сланцев. Образовались сравнительно выдержанные межпластовые трещинные зоны, являющиеся благоприятными структурами для внедрения интрузивов, проникновения постмагматических и в том числе рудоносных растворов, развития скарнов, микроклинитов и флюорит-бериллиевого оруденения. Эти процессы связаны с развитием среднемезозойского магматического комплекса. Рудные тела развиваются в основном метасоматическим путем по известнякам со столбообразным распределением богатой минерализации и сопровождаются прожилковыми образованиями в алюмосиликатных породах.

Месторождения мусковит-флюорит-берилловой формации размещаются в краевых частях внутренних геантиклинальных поднятий, на границах с прилегающими впадинами и депрессиями и развиваются в заключительный этап формирования герцинских посторогенных гранитоидных интрузий. Оруденение локализуется в породах кровли на значительном (до 2—5 км в плане и 1—1,5 км на глубину) расстоянии от гранитных интрузивов. По краям поднятий на многие сотни километров прослеживаются зоны глубинных разломов, разделяющие области с различным режимом осадконакопления, вулканизма, интрузивного магматизма, тектонического строения и имеющие важное рудоконтролирующее значение. Рудопроявления и месторождения возникают на участках оперяющих разрывных структур и проявления гранитного магматизма.

Рудное поле одного из месторождений слюдисто-флюорит-бериллового типа сложено вулканогенно-осадочными породами фации зеленых сланцев метаморфизма (девон — нижний карбон), представленными чередованием свит с различным соотношением алюмосиликатных и карбонатных пород, слагающих крыло синклинальной складки.

Рудовмещающие тектонические зоны, согласные с вмещающими породами, представлены системами сколовых трещин и рассланцеванием пород. На отдельных участках зоны сопровождаются сериями разрывных трещин оперения, повышающих интенсивность дробления и смятия зоны. Именно в этих участках локализованы флюорит-берилловые прожилково-метасоматические тела и кварц-вольфрамитовые жилы, связанные с трещинами оперения. Последние развиваются в наиболее хрупких породах — амфиболитах и кристаллических сланцах, а основные зоны — в более пластичных слюдистых и карбонатно-слюдистых сланцах и известняках. Пластообразные прожилково-метасоматические зоны имеют линзовидно-блоковое внутреннее строение с грубополосчатым и четковидным чередованием различных типов руд, с безрудными или слабо оруденелыми участками. Они возникли в результате дробления пестрых по составу пород.

На примере рассмотренных месторождений видно, что масштабы гидротермальных бериллиевых месторождений в значительной степени зависят от характера и тектонической проработанности рудовмещающих структур, литологического состава и строения вмещающих оруденения пород. Интенсивность и характер проявления складчатых и разрывных деформаций во вмещающих оруденение породах зависит от регионального структурного положения месторождений и геологической истории развития бериллиеносных зон.

### 3. ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ

Процессы образования концентраций бериллия происходили в бериллиеносных провинциях в различные геологические эпохи, нередко на протяжении всей истории геологического развития территории. Месторождения бериллия возникали неоднократно, но интенсивность процессов их образования в разное время была различной.

В связи с этим в общей схеме размещения во времени месторождений бериллия всех областей СССР можно выделить укрупненные отрезки геологического времени с присущими им особенностями интенсивности проявления минерализации. Промышленные концентрации бериллия свойственны многим тектоно-магматическим периодам.

Бериллиевое оруденение кристаллических щитов, приуроченное к окраинам и обрамлению кристаллических щитов, получило развитие в протерозое и связывается с верхнепротерозойским тектоно-магматическим циклом. Однако в каждой из древних провинций известны проявления вулканоплутонических образований периодов палеозойской и даже нижнемезозойской активизации (Щеглов, 1968, 1971), с которыми возможны проявления и бериллиевой минерализации.

На территории металлогенических областей и зон послепротерозойскопалеозойской и мезозойской складчатостей или активизации бериллиевая минерализация развивается в связи с проявлениями разновозрастных магматических комплексов — каледонских, герцинских, киммерийских и альпийских.

Гидротермальные месторождения бериллия на территории Советского Союза генетически связаны с разновозрастными магматическими комплексами. Известны верхнепротерозойские, нижнепалеозойские (каледонские), средние и верхнепротерозойские (герцинские), нижне- и среднемеозойские (киммерийские) и верхнемезозойские — кайнозойские (альпийские — ляримийские) бериллиеносные магматические комплексы. Наиболее продуктивны магматические комплексы ранне- и позднегерцинских тектоно-магматических циклов. Примерно 40% бериллия заключено в месторождениях, связанных с герцинидами; затем следуют киммерийские магматические комплексы (месторождения заключают примерно 25% бериллия); около 20% бериллия содержат месторождения, связанные с каледонским магматическим циклом; протерозойские и кайнозойские образования содержат соответственно около 10 и 5%. При этом с развитием протерозойского тектоно-магматического цикла связаны единичные месторождения, но имеющие большое практическое значение, а с нижнекайнозойскими комплексами — большое число рудопроявлений и мелких месторождений, редко достигающих по масштабам средних. Если же учесть и пегматитовые месторождения, то это распределение представляется в следующем виде: к протерозойской относится 22% всех образований, каледонским 16%, герцинским 30%, киммерийским 28% и альпийским — ляримийским 4%.

Таким образом, как выясняется по работам последних лет, бериллий относится к первой группе так называемых сквозных металлов (по В. И. Смирнову, 1959), месторождения которых формировались непрерывно от протерозоя до альпийской эпохи.

Проведенное автором изучение бериллиеносных магматических комплексов и связанного с ними бериллиевого оруденения сопровождалось исследованиями по определению радиологического возраста интрузивных пород и бериллиевой минерализации. Определения производились калий-аргоновым методом по

мономинеральным пробам биотита, мусковита, калиевого полевого шпата, амфибола, реже по валовым пробам в лаборатории ВИМСа А. И. Пантелеевым. Полученные данные периодически контролировались другими методами.

Результаты определения радиологического возраста, полученные с использованием рубидий-стронциевого и свинцового методов, в ряде случаев подтверждают данные калий-аргонового метода. Вычисленная ошибка воспроизводимости параллельных определений абсолютного возраста для мезозойских образований в среднем не превышает 3,0%, для палеозойских 1,8%, для докембрийских 0,4%. В целом для мезозойских и палеозойских пород с содержанием  $K \geq 3\%$  относительная ошибка определения возраста не превышает  $\pm 4-5\%$ , уменьшаясь до  $\pm 3\%$  для докембрийских пород с содержанием  $K \geq 1\%$ . Для проб с содержанием  $K \leq 0,5\%$ , а также для верхнемезозойских и палеозойских пород с содержанием  $K \leq 3\%$  относительная ошибка определения возраста доходит до  $\pm 8-10\%$ .

Эти исследования, а также геологические наблюдения позволили выявить тенденцию развития разновозрастных магматических комплексов различных тектоно-магматических циклов в пределах отдельных рудных полей. При этом максимум концентрации оруденения связан то с более ранними магматическими комплексами, то с более поздними. В табл. 4 приводятся результаты определения радиологического возраста только продуктивных магматических комплексов и непосредственно рудных образований с ними связанных. Выявляется длительность и многоэтапность всего интрузивного процесса, начиная от внедрения и становления отдельных фаз интрузивов, затем дорудных даек и, наконец, постмагматической флюорит-бериллиевой минерализации.

Бериллиеносные пегматиты и полевошпатовые метасоматиты связаны преимущественно с процессами протерозойских тектоно-магматических циклов, однако известны бериллиеносные пегматиты каледонские, герцинские и киммерийские. Бериллийсодержащие скарны наиболее проявлены в связи с каледонскими гранитоидами, значительно реже с герцинскими, комплексные молибденит-вольфрамит-берилловые месторождения связаны с гранитоидами герцинского, киммерийского и альпийского тектоно-магматических циклов; флюорит-слюдисто-берилловые месторождения наиболее ярко проявлены в период развития герцинских гранитоидов, хотя заметные концентрации известны также в связи с каледонским магматизмом; месторождения флюорит-берtrandит-фенакитовой формации известны в связи с процессами развития каледонского, герцинского и киммерийского магматических комплексов; месторождения берtrandитовой формации характерны для альпийского тектогенеза.

Продолжительность формирования отдельных месторождений от периода внедрения интрузивных пород до завершения формирования оруденения колеблется от 20 до 80 млн. лет. Самым длительным периодом развития отличаются месторождения, связанные с наиболее древними магматическими комплексами — протерозойскими (150—400 млн. лет).

Наиболее детальные исследования по определению радиологического возраста магматических пород и рудных образований производились в связи с изучением месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, где мы попытались датировать отдельные фазы развития магматических комплексов и этапы формирования постмагматических образований.

На месторождении сульфидно-фенакит-берtrandитового типа, связанном с продуктивным магматическим комплексом киммерийского цикла, возраст морионовых гранитов, относящихся к последней фазе развития комплекса,

Радиологический возраст магматических пород и постмагматических образований гидротермальных месторождений бериллия (калий-аргоновый метод)

Генетические типы месторождений	Породы	Анализируемый материал	Число проб	Возраст, млн. лет	Лаборатория
<b>I. Берtrandитовая формация</b>					
Кварц-адуляр-берtrandитовый	Витропорфировые липариты Липаритовые порфиры	Порода »	1	45	ВИМС »
			1	33	
<b>II. Флюорит-берtrandит-фенакитовая формация</b>					
Сульфидно-фенакит-берtrandитовый	Морионовые граниты II фазы Слюдисто-флюорит-берtrandитовая руда	Биотит Мусковит	1	154 ± 8	ВИМС »
			1	132 ± 8	
Слюдисто-флюорит-фенакитовый	Пегматиты » Порфиры Слюдисто-флюорит-фенакитовая руда	Мусковит » Порода Мусковит	1	455 ± 25	ВИМС ГЕОХИ, ВАГТ ВИМС »
			2	474—482	
			1	433 ± 30	
			4	424— 456 ± 20	
Турмалин-флюорит-хризоберилловый	Протолитионитовые граниты III фазы	Протолитионит	1	475 ± 25	»
Турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый	Биотитовые граниты II фазы Порфиры	Биотит Порода	2	422— 426 ± 17	ИГЕМ »
			1	438 ± 44	
Флюорит-фенакит-берtrandитовый	Граниты лейкократовые I фазы То же Граносиениты, кварцевые сиениты II фазы То же Диоритовые порфиры	Порода Калиевый полевой шпат Порода Калиевый полевой шпат Порода	5	136—172	ВИМС » » » »
			4	136—172	
			3	152—172	
			1	122	
			2	160—161	
			2	124—149	
Сиенит-диоритовые порфиры Сиенит-порфиры Микроклины	» » Калиевый полевой шпат	» » То же	2	124—149	» » »
			3	155—162	
			5	125—137	
Флюорит-фенакит-берtrandитовая руда Кальцит-бавенит-миларитовая руда Околорудные породы	» » Миларит Сколит	То же	3	135—145	» » » »
			1	135 ± 12	
			1	136	
			1	136	
Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый	Кварцевые сиениты	Порода	1	175	»
Полевошпат-бавенит-фенакитовый	Лейкократовые граниты	»		270	Территор. ГУ
Флюорит-лейкофановый	Эгирин-рибекитовые граносиениты	»		270	»
<b>III. Флюорит-слюдисто-берилловая формация</b>					
Мусковит-флюорит-берилловый	Биотитовые граниты II фазы Лейкократовые граниты III фазы	Биотит »	1	320	ИГЕМ, ВИМС ИГЕМ
			1	257 ± 9	
Биотит-флюорит-берилловый	Гранодиориты Пегматиты Мелкозернистые граниты Биотит-флюорит-берилловая руда	Биотит Мусковит » Биотит	3	350— 373 ± 20	ВИМС, ИГЕМ ИГЕМ » ИГЕМ, ВИМС
			2	263— 292 ± 6	
			2	302— 317 ± 12	
			2	280—305	
Флогопит-маргарит-берилловый	Порфиридные граниты Кварц-флогопит-берилловая руда Слюдит Кварц-мусковитовая Пегматит	Валовая проба Флогопит » Мусковит »	1	248	ИМГРЭ ВИМС » » Территор. ГУ
			1	270	
			4	245—285	
			1	255	
			1	240	

Генетические типы месторождений	Породы	Анализируемый материал	Число проб	Возраст, млн. лет	Лаборатория
<b>IV. Молибденит-вольфрамит-берилловая формация</b>					
Молибденит-вольфрамит-берилловый	Граниты лейкократовые и среднезернистые	Порода		75—95	Территор. ГУ
Висмутит-молибденит-касситерит-вольфрамит-берилловый	Гранит крупнозернистый	Калиевый полево-шпатовый шпат	1	165 ± 7	ВИМС
	Гранит мелкозернистый	Порода	4	156 ± 8	»
	Кварц-мусковитовый грейзен	Мусковит	1	141 ± 7	»
	Кварц-полевошпатовый вольфрамитовая руда	Калиевый полево-шпатовый шпат	1	180 ± 7	»
	Граниты среднезернистые	Порода	1	232 ± 11	»
<b>V. Формация бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов</b>					
Слюдисто-полевошпатово-гевгелииновый	Гнейсограниты	Биотит	1	1600 ± 50	ВИМС
	Биотитовые граниты	»	1	1345 ± 50	»
	Гнейсовидные «граниты»	»	2	1015—	»
		»		1043 ± 40	
		»	2	1091—	Львовский ун-т
				1126 ± 28	
		Циртолит	1	1250—	
				1470 ± 70	
		»	1		} АН УССР
		Галенит	1	1300 ± 100	
	Гранит-порфиры	Биотит	1	1156 ± 30	Львовский ун-т
	«Сиециты» — микроклиныты	»	1	1258 ± 35	Львовский ун-т
		»	1	815 ± 30	ВИМС
Полевошпатовые метасоматиты	Гевгелии	1	1300 ± 100	} АН УССР	
	»	1	1230		
Полевошпатово-слюдистые метасоматиты	Биотит	1	1268 ± 30	Львовский ун-т	
Прожилки	»	1	1250	ВИМС	

определяется в  $154 \pm 8$  млн. лет, а возраст оруденения в  $132 \pm 8$  млн. лет, т. е. длительность формирования составляет 20—25 млн. лет.

Для месторождений флюорит-фенакитового типа, расположенных в зоне палеозойской активизации окраины срединного массива, удалось четко установить связь флюорит-бериллиевой минерализации с каледонским магматическим комплексом, в противоположность существовавшим ранее мнениям о связи месторождений с герцинским комплексом. Продолжительность формирования месторождений, начиная с периода внедрения и становления трехфазной интрузии, представленной биотитовыми гранитами II фазы и протолитонитовыми гранитами III фазы, образования жил пегматитов и аплитов, затем внедрения даек диоритовых порфиритов и скарнирования и кончая развитием флюорит-бериллиевого оруденения, составляет 50—60 млн. лет (от 480 до 420 млн. лет).

Интересные данные получены при детальном изучении флюорит-фенакит-берtrandитового оруденения, расположенного в зоне мезозойской тектономагматической активизации области завершённой складчатости и связанного с киммерийским тектоно-магматическим циклом. Определениями радиологического возраста интрузивных пород и постмагматических метасоматических образований, включая рудные, было подтверждено сделанное на основании геологических наблюдений заключение о многостадийном и длительном формировании пород магматического комплекса и связанных с ним постмагматических образований, а также подтверждены выделенные этапы и стадии развития месторождений. В период между 172 и 125 млн. лет (около 40—50 млн. лет) произошло последовательно внедрение граносиенитов, кварцевых сиенитов, серии предрудных даек (диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров, фельзитов), затем развитие процессов скарнирования, микроклинизации и, наконец, образование флюорит-бериллиевого оруденения.

По магматическим комплексам и связанной с ними бериллиевой минерализации флюорит-слюдисто-берилловой формации производилось определение радиологического возраста по месторождениям различных генетических типов, связанных с герцинским тектоно-магматическим циклом. Так, на месторождении мусковит-флюорит-бериллового типа возраст биотитовых гранитов II фазы комплекса определен в 320 млн. лет, а мелкозернистых лейкократовых гранитов — аляскитов, вслед за внедрением которых развивается оруденение, в 257 млн. лет. Таким образом, длительность формирования интрузивного комплекса определяется примерно в 60—70 млн. лет.

На биотит-флюорит-берилловом месторождении геологическими наблюдениями выявлено длительное и многоэтапное его формирование, а также установлено, что интрузивные породы и рудные образования являются производными раннегерцинского тектоно-магматического цикла. Определения радиологического возраста гранодиоритов и серии жильных пород, вмещающих рудную зону, подтвердили это. Продолжительность периода формирования месторождения от становления гранодиоритов до формирования биотит-флюорит-берилловых образований составляет 70—80 млн. лет (от верхнего девона до верхнего карбона).

На одном из месторождений молибденит-вольфрамит-берилловой формации определениями радиологического возраста выявлено развитие материнских интрузивных пород и связанного с ними оруденения двух тектоно-магматических циклов: герцинского (продолжительностью 50 млн. лет) и киммерийского (продолжительностью 15 млн. лет), с наложением в пределах одной локальной структуры.

Для полевошпат-сидерофиллит-гентгельвинового месторождения установлены три крупных этапа формирования рудного поля в верхнем протерозое, что соответствует геологическим данным и укладывается в период 1600—1200 млн. лет. Продолжительность формирования месторождений составляет 400—450 млн. лет, полевошпатовых метасоматитов с гентгельвином 100—150 млн. лет.

На примере установленного радиологического возраста магматических комплексов и связанного с ними бериллиевого оруденения для территории Советского Союза не подтверждаются существующие представления (например для оловорудных месторождений) о возрастании интенсивности и масштабов оруденения от более древних образований к молодым. Такая тенденция намечается только для магматических пород, развивающихся от протерозоя до верхнего палеозоя. С мезозойскими комплексами отмечается уже несколько меньший объем бериллиевого оруденения, но наиболее богатые руды связаны именно с этими комплексами. С кайнозойскими магматическими образованиями практически интересные концентрации бериллия пока не известны. В США выявлены крупные месторождения бериллия бертрандитовой формации, генетически связанные с третичными вулcano-плутоническими комплексами.

При рассмотрении радиологического возраста бериллиевой минерализации по отдельным формациям видна определенная тенденция смены бериллиеносных формаций во времени. Более высокотемпературные (350—550° С) и глубинные образования (3—5 км), к которым относятся бериллиеносные пегматиты и полевошпатовые метасоматиты, преимущественно развиты в верхнем протерозое. Бериллиеносные скарны (температура 300—450° С, глубина 2,5—4,0 км) связаны с каледонскими магматическими комплексами. Месторождения флюорит-слюдисто-берилловой формации (температура 250—350° С, глубина 2,0—3,5 км) известны в связи с развитием каледонских и герцинских тектоно-магматических циклов. В пределах развития флюорит-бертрандит-фенакитовой формации (температура 180—250° С, глубина 1,0—2,5 км) месторождения относительно более глубинные (около 2,0—2,5 км) формируются в связи с каледонским магматическим циклом, менее глубинные (1,0—2,0 км) образуются с киммерийскими комплексами. И, наконец, месторождения бертрандитовой формации, наиболее близповерхностные (0,8—1,5 км) и низкотемпературные (150—200° С), возникают только с самыми молодыми альпийскими, лярмийскими вулcano-плутоническими комплексами.

**Выводы.** 1. Бериллиеносные зоны, несмотря на различия в истории геологического развития, принадлежат к континентальным областям сиалического типа или к отдельным блокам того же типа в областях иного геохимического профиля. По степени связи процессов формирования месторождений бериллия с геологической историей развития складчатых областей выделяются следующие зоны с бериллиевой минерализацией: 1) зоны, связанные с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем и 2) зоны тектоно-магматической активизации областей завершенной складчатости.

Наложенный характер структур, контролирующих размещение месторождений бериллия, наиболее четко проявляется на щитах и платформах. Бериллиеносные интрузивы и связанные с ними оруденение тяготеют к окраинам этих древних областей, но встречаются и во внутренних частях последних.

В областях завершенной складчатости или в «полуплатформенных», отличающихся от платформ отсутствием или очень слабым развитием осадочного чехла, наложенный характер рудоконтролирующих структур может быть недостаточно четким в связи с контролем магматизма и оруденения структурами

геосинклинального происхождения. Положение бериллиеносных поясов и металлогенических зон с бериллиевым оруденением в этих областях нередко подчиняется общему направлению зон складчатости и даже увязывается со структурно-фациальными зонами. Во всех случаях металлогенические зоны контролируются крупными зонами разломов и обычно наложенными впадинами.

2. Важное значение в размещении бериллиевого оруденения имеют глубинные разломы фундамента. Эти разломы могут быть согласными с направлениями металлогенических зон и играть ведущую роль в обособлении этих зон. В размещении отдельных рудоносных районов и рудных узлов значительную роль играют поперечные структуры. Месторождения бериллия приурочены к узлам пересечения региональных разломов продольного и поперечного направлений, и наиболее крупные из них совпадают с «горячими точками».

Рудоконтролирующее значение региональных разломов проявляется в возникновении «глубоких каналов», образующихся на пересечении разломов различных направлений. Разрывные структуры обусловили также обособление тектонически подготовленных подвижных блоков, наиболее благоприятных для локализации месторождений.

Таким образом, в пределах металлогенических зон рудные месторождения распределены неравномерно. Они образуют рудные районы, в большинстве случаев отвечающие контурам блоков, которые ограничены активизированными фрагментами глубинных разломов и характеризуются в период рудоотложения иным тектоническим режимом, чем в смежных блоках.

3. Характер проявления бериллиевых формаций и пространственное размещение месторождений бериллия отдельных формаций в зонах, связанных с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем, и в зонах тектоно-магматической активизации стабилизированных складчатых областей и платформ различны и обуславливаются преимущественно структурно-тектонической обстановкой формирования месторождений и геолого-геохимическими особенностями районов.

В зонах, связанных с заключительными стадиями развития геосинклинальных систем, формируются преимущественно месторождения слюдисто-флюорит-берилловой и молибденит-вольфрамит-берилловой формаций и бериллийсодержащих скарнов. В зонах тектоно-магматической активизации стабилизированных складчатых областей развиваются наиболее перспективные и разнообразные по генетическим типам месторождения берtrandитовой, флюорит-берtrandит-фенакитовой формаций, а также некоторые месторождения флюорит-слюдисто-берилловой формации. В зонах активизации, развивающихся на платформах, формируются бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты.

4. Гидротермальные месторождения бериллия Советского Союза генетически связаны с разновозрастными магматическими комплексами: верхнепротерозойскими, нижнепалеозойскими (каледонскими), средне- и верхнепалеозойскими (герцинскими), средне- и верхнепалеозойскими (киммерийскими) и верхнемезозойскими — кайнозойскими (альпийскими — лярмийскими). Повышенные концентрации бериллия свойственны многим тектоно-магматическим периодам. Намечается тенденция смены бериллиеносных формаций во времени от более высокотемпературных и глубинных к средне- и низкотемпературным гипабиссальным и близповерхностным.

## БЕРИЛЛИЕНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Исследования бериллиеносных магматических комплексов, с которыми связаны месторождения бериллия, позволили установить возраст этих пород и возраст оруденения, наметить закономерности их размещения и развития, определить место в них процессов метасоматоза, установить критерии связи оруденения с интрузиями и выявить петрохимические и геохимические особенности рудоносных пород. Особенности отдельных бериллиеносных магматических комплексов, гидротермальных месторождений бериллия различных генетических типов подробно изложены автором в работе «Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия» (1975) и в данной работе не рассматриваются. Приводится только сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика бериллиеносных магматических комплексов.

### 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Как отмечалось при разработке генетической классификации бериллиевых месторождений (А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, 1965 г., 1975 г.), различия в глубинности формирования, составе и других особенностях материнских гранитных интрузивов определяют появление месторождений различных рудных формаций (см. табл. 3). Состав же этих гранитных интрузивов в первую очередь зависит от их геолого-структурной позиции, времени их появления в общей истории геологического развития региона, в частности, времени их становления по отношению к завершению орогенных процессов.

Бериллиеносные магматические комплексы являются, как правило, многофазными образованиями, развитие которых происходило в условиях средних и малых глубин в послескладчатый период и связано с крупными тектоническими нарушениями — глубинными разломами.

По геологическим условиям формирования различаются две группы магматических образований: 1) приуроченные к складчатым областям и связанные с заключительным постскладчатым этапом их развития, 2) локализующиеся в пределах областей автономной активизации консолидированной складчатости или древних щитов.

1. Бериллиеносные магматические комплексы первой группы приурочены к зонам складчатых областей и по времени образования близки к периоду завершения складчатости в геосинклинальной области. Обычно разрыв во времени между завершением главной фазы складчатости и формированием бериллиеносных магматических комплексов укладывается в один (реже в два) тектономагматический цикл, хотя развитие магматизма этой области может происходить и в несколько тектоно-магматических циклов, сопровождающих отдельные этапы развития геосинклинали.

При этом позднеорогенные граниты формируются в мезоабиссальной фации глубинности и с ними связаны пегматиты и месторождения флюорит-сло-

дисто-берилловой формации. Постороженные гранитные массивы относятся к менее глубинной группе мезоабиссальной и гипоабиссальной фаций, с ними связаны месторождения кварц-вольфрамит-берилловой формации и бериллие-носных скарнов и часть месторождений флюорит-фенакит-бертрандитовой формации.

В случае образования магматических комплексов в поздне- или постороженный период формирования геосинклинальных систем возникают интрузивные комплексы преимущественно нормального гранитоидного ряда, с трех- и двухфазным развитием. В первую фазу возникают гибридные породы типа габбро-диоритов, диоритов, за которыми следует внедрение нормальных гранитов (II фаза) и, наконец, еще более поздних — лейкократовых гранитов, аляскитов (III фаза) повышенной щелочности. Наблюдается также двухфазное развитие комплексов, и тогда отсутствуют разности гранитоидных пород I фазы основного и среднего состава. С этими комплексами связаны преимущественно месторождения кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой и слюди-сто-флюорит-берилловой формаций и часть месторождений флюорит-бертрандит-фенакитовой формации.

В то же время на составе продуктивных магматических комплексов отражаются особенности геологического развития отдельных провинций и даже металлогенических зон. Во всех случаях образующиеся массивы обычно имеют меньшие размеры, чем синороженные интрузивы, при этом отдельные фазы в них хронологически сближены. Интрузивный процесс часто завершается появлением серии даек лампрофиров и гранит-порфиров, пространственно тяготеющих к интрузивам и следующих во времени за последней фазой развития магматических комплексов.

Наиболее крупные интрузивы гранитоидов размещаются преимущественно вдоль крупных тектонических нарушений, располагающихся на стыках разновозрастных структур. Мелкие интрузивы контролируются скрытыми («слепыми») трещинами, сопряженными с основными нарушениями, развитыми в нижних слоях земной коры, и проявленными в верхних структурных ярусах часто только в виде полос повышенной трещиноватости и цепочек мелких интрузивов. Отсюда следует, что условия формирования этих двух типов интрузивов были различными.

Интрузивы, внедрившиеся по крупным «сквозным» тектоническим разломам, проникали в верхний структурный ярус земной коры и формировались в беспокойной тектонической обстановке. Это значительно сокращало период их дифференциации и не создавало условий для выделения и отщепления обогащенных минерализаторами дифференциатов магмы.

Формирование интрузивов в некотором удалении от крупных разломов протекало в более спокойной тектонической обстановке, что способствовало сравнительно длительному течению дифференциации и кристаллизации магмы и локализации рудоносных растворов в отдельных очагах. Эти наиболее кислые и насыщенные летучими компонентами дифференциаты магмы в благоприятных участках (пересечениях локальных структур) проникали в верхние структурные ярусы, давая начало небольшим штокам, часто сопровождающимся оруденением. Глубина образования таких штоков и куполов интрузивов по ряду признаков составляет 1—3 км.

Бериллиевое оруденение месторождений вольфрамит-молибденит-берилловой формации обычно близко по времени образования к заключительным стадиям кристаллизации аляскитовой магмы и к моменту формирования даек первого этапа (и реже второго).

Нередко с внедрением интрузий и становлением массивов аляскитовых гранитов не прекращается активная деятельность магматического очага или серии «поэтажно» расположенных в пределах ослабленных зон магматических очагов и в эти же тектонические узлы происходит внедрение дополнительных порций магмы, образование даек первого и второго этапов и вслед за ними проникновение рудных растворов. В таких условиях возникают наиболее значительные месторождения кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации и месторождения флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, связанные с нормальными гранитами и гранитами повышенной щелочности (флюорит-фенакитовые, флюорит-хризоберилловые, флюорит-касситерит-фенакитовые, сульфидно-фенакит-берtrandитовые и др. месторождения).

2. Магматические комплексы второй группы, с которыми связано большинство перспективных месторождений, располагаются в зонах активизации областей завершенной складчатости, древних платформ, щитов и срединных массивов; нередки случаи локализации их на окраинах депрессий, где развиваются долгоживущие зоны разлома. Во всех случаях наблюдается разрыв во времени между завершением складчатости, консолидацией структур и внедрением вдоль подвижных тектонических зон более молодых интрузивов. Такой разрыв определяется в один и несколько тектоно-магматических циклов. Формирование интрузивных пород может быть связано с развитием нескольких тектоно-магматических циклов, а локализация их происходит вдоль одних и тех же неоднократно подновляющихся крупных разломов.

В отдельных регионах наблюдается наложение молодых альпийских и киммерийских интрузивов на герцинские, каледонские или байкальские; киммерийских и герцинских интрузивов на каледонские или каледонских на протерозойские.

В зонах мезозойской активизации, развивающихся в пределах консолидированных областей завершенной складчатости при формировании интрузивных комплексов, возникают щелочные разности гранитных пород типа граносиенитов, кварцевых сиенитов и сиенитов, которые появляются на последнем этапе развития комплексов. Формирование последних завершается последовательным внедрением серии даек диоритовых порфиритов, диорит-сиенитовых порфиритов, сиенит-порфиров и фельзитов или сиенит-порфиров и керсантитов. С этими комплексами связаны месторождения наиболее перспективной группы флюорит-берtrandит-фенакитовой формации. В зонах палеозойской активизации, проявляющихся в аналогичных геологических условиях, известны каледонские и герцинские бериллиеносные гранитоидные комплексы, в которых в последнюю фазу их формирования возникают эгирин-арфведсонитовые граносиениты и кварцевые сиениты и связанное с ними флюорит-лейкофановое и флюорит-фенакит-берtrandитовое оруденение.

В мезозойских зонах активизации в наложенных депрессиях развиваются вулканогенные комплексы, в составе которых значительную роль играют субвулканические ортофиры, сопоставимые по составу с граносиенитами; с ними связаны месторождения берtrandитовой формации.

Намечается следующая четкая закономерность: чем больше жесткость фундамента, тем выше щелочность гранитоидных интрузивов, приуроченных к тектоническим зонам, закладывающимся на этом фундаменте (Ю. М. Шейнманн, Ф. Р. Апельцин, Е. А. Нечаева, 1961 г.).

Образование гранитоидных комплексов повышенной щелочности, возможно, происходит вследствие плавления пород фундамента при тектонических процессах, развивающихся в зонах активизации, а повышенная щелочность гра-

нитов может быть объяснена выплавлением участков пород фундамента, наиболее обогащенных щелочами. Последние играют роль флюсов, понижая температуры плавления пород (Признаки и факторы..., 1970).

Таким образом, все бериллиеносные магмы, видимо, зарождались в глубоких горизонтах гранитного слоя земной коры и развивались латерально на границах структурных этажей. При этом бериллиеносные магмы внедрялись в породы верхнего структурного яруса любого состава, в том числе и карбонатные (без потери своих рудогенерирующих свойств). Граниты в основном внедрялись в консолидированные структуры даже при условии еще не полного замыкания геосинклинали.

## 2. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Месторождения и рудопроявления бериллия генетически связаны с аллохтонными гранитоидами дифференцированных комплексов. Последние интрузивные фазы этих комплексов обогащены летучими и бериллием. Соответственно их геологическому положению выделяются две группы гранитоидов.

Для гранитоидных комплексов первой группы характерно возникновение в последнюю фазу их формирования кислых лейкократовых гранитов, часто повышенной щелочности, для гранитоидов второй группы типично проявление субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов и реже щелочных (эгириновых, рибекитовых — арфведсонитовых) гранитов.

Объединяет интрузивные породы этих комплексов их лейкократовость, особенно пород последней второй или третьей фаз по сравнению с породами первых интрузивных фаз. Среднее содержание кварца в них колеблется от 10 до 35%, плагиоклаза — от 10 до 30%, калиевого полевого шпата — от 20 до 70%; биотита 1—5% или мусковита 1—4%, а в случае щелочных разновидностей — эгирина (арфведсонита) до 5%.

Минеральный состав этих гранитов отвечает низкотемпературным ассоциациям: уменьшается содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах (преимущественно это альбит-олигоклаз № 10—20, реже андезин-олигоклаз № 20—28), возрастает роль кварца, увеличивается железистость. При общности минерального состава наблюдаются и некоторые различия, которые обуславливают и разницу в химическом составе пород, материнских для месторождений определенных формаций.

Так, по минеральному составу нормальным щелочноземельным гранитам наиболее отвечают основные (первые) фазы интрузивных комплексов слюдисто-флюорит-берилловой и кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формаций, относящихся собственно к поздне- и постороженным мезоабиссальным (наиболее глубинным для месторождений бериллия) образованиям. Конечные фазы этих комплексов отвечают аляскитовым гранитам с повышенной щелочностью.

Гранитоиды бериллиеносных магматических комплексов слюдисто-флюорит-берилловой формации одной из металлогенических зон, получившие развитие в позднеорогенный период, представлены гранитами «чистой линии», формирующимися в две фазы: I фаза — биотитовые и двуслюдяные крупно- и среднезернистые граниты, слагающие относительно крупные (до 150 км<sup>2</sup>) батолитоподобные массивы, хотя и контролируемые разломами, но конкордантные со складчатыми структурами; II фаза — разнообразные среднезернистые

биотитовые и двуслюдяные лейкократовые и пегматоидные граниты с фацией аляскитовых аплитов и миароловых гранитов, слагающие мелкие массивы (0,5—3 км<sup>2</sup>) типа послойных интрузивов и штоков.

Все граниты этого комплекса близки по минеральному составу: от биотитовых и двуслюдяных гранитов к аляскитам в них повышается среднее содержание (от 28 до 41%) калиевого полевого шпата (решетчатого и нерешетчатого микроклина), соответственно уменьшается содержание плагиоклаза (с 38 до 30%), с изменением его состава от олигоклаза — кислого андезина № 30 к альбит-олигоклазу № 8—20%, примерно сохраняется среднее содержание кварца (на уровне 27—29%), содержание биотита снижается (с 3,4 до 0,7%), мусковит и биотит присутствуют в равных количествах (1—2%). Акцессорные минералы представлены стандартными для подобных гранитов минералами: апатитом, цирконом, сфеном, гранатом, в некоторых массивах присутствует флюорит. Из рудных обычны магнетит и пирит.

Гранитоиды, с которыми связаны месторождения среднеглубинной подформации кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации (месторождения кварц-вольфрамит-бериллового, кварц-берилл-вольфрамитового и молибденит-касситерит-вольфрамитовых типов), развиваются на позднеорогенных этапах развития складчатых областей. Это также трех- и двухфазные образования и по минеральному составу они близки к охарактеризованным гранитам. Породы I фазы комплексов слагают массивы обычно меньшие по размеру, чем в первом случае (до 10 × 5 км), а массивы завершающей II и III фазы относятся также к мелким трещинным интрузивам — крутопадающим штокам и пологим линзобразным телам, иногда образующимся в массивах I фазы.

Граниты первых фаз этих комплексов также относятся к щелочноземельным разностям, а породы конечной фазы отвечают по составу аляскитовым гранитам повышенной щелочности. Среднее содержание калиевого полевого шпата увеличивается от ранних фаз к поздним (от 25 до 40%), количество плагиоклаза соответственно уменьшается (от 27 до 15%), кварца повышается (от 25 до 37%), биотита снижается (с 6 до 1%), мусковита колеблется (от 2 до 4%).

Аляскитовые граниты этих комплексов отличаются от предыдущих большим содержанием и разнообразием акцессорных, представленных кроме циркона, апатита и сфена, еще рутилом, монацитом, топазом, молибденитом, касситеритом; часто присутствуют шеелит и ортит. Рудные — ильменит, гематит, пирит, магнетит. В них широко проявлены автometасоматические процессы — альбитизация, серицитизация, окварцевание и наложенные процессы грейзенизации. С контактовым метаморфизмом связано образование амфибол-биотит-кордиеритовых роговиков по алюмосиликатным породам и известковых скарнов и скарноидов по известнякам.

Граниты гипабиссальной подформации кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации (массивы месторождений молибденит-вольфрамит-бериллового и кварц-мусковит-бериллового типа), размером соответственно 0,5 и 6 км<sup>2</sup>, отличаются повышенным содержанием калиевого полевого шпата (40—43%) и кварца (35—50%), небольшим количеством плагиоклаза — альбит-олигоклаза (8—18%) и биотита (2—4%). По минеральному составу они относятся к аляскитовым гранитам с повышенной щелочностью. Для них характерно развитие автometасоматических процессов — альбитизации, серицитизации и активной наложенной грейзенизации.

К группе аляскитовых гранитов повышенной щелочности относятся и интрузивные породы конечной фазы гранитоидных комплексов, с которыми свя-

заны некоторые месторождения флюорит-берtrandит-фенакитовой формации (сульфидно-фенакит-берtrandитового, флюорит-фенакитового, флюорит-эвклаз-хризобериллового, флюорит-касситерит-фенакитового и флюорит-хризобериллового типов). Эти комплексы формируются также в три и две фазы и относятся к каледонскому и герцинскому тектоно-магматическому циклам.

Так, в одном из рудных узлов, где размещаются флюорит-фенакитовое, флюорит-эвклаз-хризоберилловое и флюорит-касситерит-фенакитовое месторождения, рудоносный магматический комплекс формируется в три фазы: I — гибридные породы — габбро-диорит-монзониты; II — биотитовые и турмалин-биотитовые граниты (слагающие массивы  $8 \times 1,5$  км) с незначительным содержанием биотита (0,05—5,0%, ср. около 2%). Они состоят из микроклина и микроклин-пертита (30—55%, ср. 45%), кварца (25—42%, ср. 30%) и плагиоклаза — олигоклаза (15—20%). Структура пород обычно порфировидная. Акцессорные — циркон, апатит, рутил, сфен, ортит — встречаются флюорит и турмалин и изредка касситерит и гранат; рудные — магнетит и пирит. III фаза этого комплекса — аляскитовые протолитионитовые граниты, они слагают небольшие штокообразные массивы (до 1 км<sup>2</sup>), вытянутые вдоль складчатых структур и главных разломов. Граниты имеют порфировидную структуру и сложены калиевым полевым шпатом (40%), альбитом (35%), кварцем (20%) и протолитионитом (4—5%). Акцессорные — циркон, апатит, флюорит, сфен, рутил, касситерит, реже ортит. Граниты отличаются тем, что содержат в качестве породообразующих минералов протолитионит, топаз и альбит. Магматическая первичная природа этих пород была доказана при изучении керна глубокой скважины, по которому можно проследить все переходы этих гранитов к метасоматически измененным разностям.

В породах повсеместно развита калишпатизация, альбитизация и грейзенизация различной интенсивности. Плагиоклаз подвергся серицитизации, подчеркивающей зональность кристаллов олигоклаза. Альбитизация выражается в разрастании пертитовых вростков, в образовании по краям кристаллов мелких зерен и узких ободочков альбита, а также в активном разрастании призматически-зернистых агрегатов альбита. В этот период формируются порфировидные разности с порфиробластами горошковидного кварца, включающие таблички альбита.

Грейзенизация приурочена к апикальным частям интрузивов и обычно накладывается на альбитизацию. Грейзены представлены кварц-мусковитовыми и топазовыми разностями с флюоритом, турмалином, касситеритом, рутилом, вольфрамитом, колумбит-танталитом, стрюверитом и танталсодержащим касситеритом.

Граниты сопровождаются широким развитием жильных пород — кислых I этапа (аплиты, мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры), средних и основных II этапа (диоритовых и диабазовых порфиритов). Характерна приуроченность жильных пород к гранитным массивам, что подчеркивает их генетическую связь с данным комплексом. Все жильные породы (за исключением некоторых разностей диабазовых порфиритов) — дорудные, они несут следы активного воздействия постмагматических процессов.

Особую группу составляют интрузивные породы рудоносных магматических комплексов месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, связанных с субщелочными гранитами. К ним относятся граносиениты и кварцевые сиениты месторождений флюорит-фенакит-берtrandитового, полевошпатабавенит-фенакитового и флюорит-лейкофанового типов.

Эти магматические комплексы связаны с развитием крупных долгоживущих разломов, с зонами мезозойской и позднепалеозойской активизации, проявляющихся на консолидированных древних структурах, с разрывом во времени между образованием интрузивов и завершением складчатости в несколько тектоно-магматических циклов. Формирование их происходило в две три фазы с нарастанием лейкократовости и щелочности от ранних к поздним фазам. Поздние их фазы слагают небольшие массивы и штоки площадью 0,3—3 км<sup>2</sup>. Они представлены в основном калишпатовыми породами (содержание микроклин-пертита, микроклина и ортоклаза до 50—90%) с кварцем (10—25%); в незначительных количествах присутствует олигоклаз (до 10—15%). Породы преимущественно лейкократовые, иногда в них в весьма небольших количествах (1—5%) содержатся эгирин, арфведсонит или рибекит.

Для примера кратко охарактеризуем интрузивные породы этой группы, развитые на одном из флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений. Магматические породы, с которыми оно связано, относятся к вулканоплутоническому комплексу киммерийского тектоно-магматического цикла, в формировании которого участвовали последовательно эффузивные и интрузивные породы. Первые развиты за пределами рудного поля, причем в их строении кроме субщелочных и кислых разновидностей липаритов, ортофириров и кварцевых порфириров участвуют и породы среднего состава — дациты и андезиты.

Магматический комплекс имеет длительную историю формирования — от раннего до среднего мезозоя (175—130 млн. лет), на протяжении которой вначале происходило излияние андезит-дацит-липаритовых лав, затем образование небольших по размерам массивов (от единиц до 70—80 км<sup>2</sup>), вытянутых в соответствии с направлением разрывных структур. Массивы сложены эгирин-арфведсонитовыми гранитами и граносиенитами I фазы развития комплекса, а также кварцевыми сиенитами и сиенитами II фазы, характеризующимися постепенными взаимопереходами. На периферии массивы более мелкозернисты, а в центре средне- и крупнозернисты. Породы имеют своеобразную пепельно-серую, розовато-серую и бурую окраску. Местами в них отмечаются миароловые пустотки, на стенках которых развиваются мелкие друзы кварца, роговой обманки, пирита и флюорита. В них часто присутствуют щелочные темноцветные минералы — эгирин, арфведсонит или рибекит, характерно отсутствие плагиоклазов (за исключением альбита), резко преобладает микроклин-пертит. Породы I фазы комплекса сложены микроклин-пертитом (50—90%), кварцем (10—40%), щелочными темноцветными минералами (2—8%), реже биотитом и роговой обманкой. Эгирин и арфведсонит часто присутствуют совместно, с ними ассоциируется сфен. Аксессуарные и рудные — апатит, сфен, малакон, чевкенин, бастнезит, брукиит, флюорит, магнетит, ильменит, молибденит.

Интрузивные породы комплекса в пределах рудного поля представлены лейкократовыми гранитами I фазы и граносиенитами и кварцевыми сиенитами II фазы, слагающими мелкие штокообразные и реже послыйные тела, и многочисленными различного состава меланократовыми и лейкократовыми дайками.

Неоднократное подновление путей проникновения магматического расплава и рудных растворов, насыщенных щелочами и летучими элементами, обусловили значительную переработку интрузивных пород, особенно под влиянием процессов микроклинизации, в меньшей степени альбитизации и окварцевания.

Лейкократовые граниты I фазы (или субфазы) слагают неправильной формы мелкие тела, представленные мелко- и среднезернистыми порфириновидными породами с гнездовыми обособлениями пегматоидных разновидностей. Они сложены микроклин-пертитом (20—50%, ср. 30%), ортоклазом (10—20%) и кварцем;

спорадически присутствует биотит. Олигоклаз в различной степени замещен микроклин-пертитом. Акцессорные — анатаз, рутил, циркон, малакон, ортит, апатит, флюорит, сфен; рудные — магнетит, ильменит, пирит.

Граносиениты — кварцевые сиениты II фазы слагают шток сложной конфигурации, обусловленной внедрением магматического расплава вдоль канала, образовавшегося в месте пересечения разнонаправленных тектонических нарушений. Контакты его с вмещающими породами крутые. Граносиениты — кварцевые сиениты представляют собой своеобразные породы, порфировидные с четкими выделениями округлых зерен кварца и короткопластинчатыми кристалликами калиевого полевого шпата; характерны гломеробластовый характер распределения минералов и гранулитовая структура основной массы. Порода состоит из микроклин-пертита с пертитами замещения (50—80%) и кварца (30—50%), спорадически присутствует олигоклаз (до 10%). Калиевый полевой шпат интенсивно альбитизирован, с образованием тонколеночных структур или структур замещения, а также с развитием альбита по периферии кристаллов и образованием гнездовых скоплений. Калиевый полевой шпат по данным рентгеноструктурного анализа относится преимущественно к ортоклазу, реже микроклину (степень триклинности 0,8—0,9). Участками наблюдается эгирин, арфведсонит (до 1—4%), развитие которых связано с альбитизацией. Акцессорные — циркон, циртолит, малакон, ортит, монацит, рутил, апатит, сфен, флюорит; рудные — магнетит, пирит, спорадически гематит, галенит, молибденит.

Жильные тела относятся к дорудным образованиям, формировались они в следующей последовательности: диоритовые порфиры, сиенит-диоритовые порфиры, сиенит-порфиры, фельзит-порфиры.

Крайнюю щелочную линию в этой группе граносиенитовых и сиенитовых пород представляют рибекитовые, эгирин-рибекитовые и эгириновые граносиениты, с которыми связаны флюорит-лейкофановые месторождения. В этих породах интенсивно проявлена альбитизация, одновременно протекает процесс рибекитизации и образования эгирина. В граносиенитах встречаются в существенных количествах пироксид, торит, циркон, малакон, сфен, флюорит, бастнезит, магнетит, пирит, галенит.

Общими петрохимическими особенностями породы большинства бериллиеносных интрузивных комплексов (табл. 5) является повышенная щелочность — этим они отличаются от среднего состава гранитов, повышенное содержание Si, Al и  $\Sigma$  (K и Na), причем  $K > Na$ , а также пониженные содержания CaO и MgO. Калиевый полевой шпат в них преобладает над плагиоклазом, темноцветных мало, представлены они преимущественно биотитом, в субщелочных-щелочных разностях проявляются эгирин, рибекит и арфведсонит.

Химические анализы гранитов показывают, что граниты I или II фаз по словесным характеристикам относятся к нормальным гранитам всех возрастов. Граниты краевых фаций этих массивов и отдельных мелких штоков II или III фаз принадлежат к более лейкократовым разностям — аляскитовым гранитам с резким пересыщением кремнеземом и повышенным содержанием щелочей, преимущественно калия.

В связи с гранитами развиты процессы альбитизации, микроклинизации, окварцевания и грейзенизации; в граносиенитах и кварцевых сиенитах развиваются альбитизация, микроклинизация, эгиринизация, рибекитизация, менее грейзенизация и окварцевание.

Построенная по методу А. Н. Заварицкого диаграмма ярко иллюстрирует особенности состава бериллиеносных гранитов (рис. 4). Так, почти все векторы

## Содержание основных петрогенных элементов

Генетические типы месторождений	Породы	Число анализов	Темноцветные минералы
<b>I. Берtrandитовый</b>			
Кварц-адуляр-берtrandитовый	Витропорфировые липариты	1	Отсутств.
	Липаритовые порфиры	1	»
<b>II. Флюорит-берtrandитовый</b>			
А. Месторождения, связанные с лейкократо			
Сульфидно-фенакит-берtrandитовый	Граниты порфировидные среднезернистые	3	Биотит
	Морионовые граниты	1	»
Слюдисто-флюорит-фенакитовый и турмалин-флюорит-хризоберилловый	Альбитизированные и грейзенизированные аляскитовые граниты III фазы	1	Протолитионит
	Слабо грейзенизированные граниты III фазы	1	»
	Альбитизированные граниты III фазы	3	»
Турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый	Биотитовые граниты II фазы	1	Биотит
	Биотит-турмалиновые граниты II фазы	4	»
Топаз-флюорит-хризоберилловый	Гранит порфировидный	1	»
Б. Месторождения, связанные с суб			
Флюорит-фенакит-берtrandитовый	Биотитовые граниты	1	Биотит
	Граносиениты, кварцевые сиениты	17	Редко эгирин, арфведсонит
	Сиенит-порфиры	1	Биотит
Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый	Кварцевые сиениты	4	Отсутств.
	Сиенит-порфиры	3	»
Полевошпат-бавенит-фенакитовый	Субщелочной гранит	1	Биотит
	Лейкократовые, субщелочные граниты III фазы	2	Отсутств.
	Гранофир	1	»
Флюорит-лейкофановый	Субщелочные граниты	1	Рибекит
	То же	1	Эгирин
<b>III. Флюорит-слюдисто-</b>			
Мусковит-флюорит-берилловый	Порфировидные граниты I субфазы	5	Биотит
	Среднезернистые граниты II субфазы	15	»
	То же	2	»
	Аляскиты III субфазы	8	»

## в гранитоидах бериллиеносных комплексов, вес. %

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
<b>вая формация</b>									
70,92	0,04	14,31	2,02	0,35	0,14	0,56	1,06	3,48	4,39
76,64	0,01	12,45	1,30	0,38	0,10	0,07	0,35	3,60	4,85
<b>фенакитовая формация</b>									
выми гранитами повышенной щелочности									
75,12	0,11	13,27	0,48	0,72	0,15	0,87	0,15	3,78	4,88
75,44	0,09	12,68	0,38	1,53	—	Не обн.	0,18	4,29	4,25
70,70	0,01	17,89	0,16	0,16	—	0,26	0,68	4,25	4,53
74,39	0,05	14,25	0,08	0,82	0,02	Не обн.	0,40	4,24	3,92
71,60	0,02	17,07	0,14	0,27	—	0,09	0,13	5,75	3,79
70,96	0,18	14,18	0,64	1,44	0,04	0,21	0,65	3,84	5,44
73,20	0,14	14,30	1,03	0,54	0,02	0,38	0,81	3,20	5,00
71,72	0,23	13,79	—	2,79	0,07	0,42	1,12	3,18	5,36
<b>щелочными гранитоидами</b>									
72,48	0,11	14,22	0,20	1,15	0,01	0,40	1,65	4,07	5,20
73,09	0,25	11,67	1,12	2,23	0,20	0,16	1,10	3,69	4,50
71,00	0,22	14,52	0,96	0,79	0,02	0,12	0,69	4,82	4,56
72,96	0,34	12,45	0,66	2,10	0,04	0,14	0,55	5,00	3,81
57,46	0,53	16,51	2,59	3,19	0,12	0,43	2,65	5,30	6,60
74,12	0,03	12,13	1,85	1,06	0,01	0,10	0,51	4,51	4,48
77,07	0,05	12,26	1,08	0,35	0,02	0,11	0,71	2,88	4,07
71,88	0,22	12,21	3,08	2,75	0,10	0,24	0,52	1,84	5,32
74,30	0,27	11,26	2,10	1,61	0,15	0,20	0,28	4,38	4,37
75,42	0,06	11,61	1,33	1,67	0,06	0,17	0,12	4,58	3,97
<b>берилловая формация</b>									
68,84	0,37	15,77	0,83	1,58	0,05	0,82	2,12	3,89	4,27
72,37	0,20	14,78	0,74	1,48	0,06	0,44	1,21	3,84	3,98
72,04	0,26	15,11	0,73	0,98	—	0,43	1,48	4,16	3,98
73,48	0,05	14,90	0,35	0,97	0,02	0,18	1,07	4,14	4,36

Генетические типы месторождений	Породы	Число анализов	Темноцветные минералы
Биотит-флюорит-берилловый	Спениит-диориты	2	Роговая обманка, биотит
Флогопит-маргарит-берилловый	Биотитовые граниты I субфазы	3	Биотит
	Двуслюдяные лейкократовые граниты II субфазы	5	»
	Порфиroidные граниты I субфазы	2	»
	Аплитовидные граниты III субфазы	2	»

## IV. Кварц-молибденит-вольфрамит-

## А. Подформация гипабиссальная, низко-

Молибденит-вольфрамит-касситерит-берилловый	Порфиroidные граниты	7	Биотит
	Гранит-порфиры даек	3	»
Мусковит-кварц-берилловый	Средне- и мелкозернистые граниты	4	»

## Б. Подформация среднеглубинная (3—4 км), средне-

Молибденит-вольфрамит-берилловый	Среднезернистые граниты	2	Биотит
	Гранит-порфиры	1	»
	Фельзит-порфиры	1	Отсутств.
Топаз-берилл-вольфрамитовый	Адамелиты	1	Биотит
	Крупнозернистые граниты I фазы	7	»
	Среднезернистые граниты II фазы	8	»
	Мелкозернистые граниты III фазы	7	»
Висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовый	Среднезернистые граниты	1	»
	Среднезернистые лейкократовые граниты	3	»
	Розовые порфиroidные граниты	1	»
	Мелкозернистые граниты	1	»

## VI. Формация бериллиеносных

Слюдисто-полевошпат-гетгельвиновый	Граниты	6	Биотит
	«Граниты» гнейсовидные	36	»
Альбит-амфибол-лейкофановый	Биотит-роговообманковые граниты	13 1	Биотит, эгирин, роговая обманка

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
62,36	0,50	16,65	1,15	5,15	—	0,70	2,50	2,95	6,46
71,57	0,20	15,47	0,44	0,58	0,03	0,57	0,60	3,44	4,46
72,30	0,18	14,95	0,75	0,54	0,04	0,85	0,39	3,87	4,82
71,86	0,22	15,88	0,64	0,47	0,03	0,45	0,47	3,44	4,46
73,87	0,04	15,41	0,16	0,72	0,02	0,17	0,48	3,88	4,24

## (касситерит)-берилловая формация

## и среднетемпературная (200—300° C)

75,94	0,07	13,12	0,21	1,17	0,02	0,03	0,49	3,37	4,82
75,59	0,13	13,13	0,35	1,16	0,02	0,02	0,78	3,25	5,15
76,25	0,08	13,16	0,37	0,76	0,05	—	0,26	3,58	4,83

## и высокотемпературная (&gt; 300° C)

72,28	0,18	14,96	0,88	1,22	0,08	0,77	1,42	4,16	2,73
74,20	0,15	12,13	2,80	0,72	0,06	0,90	1,32	4,83	2,55
71,78	0,21	12,63	2,27	1,29	0,03	0,87	1,75	3,97	3,89
70,15	0,18	14,41	1,31	1,24	0,30	1,93	3,40	2,85	3,08
74,31	0,22	13,06	1,19	1,17	0,10	0,92	1,08	2,74	3,96
76,03	0,31	12,08	1,00	0,73	0,07	0,59	1,08	3,32	3,69
75,10	0,09	12,96	1,72	0,62	0,03	0,13	0,57	2,74	4,52
76,25	0,08	12,77	0,66	0,93	0,09	0,03	0,69	3,61	4,50
76,67	0,06	12,54	0,64	0,78	0,02	0,10	0,54	3,72	4,17
74,20	0,30	13,15	1,23	0,78	0,04	0,46	0,46	3,20	4,60
75,35	0,16	13,82	0,53	0,78	0,03	0,08	0,34	4,63	3,20

## полевошпатовых метасоматитов

68,47	0,61	15,19	2,33	1,28	0,07	1,18	1,72	3,63	3,77
75,11	0,13	11,51	1,10	1,72	0,03	0,18	0,63	4,04	4,72
74,36	0,25	12,39	1,51	0,70	0,04	0,49	0,78	3,16	5,34
75,48	0,28	11,32	1,94	0,94	0,06	0,26	0,28	2,65	5,94

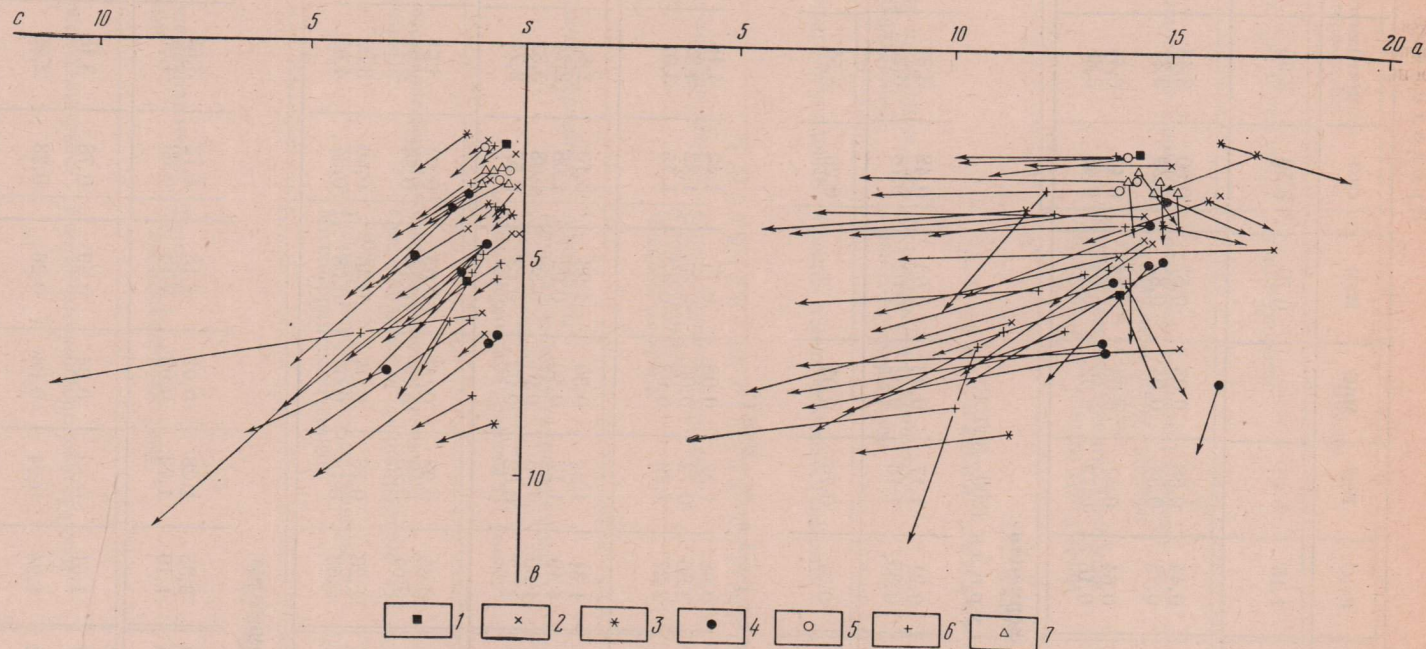


Рис. 4. Векторная диаграмма интрузивных пород бериллиеносных магматических комплексов.

1 — субвулканические породы берtrandитовой формации; 2 — граниты флюорит-берtrandит-фенакитовой формации; 3 — граносиениты флюорит-берtrandит-фенакитовой формации; 4 — граниты слюдисто-флюорит-берилловой формации; 5 — граниты кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации (малоглубинная подформация); 6 — граниты кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации (глубинная подформация); 7 — граниты и гранитоподобные породы бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов

интрузивных пород в плоскости *asb* размещаются вправо вверх, имеют большую длину и направление влево, с очень пологим наклоном или горизонтально, что указывает на пересыщение пород глиноземом, высокое содержание щелочей и ничтожно малое количество магния или его полное отсутствие.

Отличаются только кварцевые сиениты флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождений, эгирин-арфведсонитовые граносиениты флюорит-лейкофано-

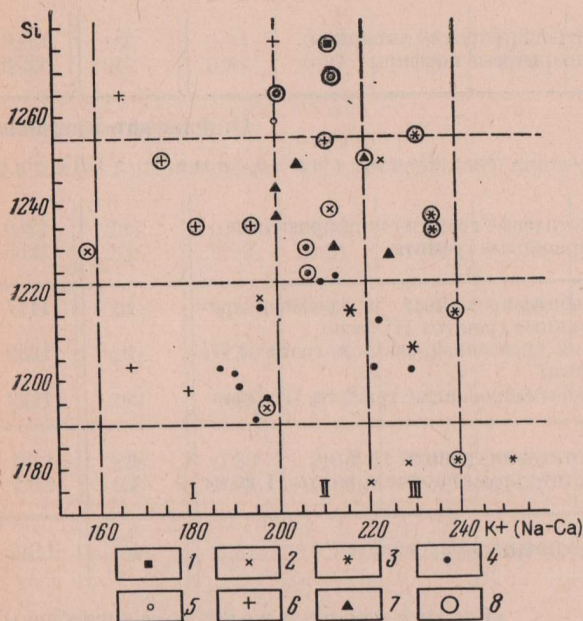


Рис. 5. Диаграмма кислотность — щелочность интрузивных пород гидротермальных месторождений бериллия (в атомных количествах).

1 — субвулканические породы берtrandитовой формации; 2 — граниты флюорит-берtrandит-фенакитовой формации; 3 — граносиениты флюорит-берtrandит-фенакитовой формации; 4 — граниты слюдяно-флюорит-берилловой формации; 5 — граниты кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации (мало-глубинная подформация); 6 — граниты кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации (глубинная подформация); 7 — граниты и гранитоподобные породы бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов; 8 — предрудная фаза гранитоидов всех формаций. I — щелочноземельные граниты, II — аляскинские граниты с повышенной щелочностью, III — граносиениты, кварцевые сиениты

лиеносных магматических комплексов нами были рассчитаны общая щелочность, по З. Г. Караевой, агпаитность, кислотность и железистость (табл. 6), построены диаграммы в координатах кислотности — щелочности (рис. 5) и кислотности — агпаитности (рис. 6) для всех фаз этих комплексов. На диаграммах особо выделены точки, показывающие кислотность — щелочность и кислотность — агпаитность гранитов последней фазы развития рудоносного магматического комплекса, как наиболее четко характеризующие состав пород магматического очага в период выделения рудоносных растворов.

Анализ этих диаграмм позволяет сделать следующие выводы.

1. Бериллиеносные граниты разделяются по щелочности на три группы.

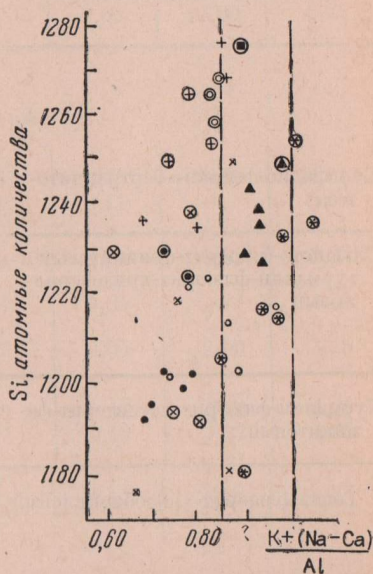


Рис. 6. Диаграмма кислотность — агпаитность интрузивных пород гидротермальных месторождений бериллия. Условные обозначения см. на рис. 5

вого месторождения и гранитоподобные породы полевошпат-геггелъвинового месторождения.

Для анализа петрохимических особенностей берил-

## Коэффициенты щелочности, кислотности (в атомных количествах)

Генетические типы месторождений	Породы	Число анализов	Si
<b>I. Берtrandито</b>			
Кварц-адуляр-берtrandитовый	Витропорфировые липариты	1	1180
	Липаритовые порфиры	1	1276
<b>II. Флюорит-берtrandит-</b>			
<b>A. Месторождения, связанные с лейкократ</b>			
Сульфидно-фенакит-берtrandитовый	Биотитовые граниты порфировидные	3	1250
	Морионовые граниты	1	1256
Слюдисто-флюорит-фенакитовый и турмалин-флюорит-хризоберилловый	Альбитизированные и грейзенизированные граниты III фазы	1	1177
	Слабо грейзенизированные граниты III фазы	1	1239
	Альбитизированные граниты III фазы	3	1192
Турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый	Биотитовые граниты II фазы	1	1181
	Биотит-турмалиновые граниты II фазы	4	1219
Топаз-флюорит-хризоберилловый	Граниты порфировидные	1	1194
<b>B. Месторождения, связанные</b>			
Флюорит-фенакит-берtrandитовый	Биотитовые граниты I фазы	1	1207
	Граносиениты, кварцевые сиениты II фазы	17	1217
	Сиенит-порфиры III фазы	1	1182
Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый	Кварцевые сиениты	4	1215
	Сиенит-порфиры	3	956
Полевошпат-бавенит-фенакитовый	Биотитовые граниты I фазы	1	1234
	Лейкократовые граниты II фазы	2	1293
	Гранофиры	1	1147
Флюорит-лейкофановый	Рибекитовые граниты	1	1237
	Эгириновые граниты	1	1255
<b>III. Флюорит-слюдисто-</b>			
Мусковит-флюорит-берилловый	Биотитовые граниты I субфазы	5	1146
	Среднезернистые граниты II субфазы	15	1205
	Среднезернистые граниты II субфазы	2	1199
	Аляскитовые граниты III субфазы	8	1224

## и аргитности гранитоидов бериллиеносных магматических комплексов

K + Na	$\frac{K+(Na-Ca)}{K}$	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{K+(Na-Ca)}{Al}$	$\frac{Na-Ca}{K}$	$\frac{Si}{K+(Na-Ca)}$	q	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{\Sigma Fe}{Mg}$	$\frac{Si}{Al}$
<b>вая формация</b>									
206	186	0,74	0,67	0,98	6,34	173	0,15	2,07	4,21
218	212	0,89	0,87	1,08	6,02	211	0,09	10,00	5,21
<b>фенакитовая формация</b>									
<b>товыми гранитами повышенной щелочности</b>									
226	223	0,87	0,85	1,14	4,81	145	0,15	0,73	4,81
229	227	0,92	0,91	1,48	5,53	181	0,11	—	5,03
233	220	0,66	0,63	1,29	5,35	162	0,03	0,83	3,34
219	212	0,78	0,76	1,58	5,84	103	0,04	—	4,44
266	263	0,80	0,79	2,29	4,53	197	0,04	2,00	3,25
240	228	0,86	0,82	0,98	5,20	143	0,12	5,60	4,25
210	196	0,75	0,70	0,85	6,22	187	0,10	1,27	4,35
217	197	0,81	0,73	0,74	6,06	160	0,23	5,30	4,42
<b>с субщелочными гранитоидами</b>									
239	229	0,84	0,76	0,93	5,70	154	0,08	6,00	4,34
216	196	0,94	0,85	1,04	6,21	168	0,20	9,00	5,31
252	239	0,89	0,86	1,46	4,90	135	0,09	7,30	4,17
239	229	0,97	0,93	1,80	5,30	181	0,17	9,75	4,96
309	262	0,95	0,81	0,87	3,65	27,3	0,27	6,91	2,95
243	234	1,02	0,98	1,44	5,14	154	0,17	12,60	5,16
180	167	0,74	0,69	0,93	6,60	245	0,08	6,00	4,43
171	162	0,71	0,67	0,44	7,30	201	0,35	13,00	4,78
234	229	1,05	1,03	1,46	5,40	161	0,26	10,60	5,57
231	229	1,01	1,00	1,76	5,48	174	0,17	7,60	5,54
<b>берилловая формация</b>									
217	179	0,70	0,60	0,97	6,37	158	0,17	1,70	3,69
208	187	0,72	0,65	1,24	6,44	189	0,14	2,73	4,14
219	192	0,76	0,68	1,29	6,20	179	0,12	2,00	4,05
227	207	0,77	0,71	1,23	5,91	174	0,08	3,80	4,16

Генетические типы месторождений	Породы	Число анализов	Si
Биотит-флюорит-берилловый	Сиенит-диориты	2	4038
Флогопит-маргарит-берилловый	Биотитовые граниты I субфазы	3	1192
	Двуслюдяные лейкократовые граниты II субфазы	5	1203
	Порфиroidные граниты II субфазы	2	1196
	Аплитовидные граниты	2	1230

## IV. Молибденит-вольфрамит-(касситерит)-берилловая формация

## А. Подформация гипабиссальная (1—3 км), низкотемпературная

Молибденит-вольфрамит-касситерит-берилловый	Порфиroidные граниты	7	1265
Мусковит-кварц-берилловый	Биотитовые граниты	4	1269

## Б. Подформация среднеглубинная (3—4 км), высокотемпературная

Молибденит-вольфрамит-берилловый	Среднезернистые граниты	2	1203
	Гранит-порфиры	1	1235
	Фельзит-порфиры	1	1198
Топаз-берилл-вольфрамитовый	Крупнозернистые биотитовые граниты I фазы	7	1237
	Среднезернистые биотитовые граниты II фазы	8	1265
	Мелкозернистые граниты III фазы	7	1250
Висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовый	Крупнозернистые биотитовые граниты I фазы	2	1269
	Среднезернистые лейкократовые граниты II фазы	3	1277
	Мелкозернистые аляскиты III фазы	1	1254

## VI. Формация бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов

Слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый	Граниты «Граниты»	6	1237
		36	1250
Альбит-амфибол-лейкофановое	Биотит-роговообманковые граниты	13	1238

K+Na	K+(Na-Ca)	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{K+(Na-Ca)}{Al}$	$\frac{Na-Ca}{K}$	$\frac{Si}{K+(Na-Ca)}$	q	$\frac{Mg+Fe}{Al}$	$\frac{\Sigma Fe}{Mg}$	$\frac{Si}{Al}$
232	187	0,71	0,57	0,36	5,51	84,7	0,31	5,06	3,19
206	195	0,68	0,64	1,05	6,11	182	0,10	1,00	3,92
228	221	0,78	0,76	0,94	5,44	162	0,16	0,71	4,13
206	197	0,69	0,66	1,07	6,08	183	0,09	1,36	3,98
217	208	0,72	0,69	1,29	5,91	187	0,06	2,40	4,07

## ситерит)-берилловая формация

## и среднетемпературная (200—300°С)

210	201	0,82	0,78	0,97	6,29	199	0,08	—	4,94
218	213	0,84	0,82	1,07	5,96	200	0,07	—	4,91

## температурная (250—450°С)

192	167	0,65	0,51	1,87	7,23	224	0,14	1,21	4,10
208	184	0,87	0,77	2,47	6,71	221	0,21	1,27	5,18
211	181	0,85	0,73	1,16	6,61	207	0,25	1,45	4,83
166	152	0,67	0,59	0,95	8,14	223	0,21	1,34	4,83
185	165	0,78	0,69	0,12	12,05	226	0,16	1,46	5,31
185	175	0,73	0,70	0,82	7,14	221	0,13	7,50	4,88
206	199	0,86	0,81	1,07	6,38	213	0,09	20,00	5,28
210	200	0,86	0,82	1,22	6,38	206	0,09	3,40	5,15
217	211	0,83	0,81	2,10	5,94	196	0,07	8,50	4,82

## полевошпатовых метасоматитов

213	200	0,93	0,85	0,77	6,18	184	0,16	5,86	5,21
233	220	0,98	0,97	1,20	5,68	170	0,15	7,60	5,53
216	202	0,89	0,83	0,80	6,12	210	0,16	2,3	5,07

Первая группа — щелочноземельные граниты с общей щелочностью, по Э. Г. Караевой,  $K + (Na - Ca)$ , равной 150—200. С этими гранитами связаны в основном месторождения кварц-молибденит-берилловой формации, такие, как кварц-берилл-вольфрамитовые, висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовые и молибденит-вольфрамит-берилловые. К этой же группе относятся граниты месторождений сульфидно-фенакит-берtrandитового и топаз-флюорит-хризобериллового типов флюорит-фенакит-берtrandитовой формации, а также субэффузивный липаритовый порфир кварц-адуляр-берtrandитового месторождения.

Вторая группа — аляскитовые граниты с повышенной щелочностью  $K + (Na - Ca)$ , равной 200—220. С этими гранитами связано формирование большого числа месторождений различных формаций. В частности, к ним относятся аляскитовые граниты месторождений малоглубинной субформации кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации — молибденит-вольфрамит-касситерит-бериллового и мусковит-кварц-бериллового типов. В эту группу попадают протолитионитовые граниты месторождений флюорит-фенакитового типа, которые относятся к III фазе каледонского бериллиеносного магматического комплекса. Такая же щелочность характерна для предрудных фаз магматических комплексов мусковит-флюорит-бериллового и флюорит-маргарит-бериллового месторождений, представленных аплитами — лейкократовыми гранитами, а также для гранитоподобных пород слюдисто-полевошпат-гегтгельвинового месторождения.

Третья группа — граносиениты, кварцевые сиениты с общей щелочностью 220—240. Они типичны для рудоносных магматических комплексов, с которыми связаны месторождения флюорит-фенакит-берtrandитового типа, полевошпат-бавенит-фенакитового и флюорит-лейкофанового месторождений. К этой же группе наиболее щелочных пород относятся кварцевые сиениты полевошпат-фенакит-берtrandитового месторождения и эгириновые граносиениты флюорит-лейкофанового месторождения.

2. По агпаитности бериллиеносные интрузивные породы также делятся на три группы (см. рис. 6):

Первая группа — граниты с агпаитностью 0,60—0,85, к которой относятся: а) граниты всех комплексных месторождений кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации; б) интрузивные породы гранитной линии флюорит-берtrandит-фенакитовой формации: месторождений флюорит-фенакитового, сульфидно-флюорит-фенакитового и топаз-флюорит-хризобериллового типов; в) интрузивные породы месторождений слюдисто-флюорит-берилловой формации, мусковит-флюорит-бериллового и флогопит-маргарит-бериллового генетических типов.

Вторая группа — интрузивные породы с агпаитностью 0,85—1,00, включает кварцевые сиениты месторождений полевошпат-бавенит-фенакитового и флюорит-фенакит-берtrandитового типов флюорит-фенакит-берtrandитовой формации. В эту же группу попадают гранитоподобные полевошпатовые метасоматиты слюдисто-полевошпат-гегтгельвинового месторождения.

Третья группа — эгириновые граносиениты флюорит-лейкофанового месторождения с агпаитностью  $>1,0$ .

Таким образом, по общей щелочности и агпаитности бериллиеносные интрузивные породы разделяются на три группы, что соответствует их химическому и минеральному составу и отражает связь с ними различных гидротермальных месторождений бериллия.

Для субщелочных гранитоидов, с которыми связаны месторождения формации берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов, отмечаются свои закономерности. В соответствии с минеральным и химическим составом среди субщелочных и щелочных интрузивных пород по коэффициенту агапайности выделяются три разновидности гранитоидов. В порядке возрастания этого коэффициента они располагаются в следующий ряд: 1) граниты и граносиениты флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения, коэффициент агапайности 0,84—0,89; 2) кварцевые сиениты и сиенит-порфиры полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения, коэффициент агапайности 0,95—1,00; 3) эгирин-рибекитовые субщелочные граниты флюорит-лейкофанового рудопроявления, коэффициент агапайности 1,05.

Коэффициенты агапайности гранитоидов первых двух разновидностей близки между собой, а коэффициент третьей разновидности резко отличается. Соответственно флюорит-бериллиевая минерализация, связанная с гранитоидами первых двух разновидностей, существенно не отличается по минеральным ассоциациям, в составе которых из бериллиевых минералов развиты в основном фенакит и берtrandит. Минерализация, связанная с субщелочными гранитами третьей разновидности, представлена флюорит-мелинофан-лейкофановыми рудами.

Что касается общей кислотности бериллиеносных гранитоидных комплексов, то здесь наиболее четко можно различить две группы: 1) граниты магматических комплексов месторождений кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации и бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов с наибольшей кислотностью, равной 1235—1280 (в атомных количествах); 2) граниты, граносиениты и сиениты с общей кислотностью 1190—1235, к которым относятся интрузивные породы месторождений двух формаций — флюорит-берtrandит-фенакитовой и слюдисто-флюорит-берилловой.

3. По содержанию железа и магния и отношению железа к магнию все выделенные интрузивные породы также четко различаются: для первой группы интрузивных пород, выделенной по щелочности и агапайности, содержание  $Fe_2O_3 + FeO$  колеблется от 0,85 до 1,80%, а для второй и третьей групп — от 1,6 до 5,8%.

Для всех рассматриваемых интрузивных пород гидротермальных месторождений бериллия характерны низкие содержания Mn (0—0,27%) и Ti (0,01—0,57%).

### 3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БЕРИЛЛИЕНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Рассмотрение геохимических критериев потенциальной рудоносности гранитоидов приводит исследователей к различным толкованиям роли первичного содержания рудного элемента в гранитах, как показателя их потенциальной рудоносности. Одни исследователи отрицают необходимость повышенных содержаний, большинство признают специализацию (Заболотная, 1962, 1964; Коптев-Дворников, Руб, 1964; И. Н. Говоров и др., 1970 г.), а некоторые отмечают тот и другой случай (Ляхович и др., 1970). Поскольку в процессе рудообразования установлена большая роль летучих, нет сомнения, что рудогенные граниты должны быть «специализированы» на эти элементы.

По мнению большинства исследователей для олова, тантала, бериллия, цезия, фтора и бора первичная специализация гранитной магмы четко проявлена

и выражается в повышенных содержаниях элементов в породе и порообразующих минералах (полевых шпатах, слюдах, амфиболах, реже кварцах и др.).

Геохимические особенности интрузивных пород отдельных магматических комплексов, с которыми связаны те или иные месторождения бериллия различных типов, неоднократно освещались автором (1959 г., 1962 г., 1964 г., 1965 г., 1967 г., 1975 г.). В данной работе сопоставляются сводные данные по геохимическим особенностям интрузивных пород бериллиеносных магматических комплексов, с которыми генетически связаны группы месторождений разных формаций.

Для отдельных продуктивных магматических комплексов показательно также присутствие тех или иных типоморфных элементов-примесей (табл. 7).

**Бериллий.** Геохимия бериллия в гранитоидах, с которыми связаны пегматиты и месторождения формации берилл-молибденит-(касситерит)-вольфрамитовых грейзенов и кварцево-жильных образований, детально рассмотрена А. А. Бесом (1960<sub>2</sub>), отметившим монотонное распределение бериллия в этих породах, объясняющееся ограниченной возможностью вхождения бериллия в структуры порообразующих минералов.

Изученные гидротермальные месторождения и рудопроявления бериллия являются производными дифференцированных гранитных комплексов натрий-калиевой и калиевой серий, характеризующихся средним содержанием бериллия выше 0,0005% (кларкового для гранитов). Это особенно характерно для гранитов конечных фаз развития бериллиеносных комплексов. В процессе магматической дифференциации происходит накопление бериллия в конечных фазах развития комплексов гранитного и щелочного ряда. По мере развития процесса кристаллизационной дифференциации наблюдается все большее обогащение расплава бериллием.

В приконтактных участках в распределении бериллия наряду с процессами кристаллизационной дифференциации принимают участие и другие — привнос бериллия с летучими в апикальные зоны, возможные потери расплавом части летучих, а с ними и бериллия.

Содержание бериллия в интрузивных породах бериллиеносных магматических комплексов колеблется в широких пределах: от 0,0002% до 0,0030—0,0040%, среднее для гранитов, не затронутых метасоматическими процессами, варьирует от 0,0005 до 0,0024% (при кларке 0,0005%).

Наиболее низкими содержаниями бериллия отличаются сферолитовые липариты субвулканических образований кварц-адуляр-берtrandитового месторождения, что объясняется слабой дифференциацией магмы, при развитии вулканогенного комплекса, связанного с крупным региональным разломом.

Несколько повышенные содержания бериллия фиксируются в гранитоидах конечных фаз развития магматических комплексов, с которыми связаны месторождения мусковит-флюорит-бериллового и флогопит-маргарит-бериллового генетических типов, равные соответственно 0,0006 и 0,0007%. При этом содержания бериллия в биотитовых гранитах I субфазы соответственно равны 0,0003 и 0,0006%. Примерно такие же содержания бериллия отмечаются в гранитах, гранит-аплитах и гранит-порфирах месторождений кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации и равны 0,0006—0,0008%. Исключение составляют мелкозернистые аляскиты III фазы магматического комплекса месторождения висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитового типа, где по данным пяти проб установлено 0,0023%. Но это отклонение, видимо, объясняется привносом бериллия постмагматическими процессами, так как в аляскитах проявлены альбитизация и слабая грейзенизация.

Заметно большим содержанием бериллия характеризуются гранитоиды повышенной щелочности — лейкократовые биотитовые и протолитионитовые граниты месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации гранитной группы. Так, в интрузивных породах месторождений флюорит-фенакитового, турмалин-касситерит-флюорит-фенакитового типов среднее содержание бериллия равно 0,0010—0,0015%, при дисперсии — 0,0002. Аномально высокие колебания содержаний бериллия для этой группы (до 0,0038%) показали лейкократовые и морионовые граниты месторождения сульфидно-фенакит-берtrandитового типа, что может объясняться привносом бериллия в процессе постмагматических изменений этих пород.

И, наконец, наиболее высокие содержания бериллия выявляются в граносиенитах и кварцевых сиенитах месторождений флюорит-фенакит-берtrandитового типа (связанных с гранитоидами граносиенитовой — сиенитовой группы), где средние содержания его равны 0,0012—0,0024% при дисперсии 0,0003. В гранитоподобных метасоматических полевошпатовых породах слюдисто-полевошпат-гентгельвинового месторождения среднее содержание бериллия равно 0,0024%. Таким образом, намечается заметная тенденция изменения содержаний бериллия в сторону его повышения по мере увеличения щелочности пород.

В пределах отдельных магматических комплексов, наряду с отмеченным увеличением содержаний бериллия от ранних к поздним фазам, по некоторым массивам фиксируется повышение содержаний бериллия от центральных частей массивов к периферии.

В ряде изученных бериллиеносных интрузивных комплексов установлено накопление бериллия в самых конечных дифференциатах — в жильных породах (гранит-аплитах, гранит-порфирах), генетически связанных со II фазой комплексов. Эти жильные породы наследуют геохимические черты материнской магмы и характеризуют ее специализацию.

Автором (1962, 1964, 1970, 1975 гг.) подтверждены выводы, сделанные еще А. А. Беусом (1960 г.) о том, что основными минералами-носителями бериллия в гранитах бериллиеносных комплексов являются полевые шпаты и основным концентратором — слюды. Обычно содержание бериллия в полевых шпатах в 1,2—2 раза выше, чем в самих гранитах. В биотитовых гранитах повышенные содержания бериллия отмечаются в биотитах и превышают в 2—3 раза содержания его в породе. В двуслюдяных и мусковитовых гранитах максимальные содержания бериллия показывает мусковит (в 3—4 раза выше, чем в гранитах). Известны повышенные содержания бериллия в акцессорных минералах (в ортитах 0,0034%), но в связи с их ничтожно малыми количествами в гранитоидах доля бериллия в породе, приходящаяся на эти минералы, весьма незначительна.

Произведенные Л. Л. Петровым (1965 г., 1967 г., 1971 г.) подсчеты 60 поминеральных балансов бериллия в породах различных комплексов Восточной Сибири показали, что основные закономерности распределения этого элемента по минералам близки в породах сходного состава, независимо от места и времени формирования гранитов. Проведенный этим исследователем расчет средней доли бериллия, приходящейся на каждый минерал, и среднего коэффициента концентрации бериллия в минералах (с учетом данных для биотитовых и лейкократовых гранитов из других регионов) показал, что для гранитоидных пород разных комплексов Восточной Сибири наблюдается прямая корреляция между содержаниями бериллия в минерале и в породе. Такие зависимости отмечены также для гранитоидов Дальнего Востока (Э. Г. Абиссолов и др., 1969 г.) и для неизмененных гранитов Казахстана (В. И. Серый и др.,

Содержание бериллия, фтора и щелочей в интрузивных породах

Генетические типы месторождений	Породы	Be	F
<b>I. Берtrandитовая</b>			
Кварц-адуляр-берtrandитовый	Витропорфировые липариты	0,0005 (3)	0,02
	Липаритовые порфиры	0,0006 (5)	0,05
<b>II. Флюорит-берtrandит-</b>			
<b>A. Месторождения, связанные с лейкократо</b>			
Сульфидно-фенакит-берtrandитовый	Биотитовые граниты	0,0007 (7)	0,16
	Морионовые граниты	0,0010 (5)	0,33
Слюдисто-флюорит-фенакитовый и турмалин-флюорит-хризоберилловый	Лейкократовые протолитионитовые граниты III фазы	0,0012 (25)	1,20 (2)
	Альбитизированные граниты III фазы	0,0015 (8)	0,62 (3)
Турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый	Биотитовые биотит-турмалиновые граниты II фазы	0,0010 (5)	0,12
<b>B. Месторождения, связанные с гра</b>			
Флюорит-фенакит-берtrandитовый	Биотитовые лейкократовые граниты I фазы	0,0012 (40)	0,15 (40)
	Граносиениты, кварцевые сиениты II фазы	0,0012 (90)	0,48 (46)
	Сиенит-порфиры III фазы	0,0011 (72)	0,20
Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый	Кварцевые сиениты	0,0010 (7)	0,39 (4)
	Сиенит-порфиры	0,0024 (20)	0,91 (16)
Полевошпат-бавенит-фенакитовый	Граниты лейкократовые субщелочные III фазы	0,0007 (27)	0,26 (3)
	Гранофиры	0,0010 (11)	
Флюорит-лейкофановый	Рибекит-эгириновые субщелочные граниты	0,0011 (13)	
<b>III. Слюдисто-флюорит-</b>			
Мусковит-флюорит-берилловый	Биотитовые граниты I субфазы	0,0003 (3)	0,042
	Биотитовые граниты II субфазы	0,0006	0,138
	Аляскиты III субфазы	0,0006 (4)	0,100

Таблица 7

бериллиеносных магматических комплексов, вес. %

Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	$\frac{K}{Rb}$	Характерные элементы-примеси с содержаниями выше кларковых
<b>формация</b>						
0,0044			4,39 (1) 4,83 (1)	3,48 (1) 3,60 (1)		Sn, Pb, B, Zn, Zr, Li, Ba, Cu, V, Ga
<b>фенакитовая формация</b>						
<b>выми гранитами повышенной щелочности</b>						
0,0014 0,017	0,041 0,054		4,88 (3) 4,25 (1)	3,78 (3) 4,29 (1)		Pb, Zn, Ba, Sr, Zr, Sn, V, Ga, Nb, Y, Yb
0,0505 (2)	0,1700 (2)	0,0030 (2)	4,23 (2)	4,24 (2)	25	Li, B, Zr, V, Sn, Pb
0,0120 (3)	0,1400 (3)	0,0010 (3)	3,79 (3)	5,75(3)	27	
0,0002	0,0044	0,0001	5,22	3,25	120	Zr, V, B, Sn, Ga, Pb, Zn
<b>носиенитами, кварцевыми сиенитами</b>						
0,0010 (1)	0,0150 (1)	0,0190 (1)	5,23 (1)	3,90 (1)	128	Mo, Zr, Ba, Cu, Pb, Zn, Sn, La, Y, Yb, Nb
0,0029 (46)	0,0310 (46)	0,0004 (46)	4,23 (46)	3,85 (46)	142	
<0,001	0,0280	0,024	4,56 (1)	4,82 (1)	163	
0,0038 (7) 0,0310 (16)	0,0440 (7) 0,0570 (16)	Нет 0,0008 (16)	3,76 (4) 4,46 (16)	4,95 (4) 5,06 (16)	83 78	Zr, Nb, Mo, Th, TR, Sn, Ta, Pb, Zn
			4,28 (2) 5,32 (1)	3,54 (2) 1,84 (1)		Th, TR, Sn, Zr, Nb, Pb, Zn, Ga, Y, Yb
			4,12 (2)	4,48 (2)		Ba, Sr, Zr, Y, Yb, Pb, Zn, Li, Sn, Ga, Nb, La
<b>берилловая формация</b>						
0,0011 0,0016 0,0025	0,0180 0,0200 0,0240	0,0017 2,3 3,8	3,75 3,32 3,84	3,33 4,41 3,03	214 218 162	Sn, Ta, B, W, Mo

Генетические типы месторождений	Породы	Ве	F
Биотит-флюорит-берилловый	Гранодиориты Сиенит-диориты	0,0010 (4) 0,0004 (1)	0,16 0,27 (3)
Флогопит-маргарит-берилловый	Биотитовые граниты I субфазы Аляскитовые граниты II субфазы	0,0006 (7) 0,0007 (1)	0,073 0,062 (1)

## IV. Кварц-молибденит-воль

## А. Подформация гипабиссальная, низко-

Молибденит-касситерит-вольфрамит-берилловый	Биотитовые порфиридные граниты	0,0007 (3)	0,04 (2)
	Гранит-порфиры даек	0,0008 (2)	0,08 (4)
Мусковит-кварц-берилловый	Средне- и мелкозернистые биотитовые граниты	0,0006 (14)	0,16

## Б. Подформация среднеглубинная (2—3 км) в

Молибденит-вольфрамит-берилловый	Среднезернистые биотитовые граниты	0,0009 (3)	
	Гранит-порфиры	0,0013 (1)	
Топаз-берилл-вольфрамитовый	Биотитовые граниты I фазы	0,0008 (48)	0,25 (35)
	Биотитовые граниты II фазы	0,0007 (10)	0,32 (8)
	Мелкозернистые граниты III фазы	0,0009 (8)	0,26 (8)
Висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовый	Лейкократовые граниты II фазы Аляскиты III фазы	0,0008 (20) 0,0023 (5)	

## V. Формация бериллиеносных

Слюдисто-полевошпат-гетгельвиновый	Граниты биотитовые	0,0008 (20)	0,33 (8)
	«Граниты» гнейсовидные	0,0024 (277)	0,44 (21)
	«Граниты» мелкозернистые	0,0035 (25)	0,41 (31)
	Гранит-порфиры	0,0042 (16)	0,58 (4)

В скобках — число анализов

1963 г.), что свидетельствует о близких закономерностях распределения бериллия по минералам при кристаллизации гранитоидных пород в различных регионах. Исследование распределения бериллия по главным породообразующим минералам этих гранитоидных пород показало, что основной минерал-носитель бериллия в них — плагиоклаз (от 45 до 85% Ве).

Для гранитов дифференцированных комплексов (к которым относятся все бериллиеносные комплексы) максимальная доля бериллия приходится на плагиоклаз и калиевый полевошпат (в сумме 90—93%). Минимальное коли-

Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	$\frac{K}{Rb}$	Характерные элементы-примеси с содержаниями выше кларковых
0,0020 0,0010			4,19 (4) 6,46 (2)	2,63 2,95 (2)		Ba, Sr, Zr, Ga, V, Y, Yb, Nb, TR, B
0,0008	0,0120	0,0001	2,59 3,87 (5)	3,84 4,82 (5)	340 200	B, Sn, Zr

## фрамит-берилловая формация

## среднетемпературная (200—300° C)

	0,020 0,060		4,82 (7) 5,15 (3)	3,37 (7) 3,25 (3)		Mo, Zr, Sn, W, Nb, Y, Yb, Pb, Zn
		13	4,83	3,58		Mo, Zr, Sn, Nb, Y, Yb

## сокоотемпературная

0,0200 0,0600	0,0062	0,0004	2,73 (2)	4,16 (2)		Mo, W, Ta, Nb
0,0098 (42) 0,0110 (10) 0,0148 (8)	0,0378 (48) 0,0578 (10) 0,0712 (8)		3,96 (7) 3,69 (1) 4,52 (1)	2,74 (7) 3,32 (1) 2,74 (1)	25 30 32	Mo, W, Sn, Cu, Pb, Ga, Zr
			4,40 (2) 3,20 (1)	3,26 (2) 4,63 (1)		W, Mo, Sn, Cu, Pb, Ga, Zr

## полевошпатовых метасоматитов

0,0268 (86)	0,0752 (86)	0,0120 (86)	4,15 (86)	2,72 (86)	58	TR, Zr, Sn, Zn, Pb, Ta, Nb
-------------	-------------	-------------	-----------	-----------	----	-------------------------------

чество бериллия породы падает на биотит (поскольку основная масса гранитов этих комплексов относится к разностям с незначительным содержанием биотита) и кварц.

**Фтор.** Геохимия фтора рассматривалась детально еще К. Укорренсом (1958 г.). По его мнению, содержание фтора в гранитах определяется содержанием этого элемента в исходном магматическом расплаве — гранитоиды могут быть специализированы по фтору или отличаться низким его содержанием. Первичная обогащенность магмы фтором подтверждается существованием

кислых флюоритсодержащих шаровых лав и появлением богатых фтором онгонитов.

Установлены постоянно повышенные содержания фтора в интрузивных породах бериллиеносных магматических комплексов. Среднее содержание фтора варьирует от 0,06 до 0,60%, т. е. достигает 7—8-кратного по сравнению с кларковым. Преобладают повышенные содержания — в 2—4 раза выше кларка (для гранитов кларковое содержание фтора 0,08%, по А. П. Виноградову). При этом отмечается та же тенденция, что и для бериллия: содержание фтора повышается с возрастанием щелочности интрузивных пород от гранитов к граносиенитам и кварцевым сиенитам, в пределах каждого комплекса от ранних фаз к поздним, а в гранитоидах отдельных фаз — к фациям эндоконтакта. Таким образом, повышение содержания фтора и бериллия происходит с возрастанием содержания в гранитоидных комплексах в целом щелочей (преимущественно калия), а в пределах каждого комплекса — с возрастанием содержания щелочей и кремния от ранних фаз развития комплекса к поздним, с коэффициентом накопления более 1,1. Минералом-носителем фтора в гранитах являются биотит, в меньшей степени апатит, амфибол и турмалин.

Корреляция между содержаниями бериллия и фтора отмечается не всегда, характерна преимущественно для щелочноземельных и аляскитовых гранитов, гранитов повышенной щелочности (коэффициент корреляции до +0,54); в граносиенитах и кварцевых сиенитах (например, флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения) корреляция этих двух элементов не устанавливается и нередко максимумы содержания бериллия и фтора не совпадают.

В интрузивных породах бериллиеносных магматических комплексов отмечается постоянное повышение содержания рубидия (от 0,016 до 0,170%, при кларке для гранитов 0,016) и лития (от 0,0001 до 0,075%). Содержание рубидия повышается от первых фаз магматических комплексов к последним и соответственно уменьшается отношение K/Rb. В то же время выдержанной четкой закономерности в поведении рубидия и лития в гранитоидах по изученным бериллиеносным комплексам не установлено. Так, высокие содержания рубидия и лития (соответственно 0,1700 и 0,075%) отмечаются в протолитионитовых гранитах III фазы развития каледонского магматического комплекса, с которым генетически связаны месторождения слюдисто-флюорит-фенакитового, турмалин-флюорит-хризобериллового и турмалин-флюорит-касситерит-фенакитового типов. По-видимому, это объясняется особыми условиями формирования магматических пород района, вызвавшими определенную специализацию. Менее щелочные разности гранитоидных пород, формирующиеся в процессе развития бериллиеносных магматических комплексов (с которыми связаны месторождения молибденит-вольфрамит-берилловой и флюорит-слюдисто-берилловой формаций), и более щелочные (граносиениты, кварцевые сиениты), характерные для бериллиеносных комплексов (с которыми связаны месторождения флюорит-фенакит-берtrandитового и флюорит-лейкофанового типов), содержат меньшие количества рубидия и лития. Причем для последних не установлена четкая закономерность возрастания содержания этих элементов в породах конечных фаз развития комплексов.

Для интрузивных пород гранитного ряда типоморфными элементами-примесями с повышенными против кларковых содержаниями также являются олово, вольфрам, молибден, цирконий, ниобий, тантал, литий, а в некоторых провинциях бор, цинк и свинец. Для граносиенитов и кварцевых сиенитов характерны торий, редкие земли, уран, цирконий, тантал, ниобий, свинец, цинк, барий и молибден.

Таким образом, ведущими геохимическими критериями бериллиености гранитоидных комплексов являются:

а) содержание бериллия в гранитоидах конечных фаз развития комплексов более 0,0005% при коэффициенте накопления  $>1,5$ ;

б) содержание фтора в гранитоидах конечных фаз более 0,08% (кларкового для гранитов) при коэффициенте накопления  $>1,1$ ;

в) содержание бериллия в полевых шпатах и слюдах гранитоидных пород, в 1,5—2 раза превышающее его содержание в породе;

г) повышенный уровень щелочности  $K + (Na - Ca)$ , равной 185—240 (в атомных количествах), для интрузивных пород конечных фаз развития комплекса;

д) коэффициент агпаитности  $\frac{K + (Na - Ca)}{Al} = 0,60 - 1,05$ ;

е) петрохимическая характеристика  $c < 1,4$ .

**Выводы.** 1. Геологические условия развития магматических комплексов определяют возникновение месторождений различных рудных формаций. Специфические особенности гранитов отдельных регионов зависят от их геологического положения, типа развития региона, от времени проявления магматизма по отношению к завершению орогенных процессов. Геологическая позиция материнских бериллиеносных интрузивных комплексов определяет их петрохимический тип и особенности развития постмагматических процессов.

По мере увеличения временного разрыва между завершением складчатости и развитием магматизма повышается щелочность гранитоидов и проявляется тенденция к уменьшению глубинности формирования продуктивного магматического комплекса.

2. Магматические комплексы, с которыми связываются гидротермальные месторождения бериллия, являются палингенными, аллохтонными и обычно дифференцированными, а сложенные магматическими породами массивы — перемещенными, интрузивными, с четкими контактами. По геологическим условиям формирования выделяются две группы комплексов: а) магматические образования, приуроченные к складчатым областям, связанные с заключительными этапами развития геосинклинальных областей, и б) магматические комплексы, возникшие в зонах автономной активизации областей заверченной складчатости. Кроме того, бериллиевые гидротермальные месторождения отмечаются в областях автономной активизации древних щитов, но в этих случаях они локализуются среди зон калишпатизации и не обнаруживают прямой связи с какими-либо интрузивными комплексами.

В первом случае возникают интрузивные комплексы преимущественно нормального гранитного ряда с трех- и двухфазным развитием и образованием нормальных биотитовых гранитов I или II фазы и лейкократовых гранитов и аляскитов III фазы. С ними связаны преимущественно месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации, молибден-вольфрамит-берилловой формации и часть месторождений флюорит-бертрандит-фенакитовой формации. Бериллиевые месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации генетически связаны с интрузивами более глубоинной группы мезоабиссальной фации, а месторождения молибденит-вольфрамит-берилловой и флюорит-бертрандит-фенакитовой формаций — с интрузивами менее глубоинной группы мезоабиссальной и иногда гипабиссальной фации.

Во втором случае возникают щелочные разности пород типа граносиенитов, кварцевых сиенитов и сиенитов, которые появляются в завершающую фазу

развития комплексов мезоабиссальной и гипабиссальной фаций. В ряде случаев рудоносны вулcano-плутонические ассоциации. С ними связаны месторождения наиболее перспективных групп флюорит-берtrandит-фенакитовой формации.

3. Гидротермальные месторождения бериллия генетически связаны с дифференцированными гранитными комплексами калиевой и натрий-калиевой серий. Общими петрохимическими особенностями этих серий являются: а) повышенные содержания Si, Al и  $\Sigma(K + Na)$  от 7 до 9,5%, причем  $K > Na$ , б) пониженные содержания CaO, MgO и MnO; в) величина  $c < 1,4$ . По щелочности и агапайности выделяются: щелочноземельные граниты с общей щелочностью  $K + (Na - Ca)$ , равной 150—200, и коэффициентом агапайности 0,65—0,75; аляскитовые граниты повышенной щелочности, равной 200—220, и агапайностью 0,75—0,95; граносиениты и кварцевые сиениты со щелочностью 220—240 и агапайностью 0,95—1,0, эгирин-рибекитовые граниты с агапайностью  $> 1,0$ .

С каждой из этих групп связаны месторождения определенных формаций: с первой — молибденит-вольфрамит-берилловой и кварц-берtrandитовой; со второй — флюорит-берtrandит-фенакитовой и слюдисто-флюорит-берилловой; с третьей — флюорит-берtrandит-фенакитовой.

4. Для бериллиеносных магматических комплексов всех гидротермальных формаций характерны повышенные против кларковых содержания бериллия и фтора. Содержание бериллия в них колеблется в широких пределах — от 0,0003—0,0005% до 0,003—0,004%, при этом в гранитах, не затронутых метасоматическими процессами, среднее содержание варьирует от 0,0005 до 0,0024%. Намечается тенденция увеличения содержания бериллия по мере повышения щелочности пород, а в пределах отдельных магматических комплексов — от ранних фаз к поздним, с коэффициентом накопления бериллия равным или большим 1,5. В апикальных и периферических частях массивов бериллий обычно концентрируется. Среднее содержание фтора колеблется от 0,06 до 0,60% (при кларковом 0,080). Фтор также накапливается в конечных фазах интрузивных комплексов; для продуктивных бериллиеносных комплексов коэффициент накопления фтора  $> 1,1$ .

Потенциально рудоносны магматические комплексы, в которых содержания бериллия в гранитоидах последних фаз развития комплекса больше 5 г/т при коэффициенте накопления  $> 1,5$  и фтора больше 0,08% при коэффициенте накопления  $> 1,1$ .

Корреляция содержаний бериллия и фтора отмечается только для щелочноземельных и аляскитовых гранитов повышенной щелочности, в граносиенитах и кварцевых сиенитах она не устанавливается и нередко максимумы и минимумы содержаний бериллия и фтора не совпадают.

5. Накопление бериллия в интрузивных породах конечных фаз развития бериллиеносных комплексов в большинстве случаев сопровождается накоплением калия, коэффициент корреляции бериллия и калия выше 0,40. Калиевые магмы благодаря сильным щелочным свойствам калия, повышающим прочность комплексных ионов, наиболее благоприятны для концентрации всех рудных элементов в остаточном эвтектическом расплаве.

6. Для бериллиеносных магматических комплексов характерны повышенные содержания рубидия (от 0,017 до 0,180%), лития (от 0,001 до 0,100%), иногда цезия (0,010—0,019%). Из других элементов-примесей типоморфными являются: для аляскитовых гранитов — олово, молибден, вольфрам, цирконий, ниобий, тантал; для граносиенитов — цирконий, торий, уран, редкие земли, ниобий, тантал, свинец, цинк, барий.

## ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ

Важная роль вмещающих пород в процессах образования гидротермальных месторождений в настоящее время не вызывает сомнений и признается многими исследователями. Значительный вклад в решение многих общих и частных вопросов этой проблемы внесли С. С. Смирнов (1947), А. Г. Бетехтин (1955, 1957), Д. С. Коржинский (1947, 1955), В. И. Смирнов (1958, 1969), Л. Н. Овчинников (1953), П. М. Татаринов (1963), Ф. И. Вольфсон (1962), А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965) и другие.

При изучении бериллиевых месторождений также установлена отчетливая зависимость многих их особенностей от состава и физико-механических свойств рудовмещающих пород. Различные вопросы влияния вмещающих пород на формирование бериллиевого оруденения рассмотрены в работах А. И. Гинзбурга (1959), А. А. Беуса и Ю. П. Дикова (1967), И. Н. Говорова (1960, 1966), а также в коллективных работах А. И. Гинзбурга, Н. П. Заболотной, И. И. Куприяновой, М. И. Новиковой, В. Т. Шацкой, Е. П. Шпанова.

Одной из причин многообразия типов бериллиевых месторождений является их приуроченность к породам различного состава. В геолого-генетической классификации месторождений бериллия (см. табл. 3) состав вмещающих пород выступает в качестве одного из главных факторов, определяющих появление различных минеральных типов месторождений.

Из 29 минеральных типов гидротермальных и пневматолито-гидротермальных бериллиевых месторождений (см. табл. 3) 12 типов локализируются в алюмосиликатных породах кислого состава, 6 типов — в алюмосиликатных породах ультраосновного и основного состава и 11 типов — в карбонатных породах, часто переслаивающихся с алюмосиликатными. Из анализа этих данных может создаться впечатление об отсутствии избирательной приуроченности бериллиевых месторождений к породам определенного состава. Однако, учитывая число месторождений, залегающих в тех или иных породах, их масштабы и качество руд, установлено, что наиболее благоприятны карбонатные и алюмосиликатно-карбонатные толщи, в пределах которых локализуется бериллиевое оруденение наиболее перспективных типов.

В данной главе рассматривается влияние состава и строения алюмосиликатно-карбонатных толщ на формирование мусковит-флюорит-берилловых, топаз-флюорит-хризоберилловых и флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений. Эти месторождения находятся в различной геолого-структурной обстановке, которая определяет условия и взаимосвязь процессов осадконакопления, регионального и контактового метаморфизма, магматизма и рудообразования. Мусковит-флюорит-берилловые и топаз-флюорит-хризоберилловые месторождения образуются в процессе геосинклинального развития складчатых областей в орогенные и посторогенные стадии. Флюорит-фенакит-бертрандитовые месторождения образуются при процессах тектоно-магматической

активизации стабилизированных складчатых областей (автономной активизации, по А. Д. Щеглову, 1968).

В соответствии с этим месторождения локализуются в экзоконтактовых частях гранитных массивов различной щелочности — от кислых (топаз-флюорит-хризоберилловый тип) и нормальных (мусковит-флюорит-берилловый тип) до субщелочных (флюорит-фенакит-берtrandитовый тип).

## 1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Вмещающие породы служат не только аккумуляторами руд, они содержат богатейшую информацию о процессах формирования месторождений — данные об изменениях состава, текстурно-структурных особенностей и других свойств пород, возникающих под воздействием различных геологических процессов. Изучение их дает возможность выяснить геологическую историю и условия образования месторождений.

Формирование рудовмещающих толщ происходит в результате осадконакопления, складчатости, регионального и контактового метаморфизма, закономерно сменяющихся при длительном и сложном развитии складчатых областей.

Некоторые особенности и условия образования осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций, распространенных в пределах рудных полей. Наиболее перспективные месторождения локализуются в переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных породах, относящихся к геосинклинальной терригенно-карбонатной морской субформации. Алюмосиликатно-карбонатные толщи образуются в предорогенные, орогенные и посторогенные стадии при формировании прогибов и впадин, располагаясь в их краевых частях, вблизи антиклинальных поднятий или стабилизированных структур.

Строение и состав алюмосиликатно-карбонатных толщ (соотношение карбонатных и алюмосиликатных пород), а также их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими толщами зависят от того, в какую стадию (предорогенную, орогенную или посторогенную) образуются прогибы или впадины.

Рассмотрим в качестве примера комплекс пород, образующийся в предорогенную и орогенную стадии и слагающий рудное поле мусковит-флюорит-бериллового месторождения. Формирование этого комплекса происходило в условиях эвгеосинклинального прогиба, возникшего в ордовике вдоль субмеридиональных глубинных разломов. Начальная стадия развития прогиба (ордовик, силур, нижний — средний девон) сопровождалась проявлением вулканизма и магматизма основного и среднего состава с образованием пород спилит-диабаз-кератофировой (спилитов, диабазов, порфиритов) и сланцево-граувакковой формаций (туфопесчаников, граувакковых песчаников, аргиллитов). В орогенную стадию (средний — верхний девон) в центральной части прогиба произошла инверсия тектонического режима, в результате которого началось формирование внутреннего поднятия. К востоку от поднятия в верхнем девоне — нижнем карбоне продолжалось накопление осадков, представленных благоприятной для оруденения алюмосиликатно-карбонатной толщей, сменившейся выше по разрезу чисто алюмосиликатными породами.

Алюмосиликатно-карбонатная толща имеет ритмичное строение. Выделяются два крупных ритма, имеющих трехчленное строение. В нижних частях

ритмов залегают порфириды, превращенные в амфиболиты, в средней части — известняки и углисто-карбонатные породы (мраморы и графитисто-карбонатные сланцы); верхние части ритмов сложены песчаниками и алевролитами (бититовые и серицит-хлоритовые сланцы). Таким образом, оба ритма начинаются с порфиритов и последовательно сменяются известняками и обломочными породами. В строении толщи наблюдается также ритмичность более высоких порядков.

Значительно более сложным и менее определенным представляется формирование древних протерозойских осадочных толщ флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения, сохранившихся в виде крупного останца среди разновозрастных магматических пород. Образование осадочных толщ в этом случае также происходило в предорогенную и орогенную стадии. При этом в начальный период максимального прогибания накапливались мощные толщи доломитов, которые при формировании расположенного по соседству внутреннего поднятия сменились сначала алюмосиликатно-карбонатной толщей, а затем чисто алюмосиликатными породами. Время образования этих толщ определяется от нижнего протерозоя до верхнего протерозоя — нижнего кембрия.

В строении алюмосиликатно-карбонатной толщи также установлена ритмичность — всего 6 ритмов, каждый из которых начинается известняками, сменяющимися переслаиванием известняков и сланцев, и затем сланцами и песчаниками.

Комплекс пород, образующийся в посторогенную стадию, слагает рудное поле топаз-флюорит-хризобериллового месторождения. В этом случае в отрицательных структурах, относящихся по особенностям развития к межгорным впадинам, происходило накопление продуктов вулканической деятельности, представленных порфировой формацией среднего — нижнего девона (лавы и туфы липарито-дацитового состава). В отдельных впадинах в верхнем девоне — нижнем карбоне отлагались благоприятные для оруденения алюмосиликатно-карбонатные толщи. Формирование межгорных впадин и примыкающих к ним поднятий сопровождалось интенсивным гранитным магматизмом. Эти алюмосиликатно-карбонатные толщи по сравнению с толщами предорогенной и орогенной стадий характеризуются отсутствием ритмичности и большей мощностью карбонатных пород.

Таким образом, благоприятные для оруденения алюмосиликатно-карбонатные толщи образуются в условиях геосинклинального развития складчатых областей в предорогенные, орогенные и посторогенные стадии. В первых двух случаях толщи формируются в геосинклинальных прогибах, развивающихся вблизи внутренних антиклинальных поднятий; в посторогенные стадии они отлагаются в межгорных впадинах.

Для толщ, образующихся в предорогенные и орогенные стадии, характерна ритмичность строения, заключающаяся в закономерном чередовании алюмосиликатных и карбонатных пластов. Ритмичность обуславливает физико-химическую неоднородность строения рудовмещающих толщ и способствует развитию зон повышенной проницаемости для гидротермальных растворов, а также резкому многократному изменению их кислотно-основных свойств. В толщах, образующихся в посторогенные стадии в межгорных впадинах, ритмичность обычно не наблюдается.

В алюмосиликатно-карбонатных толщах карбонатные породы (известняки, реже доломиты) обычно залегают совместно с глинистыми, глинисто-песчанистыми, иногда с эффузивными и туфовыми породами, образуя сложно переслаивающиеся пачки. Фациальный состав пород свидетельствует об их образовании

в условиях мелководных и умеренно глубоководных морских бассейнов с периодически меняющейся глубиной.

Области распространения алюмосиликатно-карбонатных толщ при наличии благоприятных разрывных структур и проявлений магматизма кислого и субщелочного характера следует рассматривать как потенциально перспективные для выявления флюорит-бериллиевых месторождений.

Особенности метаморфических преобразований пород. Процессы метаморфизма, происходящие после отложения пород, приводят к изменению их физических свойств, структуры и минерального состава. Геотектоническая позиция рудных полей, определяющая историю их геологического развития, влияет на характер метаморфических изменений пород; при этом устанавливаются различные соотношения метаморфизма, магматизма и оруденения.

В породах межгорных впадин, формирующихся в посторогенную стадию, региональный метаморфизм проявляется слабо, и вмещающие породы подвергаются в основном контактовому воздействию гранитной магмы — мраморизации и ороговиканию. В этом случае (топаз-флюорит-хризоберилловые месторождения) возраст вмещающих пород близок ко времени становления рудоносных интрузивов и оруденения. Формирование месторождений происходит на небольшой глубине (1,0—2,5 км).

Алюмосиликатные и карбонатные породы в геосинклинальных прогибах предорогенной и орогенной стадий подвергаются региональному метаморфизму с образованием пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, развитие которых зависит от режима температуры и давления. Характерная особенность регионального метаморфизма — зональное расположение пород, относящихся к различным фациям и субфациям метаморфизма. В ряде случаев эта зональность контролирует размещение месторождений. Последние часто располагаются по границам зон фаций или субфаций, где происходит изменение физико-химических свойств пород. Так, например, на одном из мусковит-флюорит-берилловых месторождений вмещающие породы изменяются в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма с образованием хлоритовой, биотитовой и альмандин-амфиболовой зон. Рудные тела приурочены к границе биотитовой и хлоритовой зон. Метаморфизм и оруденение в этом случае совмещаются в одном тектоно-магматическом цикле и незначительно оторваны друг от друга по времени. Развитие метаморфизма и оруденения происходит в условиях средних глубин (2,5—3,0 км).

Особый случай соотношения регионального метаморфизма с оруденением наблюдается на флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождениях, которые образуются при процессах тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей. На этих месторождениях процессы регионального метаморфизма и рудообразования не связаны между собой, они разделены большим интервалом времени. Метаморфизм развивается в течение верхнепротерозойского тектоно-магматического цикла на значительных глубинах (4,5—6,0 км). Формирование месторождений происходит при мезозойской тектоно-магматической активизации на небольшой глубине (1,0—1,5 км).

Предрудные изменения вмещающих пород месторождений часто подвергаются воздействию постмагматических растворов, приводящему к их скарнированию, микроклинизации и альбитизации. Проявляясь на месторождениях с различной интенсивностью, эти процессы предшествуют фтор-бериллиевому метасоматозу и создают специфические условия для рудоотложения. Намечается увеличение

интенсивности предрудных процессов в зависимости от близости месторождений к гранитным массивам.

Вмещающие породы мусковит-флюорит-бериллового месторождения, значительно удаленного от гранитного массива, совершенно не затронуты этими процессами. На топаз-флюорит-хризоберилловом месторождении, расположенном ближе к контакту гранитов, скарнирование проявляется локально. Вмещающие породы флюорит-бертрандит-фенакитового месторождения, залегающего в экзоконтакте гранитного штока, подвергаются интенсивному скарнированию и микроклинизации. В предрудный период по карбонатным породам и по переслаиванию карбонатных и алюмосиликатных пород развиваются диопсидовые, гранат-диопсидовые, везувиан-гранат-диопсидовые и магнетит-гранат-диопсидовые скарны. Скарнирование приводит к образованию сравнительно маломощных скарновых тел, в составе которых часто сохраняется реликтовый или перекристаллизованный кальцит. Скарны обуславливают дополнительную механическую анизотропию пород и повышают их проницаемость для гидротермальных растворов, а сохранение кальцита в них благоприятствует взаимодействию с рудоносными фторсодержащими растворами.

Наиболее оруденелыми при наложении флюорит-бериллиевой минерализации оказываются скарны неполного замещения, располагающиеся часто в краевых частях скарновых тел. Аналогичную зависимость шеелитового оруденения от содержания в скарнах реликтового кальцита установила Н. Н. Королева (1959) на одном из скарново-шеелитовых месторождений. По ее данным, промышленные руды локализуются в диопсидовых скарнах, содержащих от 3 до 15% кальцита, при замещении которого в основном и образуется шеелит.

На флюорит-фенакит-бертрандитовом месторождении в предрудный период также проявляется микроклинизация, развивающаяся после скарнирования. Этот процесс, часто совмещенный пространственно со скарнированием, приводит к еще большей анизотропии пород, что способствует развитию и усложнению рудовмещающих структур месторождения.

## 2. ВЛИЯНИЕ ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОРОД НА ПРОЦЕССЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Подстилающие породы служат своеобразными фильтрами, через которые просачиваются гидротермальные растворы по пути к породам, благоприятным для рудоотложения. Построенные стратиграфические колонки позволяют наметить определенную последовательность подстилающих пород для каждого из изученных месторождений, а сравнение химического состава измененных и неизмененных пород дает возможность судить об изменениях химического состава растворов (табл. 8).

На мусковит-флюорит-берилловом месторождении подстилающие породы представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами, амфиболитами, а также сравнительно маломощными горизонтами графитисто-слюдисто-карбонатных сланцев. В основании разреза пород появляются небольшие тела гранитов. Подстилающие породы этого месторождения характеризуются небольшой пористостью и слабой реакционной способностью: растворы, проходя по трещинам и трещинным зонам, лишь слабо с ними реагируют. При химическом взаимодействии с подстилающими породами растворы обогащаются кремнием, натрием, магнием, углекислотой и обедняются алюминием, калием, кальцием и фтором. Переход двухвалентного железа в трехвалентное свидетельствует об окислительном характере процесса. В результате взаимодействия

**Баланс химических элементов при гидротермальном изменении**

Месторождение	Подстилающие породы	Si	Al	K	Na
Мусковит-флюорит-берилловое	Сланцы	$\frac{154}{132} (-22)$	$\frac{55}{87} (+32)$	$\frac{7}{27} (+20)$	$\frac{17}{7} (-10)$
	Амфиболиты	$\frac{131}{118} (-13)$	$\frac{59}{93} (+34)$	$\frac{1}{28} (+27)$	$\frac{23}{11} (-12)$
	Граниты	$\frac{187}{163} (-24)$	$\frac{46}{65} (+19)$	$\frac{13}{28} (+15)$	$\frac{18}{10} (-8)$
Топаз-флюорит-хризоберилловое	Граниты, липаритовые порфиры	$\frac{205}{223} (+18)$	$\frac{40}{23} (-17)$	$\frac{14}{4} (-10)$	$\frac{19}{7} (-12)$
Флюорит-берtrandит-фенакитовое	Доломиты	$\frac{8}{9} (+1)$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$
	Граниты, граносиениты	$\frac{179}{158} (-21)$	$\frac{42}{52} (+10)$	$\frac{15}{31} (+16)$	$\frac{26}{21} (-5)$

Примечание. В числителе — среднее содержание в неизменных породах, в знаменателе —

с подстилающими породами в растворах уменьшаются отношения алюминия к кремнию и калия к натрию. Отмеченная эволюция состава растворов способствует развитию в рудах берилла ( $Al : Si = 1 : 3$ ) и альбита при отсутствии калиевого полевого шпата.

На топаз-флюорит-хризоберилловом месторождении подстилающие породы представлены гранитами, туфами, туфолавами и лавами липаритовых порфиров, туфокогломератами, песчаниками и алевролитами. Эти породы по сравнению с подстилающими породами мусковит-флюорит-бериллового месторождения характеризуются большей пористостью и реакционной способностью (в их состав входит калиевый полевой шпат, легко подвергающийся метасоматозу). Рудоносные растворы, проходя по трещинам и порам, грейзенизируют породы, теряют кремний, в меньшей мере фтор и обогащаются алюминием, натрием и калием. В результате в них резко повышается отношение алюминия к кремнию. В связи с этим становятся понятными высокая активность алюминия и появление в рудах месторождения хризоберилла, диаспора, корунда и ганита.

Подстилающие породы флюорит-берtrandит-фенакитового месторождения представлены доломитами, прорываемыми гранитами, диоритовыми порфиритами и сиенит-порфирами. Рудоносные растворы перемещались по трещинным зонам, приуроченным к контактам даек. Доломиты, граниты и дайковые породы слабо взаимодействовали с растворами. Растворы, насыщенные кремнием и

подстиляющих пород (в атомах на объем 10 000 Å<sup>3</sup>)

Mg	Ca	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	C	H	F
$\frac{14}{10} (-4)$	$\frac{13}{19} (+6)$	$\frac{8}{9} (+1)$	$\frac{9}{8} (-1)$	$\frac{14}{3} (-11)$	$\frac{14}{52} (+38)$	$\frac{4}{42} (+38)$
$\frac{29}{5} (-24)$	$\frac{30}{46} (+16)$	$\frac{5}{7} (+2)$	$\frac{19}{10} (-9)$	$\frac{20}{0} (-20)$	$\frac{60}{96} (+36)$	$\frac{1}{83} (+82)$
$\frac{3}{3}$	$\frac{3}{2} (-1)$	$\frac{1}{2} (+1)$	$\frac{2}{1} (-1)$	$\frac{3}{0} (-3)$	$\frac{7}{18} (+11)$	$\frac{1}{3} (+2)$
$\frac{1}{0} (-1)$	$\frac{2}{3} (+1)$	$\frac{1}{2} (+1)$	$\frac{1}{5} (+4)$	$\frac{0}{2} (+2)$	$\frac{13}{18} (+5)$	$\frac{6}{10} (+4)$
$\frac{79}{83} (+4)$	$\frac{90}{103} (+13)$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{141}{140} (-1)$	$\frac{0}{10} (+10)$	$\frac{0}{63} (+63)$
$\frac{1}{2} (+1)$	$\frac{3}{5} (+2)$	$\frac{2}{2}$	$\frac{3}{2} (-1)$	$\frac{3}{0} (-3)$	$\frac{10}{8} (-2)$	$\frac{1}{3} (+2)$

в измененных породах, в скобках — привнос (+) и вынос (-).

обедненные алюминием, обусловили образование фенакита и бертрандита. Уменьшение алюмо-кремниевого отношения в растворах можно объяснить проявлением предшествующей калишпатизации, при которой происходило увеличение кремния и уменьшение алюминия в растворе.

На основании изучения взаимодействия растворов с подстиляющими породами можно сделать следующие выводы.

1. Подстиляющие породы часто значительно отличаются по физико-химическим свойствам от рудовмещающих пород. Их химический и минеральный состав и в первую очередь отсутствие или незначительное присутствие в их составе кальцита способствует сохранению в растворах фтора, что обеспечивает перенос бериллия и других компонентов. Присутствие в них кальцита приводило бы к потере и к «распылению» фтора и бериллия.

2. Изменения состава растворов в процессе их взаимодействия с подстиляющими породами в значительной степени определяют особенности состава развивающейся на месторождениях бериллиевой минерализации. В зависимости от состава подстиляющих пород в растворах закономерно меняются алюмо-кремниевое и калий-натриевое отношения. Устанавливается определенная связь между изменением алюмо-кремниевого отношения и развитием в рудах хризоберилла, берилла, бертрандита и фенакита.

Хризоберилл развивается в рудах, локализующихся среди карбонатных пород, подстиляемых породами гранитоидного состава. При грейзенизации их

наиболее ярко проявляется кислотное выщелачивание с развитием кварцевых, слюдисто-кварцевых, топаз-кварцевых грейзенов; остаточные растворы при этом обедняются кремнием. Берилл характерен для месторождений, подстилающие породы которых обладают повышенной основностью (сланцы, амфиболиты, гранодиориты). Процесс грейзенизации приводит к образованию слюдяных и флюорит-слюдяных метасоматитов и сопровождается переходом кремния и натрия в раствор. Грейзенизация подстилающих пород в этом случае носит несколько более щелочной характер. Алюмо-кремниевое отношение раствора обеспечивает образование берилла. Фенакит и берtrandит связаны с более щелочными калиевыми растворами, которые на ранних стадиях производят скарирование и микроклинизацию подстилающих пород. В результате растворы теряют алюминий и обогащаются кремнием, что способствует образованию фенакита и берtrandита.

### 3. ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Околорудные изменения, как известно, служат индикаторами условий рудообразования (химизма рудообразующих растворов, температуры, давления). При этом следует учитывать следующее справедливое замечание Ч. Мейера и Д. Хемли (1970, с. 148): «изучение околорудных изменений и использование результатов при определении условий рудоотложения будет успешно лишь тогда, когда есть уверенность, что эти изменения возникли в то же время и в тех же участках, что и конкретные рудные тела».

Для изученных месторождений характерно наложение длительного гидротермального процесса на фациально изменчивые породы различного состава. Иногда устанавливается одновременность образования ореолов и рудных тел, большая длительность их формирования по сравнению с рудными телами. Метасоматические рудные тела часто развиваются по пластам известняков, полностью их замещая, а околорудные ореолы образуются по вмещающим известняки сланцам. Все это показывает, что формальное изучение ореолов без учета отмеченных особенностей их развития может привести к неправильным выводам об условиях образования рудных тел. При интерпретации результатов изучения околорудных ореолов следует учитывать их геологические, минералогические и химические особенности.

Разнообразие метасоматических процессов, приводящих к формированию руд и околорудно измененных пород, зависит от многих факторов. Главнейшие из них — состав рудоносных гранитоидов, глубина образования месторождений и состав вмещающих пород.

На топаз-флюорит-хризоберилловых месторождениях, связанных с массивами ультракислых гранитов менее глубинной подгруппы мезоабиссальной фации, руды и околорудно измененные породы относятся к грейзеновой метасоматической формации. Типичными минералами метасоматитов этих месторождений являются флюорит, топаз, мусковит, кварц, селлаит, диаспор, маргарит, сидерофиллит, амезит, хризоберилл, шеелит, пирит.

Метасоматиты мусковит-флюорит-берилловых месторождений, формирующиеся в экзоконтактах гранитов нормальной щелочности более глубинной подгруппы мезоабиссальной фации, также принадлежат к грейзеновой формации. Для метасоматитов этих месторождений характерны флюорит, мусковит, биотит, кварц, альбит, берилл, шеелит, пирит.

Руды и околорудно измененные породы флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождений, связанных с субщелочными гранитами и граносиенитами ги-

пабиссальной фации, относятся к специфической метасоматической формации, не имеющей аналогов в ряду общепринятых метасоматических формаций. Характерные минералы этой формации — флюорит, калиевый полевоид (микроклин и адуляр), альбит, кварц, скотит, хлорит, серицит, кальцит, фенакит, берtrandит, пирит, галенит, сфалерит.

Детальный анализ возникающих при метасоматозе минеральных парагенезисов приводится в главах V и VI, здесь рассмотрим в основном особенности химизма околорудных изменений.

Для сравнения химические анализы вмещающих и гидротермально измененных пород, а также руд пересчитаны атомно-объемным методом с учетом объемных весов (Ю. В. Казыцын, В. А. Рудник, 1968), сведены в таблицу и нанесены на диаграммы (табл. 9, рис. 7—10).

Принадлежность пород к определенным типам месторождений и минеральный состав пород отображены в виде значков различной формы. Близкие по составу и степени изменения породы объединены в группы, образующие на диаграммах поля составов. Построенные таким способом диаграммы позволяют: сравнить химические составы пород и руд как отдельных месторождений, так и различных месторождений между собой; установить зависимость между минеральным и химическим составом пород; выяснить изменение содержания порообразующих элементов (баланс вещества) в процессе гидротермального преобразования пород; установить взаимозависимость в поведении отдельных элементов. Прежде всего выясняется, что минеральный и химический состав околорудных ореолов в значительной степени определяется типом месторождений и зависит от состава вмещающих пород.

При развитии гидротермального процесса по известковистым породам (известнякам, кальцитовым мраморам и мраморизованным известнякам) на месторождениях возникают руды сплошного замещения. Эти руды, как правило, имеют резкие контакты с известняками и сопровождаются нечетко выраженными ореолами слабо флюоритизированных известняков. Ореолы имеют прожилково-вкрапленное строение и очень непостоянную мощность (от полного отсутствия до 2—3 м). Часто руды сплошного замещения окаймляются прожилково-вкрапленными, которые можно рассматривать как своеобразные околорудные ореолы. При образовании ореолов в известняках происходит привнос кремния, алюминия, калия, натрия, воды, фтора, бериллия и вынос магния, кальция, уголекислоты. При общем одинаковом направлении процесса на месторождениях выявляются существенные различия в относительном количестве перемещаемых компонентов, что вызывает изменения алюмо-кремниевое и калий-натриевого отношений и коэффициента агпаитности. Алюмо-кремниевое отношение отчетливо увеличивается на различных месторождениях в следующей последовательности: флюорит-фенакит-берtrandитовое → мусковит-флюорит-берилловое → топаз-флюорит-хризоберилловое. Коэффициент агпаитности в такой же последовательности уменьшается. Установленные закономерности характерны и для руд полного замещения.

Таким образом, химизм внешних и внутренних зон метасоматических колонн в известняках в пределах каждого месторождения совпадает, что свидетельствует о генетическом родстве этих зон.

Кроме известняков в пределах топаз-флюорит-хризобериллового и флюорит-фенакит-берtrandитового месторождений распространены доломиты и доломитсодержащие известняки. На топаз-флюорит-хризоберилловом месторождении доломиты встречаются в виде отдельных пластов и линз, залегающих среди известняков, и подвергаются воздействию рудоносных гидротермальных

Направленность изменения химического состава пород в околорудных ореолах

Генетические типы место- рождений	Породы	Si	Al	K	Na	Mg	Ca	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sub>общ</sub>	CO <sub>2</sub>	H	F	S	Mn	P	Ti	$\frac{Al}{Si}$	$\frac{K}{Na}$	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}+Fe^{3+}}$
		Мусковит- флюорит- берилло- вый	Амфиболиты	-	+	+	-+	-	-+	=	-	-	-	+	+	+	=	-	=	+	+
Сланцы	-		+	+	-	=	=+	=+	=	=	=	+	+	+	=	=	=	+	+	=	+
Карбонатно- алюмосиликат- ные сланцы	-		+	+	-	-	=+	+	-	=	-	+	+	+	=	-	=	+	+	=	+
Известняки	+		+	+	=+	=	=-	=	=	=	-	+	+	+				+	+	=	=
Граниты	-		+	+	-+	+	=	+	+	+	+	+	+		=	=	=	+	+	=	=
Топаз-флюо- рит-хризо- берилло- вый	Скарны	-	+	+	=	-	-	=	=	=	-	+	+	-				+	+	=	=
	Известняки	+	+	+	=+	-	=-	+	+	+	-	+	+	+	=			+	+	=	+
	Доломитизиро- ванные изве- стяки	+	+	+	=+	-	=	+	+	+	-	+	+	+	=			+	+	-	+
	Граниты	-	+	+	-		+	=	=	=	+	+	+	+				+	+	=	=
Флюорит- фенакит- берtrandи- товый	Порфириты	-	=	+	-	=	+	=-	=-	=	+	=	+	+	+	+	=	=	+	=	=
	Скарны	-	-	+	=+	=	=+	=	=	=	+	=-	+	+	=	=	=	+	+	+	=
	Сланцы	-	-	=+	=+	=	+=	=	=	=	+	=-	+	+	+=	+=	=	=	+=	+	=
	Известняки	+	=+	+	=	-	=	-	+	+	-	=	+	=	+			-	+	+	=
	Доломиты	+	=+	=	=	=	=	=	=	=	-	=	+		=			=	=	+=	=

Знак + означает привнос, знак - означает вынос, знак = указывает на сохранение состава. При двух значках в клетке первый показывает направление изменения во внешних зонах, второй - направление изменения во внутренних зонах; пустые клетки - данные по изменению отсутствуют.

растворов. При образовании ореолов в доломитах устанавливается привнос кремния, алюминия, калия, натрия, воды, фтора, бериллия, серы, лития и вынос магния, кальция и углекислоты. Таким образом, химизм околорудных изменений доломитов и известняков на этом месторождении практически одинаков, но в доломитах по сравнению с известняками околорудные и околожилльные ореолы имеют значительно меньшую мощность.

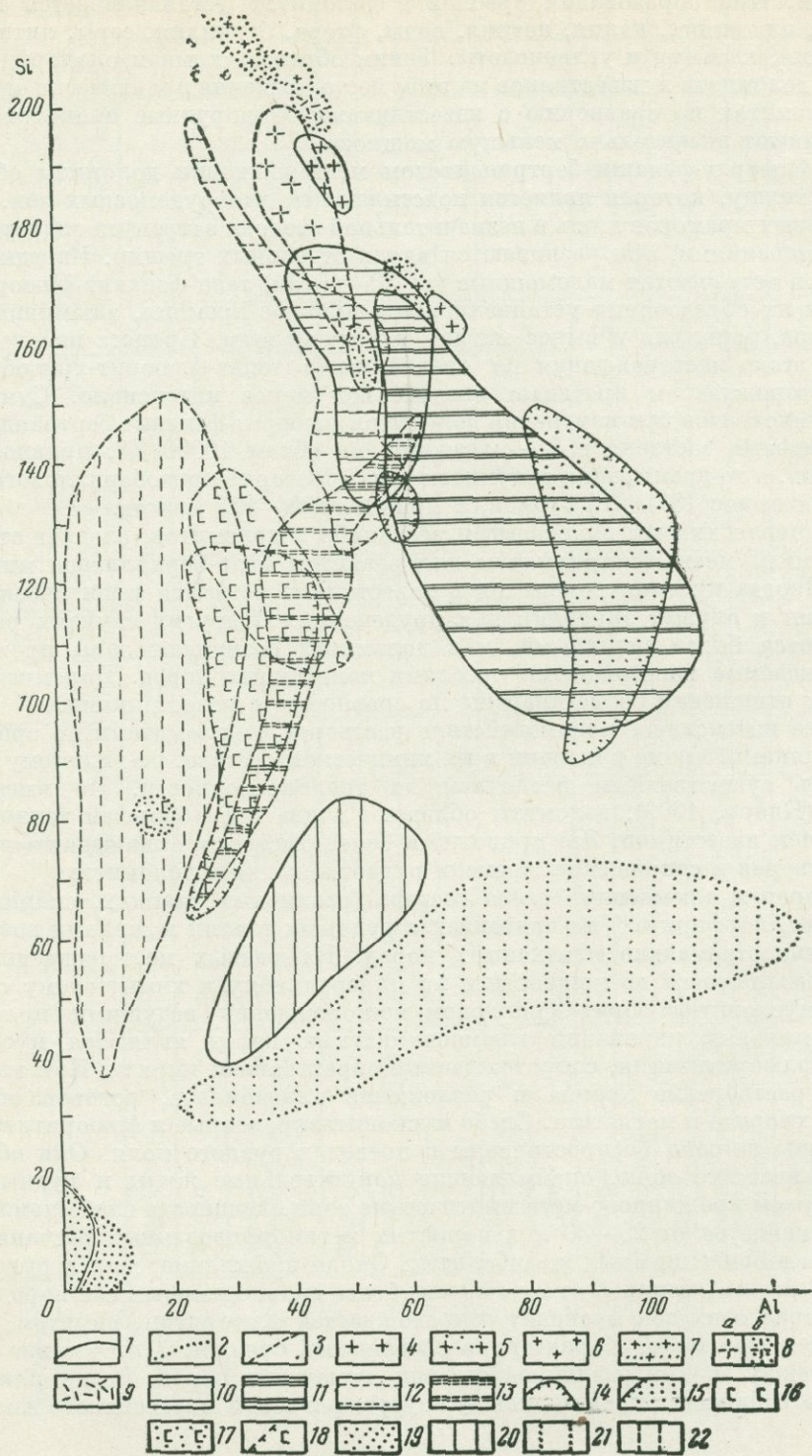
На флюорит-фенакит-бертрандитовом месторождении доломиты образуют мощную толщу, которая является подстилающей для рудоносных зон. Толща доломитовых мраморов лишь в незначительной степени затронута гидротермальными изменениями, они развиваются вдоль отдельных трещин. Изредка среди доломитов встречаются маломощные (до 30—50 см) тела фенакит-флюоритовых руд. При их образовании устанавливается привнос кремния, алюминия, кальция, фтора, бериллия и вынос магния и углекислоты. Процесс изменения доломитов этого месторождения по сравнению с топаз-флюорит-хризоберилловым месторождением протекает значительно менее интенсивно. Суммарный вынос компонентов при изменении доломитов флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения составляет 54—98 атомов на объем 10000 Å<sup>3</sup>, привнос 127—139 атомов, в то время как в доломитах топаз-флюорит-хризобериллового месторождения вынос 187—214 атомов, а привнос 280—425 атомов.

Сравнивая химизм изменений известняков и доломитов, следует отметить, что доломиты менее благоприятны для развития фтор-бериллиевой минерализации. Иногда прослой доломитов в известняках остаются практически неизменными и служат экранами для оруденения. В других случаях растворы оказываются более активными, и в доломитах возникают зоны прожилков, сопровождаемые маломощными ореолами измененных пород. Доломиты в химическом отношении более инертны по сравнению с известняками.

Менее интенсивное взаимодействие растворов с доломитами по сравнению с известняками, кроме различия в их химическом составе, по-видимому, можно объяснить существенным различием их теплопроводности. По имеющимся данным (Кларк, 1969), доломиты обладают в два раза большей теплопроводностью, чем известняки. Это приводит к более быстрому охлаждению рудоносных растворов и сокращению времени рудоотложения в доломитах.

В породах алюмосиликатного состава (различных сланцах, скарнах, амфиболитах, порфиритах) на контактах с рудными телами и жилами возникают ореолы гидротермально измененных пород. На разных месторождениях эти ореолы различаются по мощности и по минеральному и химическому составу.

На мусковит-флюорит-берилловом месторождении ведущими процессами гидротермальных изменений алюмосиликатных пород являются мусковитизация и флюоритизация, сопровождаемые образованием пирита. При этом происходит растворение кварца и разложение плагиоклаза, роговой обманки, биотита, хлорита и магнетита. Слабо мусковитизированные и флюоритизированные породы широко распространены в пределах рудного поля. Они образуют широкие внешние зоны, окаймляющие как отдельные жилы и рудные тела, так и в целом прожилково-метасоматические зоны. Мощность слабо измененных пород изменяется от 20—30 м в пористых метаморфизованных песчаниках до 20—25 см в более плотных амфиболитах. Около прожилков, жил и рудных тел возникают зоны (шириной от 2 до 30 см) более сильно измененных пород. Главный минерал этих зон мусковит сопровождается флюоритом, пиритом, иногда бериллом и шеелитом. Характерная особенность ореолов — отсутствие резких границ между зонами различной степени изменения пород. Более или менее отчетливо отбивается граница между внутренней зоной интенсивного изменения



и внешней зоной слабых изменений. Отсутствие резких границ между зонами связано, по-видимому, с неоднородностью пород, осложняющей стандартный ход метасоматического процесса.

При образовании ореолов устанавливается привнос в породы алюминия, калия, фтора, серы, воды и вынос кремния, натрия, железа и углекислоты. В результате происходит увеличение глиноземистости и калий-натриевого отношения; коэффициент агпаитности существенно не изменяется. Поведение магния и кальция при изменении алюмосиликатных пород определяется величиной их содержания в исходных породах. При значительном их содержании, например в амфиболитах, они выносятся, а при небольшом содержании (в различных сланцах) эти элементы сохраняются в измененных породах. Во внутренних зонах метасоматических колонок наблюдается привнос кальция. При общем уменьшении количества железа в гидротермально измененных породах мусковит-флюорит-бериллового месторождения устанавливается относительное увеличение окисного железа по отношению к закисному, что свидетельствует о некотором повышении окислительного потенциала.

На топаз-флюорит-хризоберилловом месторождении ведущими процессами гидротермальных изменений алюмосиликатных пород (скарнов, туфопесчаников, алевролитов) являются топазизация, мусковитизация, окварцевание, хлоритизация, пиритизация и флюоритизация. По сравнению с ореолами мусковит-флюорит-бериллового месторождения ореолы этого месторождения менее мощные (от 1—2 см до 1—2 м) и имеют более четкие контакты. Минеральный состав ореолов зависит как от состава пород (в ореолах кислых алюмосиликатных пород развиваются топаз, мусковит, кварц, флюорит, пирит, в ореолах скарнов — мусковит, хлорит, флюорит, пирит), так и от локальных температурных условий (в более высокотемпературных ореолах преобладают топаз и кварц, в более низкотемпературных — слюды и флюорит). Последнее, а также факты замещения минералов подтверждают существование значительных температурных градиентов при формировании этих ореолов.

При процессах изменения в алюмосиликатные породы месторождения приносятся алюминий, калий, фтор, литий, сера, вода, выносятся кремний и углекислота. При этом происходит увеличение глиноземистости и калий-натриевого отношения; агпаитность пород не изменяется. Из пород, содержащих значительное количество магния и кальция (скарнов), эти элементы выносятся.

На флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении алюмосиликатные породы (сланцы, скарны, порфириды) на контактах с рудными телами, жилами и прожилками изменяются с образованием маломощных (1—2 см, реже до 5 см) тонкозернистых пород, состоящих из серицита, хлорита или сколита, кальцита,

Рис. 7. Диаграмма кремний — алюминий (количество атомов в  $10\,000 \text{ \AA}^3$ ) гранитов, вмещающих неизмененных и гидротермально измененных пород и руд месторождений мусковит-флюорит-бериллового, топаз-флюорит-хризобериллового и флюорит-фенакит-берtrandитового типов.

Поля составов пород: 1 — мусковит-флюорит-берилловых месторождений, 2 — топаз-флюорит-хризоберилловых месторождений; 3 — флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождений; 4 — биотитовые граниты; 5 — грейзены по биотитовым гранитам; 6 — аляскитовые граниты; 7 — грейзены по аляскитовым гранитам; 8 — граносиениты и кварцевые сиениты (а) и микроклиниты (б); 9 — кварцевые порфиры и туфы; 10 — биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы; 11 — гидротермально измененные биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы; 12 — диопсид-амфибол-биотитовые сланцы; 13 — гидротермально измененные диопсид-амфибол-биотитовые сланцы; 14 — амфиболиты; 15 — гидротермально измененные амфиболиты; 16 — магнетит-андрадитовые и везувиан-андрадит-диопсидовые скарны; 17 — гидротермально измененные магнетит-андрадитовые скарны; 18 — гидротермально измененные везувиан-андрадит-диопсидовые скарны; 19 — известняки и доломиты; 20 — мусковит-флюорит-берилловые руды; 21 — мусковит-топаз-флюорит-хризоберилловые руды; 22 — карбонат-полевощпат-флюорит-берtrandит-фенакитовые руды

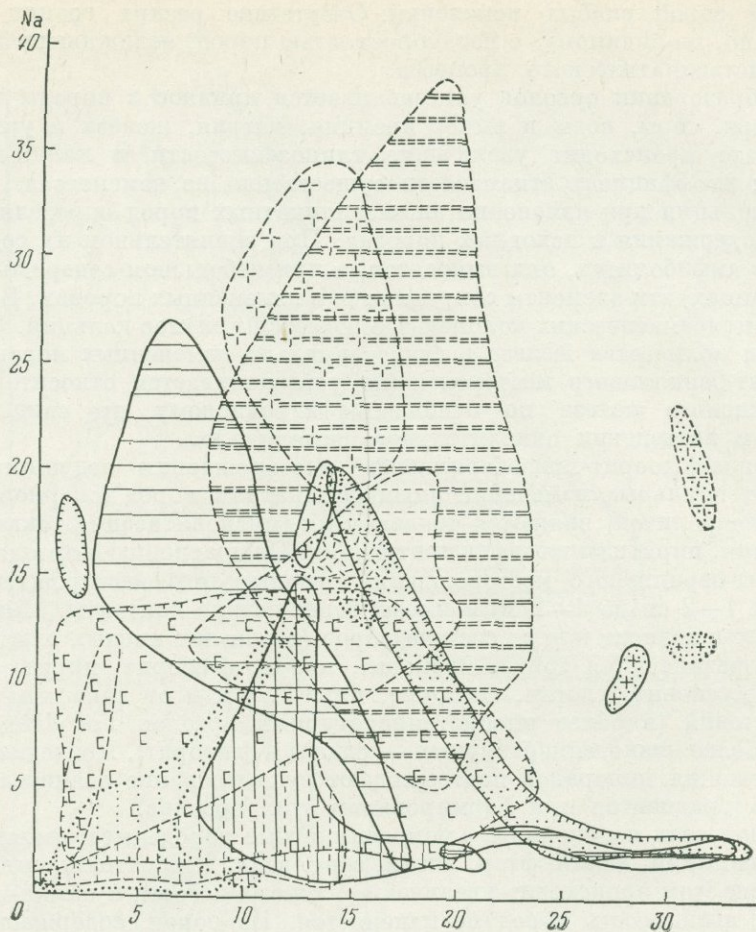


Рис. 8. Диаграмма натрия — калий (количество атомов в  $10\,000 \text{ \AA}^3$ ) гранитов, вмещающих неизмененных и гидротермально измененных пород и руд месторождений мусковит-флюорит-бериллового, топаз-флюорит-хризобериллового и флюорит-фенакит-берtrandитового типов. Условные обозначения см. на рис. 7

кварца, альбита, флюорита, пирита. В отличие от ореолов, развитых на мусковит-флюорит-берилловом и топаз-флюорит-хризоберилловом месторождениях, ореолы флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения имеют меньшую мощность, более резкие контакты и не сопровождаются внешними зонами слабо измененных пород. Лишь иногда за пределами ореолов проявляются слабая серицитизация, хлоритизация и флюоритизация пород. Особенности околорудных ореолов зависят от состава и физических свойств пород. В сланцах они имеют несколько большую мощность и характеризуются относительно более крупнозернистыми структурами пород, чем в порфиритах. В последних ореолы часто отсутствуют или имеют мощность 1–2 мм, редко до 1–1,5 см. Ореолы в сланцах и порфиритах сложены серицитом, карбонатом, альбитом, флюоритом,

Рис. 9. Диаграмма глиноземистость — апгаитность алюмосиликатных пород месторождений мусковит-флюорит-бериллового, топаз-флюорит-хризобериллового и флюорит-фенакит-бертрандитового типов.

Поля составов: 1 — неизменных пород, 2 — гидротермально измененных пород мусковит-флюорит-берилловых месторождений, 3 и 4 — то же, флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений; 5 — биотитовые граниты (а) и грейзены (б); 6 — аляскитовые граниты (а) и грейзены (б); 7 — граносиениты и кварцевые сиениты (а) и микроклиниты (б); 8 — биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы (а) и их гидротермально измененные разности (здесь и далее 8, б — 14, б); 9 — графитисто-серпичитовые сланцы (а); 10 — амфиболиты (а); 11 — графитисто-карбонатные сланцы (а); 12 — магнетит-андрадитовые скарны (а); 13 — диопсид-амфибол-биотитовые сланцы (а); 14 — везувиан-андрадит-диопсидовые скарны (а); 15 — порфириды (а) и их гидротермально измененные разности (б)

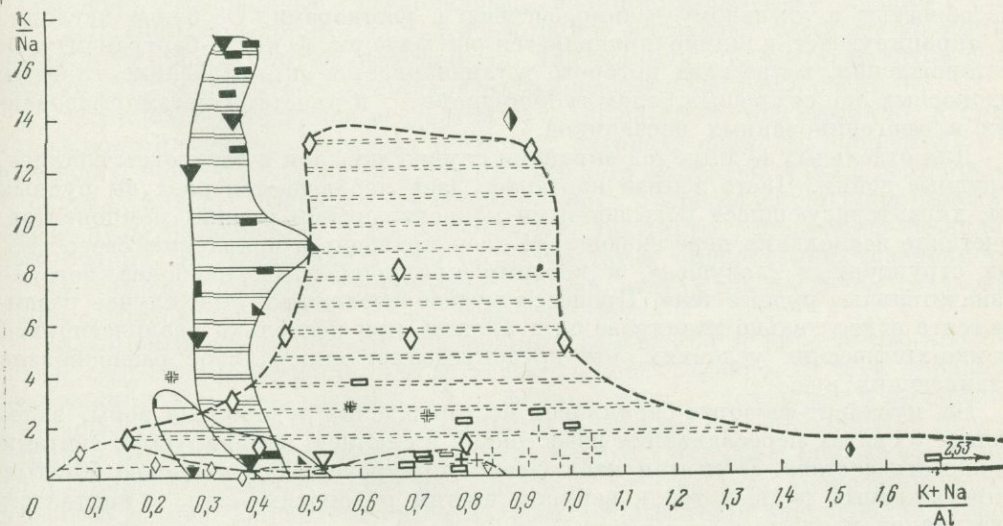
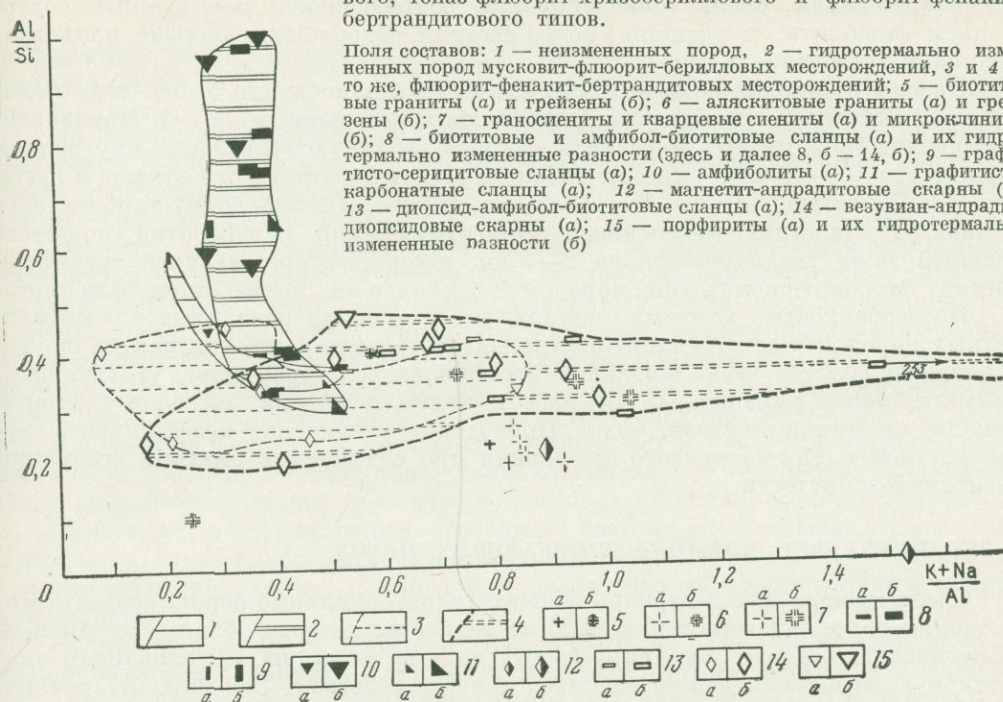


Рис. 10. Диаграмма К/Na — апгаитность алюмосиликатных пород месторождений мусковит-флюорит-бериллового, топаз-флюорит-хризобериллового и флюорит-фенакит-бертрандитового типов. Условные обозначения см. на рис. 9

кварцем, пиритом. Несмотря на небольшую мощность, ореолы здесь часто имеют зональное строение. Обычно выделяются две зоны: внутренняя, более темноокрашенная, очень тонкозернистая, отличающаяся повышенным содержанием флюорита, и внешняя, более светлая, содержащая больше кальцита, кварца и альбита.

Ореолы в скарнах обычно имеют большую мощность (до 5 см), что, по-видимому, связано с их большей пористостью. По данным М. И. Новиковой, в строении околорудных ореолов в скарнах участвуют две зоны: внутренняя (мощностью 0,5—1 см) — сколит-пирит-карбонат-флюоритового состава и внешняя (мощностью 1—1,5 см) — адуляр-пирит-магнетит-сколит-карбонатного состава. В участках интенсивной метасоматической переработки мощность внешней зоны увеличивается до 2—5 см, здесь она представлена среднезернистой карбонат-сколитовой породой с небольшим количеством флюорита.

По особенностям химизма околорудные изменения различных алюмосиликатных пород флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения весьма близки и характеризуются четко проявленным привнесом фтора, серы, углекислоты, кальция, менее выраженным привнесом калия и натрия, выносом кремния, отчасти алюминия, железа, воды. Происходит увеличение коэффициента алкальности и калий-натриевого отношения при сохранении величин коэффициента глиноземистости.

#### 4. ЭКРАНИРУЮЩЕЕ ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Среди вмещающих и перекрывающих гидротермальные бериллиевые месторождения пород встречаются отдельные разности, которые благодаря физико-химическим свойствам экранируют рудоносные растворы, обуславливая значительную их концентрацию на определенных участках. Эти породы (различные сланцы, дайковые породы, амфиболиты), как правило, характеризуются мелкозернистостью, небольшой пористостью, механической прочностью, неспособностью к активному взаимодействию с растворами. Особенно наглядно их экранирующее влияние проявляется на флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении, в пределах которого устанавливается экранирование главных рудоносных зон согласным телом габбро-диоритов и пластами метаморфизованных и ороговикованных песчаников.

Для отдельных рудных тел экранами служат прослои и горизонты сланцев, дорудные дайки. Часто вблизи контактов даек наблюдаются раздувы рудных тел, характеризующиеся повышенными концентрациями рудных компонентов. Сочетание нескольких пересекающихся даек приводит к появлению своеобразных структурных «ловушек», к которым приурочиваются наиболее богатые и значительные рудные тела. Процессы рудообразования в этом случае развиваются в относительно изолированных блоках, при несколько различающихся физико-химических условиях, что предопределяет минеральное разнообразие возникающих руд.

На мусковит-флюорит-берилловом месторождении рудоносные зоны, залегающие в свитах переслаивания известняков и сланцев, экранируются свитами сланцевого состава. При этом наблюдается приуроченность наиболее богатых и протяженных рудных тел к верхним частям рудоносных зон, к контактам известняков и сланцев.

На топаз-флюорит-хризоберилловом месторождении экранирующие породы отсутствуют, это приводит к «распылению» бериллиевой минерализации в прожилковой зоне, развивающейся над телами топаз-флюоритового состава.

Приведенные примеры показывают, что экранирование способствует концентрации фтор-бериллиевой минерализации и должно учитываться при проведении детальных геологоразведочных работ.

## 5. ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА МОРФОЛОГИЮ РУДНЫХ ТЕЛ

По структурно-морфологическим особенностям рудные зоны рассматриваемых месторождений относятся к типу избирательно замещенных горизонтов пород и располагаются как вблизи, так и на значительном удалении от контактов гранитных массивов.

На этих месторождениях, приуроченных к толщам переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных пород, оруденение локализуется в виде прожилково-метасоматических зон, ориентированных согласно с залеганием вмещающих пород. Зоны приурочены к участкам толщ, сложенным наиболее благоприятными для рудоотложения породами. В зависимости от строения толщ на месторождениях образуются одна, две или несколько прожилково-метасоматических зон. Размеры зон по простиранию от 400—500 до 1000—1500 м. Залегая в основном согласно с вмещающими породами и повторяя их складчатые структуры, некоторые зоны обнаруживают отчетливое склонение. Развиваясь по переслаиванию пород различного состава, прожилково-метасоматические зоны имеют сложное внутреннее строение и состоят из отдельных рудных тел, чередующихся со слабо оруденелыми и безрудными породами. Выделяются рудные тела двух типов: полного или сплошного замещения и вкрапленно-прожилковые.

Рудные тела полного замещения развиваются по известнякам и карбонатно-алюмосиликатным породам с образованием характерных массивных, полосчатых, полосчато-очковых руд. Морфология этих тел определяется формой замещаемых пород. Часто они повторяют форму пластов известняков, образуя пластовые, линзовидные, седловидные, волнисто-изогнутые рудные тела. При неполном замещении пластов известняков возникают сложные по морфологии тела с извилистыми очертаниями, линзы, вытянутые по контактам с породами алюмосиликатного состава, столбообразные тела вдоль даек.

Вкрапленно-прожилковые рудные тела образуются, как правило, в породах алюмосиликатного состава (сланцах, скарнах, дайковых породах), т. е. в породах, менее благоприятных для химического взаимодействия с растворами. В случаях слабого развития метасоматического процесса вкрапленно-прожилковые руды развиваются и по известнякам. Контакты прожилково-вкрапленных рудных тел устанавливаются по результатам опробования в зависимости от принятого бортового содержания. Форма этих рудных тел — согласные линзы, оруденелые блоки, столбообразные тела.

Взаимоотношения рудных тел полного замещения и вкрапленно-прожилковых самые разнообразные: они встречаются изолированно, но чаще вкрапленно-прожилковые руды развиваются на флангах рудных тел полного замещения. Размеры рудных тел варьируют в широких пределах: от небольших (по простиранию и падению первые метры) до значительных (десятки и первые сотни метров). Мощность соответственно колеблется от десятков сантиметров до первых десятков метров. Вкрапленно-прожилковые рудные тела, как правило, характеризуются большими размерами по сравнению с телами полного замещения.

Сравнительно более сложную морфологию имеют рудные тела флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения, залегающие вблизи контакта

гранитного массива, что связано с обилием даек и совмещением оруденения с зонами скарнирования и калиевого метасоматоза (микроклинизации). Осложненные морфологии рудных тел на месторождениях, приуроченных к контактам с гранитами, по-видимому, явление часто встречающееся (Д. В. Рундквист, 1971 г.). В целом морфология рудных тел изученных месторождений определяется следующими факторами:

а) строением рудовмещающей толщи — формой и размерами пластов и горизонтов, сложенных породами, литологически благоприятными для рудоотложения (известняками и карбонатными сланцами), а также их взаимоотношением с породами, неблагоприятными для рудоотложения;

б) особенностями проявления процессов, предшествующих оруденению — метаморфизма, скарнирования, ороговикования, микроклинизации, осложняющих состав и строение рудовмещающих толщ;

в) дорудными разрывными нарушениями, создающими зоны и участки повышенной проницаемости для гидротермальных растворов, а в отдельных случаях играющих роль экрана (при развитии дорудных глинок трения);

г) пострудными тектоническими подвижками, приводящими иногда к разрыву и незначительному смещению отдельных рудных тел.

Различное воздействие перечисленных факторов обуславливает сложное строение прожилково-метасоматических зон и многообразие морфологических типов рудных тел. Наиболее благоприятные условия для локализации оруденения создаются в узлах пересечения разнонаправленных даек, при наличии флексуобразных изгибов (явления отслоения) и в случае экранирования рудных тел слабо проницаемыми породами.

## 6. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУД ПОЛНОГО ЗАМЕЩЕНИЯ

При взаимодействии гидротермальных растворов с известняками образуются руды полного замещения. Развиваясь по отношению к вмещающим породам, эти руды различаются по минеральному и химическому составу (табл. 10), а также по текстурно-структурным особенностям, что связано с различиями химизма гидротермальных растворов и условий рудоотложения.

Руды имеют мусковит-флюоритовый, топаз-флюоритовый, мусковит-топаз-флюоритовый, слюдисто-полевошпат-флюоритовый, кварц-полевошпат-флюоритовый, карбонат-полевошпат-флюоритовый состав с бериллиевой минерализацией, представленной на различных месторождениях бериллом, хризобериллом, фенакитом и берtrandитом. Для руд характерно массивное, пятнистое и ритмично-полосчатое строение с волнисто-полосчатой, узловато-полосчатой, петельчато-полосчатой, линейно-полосчатой текстурами.

Часто наблюдается пересечение руд мусковитовыми, флюоритовыми, мусковит-флюоритовыми, топазовыми, топаз-флюоритовыми прожилками. Бериллиевые минералы образуются в завершающий период формирования руд, локализуясь в основном в промежутках между выделениями флюорита и в прожилках.

Руды разных месторождений отличаются по величинам алюмо-кремниевое отношения и коэффициенту аггаитности (рис. 11). В рудах флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения алюмо-кремниевое отношение колеблется от 0,06 до 0,25 (ср. 0,20), соответственно в рудах мусковит-флюорит-бериллового 0,67—0,97 (ср. 0,82) и топаз-флюорит-хризобериллового 1,31—2,08 (ср. 1,61).

В соответствии с этим изменяется и характер бериллиевой минерализации: берtrandит и фенакит сменяются бериллом и далее хризобериллом.

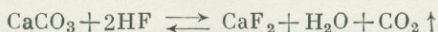
Наибольшей агпаитностью характеризуются руды флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения — от 0,60 до 1,04 (ср. 0,82). В рудах мусковит-флюорит-бериллового месторождения этот коэффициент колеблется от 0,33 до 0,49 (ср. 0,41). Минимальной щелочностью обладают руды топаз-флюорит-хризобериллового месторождения — от 0,01 до 0,18 (ср. 0,07). Калий-натриевое отношение отражает преобладание в рудах калия (рис. 12, 13) и по средним величинам уменьшается в следующей последовательности: флюорит-фенакит-берtrandитовое 7,17; топаз-флюорит-хризоберилловое 4,06; мусковит-флюорит-берилловое 3,63. Соответственно в фенакит-берtrandитовых рудах присутствуют калиевый полевой шпат и альбит, в берилловых рудах — мусковит и хризоберилловых рудах — незначительное количество мусковита.

По содержанию магния руды мусковит-флюорит-бериллового и топаз-флюорит-хризобериллового месторождений близки (соответственно 7,2 и 7,7 атомов в  $10\ 000\ \text{\AA}^3$ ). В рудах флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения магния фиксируется меньше (3,1 атомов в  $10\ 000\ \text{\AA}^3$ ), хотя в подстилающих породах находится мощная толща доломитовых мраморов. На этом месторождении магний слабее вовлекается в гидротермальный процесс.

Наибольшая активность фтора проявляется в рудах топаз-флюорит-хризобериллового месторождения, где фтор, кроме флюорита, входит в состав топаза и мусковита.

Руды флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения характеризуются значительно более высокими содержаниями бериллия по сравнению с рудами мусковит-флюорит-бериллового и топаз-флюорит-хризобериллового месторождений.

Образование руд полного замещения обычно рассматривается как замещение кальцита флюоритом согласно реакции



с последующим выполнением возникающего дефицита объема (30%) слюдами, топазом, полевым шпатом и бериллиевыми минералами. Однако наблюдаемые количественные соотношения между флюоритом и другими минералами в рудах очень непостоянны и варьируют в широких пределах. Как правило, содержание флюорита в них значительно меньше получаемого при расчете, согласно приведенной реакции. Пересчеты химических анализов руд (табл. 11) также обнаруживают вынос кальция (ср. 14,7%) по сравнению с замещаемым известняком.

По-видимому, параллельно реакции образования флюорита происходит растворение кальцита, возможно, в результате реакции

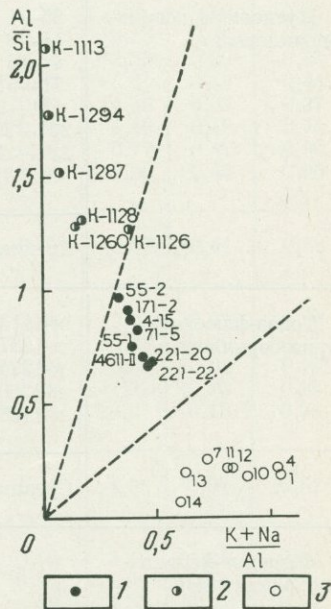
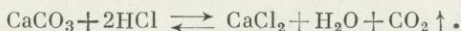


Рис. 11. Диаграмма агпаитность — глинозёмность руд полного замещения, образующихся по карбонатным породам.

Руды: 1 — мусковит-флюорит-берилловые; 2 — топаз-флюоритовые и мусковит-топаз-флюорит-хризоберилловые; 3 — флюорит-фенакит-берtrandитовые и полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовые

Химический состав руд полного замещения, образующихся по кар

Генетические типы месторождений	Номера анализов	Анализируемый материал	Si	Al	K	Na	Mg		
Мусковит-флюорит-берилловый	55-1	Берилл-мусковит-флюоритовая руда	71	56	21	1,5	6,5		
	55-2		70	68	20,5	2,0	4,0		
	4-15		59	51	18,5	1,5	3,0		
	71-5		44	36	14,0	1,0	23,0		
	171-2		69	63	21,5	1,5	2,0		
	221-20		53	36	9,5	8,0	1,0		
	221-22		83	56	11,5	15,0	4,0		
	4611-II		38	27	8,0	4,0	4,0		
	Средний состав			60	49	15,6	4,3	7,2	
	Топаз-флюорит-хризоберилловый		к-1113	Топаз-флюоритовая и хризоберилл-мусковит-топаз-флюоритовая руда	60	125	1,0	0,3	0,5
к-1287		69	106		9,0	0,7	0,9		
к-1294		49	87		1,6	0,3	10,5		
к-1260		55	71		6,2	4,7	31,0		
к-1128		35	46		7,8	0,3	1,4		
Средний состав			54		87	5,1	1,3	8,9	
Флюорит-фенакит-берtrandитовый	1	Берtrandит-фенакит-полевошпат-флюоритовая руда	48	9	8,4	1,0	0,6		
	7		68	17	10,0	2,0	1,0		
	10		82	15	10,9	2,5	3,9		
	12		81	18	14,2	0,5	0,8		
	13		35	7	3,9	0,5	2,9		
	14		65	4	1,9	0,5	0,0		
	4		54	12	12,3	1,0	0,5		
	11		55	12	8,2	1,5	9,0		
Средний состав			61	12	8,6	1,2	3,1		

Участие хлора подтверждается присутствием его соединений (преимущественно NaCl) в газовой-жидких включениях флюорита и других минералов. Вынос кальция подтверждается появлением на месторождениях по периферии рудных тел слабо флюоритизированных известняков повышенной пористости, возникающих при частичном растворении кальцита.

**Выводы.** 1. Мусковит-флюорит-берилловые, топаз-флюорит-хризоберилловые и флюорит-берtrandит-фенакитовые месторождения преимущественно приурочены к переслаивающимся карбонатным и алюмосиликатным породам, относящимся к терригенно-карбонатной морской субформации. Эти породы образуются в предорогенные, орогенные и посторогенные стадии развития геосинклинальных систем.

богатым породам (количество атомов в 10 000 Å³)

Ca	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	C	H	F	Be	S	$\frac{Al}{Si}$	$\frac{K}{Na}$	$\frac{K+Na}{Al}$	$\frac{Fe^{3+}+Fe^{2+}}$
106	0,30	0,30	0,50	63	196	0,5	He опр	0,76	14,0	0,40	0,50
104	0,70	0,20	0,50	64	213	0,5	»	0,97	10,25	0,33	0,78
129	1,20	0,50	0,50	69	248	0,97	»	0,86	12,33	0,39	0,44
153	0,80	1,00	0,50	32	235	0,7	»	0,82	14,0	0,42	0,44
105	0,45	1,25	1,50	75	210	2,1	»	0,91	14,33	0,37	0,27
155	0,70	0,25	3,0	45	288	0,8	»	0,68	1,19	0,49	0,74
97	1,35	0,15	1,00	77	188	0,1	»	0,67	0,77	0,47	0,90
153	1,00	1,00	5,00	112	298	—	1,0	0,71	2,00	0,44	0,50
125	0,81	0,58	1,56	67	235	0,77		0,82	3,63	0,41	0,58
104	2,2	0,05	1,5	27	296	0,0	He опр	2,08	3,33	0,01	0,98
134	0,3	0,55	0,5	39	262	0,0	»	1,54	14,29	0,09	0,31
131	0,9	0,30	1,0	66	292	0,4	»	1,78	5,33	0,02	0,75
124	0,8	2,00	3,0	88	241	0,4	»	1,29	1,32	0,15	0,29
149	0,9	0,3	1,0	26	296	1,3	»	1,31	26,0	0,18	0,75
128	1,02	0,64	1,40	49	277	0,42		1,61	4,06	0,07	0,61
161	3,80	0,25	11,5	He опр	278	32,0	0,4	0,19	8,40	1,04	0,94
120	3,40	0,35	28,5	»	172	53,0	0,0	0,25	5,00	0,71	0,91
134	6,65	1,45	13,0	»	237	6,5	7,0	0,18	4,36	0,89	0,82
114	2,35	2,55	18,0	»	199	14,0	8,8	0,22	28,40	0,82	0,48
170	1,60	0,90	7,0	»	328	35,5	3,9	0,20	7,80	0,63	0,64
165	2,45	0,30	0,5	»	311	16,0	3,6	0,06	3,80	0,60	0,89
132	5,80	0,40	4,0	»	289	26,5	0,3	0,22	11,30	1,03	0,94
142	4,10	4,20	15,0	»	256	21,5	7,0	0,22	5,47	0,81	0,49
142	3,77	1,30	12,2		259	25,6	3,9	0,20	7,17	0,82	0,74

Области распространения алюмосиликатно-карбонатных толщ при наличии благоприятных разрывных структур и проявлений магматизма кислого и субщелочного характера следует рассматривать как перспективные для выявления флюорит-бериллиевых месторождений.

Благоприятное влияние на рудоотложение переслаивающихся алюмосиликатных и карбонатных пород определяется повышенной анизотропией физико-механических свойств переслаивающихся пород, что способствует развитию выдержанных рудомещающих структур, а также интенсивным взаимодействием бериллий-фторсодержащих растворов с карбонатными (известковыми) породами с образованием бериллийсодержащих флюоритовых метасоматитов.

2. Состав вмещающих пород определяет появление типов руд, различающихся по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям. Среди них выделяются руды полного замещения, развивающиеся по известнякам, и руды вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные, образующиеся по различным алюмосиликатным породам.

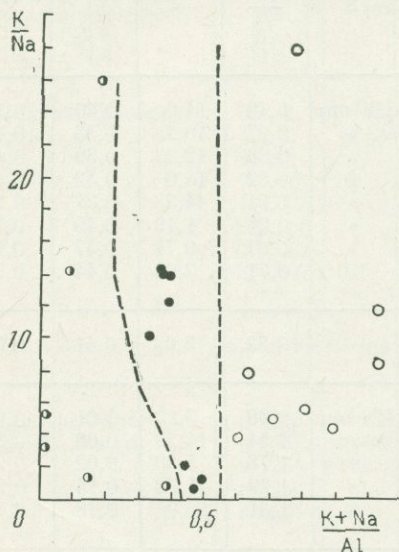


Рис. 12. Диаграмма  $K/Na$  — аргитность руд полного замещения, образующихся по карбонатным породам. Условные обозначения см. на рис. 11

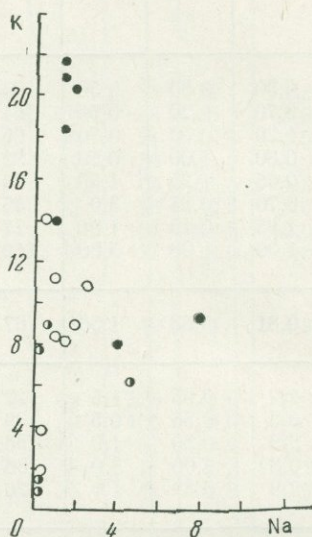


Рис. 13. Диаграмма натрия — калий (количество атомов в  $10\,000 \text{ \AA}^3$ ) руд полного замещения, образующихся по карбонатным породам. Условные обозначения см. на рис. 11

Руды полного замещения характеризуются простым минеральным составом, наиболее высококачественны и сравнительно легко поддаются флотационному обогащению. Установлено, что для образования высококачественных руд с фе-

Таблица 11

Содержания кальция и фтора в известняках и образовавшихся по ним флюорит-бериллиевых рудах (количество атомов в  $10\,000 \text{ \AA}^3$ )

Генетические типы месторождений	Известняки		Флюорит-бериллиевые руды		Вынос кальция при образовании руд, %
	Ca		Ca	F	
Мусковит-флюорит-берилловый	142—153 (ср. 148)		97—155 (ср. 125)	188—298 (ср. 235)	15,5
Топаз-флюорит-хризоберилловый	147—148 (ср. 148)		104—149 (ср. 128)	230—291 (ср. 277)	14,8
Флюорит-фенакит-бертрандитовый	151—152 (ср. 152)		114—170 (ср. 142)	172—328 (ср. 259)	13,8

накитом и берtrandитом благоприятны повышенная щелочность, высокая активность калия по сравнению с натрием и кремния по сравнению с алюминием. Руды прожилково-вкрапленные отличаются более сложным минеральным составом, хуже по качеству и труднее обогащаются.

Выделение различных типов руд имеет большое значение для оценки месторождений. В их названиях необходимо отражать не только минеральный состав и текстурно-структурные особенности, но и обязательно субстрат, по которому данный тип руды развивается, например апоизвестняковые массивные мусковит-флюорит-берилловые, апосланцевые прожилковые мусковит-берилловые, апоскарновые прожилково-вкрапленные флюорит-мусковит-хризоберилловые и т. д.

3. Оруденение, как правило, возникает путем метасоматоза и выполнения мелких трещин. Бериллиевая минерализация развивается по переслаивающимся породам различного состава, рудные зоны имеют сложное внутреннее строение и состоят из отдельных тел, чередующихся со слабо оруденелыми и безрудными участками.

Рудные тела полного замещения развиваются по известнякам и карбонатно-алюмосиликатным породам с образованием массивных, полосчатых и полосчато-очковых руд. Морфология их определяется характером замещаемых пластов и горизонтов. Часто они повторяют форму пластов известняков, образуя пластовые, линзовидные, седловидные, волнисто-изогнутые рудные тела.

Вкрапленно-прожилковые рудные тела характерны для пород алюмосиликатного состава (сланцев, скарнов, дайковых пород). Форма вкрапленно-прожилковых рудных тел — согласные линзы, оруденелые блоки, столбообразные тела.

В образовании богатых рудных тел большую роль играют породы, которые по физико-химическим свойствам (небольшой пористости, механической прочности, неспособности к активному взаимодействию с растворами) экранируют рудоносные растворы, обуславливая значительную их концентрацию на определенных участках. К ним относятся сланцы, амфиболиты, различные магматические породы, иногда доломиты. Наиболее богатые и значительные по размерам рудные зоны и отдельные тела часто локализуются под пластами и горизонтами пород, обладающими экранирующими свойствами. Иногда рудные тела бывают приурочены к системам пересекающих даек, создающих своеобразные структурные «ловушки».

4. Морфология рудных тел определяется:

а) строением рудовмещающей толщи, наличием благоприятных для рудоотложения пород, а также их взаимоотношением с породами, оказывающими экранирующее воздействие на рудоносные растворы;

б) особенностями проявления процессов, предшествующих оруденению, осложняющих состав и строение рудовмещающих толщ;

в) дорудными разрывными нарушениями, внедрением даек, создающими зоны и участки повышенной проницаемости для гидротермальных растворов;

г) пострудными тектоническими подвижками.

5. Определенное воздействие на процессы рудоотложения оказывают подстилающие породы — своеобразные фильтры для проходящих растворов. Эти породы обычно представлены различными сланцами, доломитами, амфиболитами, туфами, лавами липаритов и гранитами. Вследствие незначительного содержания в них кальцита они слабо реагируют с бериллий-фтористыми растворами, что способствует сохранению в растворах фтора и бериллия.

Изменения состава растворов при взаимодействии с подстилающими породами предопределяют особенности состава развивающейся на месторождениях бериллиевой минерализации. В зависимости от состава подстилающих пород в растворах закономерно меняются алюмо-кремниевые и калий-натриевые отношения, что сказывается на образовании в рудах хризоберилла, берилла, бертрандита, фенакита.

Хризоберилл развивается в рудах, которые локализуются среди карбонатных пород, подстилаемых породами гранитоидного состава, содержащими калиевый полевоы шпат. При грейзенизации этих пород проявляется типичное кислотное выщелачивание, в результате которого в растворах увеличивается алюмо-кремниевое отношение.

Берилл характерен для месторождений, подстилающие породы которых представлены породами повышенной основности, содержащими плагиоклаз (сланцы, амфиболиты, гранодиориты). Процесс грейзенизации в этих породах приводит к образованию слюдяных и флюорит-слюдяных метасоматитов. При этом растворы обогащаются кремнием, натрием, магнием и обедняются алюминием и калием. Алюмо-кремниевое отношение в растворах обеспечивает образование берилла; в некоторых случаях уменьшение его столь значительно, что в рудах появляется также фенакит.

Фенакит и бертрандит связаны с более щелочными калиевыми растворами, которые на ранних стадиях производят скарнирование и микроклинизацию подстилающих пород. В результате этих процессов растворы теряют алюминий и обогащаются кремнием, это способствует образованию фенакита и бертрандита.

6. При расшифровке структуры месторождений и изучении вмещающих пород рекомендуется учитывать следующее:

а) необходимо составлять детальные стратиграфические колонки, характеризующие различные участки рудных полей и месторождений, причем начиная с тех участков рудных полей, где вмещающие породы наименее гидротермально изменены и незначительно тектонически нарушены. В результате должны быть установлены наиболее благоприятные для оруденения пласты или горизонты, состав подстилающих и перекрывающих толщ, маркирующие горизонты, помогающие в изучении структуры месторождений;

б) важно установить ритмичное строение рудовмещающей толщи и приуроченность оруденения к определенным частям ритмов;

в) сравнение колонок в разных частях месторождения позволит установить фаціальную изменчивость пород и тем самым наметить участки наиболее благоприятные в литологическом отношении для локализации оруденения. При этом следует учитывать, что наиболее благоприятные условия для локализации оруденения создаются в пачках переслаивания известковистых и алюмосиликатных пород в случаях их пересечения разнонаправленными дайками, при флексуорообразных перегибах (явления отслоения) и при экранировании их слабопроницаемыми породами.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ГРАНИТАМИ

Изучение многочисленных месторождений бериллия показало, что с нормальными лейкократовыми гранитами преимущественно связаны месторождения грейзеновой генетической группы.

Общая характеристика и история изучения грейзеновых месторождений как самостоятельной генетической группы редкометальных месторождений достаточно полно изложены в обобщающих работах Г. Н. Щербы (1968) и Д. В. Рундквиста и др. (1971). В результате усилий многих исследователей (Г. Н. Щербы, Н. И. Наковника, Д. С. Коржинского, Ив. Ф. Григорьева, И. Н. Говорова, А. А. Беуса, А. И. Гинзбурга, Д. В. Рундквиста, М. Штемпрока и др.) выявлены главные особенности формирования месторождений этой группы. Установлено, что грейзенизация относится к постмагматическим процессам, связанным с гранитными интрузивами средней и малой глубинности (1,5—4 км) и развивается в период наибольшей кислотности постмагматических растворов (Коржинский, 1955). Условия процесса грейзенизации ориентировочно оцениваются в пределах: температура 200—500°С и давление 300—1500 кгс.

Для грейзеновых месторождений характерна концентрация таких элементов: олово, вольфрам, молибден, бериллий, фтор, литий, рубидий, цезий, висмут, бор. К типичным минералам относятся кварц, слюды (мусковит, циннвальдит, протолитинит), топаз, флюорит, турмалин, альбит, калиевый полевой шпат, касситерит, берилл, вольфрамит, молибденит, висмутин, пирит.

Определению положения грейзенизации в ряду различных постмагматических процессов посвящены работы А. Н. Заварицкого (1947 г., 1953 г.), А. И. Гинзбурга и Д. И. Горжевского (1957 г.), В. Н. Котляра (1968 г.), О. П. Ушакова (1970 г.), Д. В. Рундквиста и др. (1971). В них обсуждается общая позиция грейзенов по отношению к другим образованиям в зависимости от глубинности, температурной последовательности и других факторов минералообразования.

Положение грейзенизации в ряду постмагматических процессов, связанных с гранитоидами, определено А. Н. Заварицким (1947 г.) между альбитизацией (или формацией альбит-микроклин-кварцевых метасоматитов) и формацией березитов (гидрослюдитов, В. Н. Котляр, 1968 г.).

Критерии, определяющие грейзеновую метасоматическую формацию, представляются достаточно четкими. От более ранней формации альбит-микроклин-кварцевых метасоматических пород грейзеновая формация отличается количественным преобладанием слюд над полевыми шпатами среди алюмосиликатных минералов. От формации березитов их четко отделяет присутствие (в березитах) или отсутствие (в грейзенах) устойчивой ассоциации мусковит + карбонат + пирит (Коржинский, 1955).

Однако в настоящее время понятие «грейзен» не однозначно. Д. В. Рундквист (Рундквист и др. 1971) настаивает на его применимости только

к апогранитным метасоматическим породам и разделяет понятия «грейзен» и «грейзеновая формация метасоматических пород». Нам такое разделение представляется искусственным и неудобным, эволюция содержания того или иного термина вполне закономерна по мере развития и уточнения сведений о явлении, которое этим термином определяется. Положение грейзенизации как наиболее кислотной стадии в серии последовательно развивающихся постмагматических процессов, связанных с породами гранитоидного ряда, по-видимому, ни у кого не вызывает сомнений. В то же время попытки охарактеризовать грейзен как породу определенного состава довольно противоречивы. Очевидно, последнее обстоятельство связано с тем, что метасоматические породы, даже принадлежащие к одной стадии минералообразования, могут быть весьма пестрыми по составу как вследствие разнообразия замещаемых пород, так и вследствие проявления метасоматической зональности и других причин. Поэтому определение метасоматических пород, в частности грейзенов, по их минеральному составу встречает значительные трудности. Более удобно в термин «грейзен» вкладывать прежде всего генетический смысл. В данной работе грейзеном называется любая метасоматическая порода, независимо от состава исходной породы, принадлежащая к грейзеновой формации, т. е. образующаяся на определенной стадии развития постмагматического процесса, связанного с гранитоидами, и содержащая определенный набор типоморфных минералов. Возможно, удобной формой выражения роли исходных пород окажется употребление приставки «апо» — апогранитные, апоскарновые, апокарбонатные, апогипербазитовые и апобазитовые грейзены.

Среди других грейзеновых месторождений бериллиевые отличаются особым своеобразием, поскольку значительные концентрации бериллия появляются в ассоциации с апокарбонатными, апобазитовыми и другими относительно редко встречающимися типами грейзенов. В настоящее время известно большое количество бериллиевых месторождений, относимых к грейзеновой генетической группе. Грейзеновые месторождения бериллия существенно различаются по масштабам, строению рудных тел, составу бериллиевой минерализации и другим особенностям. Эти различия в большой степени связаны с проявлением стадийности грейзенового процесса. Различные стадии связываются при этом не с пульсационным поступлением растворов различного состава, а с эволюцией растворов во времени и в пространстве. По классификации бериллиевых месторождений А. И. Гинзбурга и Н. П. Заболотной (Генетические типы..., 1975) к грейзеновой генетической группе целиком принадлежат месторождения флюорит-слюдисто-берилловой и кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формаций, а также часть месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации (связанных с лейкократовыми гранитами). К грейзеновой группе относятся также месторождения формации бериллиеносных скарнов.

## **1. ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ ГРАНИТОВ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СВЯЗАННЫХ С НИМИ БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

За основу определения глубинности постмагматического процесса рационально принять глубинность материнского гранитного массива, так как условия становления интрузива, очевидно, прямо и непосредственно определяют условия связанного с ним гидротермального, и в частности грейзенового, минералообразования.

Как показал И. Н. Тимофеев (1971), глубинность гранитов не связана однозначно с абсолютной глубиной, выражаемой мощностью перекрывающих горных пород. Глубинность — интегральное понятие, отражающее суммарное влияние не только глубины, но и температуры, давления (общего и флюидной фазы), градиентов этих параметров, зависящих главным образом от степени открытости — закрытости магматической или гидротермальной системы. Важное значение имеет наличие или отсутствие водонепроницаемых экранов, под которыми давление флюидов может значительно превышать гидро- и даже литостатическое давление (Иванов, 1968). Водонепроницаемые экраны обеспечивают также относительно стабильные условия протекания гидротермального минералообразования, без резких градиентов температуры или давления.

В основу подразделения гранитов по фациям глубинности положены критерии, предложенные Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1965). По их данным грейзеновые месторождения бериллия и соответствующие материнские граниты относятся к мезоабиссальной группе фаций, которая подразделяется на менее глубинную и более глубинную подгруппы.

На примере регионов, содержащих бериллиевые месторождения, выявляется тенденция — по мере увеличения временного разрыва между завершением складчатости и проявлением гранитного магматизма наблюдается уменьшение глубинности продуктивных гранитов. Так, гранитные массивы более глубинной подгруппы мезоабиссальной фации, как правило, относятся к позднеорогенным интрузивам, которые принадлежат к тому же тектоно-магматическому циклу, что и вмещающая их складчатая область (например герцинскому). Гранитные массивы менее глубинной подгруппы мезоабиссальной фации чаще (хотя и не всегда) связаны с явлениями тектоно-магматической активизации (возможно, сопряженной с геосинклинальным процессом в прилегающем регионе).

**Гранитные массивы более глубинной подгруппы мезоабиссальной фации и связанное с ними бериллиевое оруденение.** Интрузивы данной подгруппы характеризуются следующими особенностями:

а) имеют крупные размеры, батолитовую или плитообразную форму, конкордантное залегание часто с инъекционными контактами;

б) залегают среди вмещающих пород, чаще метаморфизованных до амфиболитовой фации;

в) эндоконтактные изменения выражены слабо, зоны закалки отсутствуют или имеют незначительную ширину; для экзоконтактов известково-скарновые залежи не характерны;

г) жильная серия представлена главным образом аплитовидными гранитами и пегматитами;

д) структуры гранитных пород в основном крупно- и среднезернистые, выдержанные на больших площадях;

е) зональность плагиоклазов в гранитах почти не проявлена;

ж) характерно присутствие микроклина с крупными пертитовыми вросками;

з) концентрическая зональность оруденения различных типов вокруг отдельных интрузивов отсутствует, но четко проявлена региональная горизонтальная зональность, выраженная в том, что в пределах региона в целом определенные типы месторождений занимают закономерную позицию по отношению к контурам массивов;

и) грейзеновые процессы имеют отчетливо выраженную особенность: отсутствует типичное кислотное выщелачивание с явлением окварцевания; грейзены представлены слюдяными и флюорит-слюдяными разностями; из других

постмагматических образований в связи с данными гранитами отмечаются пегматиты, а иногда березиты.

Взаимосвязь между особенностями гранитных массивов, уровнем их эрозионного среза и характером бериллиевой минерализации рассматривается на примере двух типичных массивов, залегающих в герцинской складчатой области.

Один из глубоко эродированных гранитных массивов имеет крупные размеры (десятки километров в длину и ширину). Он сложен в основном нормальными биотитовыми и двуслюдяными гранитами, отмечаются также кварцевые

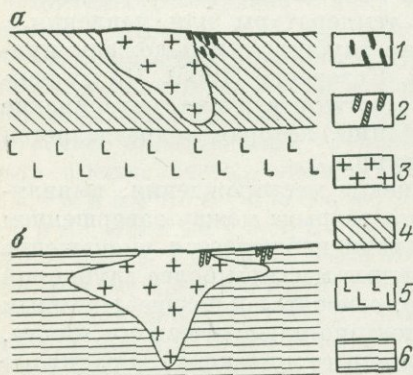


Рис. 14. Схематические разрезы гранитных массивов: а — глубоко эродированного, б — слабо эродированного.

1 — пегматитовые и грейзеновые месторождения тантала и бериллия; 2 — грейзеновые месторождения бериллия и вольфрама; 3 — граниты; 4 — гнейсовая толща; 5 — базальтовый слой; 6 — гнейсо-амфиболитовая и эффузивная толща

новных пород. Бериллиевое оруденение связано с грейзеновыми образованиями, а тантал-бериллиевое с пегматитами. Характерна пространственная зональность по отношению к контакту гранитного массива. Эндоконтактная зона содержит участки пегматоидных и альбитизированных гранитов с редкометальной (тантал, ниобий) минерализацией, а также отдельные пегматитовые тела. Более широко пегматиты распространены в экзоконтактной полосе в непосредственной близости от гранитов. В более удаленной от массива зоне преимущественно развиты грейзеновые процессы, дающие начало месторождениям флогопит-маргарит-бериллового типа (слюдисто-флюорит-берилловой формации).

Другой, слабо эродированный гранитный интрузив на поверхности представлен рядом отдельных массивов протяженностью 5—30 км. Форма их разнообразна — от удлинненно-овальной до весьма неправильной. Общая протяженность полосы массивов достигает нескольких десятков километров. Относительно небольшие массивы гранитов, обнажающиеся на поверхности, по гравиметрическим данным на глубине 300—500 м соединяются в единый массив, который имеет в сечении форму этмолита. Пластообразные фланги массива имеют мощность в среднем 3 км. Они протягиваются на значительное расстояние от

диориты, гранодиориты и аляскиты. Аляскиты (розовые биотитовые граниты, пегматоидные и аплитовидные мусковитовые граниты) развиты главным образом в восточной эндоконтактной зоне массива, вблизи которой сосредоточены бериллиевые и танталовые месторождения. Жильная серия представлена аплитами, пегматитами, мелкозернистыми гранитами и породами среднего состава.

В пределах массива присутствуют граниты различного возраста (от 510 до 245 млн. лет) и более древние гранито-гнейсы (до 1200 млн. лет), т. е. не только герцинские и каледонские, но и байкальские.

По гравиметрическим данным массив имеет в вертикальном сечении клиновидную форму с постепенным сужением книзу и выклиниванием гранитов на глубине 10—12 км (рис. 14).

Гранитный массив сопровождается разнообразным редкометальным оруденением, преимущественно в экзоконтактной полосе среди осадочно-метаморфических и ультраос-

обнаженной части массива. Максимальная мощность массива достигает 8—9 км. В целом массив является конкордантным, как и наиболее крупные его апофизы. Последние приурочены к ядрам антиклинальных складок, осложняющих антиклинорий, в центральной части которого залегают массив.

В составе массива выделяются породы формаций: плагiogраниты позднедевонского и раннекаменноугольного возраста, производные базальтоидного магматизма, и граниты позднепалеозойской гранитоидной формации. Последовательность формирования последних соответствует обычному ряду — от гранитоидов повышенной основности до лейкократовых ультракислых гранитов. Интрузив формировался в диапазоне 320—255 млн. лет.

В надинтрузивной зоне рассматриваемого массива расположены грейзеновые месторождения бериллия и вольфрама, а в периферической части этой зоны — березитовые золоторудные месторождения. Грейзеновые месторождения принадлежат к двум рудным формациям: слюдисто-флюорит-берилловой и кварц-вольфрамит-берилловой. Месторождения кварц-вольфрамит-берилловой формации невелики по размерам, часто располагаются в апикальных частях гранитных куполов или в их надинтрузивных зонах, а рудные тела, представленные кварцевыми жилами, выполняют трещины оперения тектонических зон. Месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации значительны по запасам, в их формировании наряду с выполнением открытых трещин важную роль играли метасоматические процессы. Эти месторождения локализируются среди осадочно-метаморфических толщ в некотором удалении от материнских интрузивов и приурочены к тектоническим зонам, согласным с простиранием вмещающих пород.

**Гранитные массивы менее глубинной подгруппы мезоабиссальной фации и связанное с ними бериллиевое оруденение.** Интрузивы данной подгруппы характеризуются следующими особенностями:

а) размеры их выходов на поверхность, как правило, не превышают не скольких десятков квадратных километров; по условиям залегания массивы относятся к дискордантным, трещинного типа; внедрение контролируется региональными дизъюнктивными нарушениями;

б) история развития интрузивных комплексов заканчивается в течение одного тектоно-магматического цикла, хотя обычно в их формировании устанавливаются две-три фазы внедрения гранитной магмы;

в) массивы залегают среди вмещающих пород зеленосланцевой фации регионального метаморфизма; контактовые ореолы представлены биотитовыми, биотит-амфиболитовыми и амфибол-пироксеновыми роговиками шириной до 1—2 км;

г) эндоконтактные разности обычно имеют мелкозернистую порфировую, гранофировую структуры; в контактах с известняками часто возникают пироксен-гранатовые, гранат-везувиановые, иногда волластонитовые скарны;

д) жильная серия представлена гранит-порфирами, лампрофирами, небольшими телами миароловых и шлировых пегматитов;

е) структуры гранитов от крупно- до мелкозернистых, изменчивые в пространстве, часто порфировидные;

ж) калиевый полевоы шпат (нередко пелитизированный) представлен не только микроклином, но и ортоклазом;

з) постмагматический процесс развивается от скарнов и альбититов к грейзенам, а затем к вторичным кварцитам; наблюдается весьма тесная пространственная связь грейзеновых месторождений с гранитными массивами; значительная часть внутриинтрузивных комплексных месторождений вольфрама,

олова, молибдена, бериллия принадлежит к кварцево-жильному типу и их образование сопровождается мощным проявлением кислотного выщелачивания;

и) отчетливо выражена вертикальная и горизонтальная зональность сопутствующего оруденения различных типов.

С менее глубинными мезоабиссальными интрузивами связано разнообразное по типам бериллиевое оруденение, закономерно изменяющееся в зависимости от уровня эрозионного среза гранитного массива.

Наиболее крупные и глубоко эродированные массивы иногда сопровождаются месторождениями бериллиеносных скарнов. Один из таких массивов приурочен к осевой части крупной антиклинальной структуры, образование которой связывается с каледонской фазой складчатости. Его формирование относится к переходному от орогенного к субплатформенному этапу развития региона. Возраст гранитного массива силур-девонский (400—430 млн. лет). Слагающие интрузив лейкократовые гранитоиды имеют четко секущие контакты с вмещающими осадочно-метаморфическими породами. Массив вытянут в субмеридиональном направлении, поперечном к складчатости, в плане он имеет треугольную форму, с расширением к северу и сужением к югу. Контакты его полого погружаются в сторону вмещающих пород. Массив прорывает осадочно-метаморфические толщи верхнего протерозоя и нижнего палеозоя без видимого нарушения их залегания. Внедрение его контролировалось крупной разрывной структурой глубокого заложения. В рельефе массив вскрыт по вертикали приблизительно на 2 км. Мощность пород кровли (без учета складчатости) составляла не менее 2 км.

Среди пород массива выделяются крупнозернистые более глубинные разновидности и мелко- и среднезернистые разновидности, приуроченные к апикальным и эндоконтактовым зонам массива или слагающие мелкие интрузивы дополнительной фазы. Граниты часто имеют порфировидный облик благодаря присутствию вкрапленников калиевого полевого шпата и кварца. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая.

Все разновидности пород массива относятся к лейкократовым гранитам калиевого ряда и лишь частично натрий-калиевого. Часто отмечается их пересыщенность глиноземом. Характерны низкие содержания железа, магния, кальция. Граниты апикальных частей массива и дополнительных интрузивов нередко подвержены альбитизации. В альбитизированных зонах отмечается повышенное содержание тантала, ниобия и в меньшей степени бериллия.

Гранитный массив сопровождается разнообразным комплексом постмагматической редкометалльной минерализации (рис. 15): 1) мелкие тела шпировых и жильных пегматитов с бериллом; 2) гранатовые и гранат-везувиановые скарны с флюоритом, шеелитом, аксинитом и датолитом; 3) грейзены и грейзенизированные граниты с вкрапленностью берилла и с литиевыми слюдами; 4) метасоматические слюдисто-флюорит-магнетитовые породы с хризобериллом (по скарнам); 5) штокверковые зоны кварц-полевошпатовых жил с бериллом, сопровождаемые флюорит-альбит-флогопитовыми грейзеновыми оторочками; 6) штокверковые зоны кварцевых жил с бериллом и пиритом, сопровождаемые мусковит-кварцевыми грейзенами; 7) барит-флюорит-карбонатные жилы и прожилки с бавенитом, галенитом, сфалеритом и другими сульфидами.

Слюдисто-флюорит-магнетитовые породы и флюорит-альбит-флогопитовые околожильные породы относятся по минеральному составу и химизму метасоматоза к грейzenам, хотя и необычным (Генетические типы..., 1975, с. 48—64). Наблюдается отчетливая зональность в пространственном расположении грейзеновых образований различного типа. Гипсометрически самое низкое поло-

жение занимают слюдисто-флюорит-магнетитовые породы (бериллиеносные скарны), приуроченные к непосредственным экзоконтактам с гранитами в боковых участках массива. Несколько выше и дальше от контактов располагаются полевошпатовые прожилки с флюорит-альбит-флогопитовыми оторочками. В апикальных частях куполов и в надкупольных участках залегают кварцевожильные штокверковые зоны с мусковит-кварцевыми грейзенами.

Другой крупный гранитный массив, сопровождаемый залежами бериллиеносных скарнов, прорывает вулканогенные и осадочные (песчаники, известняки) породы нижнего палеозоя (Георгиевская, 1955). Массив имеет изометричные в плане очертания с падением контактов в сторону вмещающих пород. Его внедрение контролировалось крупной зоной разлома.

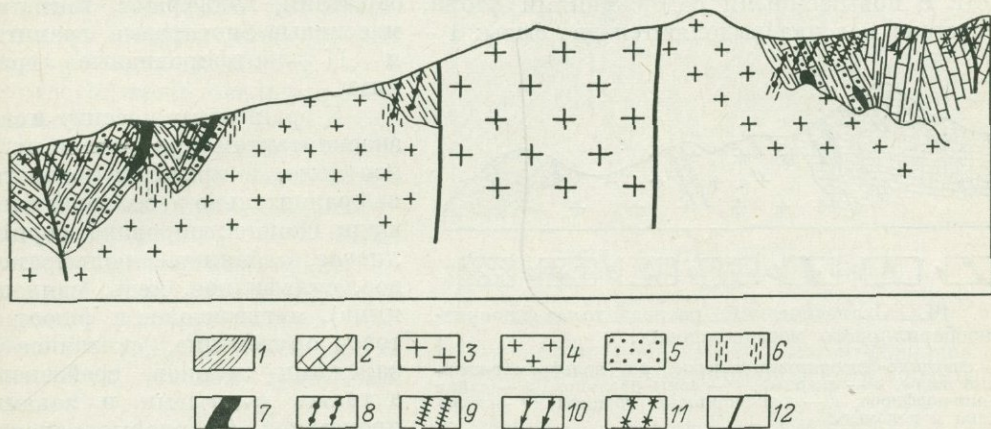


Рис. 15. Схема размещения бериллиевой минерализации в экзоконтактовой зоне гранитного массива.

1 — осадочно-метаморфические породы песчано-сланцевого состава; 2 — перекристаллизованные известняки, мергели; 3 — граниты глубинных фаций главной фазы; 4 — граниты апикальных фаций и дополнительных интрузий; 5 — зоны скарнирования в породах экзоконтакта; 6 — бериллсодержащие грейзены в эндоконтакте интрузива; 7 — слюдисто-флюорит-магнетитовые метасоматиты с хризобериллом; 8 — кварц-полевошпатовые жилы с бериллом; 9 — кварцевые жилы с бериллом и пиритом; 10 — флюорит-кальцитовые жилы с баженином; 11 — карбонатно-баритовые жилы с сульфидами свинца и цинка; 12 — разломы

Массив сложен лейкократовыми ультракислыми гранитами, в составе которых калиевый полевой шпат заметно преобладает над плагиоклазом (альбит-олигоклазом). Возраст гранитов герцинский. В приконтактных зонах появляются порфирировидные и аплитовидные разности. В апикальной части массива проявлены альбитизация и грейзенизация. Ширина ореола контактового метаморфизма достигает 1—4 км (тем шире, чем ближе падение контактов). Контактново-метаморфические породы представлены полевошпат-биотитовыми, полевошпат-андалузитовыми и андалузит-кордиеритовыми роговиками.

Залежи бериллиеносных скарнов располагаются среди осадочно-метаморфических пород  $D_{2+3}$ , сохранившихся в прогибе кровли северного контакта гранитного массива. Грейзеновые образования, развивающиеся по гранатовым, везувиан-гранатовым скарнам, представлены флюорит-везувиан-магнетитовыми, слюдяно-флюорит-магнетитовыми породами, которые включают хризобериллы и другие бериллиевые минералы.

Внутри гранитного массива, гипсометрически выше, расположено кварцевожильное вольфрамовое месторождение. Жилы сопровождаются кварцевыми, слюдяно-кварцевыми и флюорит-кварцевыми грейзенами.

Менее крупные, слабо эродированные гранитные массивы сопровождаются комплексными кварцево-жильными бериллий-вольфрамовыми месторождениями и флюорит-бериллиевыми месторождениями топаз-флюорит-хризобериллового типа (Генетические типы..., 1975, с. 123—135). Один из таких массивов верхнепермского возраста (254—279 млн. лет) прорывает верхнедевонские и нижнекаменноугольные известняки и доломиты. Он имеет овальную форму и вытянут в широтном направлении, согласно тектонической структуре района. Южный контакт падает круто ( $70-80^\circ$ ), северный — более полого ( $55-60^\circ$ ). Наличие останцов кровли свидетельствует о том, что эрозией вскрыта лишь верхняя часть массива.

Граниты представлены лейкократовыми разновидностями повышенной щелочности с повышенными содержаниями фтора, бериллия, вольфрама, тантала. В составе массива выделяются две фазы: I — массивные биотитовые граниты и II — порфиридные граниты.

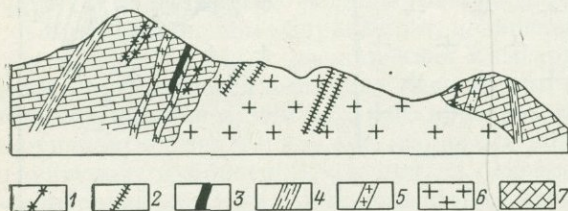


Рис. 16. Схематический разрез топаз-флюорит-хризобериллового месторождения.

1 — слюдисто-флюоритовые залежи; 2 — вольфрамит-кварцевые жилы; 3 — скарны; 4 — зоны разломов; 5 — дайки гранит-порфира; 6 — лейкократовые граниты; 7 — известняки и доломиты

оруденением относятся к постагматическим образованиям более ранней гранодиоритовой интрузии верхнекаменноугольного возраста. С гранитным массивом связано проявление грейзенизации и возникновение кварцевых жил с оловянно-вольфрамовым оруденением и мусковит-флюоритовых прожилков с бериллиевой минерализацией (рис. 16).

В пространственном распределении перечисленных постагматических образований выявляется отчетливая вертикальная зональность. Оловянно-вольфрамовое оруденение локализуется внутри гранитного купола, оно представлено серией кварцевых жил с вольфрамитом и касситеритом, которые сопровождаются мусковит-кварцевыми и топаз-кварцевыми грейзенами стадии кислотного выщелачивания.

В изменении минерального состава жил и грейзенов также видна вертикальная зональность. С глубиной уменьшается количество относительно низкотемпературных поздних минералов (серицита, флюорита, сульфидов) и увеличивается содержание более высокотемпературных ранних (ортоклаза, сидерофиллита, топаза, молибденита). Флюорит-бериллиевое оруденение располагается в экзоконтактной надинтрузивной зоне и представлено главным образом апокарбонатными мусковит-флюоритовыми грейзенами с хризобериллом. По алюмосиликатным породам развиваются флюорит-мусковитовые грейзены с эвклазом и фенакитом. Одна из отличительных особенностей апокарбонатных грейзенов — присутствие высокоглиноземистых минералов (диаспора, корунда, амезита, хризоберилла), что сближает их по минеральному составу с вторичными кварцитами. Вместе с тем обычная в этих грейзенах ассоциация флюорита

К гранитному массиву и его экзоконтактам приурочено рудное поле, в пределах которого на сравнительно небольшой площади сконцентрировано бериллиевое, оловянное, вольфрамовое, сульфидное (медь, свинец, цинк), магнетитовое и флюоритовое оруденение, связанное с залежами скарнов, грейзенов, а также с жилами и зонами прожилков. Скарновые залежи с магнетитовым и сульфидным

с серицитом и магнезиально-железистым карбонатом свидетельствует о некоей близости к березитам.

В другом регионе, представляющем собой каледонскую складчатую систему, известен гранитный массив пермского возраста (230—235 млн. лет), вокруг которого располагается рудное поле с вольфрамовым и флюорит-бериллиевым оруденением. В составе массива выделяются крупно- и среднезернистые биотитовые лейкократовые, иногда порфириовидные граниты, мелко- и среднезернистые мусковитовые граниты и мелкозернистые аляскитовые граниты. По данным геофизических исследований и бурения массив имеет сложную форму кровли с несколькими куполами, поднимающимися над соседними участками до 300 м. Дневной поверхностью вскрыт лишь один из куполов, выход которого имеет овальные очертания.

К этому куполу приурочено кварцево-жильное комплексное бериллий-вольфрамовое месторождение (рис. 17). В 3 км от него среди известняков залегают мощные топаз-флюоритовые залежи с хризобериллом. Под ними на глубине около 400 м находится слепой гранитный купол.

В тех случаях, когда посторогенные массивы сложены субщелочными лейкократовыми гранитами, они могут сопровождаться комплексным оруденением (свинец, цинк, бериллий, редкие земли, ниобий, тантал и др.), которое сопряжено со штокверковыми зонами и метасоматическими породами, сходными по ряду признаков с грейзенами.

Один из таких массивов пермского возраста (274—260 млн. лет) представляет собой типичный трещинный интрузив. На поверхности он имеет клиновидную форму; протяженность его достигает 24 км.

Массив приурочен к глубинному разлому и прорывает хлорит-актинолитовые сланцы среднего протерозоя. Массив в основном сложен субщелочными лейкократовыми гранитами.

Рудное поле расположено в надинтрузивной зоне массива, там, где граниты погружаются на глубину до 600 м от современной поверхности. Пространственная локализация бериллиевое оруденения контролируется слепыми гребневыми выступами гранитов. Оруденение связано с фенакит-альбитовыми прожилками и гнездами, которые сопровождаются зонами метасоматических флюорит-флогопитовых пород.

С массивом субщелочных гранитов связаны также штокообразные тела, сложенные гранофирами, которые пространственно приурочены к слепым гребневым выступам кровли интрузива гранитов. Гранофиры в значительной части превращены в кварц-серицитовые породы, напоминающие грейзены

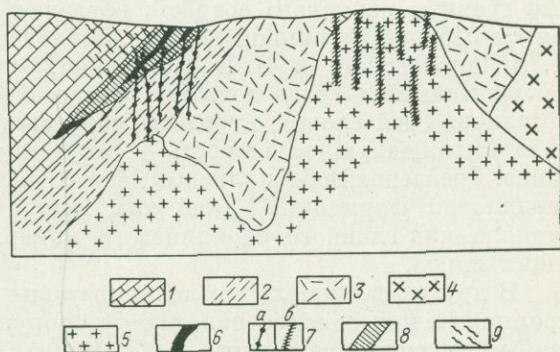


Рис. 17. Схема локализации флюорит-бериллиевого и бериллий-вольфрамового оруденения по отношению к гранитному массиву.

1 — известняки с прослоями доломитов ( $D_3-C_1$ ); 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты ( $D_3$ ); 3 — лавы, туфы, туфолавы липаритов и дацитов ( $D_1-D_2$ ); 4 — гранодиорит-порфиры, гранодиориты; 5 — лейкократовые граниты; 6 — магнетит-диоксид-андрадитовые и везувий-диоксид-андрадитовые скарны; 7 — вольфрамит-кварцевые жилы; а — сидерофиллитом; б — с мусковитом и грейзеновыми оторочкамы; 8 — мусковит-топаз-флюоритовые апокарбонатные грейзены; 9 — мусковит-флюоритовые прожилки с хризобериллом

стадии кислотного выщелачивания. К этим породам приурочена ниобиево-танталово-циркониевая, полиметаллическая и редкоземельная минерализация.

Подводя итоги сказанному, можно сделать следующие выводы.

1. На примере рассмотренных месторождений установлена такая тенденция: по мере увеличения разрыва во времени между завершением складчатости и проявлением гранитного магматизма орогенного этапа наблюдается уменьшение глубинности становления интрузивов, дающих начало бериллиевому оруденению и определяющих глубинность формирования самого оруденения.

Так, например, в одной из герцинских складчатых областей лейкократовые граниты пермского возраста образуют позднеорогенные массивы, относящиеся к более глубинной группе мезоабиссальной фации (по классификации Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко, 1965). Эти граниты сопровождаются пегматитовыми, грейзеновыми и березитовыми месторождениями редких металлов. Грейзеновые процессы, сопутствующие этим гранитам имеют отчетливо выраженную особенность — отсутствует типичное кислотное выщелачивание. Грейзеновые бериллиевые месторождения относятся к слюдисто-флюорит-берилловой формации. Для этих месторождений характерно присутствие берилла как главного бериллиевого минерала независимо от состава вмещающих пород.

В других регионах, где лейкократовые граниты верхнепермского возраста прорывают каледонские складчатые сооружения, граниты образуют посторогенные массивы трещинного типа, принадлежащие к менее глубинной подгруппе мезоабиссальной фации глубинности. Сопутствующий гранитам постмагматический процесс развивается от скарнов и альбититов к грейzenам. Для грейзенизации характерно яркое проявление кислотного выщелачивания вплоть до интенсивного окварцевания. Гранитные массивы сопровождаются разнообразными месторождениями грейзеновой группы: формации бериллиеносных скарнов, кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой и частично флюорит-берtrandит-фенакитовой формации (апокарбонатные флюорит-фенакит-хризоберилловые залежи). Для этой группы характерна четкая зависимость бериллиевой минерализации от состава вмещающих пород — берилл развивается только среди кислых алюмосиликатных пород. Среди карбонатных пород и алюмосиликатных пород повышенной основности образуются фенакит, хризоберилл и авклаз.

2. В пространственном расположении месторождений различных рудных формаций относительно рудоносных массивов наблюдается вертикальная околоинтрузивная зональность. С глубокими горизонтами позднеорогенных более глубинных гранитных интрузивов связаны рудные поля, в пределах которых совмещаются редкометалльные (тантал, бериллий) пегматиты и грейзеновые месторождения (молибден-бериллиевые). В надинтрузивных и апикальных частях подобных же интрузивов развито комплексное берилл-вольфрамитовое и берилл-флюоритовое оруденение. Сопровождающие его грейзены относятся к наиболее низкотемпературным фациям, имеющим некоторые общие черты с березитами.

Оруденение, связанное с посторогенными менее глубинными гранитными массивами, также обнаруживает отчетливую зональность. Наиболее глубокое положение занимают скарново-грейзеновые залежи (бериллиеносные скарны), которые залегают в боковых экзоконтактах глубоко эродированных массивов. Комплексные кварцево-жильные месторождения находятся гипсометрически выше, в апикальных частях гранитных массивов. Апокарбонатные залежи флю-

орит-фенакит-хризоберилловых месторождений располагаются еще выше, в надинтрузивных зонах над куполами гранитов.

3. В связи с субщелочными гранитными массивами среди вмещающих пород основного состава образуются не вполне типичные грейзеновые месторождения, которые по ряду особенностей приближаются к пропилитовым. При этом характерна ассоциация бериллиевого оруденения с редкоземельным и сульфидно-полиметаллическим.

## 2. МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ И ФАЦИИ ГРЕЙЗЕНОВ

Чтобы объяснить эмпирические закономерности возникновения месторождений той или иной рудной формации или типа, полезно проанализировать закономерности формирования метасоматических пород, слагающих руды, а затем провести парагенетический анализ минеральных ассоциаций в рудах бериллиевых месторождений.

Метасоматические породы на бериллиевых месторождениях грейзеновой группы весьма часто не соответствуют классическому представлению о грейзенах, как о существенно кварцевых породах, а химические преобразования пород при метасоматозе и метасоматическая зональность отнюдь не всегда отвечают процессу кислотного выщелачивания с выносом всех катионов, кроме кремнезема.

Грейзены бериллиевых месторождений весьма разнообразны как по минеральному составу, так и по химизму метасоматических процессов, т. е. имеется достаточно оснований для расчленения бериллиеносных грейзенов на ряд фаций. Это имеет важное значение для промышленной оценки бериллиевых месторождений, так как грейзены различных фаций могут быть весьма неравнозначны по рудоносности. В основу выделения фаций положены устойчивые признаки минерального состава, которые, как будет показано ниже, в первую очередь определяются составом исходных пород и петрохимическим типом материнских гранитов.

Родственные группы фаций можно объединить в четыре минеральных (парагенетических) типа грейзенов. Основой такого объединения групп фаций (или выделения типов грейзенов) служат другие признаки: 1) метасоматическая зональность (колонка) грейзенов и 2) направленность химических изменений. На эти признаки влияет главным образом положение грейзенов в околоинтруз-

Таблица 12

### Минеральные (парагенетические) типы и фации грейзенов бериллиевых месторождений

Типы грейзенов

биотитовый (протолитионитовый)	топазовый	кварцевый	мусковитовый
Маргарит-плагноклаз-флогопитовая	Кварц-топазовая	Протолитионит-топаз-кварцевая	Альбит-кварц-мусковитовая
Мусковит-альбит-биотитовая (флогопитовая)	Флюорит-топазовая	Топаз-кварцевая	
Флюорит-магнетит-протолитионитовая		Мусковит-кварцевая	Флюорит-мусковитовая
Топаз-лещидолитовая			Флюорит-эфесит-мусковитовая
Кварц-протолитионит-топазовая			

живной пространственной зональности и в ряду последовательности их формирования. Таким образом, выделяется четыре типа грейзенов: 1) биотитовый (протолитионитовый), околотрузивный; 2) топазовый (приконтактовый); 3) кварцевый (внутриинтрузивный); 4) мусковитовый (надинтрузивный). Каждый из типов объединяет несколько фаций грейзенов (табл. 12) в зависимости от состава вмещающих пород и материнских гранитов.

#### А. Грейзены биотитового типа

Основной отличительной чертой грейзенов данного типа служит присутствие в их составе в качестве главного минерала триоктаэдрических слюд (биотита, протолитионита, флогопита). Для геологического положения грейзенов характерно их развитие в боковых экзоконтактовых зонах гранитных интрузивов, т. е. в околотрузивной (вертикальной) зональности они занимают нижнее наиболее глубокое положение.

Метасоматическая зональность и химизм метасоматоза грейзенов **маргарит-плагиоклаз-флогопитовой фации** детально изучены на примере одного из месторождений флогопит-маргарит-бериллового типа (Генетические типы..., 1975, с. 77—91), вмещающие породы которого представлены тремолит-талковыми сланцами, серпентинитами, диоритами, диоритовыми порфиритами и амфиболитами.

Околожильные ореолы среди серпентинитов (серпентин, антигорит, тремолит) имеют ширину 0,5—5 м. Они сложены преимущественно тремолит-талковыми и флогопитовыми породами с флюоритом и отличаются своеобразной зональностью.

Зона I — тальк (70—95%), тремолит (5—30%).

Зона II — тальк (65—85%), тремолит (5—25%), флогопит (5—10%).

Зона III — флогопит (98%), флюорит (2%).

Зона IV — флогопит (70%), флюорит (30%).

При образовании околожильных изменений среди серпентинитов внешняя тремолит-талковая зона I имеет сравнительно небольшую ширину, редко превышая 0,5 м. Однако значительная часть тремолит-талковых сланцев возникла по серпентинитам в результате процессов дорудного метаморфизма и служит исходной породой для околожильной грейзенизации. Наиболее широкая (до 1—2 м) метасоматическая зона II сложена светло-серой породой, состоящей из мелкочешуйчатого талька, игольчатого тремолита (реже актинолита) и вкрапленности флогопита. Тремолит встречается в виде кристаллов 0,2—1 мм длиной. Порфиробласты флогопита достигают 0,5 см в длину, они имеют пластинчатую форму и ориентированы приблизительно в направлении сланцеватости. В породе обычно вкрапленность магнетита (хромита). Содержания талька и тремолита варьируют в широких пределах, по-видимому, в зависимости от состава исходной ультраосновной породы. В отдельных случаях вмещающая порода представлена мономинеральным тремолитовым или актинолитовым сланцем. В них также развивается широкая тремолит-талковая зона с вкрапленностью флогопита, который образует не отдельные пластинки, а мелкие скопления неправильной формы.

На границе тремолит-талковой породы и флогопитового слюдита нередко наблюдается промежуточная зона флогопит-тремолит-талкового состава шириной до 10 см. Контакт ее с флогопитовой зоной четкий, хотя и неровный, наблюдается постепенный переход к тальковой породе. Цвет этой зоны светлый

буровато-серый со слабым зеленоватым оттенком. Размер и форма выделений минералов почти те же, что и в предыдущем случае. Иногда тремолит полностью отсутствует. Наблюдается вкрапленность магнетита, реже апатита. Увеличение количества тремолита или актинолита в этой зоне не отмечается.

Затем наблюдается (20—80 см) зона III однородного, почти мономинерального флогопитового состава. Порода имеет серовато-бурый или зеленоватый серебристый цвет, неравномерно рассланцована. Структура неравномернострустчатая. Порода включает довольно частые, но мелкие выделения магнетита (хромита). Местами среди флогопита появляется вкрапленность мелких призматических кристалликов апатита (0,05—0,1 мм). С приближением к жиле структура флогопитового агрегата становится более однородной (0,1—0,5 мм) и сланцеватость выражена слабо, очертания пластинок четкие, прямые. На расстоянии 15—20 см от контакта в породе появляется вкрапленность кристаллов берилла, иногда интенсивно окрашенных (изумрудная зелень), размером до 0,5—1,5 см.

Состав внутренних зон, примыкающих к жиле, различается в зависимости от состава жильного выполнения. Для контактов плагиоклазовых жил характерны довольно узкие (2—3 см) зоны IV флюорит-флогопитового состава. Флогопит в них часто имеет шестоватую структуру, с ориентировкой пластинок перпендикулярно контакту. Флюорит фиолетового цвета образует ксеноморфные выделения, выполняющие промежутки между пластинками флогопита. В породе нередко встречаются отдельные пластинки маргарита. Граница флюорит-флогопитовой зоны с мономинеральной флогопитовой часто нечеткая, расплывчатая. Содержание флюорита убывает постепенно на протяжении 10—15 см (а иногда и более).

В контактах берилл-флюорит-мусковитовых жил не отмечается концентрации флюорита. Во внутренней части флогопитовой зоны появляется вкрапленность фуксита в виде отдельных пластинок 2—5 мм длиной и небольших скоплений, равномерно рассеянных среди флогопитовой породы. Флогопит при этом обогащается железом и литием, преобладает красновато-коричневый цвет. Появляется также редкая вкрапленность флюорита. Непосредственно к жиле примыкает почти мономинеральная фукситовая зона, ширина которой редко превышает 1 см.

Химизм метасоматических изменений изучен на примере 19 образцов, отобранных из околожильных ореолов жил и слюдитовых зон по четырем разрезам (табл. 13, рис. 18). В таблице 13 приведены анализы по наиболее типичному разрезу I. Поведение кремнезема различается во внешних и внутренних зонах ореолов. При переходе от серпентинитов к тремолит-тальковым зонам породы заметно обогащаются кремнеземом, а при переходе от тремолит-тальковой зоны к флогопитовой и от флогопитовой к флюорит-флогопитовой наблюдается интенсивный вынос кремнезема. В первом случае этот вынос связан с замещением талька и тремолита флогопитом — минералом, более бедным кремнеземом, а во втором — с вытеснением флогопита флюоритом. Происходит значительный привнос глинозема почти на всем протяжении околожильных ореолов среди тальковых сланцев и серпентинитов. Некоторый его вынос происходит лишь в узкой внутренней зоне при замещении флогопита флюоритом.

Как и следовало ожидать, интенсивному выносу подвергается магний, поскольку в исходной породе его содержание весьма высокое. Содержание железа очень слабо уменьшается по направлению к жиле. Обращает на себя внимание резкое преобладание закисного железа над окисным. Некоторое увеличение количества железа отмечается вблизи мусковитовых жил. Титан и фосфор, как обычно в процессе грейзенизации, почти не мигрируют.

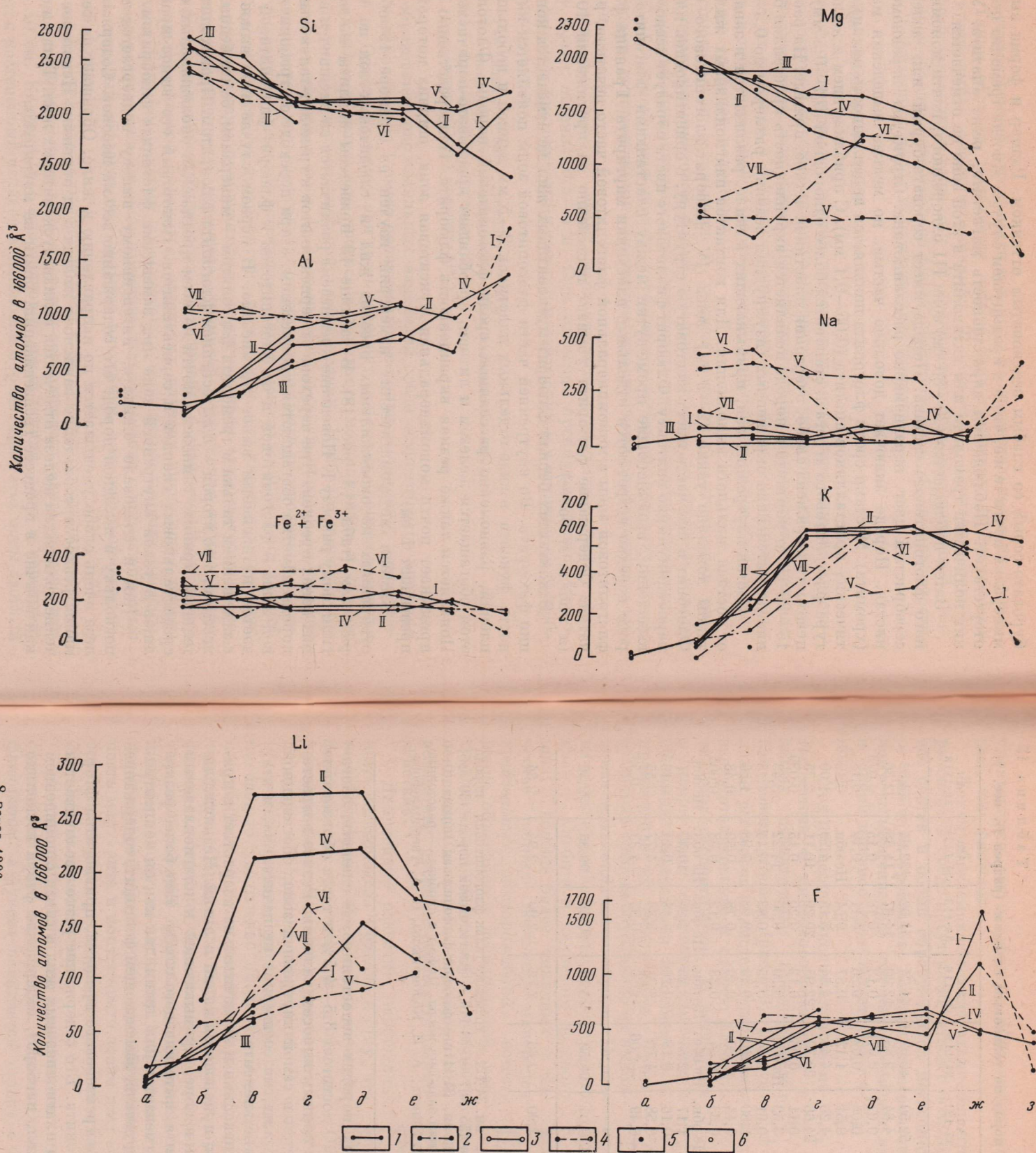


Рис. 18. Вариационные диаграммы химического состава пород при метасоматическом изменении. Интенсивность метасоматоза возрастает слева направо. Римские цифры на линиях — номера разрезов.

Изменение состава: 1 — тальковых сланцев, 2 — диоритовых порфиритов, 3 — серпентинитов, 4 — при переходе к жильному выполнению; 5 — данные одного химического анализа; 6 — усредненные данные по нескольким анализам  
 а — серпентиниты, б — тремолит-тальковые породы, в, г, д — флогопитовые слюдиты, е, ж — флюорит-флогопитовые и фуксит-флюорит-флогопитовые слюдиты, з — жильное выполнение

## Химический состав метасоматических пород по тальковым сланцам (разрез I), вес. %

Компоненты	Ан. 34-123	Ан. 34-121	Ан. 34-119	Ан. 34-116	Ан. 34-113	Ан. 34-111г	Ан. 34-111а
SiO <sub>2</sub>	54,80	52,50	43,62	41,74	41,02	32,94	43,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	4,84	9,68	12,20	14,67	11,88	32,36
TiO <sub>2</sub>	0,094	0,074	0,071	0,13	0,18	0,15	0,073
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,03	0,09	0,26	0,11	0,19	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,51	1,12	0,57	0,54	Не обн.	0,19
FeO	3,88	4,20	4,44	4,54	5,15	4,29	1,00
MgO	26,62	24,66	23,39	22,95	20,29	16,11	2,75
MnO	0,055	0,11	0,069	0,12	0,20	0,15	0,039
CaO	0,79	3,52	Не обн.	0,30	0,30	14,22	8,43
Na <sub>2</sub> O	0,84	0,91	0,44	0,95	0,83	0,44	4,15
K <sub>2</sub> O	2,79	3,80	9,46	9,43	9,92	7,93	1,56
Li <sub>2</sub> O	0,094	0,14	0,39	0,49	0,78	0,59	0,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,33	0,34	0,33	0,12	0,08	0,005
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F	0,82	1,17	2,53	3,25	2,26	10,30	1,41
H <sub>2</sub> O-	0,18	0,16	0,18	0,26	0,18	0,14	0,16
П. п. п.	4,29	3,58	4,76	3,33	3,88	4,77	3,55
-O=F <sub>2</sub>	-0,34	-0,49	-1,06	-1,36	-0,95	-4,33	-0,59
Сумма	99,57	100,04	99,52	99,49	99,48	99,85	99,56
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,84	2,90	2,86	2,89	2,90	2,94	2,84

Ан. 34-123 — тальковый сланец (95 см); ан. 34-121 — тремолит-тальк-флогопитовая порода (75 см); ан. 34-119 — флогопитовая порода (55 см); ан. 34-116 — флогопитовая порода (30 см); ан. 34-113 — флогопитовая порода (15 см); ан. 34-111г — флюорит-флогопитовая порода (0—3 см); ан. 34-111а — маргарит-плагноклазовый зальбанд жилы. Цифры в скобках — расстояние от жилы. Аналитики: Г. Н. Авдеева, Р. И. Яшина, А. И. Коломникова, К. А. Твердохлебова, В. И. Юрченкова.

Количество кальция в исходных породах непостоянно. В сланцах, обогащенных тремолитом, содержание CaO достигает 3,5—4,5% и тогда образование флогопитовой зоны связано с почти полным выносом кальция. Резкое возрастание содержания кальция наблюдается в самой внутренней зоне, обогащенной флюоритом, около плагноклазовых жил, но ее ширина незначительна, и этот скачок мало влияет на общий баланс элемента.

Содержание натрия в породах невелико и незначительно возрастает с приближением к жиле. Зато интенсивно привносятся калий и литий. Незначительное уменьшение количества калия в зоне, примыкающей к плагноклазовым жилам, связано с развитием флюорита, вытесняющего слюду. Еще более резкое уменьшение во внутренних зонах отмечается для лития, так как он концентрируется в основном во флогопите. В фуксите, замещающем флогопит, содержание лития более низкое.

Как это вообще характерно для грейзенового процесса, привносятся фтор, который осаждается в составе флогопита. Его содержание резко увеличивается в узкой приконтактной зоне около плагноклазовых жил в связи с появлением флюорита. Около мусковитовых жил, наоборот, содержание фтора несколько

уменьшается, так как фуксит, образующий внутреннюю зону, менее богат фтором, чем флогопит.

Таким образом, можно сделать вывод, что процессы грейзенизации в ультраосновной среде могут развиваться с большой интенсивностью. В данном случае состав и облик образующихся метасоматических пород резко отличается от типичных грейзенов. Химизм метасоматоза также не соответствует кислотному выщелачиванию, так как кремнезем вытесняется глиноземом и калием, и общий привнос преобладает над выносом.

Ход процессов околожильного метасоматоза и минералообразования в жилах схематически представляется следующим образом (рис. 19). Поступление растворов по системе трещин вызвало оталькование и слабую флогопитизацию серпентинитов. В результате растворы были обогащены магнием и обеднены кремнеземом и калием, т. е. происходила их десиликация. Приоткрывание трещин обусловило их выполнение плагиоклазом и кварцем. Первоначальное появление плагиоклаза вместо кварца, альбита и калиевого полевого шпата, вообще более типичных в качестве ранних жильных минералов грейзеновых месторождений, естественно объясняется десиликацией растворов и увеличением в них активности оснований (Ca и Al по сравнению с Si) вследствие кислотно-основного взаимодействия.

Дальнейшее развитие околожильного метасоматоза привело к тому, что непосредственно около жилы возникли флогопитовые породы, не столь контрастные по отношению к растворам, и это замедлило их дальнейшее взаимодействие с боковыми породами. В сочетании с понижением температуры и соответствующим увеличением степени диссоциации летучих компонентов произошло увеличение кислотности растворов, это обусловило альбитизацию плагиоклаза, а затем развитие берилл-флюорит-мусковитовой минеральной ассоциации. Образование бериллиевых минералов (хризоберилла, бромеллита, фенакита, берилла) предшествовало мусковитизации плагиоклазов. Метасоматические оторочки бериллиевого маргарита на контакте плагиоклаза и флогопитовой породы, по-видимому, сопряжены с альбитизацией плагиоклаза, в процессе которой происходило высвобождение кальция и алюминия. Приуроченность маргарита к контактовым зонам жил объясняется тем, что именно в этих зонах основность растворов повышается в наибольшей мере в результате околожильного взаимодействия.

Состав внутренних зон околожильных ореолов, как отмечалось, зависит от состава жильного выполнения. Экзоконтакты плагиоклазовых жил обогащены флюоритом, а фуксит появляется только в контактах флюорит-мусковитовых

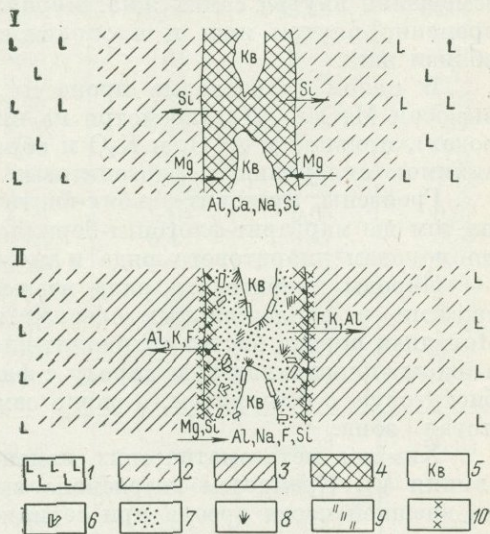


Рис. 19. Схема развития минералообразования и перемещения компонентов между жилой и околожильным ореолом (I — кварц-плагиоклазовая стадия, II — берилл-флюорит-мусковитовая стадия)

1 — серпентинит; 2 — тальковый сланец; 3 — флогопитовая порода; 4 — плагиоклаз; 5 — кварц; 6 — берилл; 7 — альбит; 8 — мусковит; 9 — маргарит; 10 — флюорит

жил. Обогащенность кальцием контактов плагиоклазовых жил и отсутствие такого обогащения у контактов жил, не содержащих плагиоклаза, указывает на формирование этих метасоматических зон после выполнения жил плагиоклазом. Характер развития фукситовой зоны свидетельствует в пользу одновременного развития мусковита как в жилах, так и в околожилльных ореолах, т. е., по-видимому, формирование внутренних, примыкающих к жиле зон околожилльных ореолов происходит одновременно с проявлением метасоматического замещения внутри самих жил. Бериллиевые минералы возникают также одновременно внутри жил и в околожилльных флюорит-флогопитовых слюдитах вблизи жил.

В целом грейзеновые процессы данной фации характеризуются общим выносом  $MgO$  и  $SiO_2$  (несмотря на низкое его содержание во вмещающих породах), привносом  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  и образованием во внутренних зонах колонки анхимономинеральных флогопитовых грейзенов.

Грейзены мусковит-альбит-биотитовой (флогопитовой) фации известны на том же маргарит-флогопит-берилловом месторождении, где они образуются по породам диоритового ряда и амфиболитам.

Породы диоритового ряда взаимодействовали с грейзенизирующими растворами в околожилльных ореолах заметно слабее, чем тальковые сланцы. Исходная порода биотит-актинолит-плагиоклазового состава переходит сначала в биотит-плагиоклазовую породу с флюоритом и серицитом, затем в мусковит-биотитовую с флюоритом, а около самого контакта образуется узкая мусковитовая зона.

Химизм метасоматических изменений показан в табл. 14 и на рис. 18 (линия V). Кремнезем интенсивно выносятся в начальной стадии изменения во внешней части ореола при серицитизации плагиоклаза, а затем его количество изменяется мало. Глинозем, наоборот, во внешних зонах сохраняет почти постоянное содержание и лишь в самой внутренней зоне оно возрастает. Железо и магний слабо выносятся во внутренних зонах, когда биотит замещается мусковитом. Так же ведет себя и кальций, его содержание заметно падает лишь в узкой внутренней зоне, в связи с исчезновением в ее составе флюорита. По мере разложения плагиоклаза подвергается выносу натрий. Как обычно, наблюдается отчетливый привнос калия, имеющий два резких скачка: первый — при замещении плагиоклаза слюдой, а второй — при вытеснении флюорита мусковитом. Отмечается также постоянный привнос лития. Содержание фтора в породах сравнительно небольшое, и его привнос нельзя назвать интенсивным. Метасоматическая колонка имеет такой вид:

плагиоклаз + актинолит + биотит + пирротин,  
плагиоклаз + флюорит + биотит + мусковит,  
мусковит + флюорит + биотит (флогопит),  
мусковит + флюорит,  
мусковит.

Несколько иным образом происходит превращение диоритовых порфиров в биотитовые (флогопитовые) слюдиты в тех случаях, когда прожилково-метасоматические грейзеновые зоны приурочены к контактам диоритовых порфиров с тальковыми сланцами (см. рис. 18, линия VI и VII).

В первую очередь следует отметить более мощное развитие здесь мономинеральной флогопитовой зоны, отсутствие мусковита, образование дравита в приконтактной зоне.

Соответственно несколько отличается и химизм процесса. Поведение таких компонентов, как кремнезем, глинозем, железо и фтор, аналогично предше-

## Химический состав метасоматических пород по диоритовому порфириту (разрез V), вес. %

Компоненты	Ан. 34-50	Ан. 34-48 в	Ан. 34-48 вб	Ан. 34-48б	Ан. 34-48а-2	Ан. 34-48а-1
SiO <sub>2</sub>	50,00	45,10	44,46	44,10	43,10	43,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,21	17,63	17,49	18,04	19,82	24,61
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,31	1,34	1,28	1,28	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,32	0,30	0,31	0,33	0,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,24	0,75	0,71	0,76	0,71
FeO	6,32	6,00	5,93	5,58	4,83	2,86
MgO	7,26	7,34	7,00	7,21	7,26	5,46
MnO	0,11	0,16	0,19	0,22	0,19	0,13
CaO	9,21	7,70	8,61	8,00	7,40	4,67
Na <sub>2</sub> O	3,77	4,20	3,66	3,52	3,50	1,16
K <sub>2</sub> O	1,17	4,77	4,53	5,10	5,65	8,87
Li <sub>2</sub> O	0,04	0,31	0,33	0,43	0,47	0,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,006	0,014	0,015	0,015	0,015	0,015
CO <sub>2</sub>	0,14	Не обн.	Не обн.	<0,10	Не обн.	Не обн.
F	0,25	4,36	4,28	4,26	4,53	2,73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,36	0,18	0,26	0,36	0,20
П. л. п.	1,70	2,61	2,30	2,19	2,87	4,37
-O=F <sub>2</sub>	-0,10	-1,83	-1,80	-1,79	-1,90	-1,15
С у м м а	100,36	100,59	99,57	99,44	100,47	99,83
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,90	2,84	2,85	2,85	2,85	2,84

Ан. 34-50 — диоритовый порфирит; ан. 34-48в — измененный диоритовый порфирит (14 см); ан. 34-48вб — то же (10 см); ан. 34-48б — биотит-плагиоклаз-мусковитовая порода (3 см); ан. 34-48а-2 — биотит-мусковитовая порода (1—2 см); ан. 34-48а-1 — мусковитовая порода (0—1 см). Цифры в скобках — расстояние от жилы. Аналитики — см. табл. 13.

ствующему случаю, зато в соответствии с интенсивным образованием флогопита (не только за счет актинолита, но и за счет плагиоклаза) выявляется резкий вынос кальция, натрия и существенное увеличение содержания калия и магния. Это обстоятельство, в сопоставлении с удалением магния при флогопитизации тальковых сланцев, наводит на мысль о влиянии последнего процесса на ход окolorудного изменения диоритовых порфиритов. Только при условии взаимосвязи этих двух процессов состав диоритовых порфиритов изменяется достаточно существенно.

Сопоставляя процессы окolorудных изменений в ультраосновных и основных породах, можно сделать следующие выводы.

1. Окolorудные процессы в породах этих двух типов имеют одинаковую химическую направленность, отличающуюся от типичного кислотного выщелачивания привнесом глинозема и калия и выносом кремнезема.

2. Различия в химизме процессов среди различных пород вытекают из особенностей их химического состава.

3. Среди тальковых сланцев как околожилные изменения вблизи отдельных жил и прожилков, так и преобразования пород при формировании более мощных метасоматических зон слюдитов в участках дробления оказываются

совершенно идентичными по минеральному и химическому составу. В противоположность этому диоритовые порфириды и амфиболиты подвергаются интенсивному замещению лишь в тех случаях, когда на этот процесс оказывают влияние процессы изменения в тальковых сланцах.

Ярким примером грейзенов мусковит-альбит-биотитовой фации может служить биотит-флюорит-берилловое месторождение (Генетические типы..., 1975, с. 91—102), которое приурочено к зоне дробления среди гранодиоритов. Из-за недостаточной обнаженности района пространственное положение грейзенов относительно материнского гранитного массива осталось не выясненным. Рудное тело представлено штокверково-метасоматической зоной, в которой минеральный состав как метасоматических пород, так и жильного выполнения обнаруживает четко выраженную пространственную зональность. К наиболее глубоким горизонтам приурочены биотитовые и флюорит-биотит-мусковитовые грейзены, которые представляют собой наиболее интенсивно измененные породы и распространены в относительно небольшом объеме. Несколько выше располагаются флюорит-альбит-слюдяные грейзены, к которым приурочены прожилки берилл-альбитового состава. В верхних горизонтах залегают кварц-полевошпат-слюдяные грейзены и грейзенизированные гранодиориты, среди которых распространены берилл-кварцевые прожилки.

Детальное минералого-петрографическое изучение перечисленных образований позволяет сделать вывод, что вертикальная зональность в данном случае является метасоматической. На глубине расположены тыловые зоны, ближе к поверхности — внешние.

Изменение состава пород при грейзенизации заключается в осаждении фтора, алюминия и калия, сопровождаемое выносом кремнезема и натрия. Выносимые компоненты перемещаются в более верхние зоны, где они отлагаются в прожилках — сначала натрия в альбитовых прожилках, а в самых верхних зонах кремний в виде кварца. Метасоматическая колонка грейзенов и ряд дифференциальной подвижности компонентов, составленный на основе анализа этой колонки, показаны в табл. 15.

Еще один случай проявления грейзенов мусковит-альбит-флогопитовой фации обнаружен на альбит-бавенит-фенакитовом месторождении (Генетические типы..., 1975, с. 204—212), связанном с интрузивом лейкократовых субщелочных гранитов.

Метасоматические процессы имеют здесь свою специфику, отражающую повышенную щелочность материнских гранитов. Фенакит-альбитовые прожилки и гнезда сопровождаются околожильными ореолами флюорит-флогопитовых пород, шириной обычно до нескольких сантиметров. В этих ореолах изменения минерального состава вмещающих пород в общем происходят в направлении замещения эпидота и актинолита слюдой и флюоритом (рис. 20). Во внешних зонах преобладает слюда, а во внутренних зонах она частично вытесняется флюоритом. Содержание альбита изменяется мало. Во внутренних частях ореолов, прилегающих к контактам прожилков и гнезд, обычно появляется фенакит.

Изменения химического состава пород иллюстрируются табл. 16 и графиками (рис. 21). Главными элементами, которые привносятся гидротермальными растворами, являются фтор, калий и бериллий. Присутствие в растворах калия и фтора определяет неустойчивость минералов вмещающих пород (актинолита и эпидота), которые превращаются в слюду и флюорит.

Перемещение таких элементов, как алюминий и магний, зависит от их содержания в исходной породе по сравнению с содержанием в образующейся слюде. Чаще всего алюминий подвергается выносу. Исключения отмечаются во вмеща-

## Метасоматическая колонка ореолов грейзенизации гранодиоритов

Номер зоны	Минеральная ассоциация зоны	Реакция замещения
7	Гранодиорит	Пл $\rightarrow$ Аб + Фл Пр (Рог) $\rightarrow$ Би
6	Би + Муск + Фл + Аб + Кв + Ми	Ми $\rightarrow$ Аб
5	Би + Муск + Фл + Аб + Кв	Кв $\rightarrow$ Муск + Би
4	Би + Муск + Фл + Аб	Аб $\rightarrow$ Муск + Би
3	Би + Муск + Фл	Фл $\rightarrow$ Би + Муск
2	Би + Муск	
1	Би	Муск $\rightarrow$ Би

Ряд подвижности:  $H_2O$ , F, K, Si, Na, Ca, Al, (Mg, Fe).

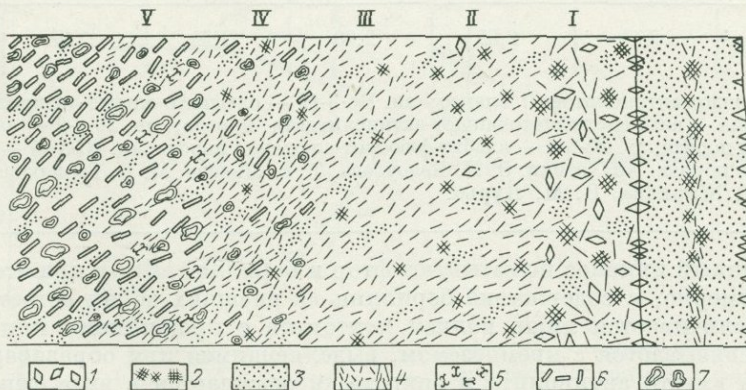


Рис. 20. Схема изменения минерального состава эпидот-актинолитового сланца в околожильном ореоле альбитового прожилка. Римские цифры — номера метасоматических зон.

1 — фенакит; 2 — флюорит; 3 — альбит; 4 — флогопит; 5 — хлорит; 6 — актинолит; 7 — эпидот

ющих породах, в составе которых актинолит преобладает над эпидотом, т. е. в породах с более низким содержанием алюминия. В этих случаях осуществляется некоторый привнос этого элемента. Поведение магния менее постоянно, он то привносится, то выносится, очевидно, перемещаясь между прилегающими участками.

Химический состав метасоматических пород в контакте с фенакит-альбитовым прожилком (разрез I), вес. %

Компоненты	Ан. 646-1	Ан. Вр-3-19	Ан. 20-6-4а	Ан. 20-6-2	Ан. 20-6-6	Ан. 20-6-4б
SiO <sub>2</sub>	47,40	48,67	43,00	40,80	39,53	32,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,73	16,85	14,00	13,92	13,28	10,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,10	3,79	2,84	2,62	1,60	1,06
FeO	5,28	4,49	4,30	4,20	2,01	0,83
TiO <sub>2</sub>	1,17	0,81	1,00	0,95	0,92	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,25	0,12	0,11	0,11	0,11
MnO	0,21	0,17	0,18	0,15	0,050	0,047
СаО <sub>общ</sub>	12,16	7,72	12,04	14,66	15,30	—
СаО	—	—	—	—	—	0,74
СаF <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	37,2
MgO	5,77	7,00	9,83	8,74	9,66	5,62
Na <sub>2</sub> O	3,15	4,55	2,48	2,34	2,94	2,50
K <sub>2</sub> O	1,00	1,72	3,36	3,56	5,00	3,64
BeO	—	0,13	0,22	0,44	0,50	1,63
S <sub>общ</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	<0,05
F	Не обн.	0,54	4,90	5,60	10,7	—
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,58	0,33	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,38	0,44	0,34	0,30	0,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,24	2,65	2,78	2,45	1,95	1,75
-O=F <sub>2</sub> + S	—	-0,23	-2,06	-2,35	-4,53	—
С у м м а	99,48	99,49	99,43	99,11	99,72	99,51
Плотность, г/см <sup>3</sup>	3,11	2,85	2,90	2,90	2,90	2,90

Ан. 646-1 — эпидот-актинолитовый сланец; ан. Вр-3-19 — слюдисто-эпидот-актинолитовый сланец; ан. 20-6-4а — альбит-слюдисто-эпидот-актинолитовая порода; ан. 20-6-2 — альбит-эпидот-актинолитовая порода; ан. 20-6-6 — альбит-флюорит-слюдяная порода; ан. 20-6-4б — альбит-флюорит-слюдяная порода. Аналитики: З. И. Белоусова, Т. В. Львова, М. В. Горнакова, В. С. Башмакова, А. Г. Жирнова, В. М. Лурье.

Неизменный привнос испытывают фтор и бериллий. Фтор при этом привносится равномерно, а содержание бериллия во внешних зонах остается низким и резко увеличивается лишь вблизи контактов с прожилками или гнездами. Бериллий связывается с кремнеземом, выделяющимся при образовании слюды и флюорита вместо актинолита и эпидота, и осаждается в виде фенакита.

Тесно связано поведение фтора и кальция. Фтор не проникает во внешние зоны ореолов в значительных количествах. Он осаждается лишь во внутренних зонах в виде флюорита, который частично вытесняет слюду, вызывая вынос калия, алюминия, магния из внутренних зон ореолов. Кальций нередко подвергается выносу из внешних частей ореолов, куда проникает лишь небольшое количество фтора, и накапливается во внутренних зонах тех же ореолов.

Можно отметить явную недосыщенность растворов кремнеземом, который во всех случаях подвергается постоянному выносу. То же можно сказать и о железе, но вынос этого элемента происходит значительно слабее. При этом отчетливо выявляется, что гидротермальные растворы имеют восстановительный характер, так как при изменении эпидозитов с относительно высоким содержа-

нием трехвалентного железа в первую очередь происходит его восстановление до двухвалентной формы, а затем постепенное уменьшение общего содержания.

Очень мало изменяется количество натрия, что обусловлено устойчивостью альбита по отношению к воздействующим гидротермальным растворам.

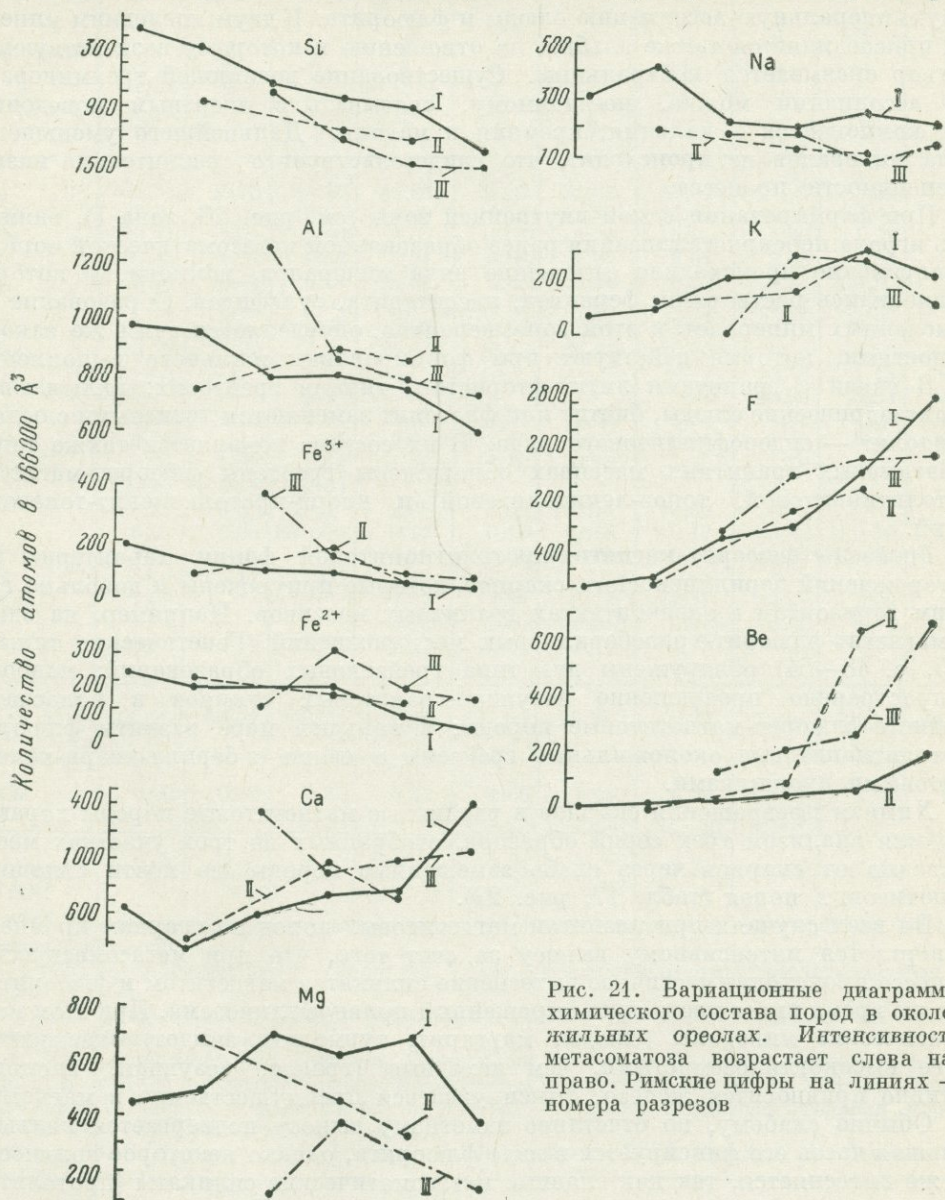


Рис. 21. Вариационные диаграммы химического состава пород в околожильных ореолах. Интенсивность метасоматоза возрастает слева направо. Римские цифры на линиях — номера разрезов

Отмечается весьма слабое уменьшение содержания этого элемента, очевидно, за счет натрия, входящего в состав актинолита, а не альбита.

Метасоматическая зональность рассматриваемых ореолов не вполне обычна, так как во внутренних зонах наблюдается увеличение, а не уменьшение числа

минералов. Анализ зональности с точки зрения правила фаз показывает, что в данном случае зональность возникла в результате сочетания различных процессов. В сущности, здесь происходит только одна реакция, определяющая возникновение метасоматической зоны: превращение эпидота и актинолита в двухминеральную ассоциацию слюды и флюорита. К двум последним минералам присоединяется также альбит, по отношению к которому воздействующий раствор оказывается нейтральным. Существование возникшей трехминеральной ассоциации можно, по-видимому, связывать с инертным поведением трех компонентов — кальция, кремния и магния. Дальнейшего уменьшения числа минералов не происходит, что свидетельствует о сравнительно низкой интенсивности процесса.

При формировании самой внутренней зоны (см. рис. 20, зона I), важную роль играла перекристаллизация ранее образованной метасоматической породы. Одновременно происходило отложение ряда минералов, компоненты которых привносились растворами: фенакита, касситерита, сульфидов. Образование перечисленных минералов в этой зоне, вероятно, определяется теми же закономерностями, которые действуют при формировании жильного выполнения.

В связи с гранитами литий-фтористого типа в грейзенах, включающих триоктаэдрические слюды, биотит или флогопит заменяются литиевыми слюдами лепидолит — сидерофиллитового ряда. В их составе появляется также топаз. В различных гранитных массивах обнаружены грейзены флюорит-магнетит-протолитионитовой, топаз-лепидолитовой и кварц-протолитионит-топазовой фаций.

Грейзены флюорит-магнетит-протолитионитовой фации характерны для месторождений бериллиеносных скарнов, которые приурочены к довольно глубокому горизонту в экзоконтактах гранитных массивов. Например, на одном из магнетит-флюорит-хризоберилловых месторождений (Генетические типы..., 1975, с. 48—54) обнаружены два типа грейзеновых образований: наиболее распространено превращение везувиан-гранатовых скарнов в полосчатые слюдисто-флюорит-магнетитовые породы; в меньшей мере развиты флюорит-протолитионитовые околоскарновые грейзены в связи с берилл-кварц-полевошпатовыми прожилками.

Химизм превращения скарнов в различные магнетитовые породы характеризуется анализом трех серий образцов, отобранных на трех участках месторождения от скарнов через слабо замещенные породы до почти сплошных магнетитовых пород (табл. 17, рис. 22).

Во всех случаях при развитии магнетитовых пород по скарнам кремнезем подвергается интенсивному выносу за счет того, что при метасоматическом процессе происходит частичное вытеснение силикатов магнетитом и флюоритом. В то же время имеет место явно выраженный привнос глинозема. При этом метасоматические минералы (слюды, маргарит, турмалин, эпидот) оказываются более высокоглиноземистыми, чем исходные (гранат, везувиан, аксинит). Активно привносится железо, фиксирующееся преимущественно в магнетите.

Обычно слабо, но отчетливо заметному выносу подвергается кальций. Большая часть его фиксируется в виде флюорита, однако некоторое количество все же вытесняется, так как главные метасоматические силикаты (протолитионит, мусковит, турмалин) кальция почти не содержат. Исключение составляют маргарит-флюорит-магнетитовые породы, при образовании которых количество кальция не снижается.

К слабо перемещаемым компонентам относятся магний и натрий, для которых отмечается то слабо ощутимый привнос, то вынос. Наиболее интенсивно

## Химический состав метасоматических пород по скарнам и роговикам, вес. %

Компоненты	Разрез I			Разрез VI		Разрез VII				
	Ан. V2-14	Ан. V2-36а	Ан. V2-39	Ан. V18-8б	Ан. V18-8а	Ан. V18-11	Ан. V18-13б	Ан. V18-13а	Ан. V18-10б	Ан. V18-10а
SiO <sub>2</sub>	31,38	35,78	14,50	45,68	36,82	31,02	28,62	24,94	25,02	29,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,36	12,42	13,65	14,00	19,19	13,80	14,30	14,40	10,40	12,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,27	12,05	32,60	3,02	4,03	6,00	5,64	5,60	1,57	0,59
FeO	0,45	1,37	9,55	2,21	6,52	1,85	3,04	3,95	3,52	5,04
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,42	0,10	0,88	0,43	0,34	0,22	0,24	0,30	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,09	0,02	0,47	<0,02	0,06	0,04	<0,02	<0,02	<0,02
MnO	1,44	2,04	0,68	0,93	0,68	2,19	3,97	0,76	0,23	0,32
CaO <sub>общ</sub>	34,22	27,90	16,64	20,64	12,42	36,42	30,70	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	3,49	1,13	0,91
CaF <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	33,36	45,83	35,96
MgO	0,40	1,12	0,81	3,75	2,51	1,38	1,83	1,52	1,25	1,64
Na <sub>2</sub> O	0,08	1,14	0,21	2,85	1,66	0,25	0,85	1,06	0,40	0,61
K <sub>2</sub> O	0,08	1,29	3,44	1,48	6,50	0,12	1,30	4,70	5,66	6,79
S	Следы	Не обн.	<0,05	—	—	—	—	—	—	—
F	0,20	5,0	10,4	3,65	7,00	5,73	10,30	—	—	—
CO <sub>2</sub>	6,0	0,25	Не обн.	0,12	0,16	0,18	0,12	<0,40	<0,10	<0,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	—	—	0,08	0,38	Не обн.	0,18	0,40	Не обн.	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	1,17	1,08	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,09	—	—	2,07	3,94	2,43	2,37	4,00	2,26	2,99
Li <sub>2</sub> O	—	—	—	0,026	0,60	0,019	0,078	0,32	0,48	0,86
-O = F <sub>2</sub> + S	-0,08	-2,10	-4,38	-1,53	-2,94	-2,41	-4,33	—	—	—
Сумма	99,56	99,94	99,30	100,03	99,90	99,38	99,23	98,76	98,05	98,43
F : Ca	0,02	0,53	1,85	0,52	1,66	0,46	0,99	1,75	1,93	1,93

Плотность, г/см<sup>3</sup>

Разрез I — замещение гранатового скарна слюдисто-флюорит-магнетитовой породой; ан. V2-14 — гранатовый скарн; ан. V2-36а — слабоизмененный скарн; ан. V2-39 — флюорит-магнетит-протолитионитовая порода.

Разрез VI — околожильное изменение роговика; ан. V18-8б — диоксидный роговик; ан. V18-8а — флюорит-слюдяная порода.

Разрез VII — околожильное изменение скарна; ан. V18-11 — флюорит-гранат-везувиановый скарн; ан. V18-13б — слюдяная порода с магнетитом и реликтами скарна; ан. V18-13а — флюорит-слюдяная порода с магнетитом; ан. V18-10б — полевошпат-флюорит-слюдяная порода; ан. V18-10а — флюорит-слюдяная порода.

Аналитики: В. И. Юрченко, В. Н. Ус, А. И. Коломникова, В. М. Лурье, Л. П. Студева.

происходит привнос фтора, в результате чего целый ряд силикатов вытесняется флюоритом. Менее отчетлив, но хорошо заметен также привнос калия, который входит в состав слюд, образующихся при метасоматическом процессе (кроме маргаритовых пород, в которых содержание калия очень низкое).

Зональность возникающих пород не согласуется с метасоматической колонкой, соответствующей постепенному переходу компонентов во вполне подвижное состояние по мере увеличения интенсивности метасоматоза. По исход-

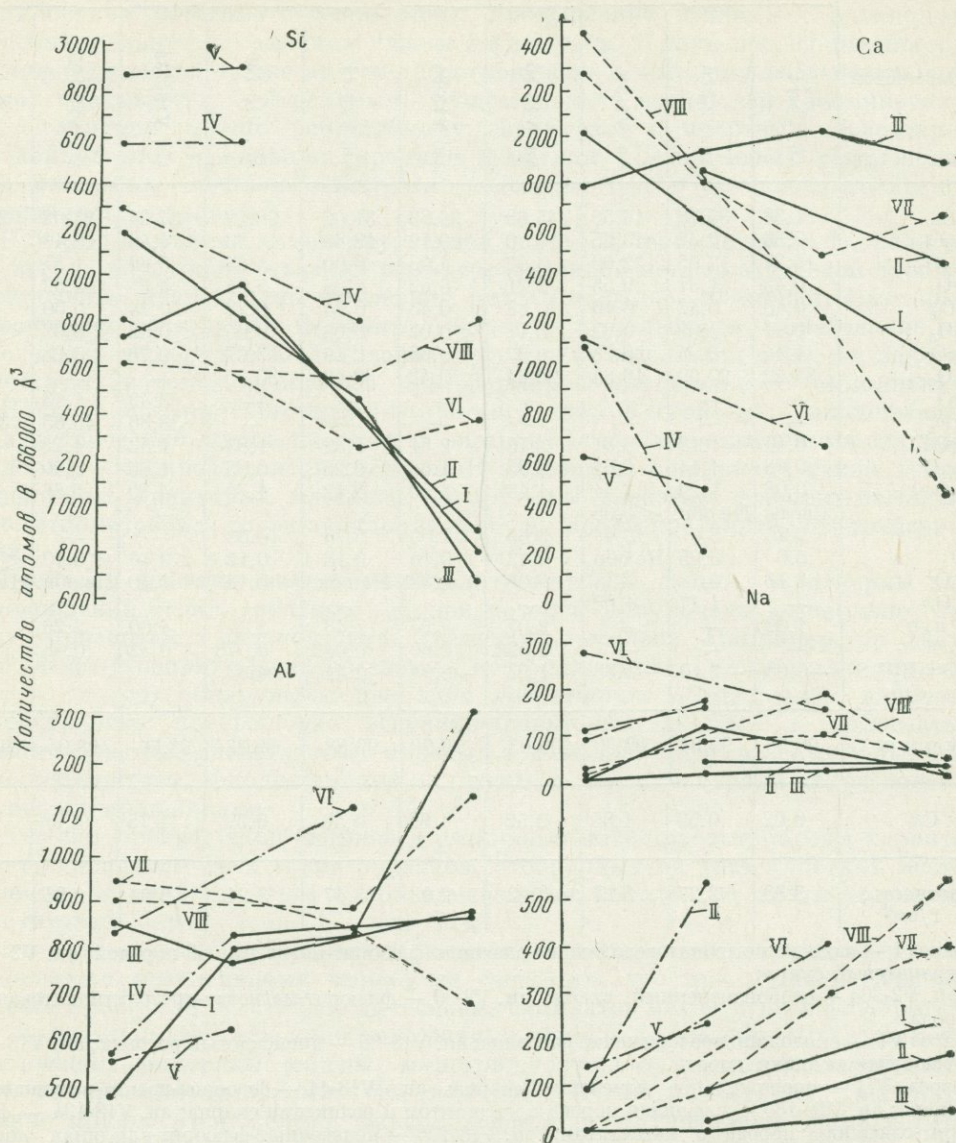
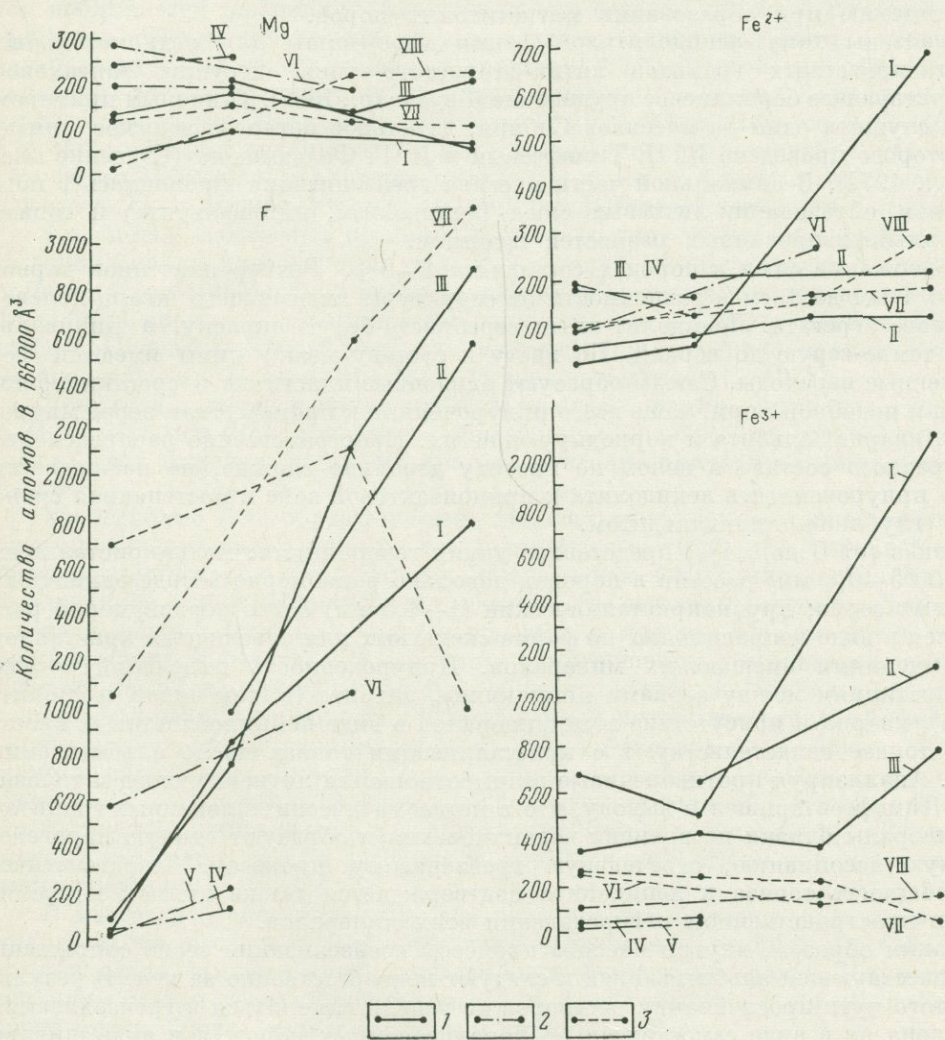


Рис. 22. Вариационные диаграммы химического состава пород при образовании  
Интенсивность метасоматоза возрастает слева направо.  
1 — магнетитовые породы по скарнам; 2 — околожильные ореолы

ным гранат-везувиановым скарнам одновременно развивается трехминеральная ассоциация: флюорит + магнетит + силикат (Ве-везувиан, эпидот или слюда).

Перечисленные силикаты последовательно сменяют друг друга при увеличении интенсивности замещения скарнов. Бериллиевый везувиан образуется при более слабом замещении, а протолитионит-флюорит-магнетитовые породы с хризобериллом возникают на участках наиболее интенсивного замещения. Наблюдается нечетко выраженная пространственная зональность. Ближе к контакту гранитного массива в составе руд преобладают везувиан-флюорит-



полосчатых слюдяно-флюорит-магнетитовых пород и околожильных грейзенов. Римские цифры на линиях — номера разрезов.

в сланцах и роговиках, 3 — околожильные ореолы в скарнах

магнетитовые породы, по мере удаления от контакта они сменяются эпидот-флюорит-магнетитовыми, а затем начинают преобладать протолитионит-флюорит-магнетитовые.

В пределах этого же месторождения развиты полевошпатовые и кварцевые прожилки с бериллом и протолитионитом, которые сопровождаются ореолами грейзенизации вмещающих пород.

Химизм околожильного метасоматоза несколько отличается от процесса образования магнетитовых пород (см. рис. 22, табл. 17, разрезы VI, VII). Слабо выражен вынос кремнезема, почти не перемещается железо, более интенсивно привносится калий. Поведение глинозема, кальция, фтора аналогично их поведению при образовании магнетитовых пород.

Грейзены **топаз-лепидолитовой фации** характерны для редкометаллических альбитизированных гранитов литий-фтористого типа, несущих танталовое и сопутствующее бериллиевое оруденение (Беус и др., 1962). Типичным примером может служить один из массивов Сибири, детальное петрографическое описание которого проведено И. Н. Тимофеевым и Л. Г. Фельдманом (Строение массивов..., 1972). В апикальной части массива грейзенизация проявилась в повсеместном образовании литиевых слюд (лепидолита, циннвальдита) и топаза среди альбитизированных разностей гранитов.

Содержание слюд в породах составляет 1—5%. Размер пластинок варьирует от 1 мм до 1 см в зависимости от структуры вмещающего кварц-полевошпатового агрегата. Лепидолит имеет серебристо-белую окраску, а циннвальдит — темно-серую до черной. По цвету и составу между ними имеются все постепенные переходы. Слюды образуют одиночные пластинки и сростки сноповидной и подобной форм, чаще всего приуроченные к промежуткам зерен микроклина, кварца, альбита и корродирующие их. Пространственно распределение слюд разного состава в целом по массиву довольно сложно, но наблюдается четкая приуроченность лепидолита к приконтактовой зоне и постепенная смена его с глубиной циннвальдитом.

Топаз (от 0 до 6,4%) представлен двумя генерациями: мелкокристаллический (0,05—0,5 мм) рассеян в породах довольно равномерно в виде одиночных округлых зерен; крупнокристаллический (1—1,5 мм) более неравномерно распределен в виде неправильных по форме скелетных или ситовидных кристаллов с включениями вмещающих минералов. Приуроченность выделений топаза к интерстициям между зернами микроклина, альбита (в том числе и таблитчатого), кварца и присутствие этих минералов в виде пойкилобластовых вростков в топазе свидетельствуют о кристаллизации топаза после альбитизации пород. Анализируя противоречивые взаимоотношения литиевых слюд и топаза, И. Н. Тимофеев пришел к выводу, что в метасоматически измененных гранитах эти минералы близки по времени возникновения и образуют единую парагенетическую ассоциацию, отвечающую грейзеновому процессу. Парагенетическая общность топаза и лепидолита подтверждается также прямой корреляцией в пространственном распределении этих минералов.

Таким образом, внутри массива процессы грейзенизации тесно сопряжены с предшествующей альбитизацией и следуют непосредственно за ней. В результате этого пути просачивания растворов не успели измениться и грейзенизация проявлена не в виде самостоятельно локализованных пород, а в виде широко рассеянной вкрапленности парагенетических минералов, отвечающих грейзеновому процессу. Сопоставление химического состава этих минералов с составом более ранних показывает, что грейзенизация в данном случае сопровождалась привнесением алюминия, калия, лития, фтора и выносом кремнезема и натрия.

Массив окружен почти сплошной зоной экзоконтактовых грейзенов и грейзенизированных пород. Мощность ореолов грейзенизации непостоянна (от 0,1—1 м до 15—20 м) и зависит в первую очередь от степени проницаемости осадоч-

ных пород по отношению к грейзенизирующим растворам. Главные минералы экзоконтактовых грейзенов — литиево-железистые слюды и топаз; встречаются также флюорит, кварц, берилл, Та-рутил, касситерит. Слюда составляет до 60—70% объема грейзена, образует мелкочешуйчатые агрегаты (0,005—0,1 мм), в первую очередь избирательно замещающие биотит.

Распределение топаза в грейзенах неравномерное (от 0 до 20—30%). В целом наблюдается тенденция к увеличению его содержания во внутренних зонах грейзенов. Выделения топаза развиваются от скелетных форм (начиная от мельчайших зерен, расположенных группами с одинаковой оптической ориентировкой) до идиоморфных кристаллов размером 0,3—1 см. Берилл образует неравномерную вкрапленность призматических кристаллов (от 0,03—0,05 до 0,5—0,6 мм в поперечнике и 1,5 мм в длину), которая концентрируется главным образом вблизи кварцевых микропрожилков с флюоритом. Содержание флюорита в грейзенах варьирует, нередко достигая нескольких процентов.

Как можно заключить по минеральному составу грейзенов, во вмещающих осадочных породах грейзенизация также проявлена в образовании существенно глиноземистых минералов и не сопровождается заметным окварцеванием пород. Подробные процессы грейзенизации, сопряженные с более ранней альбитизацией, проявлены во многих массивах редкометалльных гранитов и для последних обычное явление (Беус и др., 1962; Строение массивов..., 1972).

Грейзены **кварц-протолитионит-топазовой фации** детально описаны Т. И. Гетманской (Закономерности образования..., 1976). Эти грейзены лишены бериллиевой минерализации, их краткое описание приводится лишь для сопоставления.

Грейзеновые тела образуют очень пологий купол в апикальной части массива мелкозернистых гранитов литий-фтористого типа, под кровлей более древних крупнозернистых гранитов. Грейзеновая зона представлена сложным чередованием пластообразных тел различного состава: слюдисто-кварцевых, слюдисто-топаз-кварцевых, кварц-топазовых и других. Слюды представлены протолитионитом и литиевым фенгитом. По отношению к трещинам, контролирующим развитие грейзеновых тел, обнаруживается зональность: гранит → кварц-микроклин-серицитовая порода → протолитионит-кварцевый грейзен → слюдисто-топаз-кварцевый грейзен → кварц-топазовый грейзен. Образование внешней зоны протолитионит-кварцевого грейзена связано с привносом кремнезема и выносом глинозема. Две внутренние зоны образуются с привносом глинозема, калия, фтора и удалением кремнезема, а также при общем увеличении объемного веса в результате преобладания отложения вещества над выщелачиванием.

В массе грейзенов последние две разности преобладают, так что в целом формирование грейзенов месторождения сопряжено с привносом глинозема, фтора и калия, выносом кремнезема и общим уплотнением пород. По своим особенностям кварц-протолитионит-топазовая фация занимает переходное положение между биотитовым и топазовым типом грейзенов.

## **Б. Грейзены топазового типа**

Грейзены существенно топазового состава характерны для некоторых комплексных флюорит-бериллиевых месторождений, связанных как с литий-фтористыми, так и с нормальными лейкократовыми гранитами. В зависимости от состава исходных пород развиваются грейзены двух фаций: кварц-топазовой (по гранитам) и флюорит-топазовой (по известнякам). Грейзены этого типа

сопровождают бериллиевое оруденение, но сами они отличаются полным отсутствием бериллиевой минерализации.

Грейзены кварц-топазовой фации известны, например, на одном из флюорит-хризоберилловых месторождений (Генетические типы..., 1975, с. 135—154), их детальное петрографическое исследование проведено Г. П. Луговским (Луговской, Руб, 1969), М. Г. Руб (1957) и И. Н. Говоровым (1968). Материнский массив сложен лейкократовыми гранитами литий-фтористого типа и сопровождается сложным комплексом постмагматических явлений, в которых Г. П. Луговской выделяет два этапа. С более ранним этапом связаны альбитизация, сопровождающаяся танталовым оруденением, и слабо проявленная, но широко распространенная грейзенизация. К более позднему этапу относится образование кварц-топазовых грейзенов внутри массива и слюдисто-флюоритовых с бериллиевой минерализацией за его пределами во вмещающей толще известняков. Эти этапы разделены изменением плана тектонических деформаций. Зона танталового оруденения и альбитизации приурочена к апикальной части массива и по морфологии подчинена прототектонике гранитов, а залежи грейзенов второго этапа контролируются тектоническими трещинами и залегают на фланге гранитного массива.

Широко, но слабо проявленная ранняя грейзенизация, сопряженная с альбитизацией, выражена в образовании вкрапленности топаза (от 0,1—3 до 8—15%), флюорита, циннвальдита и может быть отнесена к топаз-лепидолитовой фации.

Грейзеновые залежи второго этапа сложены кварц-топазовыми, кварц-флюорит-топазовыми, кварц-мусковитовыми и слюдисто-флюоритовыми грейзенами. Последняя разность развивается по вмещающим известнякам, включает основную массу бериллия и флюорита и здесь не рассматривается.

Центральные (тыловые) зоны грейзенизации сложены кварц-топазовыми грейзенами, а периферические — кварц-мусковитовыми. Кварц-флюорит-топазовые грейзены приурочены к самой верхней части гранитного массива в зоне биметасоматического взаимодействия с известняками. Кварц-топазовые грейзены представлены белыми или голубовато-белыми очень плотными породами. Они имеют характерную тонкокристаллическую структуру с волокнистыми и игольчатыми агрегатами топаза. Если грейзен развивается по ранее грейзенизированным (в период первого этапа) гранитам, то среди тончайших агрегатов топаза и кварца сохраняются реликтовые более крупные зерна кварца и призматические кристаллы раннего топаза. Содержание топаза в грейзенах составляет 32—61%, кварца 39—64%, флюорита 0,5—15%.

Кварцево-слюдяные грейзены также отличаются тонкозернистой структурой основной массы кварца и слюды с более крупными реликтовыми зернами топаза, кварца, циннвальдита. Их состав: кварца 46—62%, мусковита 14—47%, топаза 6—15%. Формирование кварц-мусковитовых и кварц-топазовых грейзенов сопровождается общим уплотнением породы (до 10—30%) с привнесением алюминия и фтора, удалением натрия и калия и слабым выносом кремнезема.

Грейзены флюорит-топазовой фации детально описаны Е. П. Шпановым (Генетические типы..., 1975, с. 131—133) из надкупольной зоны гранитного интрузива среди карбонатной толщи. Их образование сопровождается интенсивным привнесением алюминия, фтора и кремния.

## В. Грейзены кварцевого типа

Грейзеновые процессы с образованием существенно кварцевых грейзенов интенсивно проявлены на многих комплексных берилл-вольфрамитовых кварцево-жильных месторождениях. Их особенности охарактеризованы в работах Г. Н. Щербы, Д. С. Коржинского и многих других исследователей. Образование грейзенов кварцевого типа связано с интенсивным привнесом кремнезема и выщелачиванием большинства других катионов: алюминия, калия, натрия, кальция, магния. В целом бо́льшая часть грейзеновых месторождений принадлежит именно к этому типу.

Можно сказать, что особенности формирования существенно кварцевых грейзенов изучены наиболее детально и всесторонне и послужили эталоном для характеристики грейзенового процесса в геологической литературе. Вместе с тем как носители бериллиевого оруденения кварцевые грейзены имеют подчиненное значение и в данной работе приводится лишь краткая их характеристика, необходимая для уяснения общей картины и выявления соотношений бериллиевых грейзенов с «классическими» грейзенами. Пользуясь принятыми в данном случае критериями, среди многообразия грейзенов кварцевого типа можно выделить три главные фации: протолитионит-топаз-кварцевую, топаз-кварцевую и мусковит-кварцевую.

Развитие грейзенов протолитионит-топаз-кварцевой фации характерно исключительно для массивов литий-фтористых гранитов (Геохимическая характеристика..., 1970; Редкометалльные гранитоиды Монголии, 1971; Метасоматические цвиттеры..., 1974). С ними бывает связано оловянное, реже вольфрамовое оруденение. Концентрация бериллия в связи с ними отсутствует. Типичная метасоматическая колонка имеет вид:

кварц + калиевый полевоы шпат + протолитионит + топаз,  
кварц + протолитионит + топаз,  
кварц + топаз,  
кварц.

Грейзены образуются в условиях высокой активности фтора (возможно, наиболее высокой для грейзенового процесса) и высокой температуры.

Грейзены топаз-кварцевой фации характерны для многих широко известных вольфрамитовых месторождений с бериллом в качестве попутного рудного компонента. Грейзены данной фации локализуются в апикальных частях гранитных куполов и редко выходят за их пределы, известны как в виде самостоятельных жильобразных тел, так и в виде околожильных оторочек. Типичная метасоматическая зональность (Лисицына, Омельяненко, 1961):

кварц + мусковит + микроклин + альбит,  
кварц + мусковит + микроклин,  
кварц + мусковит,  
кварц + топаз,  
кварц.

В целом образование грейзеновых тел данной фации происходит с общим привнесом кремнезема, вытесняющего другие компоненты. Возникновение локальных зон, обогащенных топазом, обусловлено перемещением глинозема между зонами колонки грейзенизации.

Еще более многочисленны комплексные бериллий-вольфрамовые месторождения с грейзенами мусковит-кварцевой фации. Грейзены этой фации

образуют как околожилльные оторочки вокруг кварцевых жил, так и самостоятельные грейзеновые тела, контролируемые трещинами (чаще всего пологими трещинами отдельности в гранитных массивах).

Типичным примером месторождений жильного типа является комплексное молибденит-касситерит-вольфрамит-берилловое месторождение, представленное серией кварцевых жил с бериллом, молибденитом, вольфрамитом и касситеритом (Заболотная, Новикова, Шацкая, 1962). Жилы сопровождаются околожилльными грейзенами, мощность которых в гранит-порфирах достигает 60 см (реже 1,2 м), а в роговиках не превышает 3—10 см. По зальбандам мелких прожилков и апофиз мощность грейзеновых оторочек колеблется от 3 до 10 см.

Обычно наблюдается следующий ряд изменения пород: гранит-порфир → → грейзенизированный гранит-порфир → слюдяно-кварцевый грейзен → → кварцевая жила с бериллом. Грейзенизированные гранит-порфиры имеют подчиненное распространение. Их мощность не превышает 5—10 см.

В процессе грейзенизации на месторождении происходит привнос кремнезема, фтора, лития, бериллия, железа и вынос алюминия, щелочей. Наблюдавшаяся последовательность замещения минералов отвечает метасоматической колонке:

неизменный гранит-порфир,  
кварц + мусковит + альбит + микроклин + магнетит + биотит,  
кварц + мусковит + альбит + микроклин + магнетит,  
кварц + мусковит + альбит + микроклин,  
кварц + мусковит + альбит,  
кварц + мусковит,  
кварц.

Во внутренней части грейзеновых тел (околожилльных или околотрещинных) нередко присутствуют относительно маломощные мусковитовые зоны, возникновение которых связано с осаждением перемещенного инертного компонента (глинозема).

В жильных месторождениях бериллиевое оруденение приурочено почти исключительно к кварцевым жилам в виде довольно крупных выделений берилла, имеющих неравномерное гнездовое распределение. В собственно грейзеновых телах берилл образует более мелкую, но более равномерно распределенную вкрапленность призматических кристаллов, чаще вдоль центральных трещинных проводников и микротрещин разных направлений.

## Г. Грейзены мусковитового типа

В данный тип объединяются грейзены трех фаций: альбит-кварц-мусковитовой, флюорит-мусковитовой и флюорит-эфесит-мусковитовой. Различия их минерального состава обусловлены вариациями составов вмещающих пород, а также связаны с глубиной материнского гранитного интрузива. Петрохимические особенности гранитов в данном случае играют второстепенную роль. Для минерального состава грейзенов характерно преобладание мусковита над кварцем. В пространственной зональности грейзены мусковитового типа занимают наиболее верхнее положение, чаще всего они развиваются в надинтрузивной зоне гранитных массивов, реже — в их апикальных частях. Минеральный и химический состав грейзенов мусковитового типа сближает их с березитами. Среди исследователей отдельных месторождений нет единого мнения: относить ли подобные метасоматические породы к грейzenам или березитам.

Грейзены альбит-кварц-мусковитовой фации образуются среди алюмосиликатных пород как внутри гранитных массивов, так и среди вмещающих

осадочно-метаморфических или более ранних интрузивных пород. Метасоматическая зональность и химизм процессов замещения для грейзенов этой фации детально изучены на примере одного из месторождений мусковит-флюорит-бериллового типа (Генетические типы..., 1975, с. 103—112). Месторождение залегает в надинтрузивной зоне слабо эродированного крупного гранитного массива, который выходит на поверхность в виде нескольких небольших куполов. Вмещающие породы представлены песчано-сланцевой толщей и известняками.

На месторождении различаются два типа метасоматических образований: по алюмосиликатным породам и по известнякам. Метасоматические процессы в алюмосиликатных породах проявлены широко и разнообразно. Прежде всего, в пределах рудного поля вмещающие породы изменены сравнительно слабо. Ореолы изменения охватывают значительные объемы пород. Они сопровождают штокверковые рудные зоны в целом и не имеют непосредственной связи с отдельными прожилками и трещинами. Помимо этих региональных процессов выделяются собственно околожильные ореолы измененных пород, сопровождающие жилы и прожилки кварц-флюорит-мусковитового состава. Ширина ореолов изменяется в пределах 2—30 см и зависит от мощности прожилков; чем крупнее прожилок, тем шире ореол изменения. И, наконец, отмечаются узко локализованные, но интенсивно проявленные метасоматические процессы, которые приводят к образованию сплошных флюорит-мусковитовых грейзенов с бериллом и шеелитом, приуроченных к участкам повышенной трещиноватости и проницаемости пород.

Минеральные преобразования во всех перечисленных случаях однотипны (рис. 23). Главный минерал метасоматических пород — мусковит: он сопровождается пиритом, флюоритом, иногда бериллом и шеелитом. Происходит разложение таких минералов, как плагиоклаз, амфибол, биотит, эпидот, магнетит. Ильменит замещается сфеном. В результате возникает среднезернистая, иногда мелкозернистая порода серовато-зеленого цвета, сложенная мусковитом в ассоциации с пиритом, флюоритом, кварцем и другими минералами.

Изучение преобразований пород при метасоматозе в отношении химического состава осуществлялось путем отбора и изучения образцов по разрезам, от исходной породы до зоны максимального изменения (табл. 18, рис. 24).

При околорудных метасоматических процессах в алюмосиликатных породах происходит интенсивный привнос фтора, серы, кальция, алюминия и калия, увеличение содержания воды. Привнос кальция отмечается лишь в зонах наиболее интенсивного метасоматоза и только совместно с привнесом фтора. Одновременно отмечается значительный вынос кремния. Магний подвергается интенсивному выносу в случаях сравнительно высокого содержания его в исходной породе, например в амфиболитах. При изменении биотитовых сланцев, имеющих сравнительно низкое содержание магния, он выносится значительно слабее. Свообразно поведение натрия. Он резко выносится в начальные стадии замещения и накапливается в зонах интенсивно измененных пород. Таким образом, осуществляются не только вынос натрия, но и его перемещение внутри метасоматических ореолов. Подобным образом иногда ведет себя также кальций.

Изменение содержания аксессуарных элементов, фосфора и титана обусловлено в первую очередь неоднородностью их распределения во вмещающих породах. Но на фоне неоднородности намечается слабый вынос этих элементов.

Наиболее распространенный тип зональности околожильных ореолов в альбит-мусковит-биотитовых сланцах приведен в табл. 19. Детальный анализ

метасоматической зональности с точки зрения правила фаз и влияние на нее вариаций состава вмещающих пород дан автором ранее (Куприянова, 1968). Следует отметить, что две последние зоны появляются не во всех ореолах, а

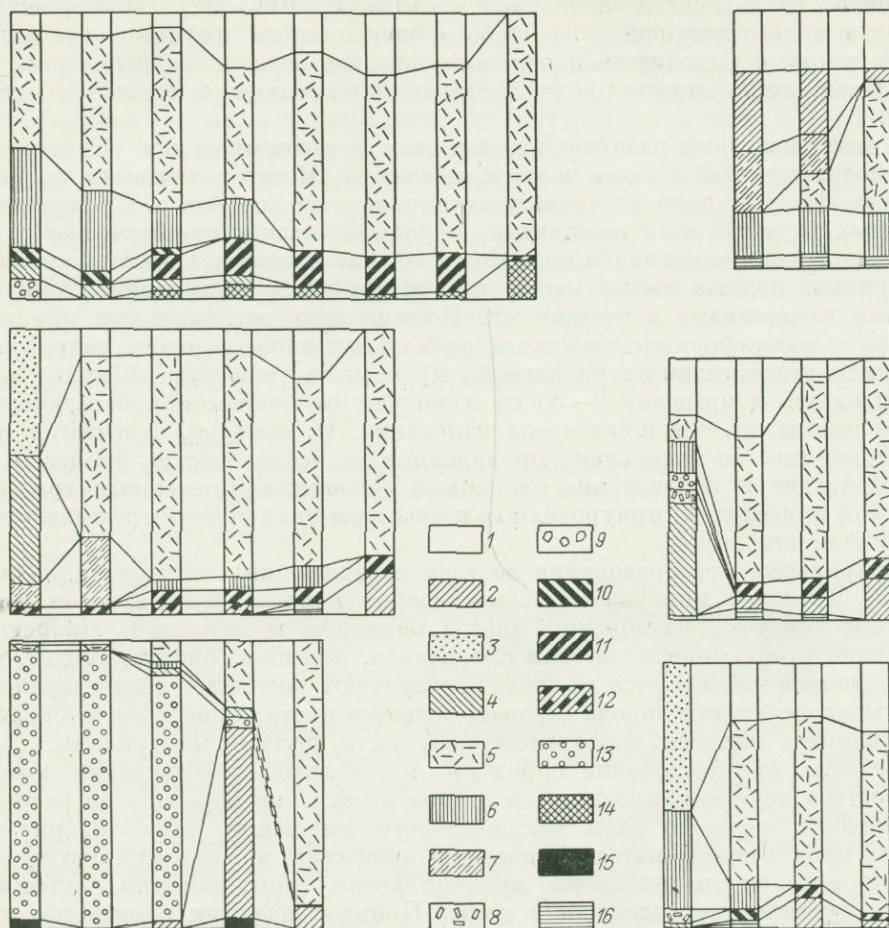


Рис. 23. Изменение минерального состава алюмосиликатных пород и известняков в процессе greenschist-метаморфизма. Каждая колонка представляет состав одного образца. Горизонтальные ряды колонок — отдельные разрезы через зоны изменения. Слева — исходная порода, справа — измененная порода.

1 — кварц; 2 — альбит; 3 — альбит + кварц; 4 — плагиоклаз; 5 — мусковит; 6 — биотит; 7 — хлорит; 8 — эпидот; 9 — гранат; 10 — магнетит; 11 — пирит; 12 — ильменит; 13 — кальцит; 14 — флюорит; 15 — графит; 16 — второстепенные минералы (сфен, флогопит, берилл)

в тех случаях, когда они наблюдаются, их ширина незначительна (меньше, чем у остальных зон).

В участках сплошного замещения алюмосиликатных пород (сланцев или амфиболитов) с образованием greenschist-метасоматическое замещение заканчивается обычно на зоне 5 (Муск + Кв + Пир + Фл), реже на бескварцевой зоне 6, т. е. при образовании сплошных greenschist-тел алюминий, кремний, железо и кальций хотя и испытывают перемещение, но во вполне подвижное состояние, как правило, не переходят.

Химический состав грейзенов по амфиболитам (разрез I), вес. %

Компоненты	Среднее по амфиболитам	Ан. 206-8	Ан. 206-7	Ан. 206-6	Ан. 206-5	Ан. 206-4
SiO <sub>2</sub>	47,24	48,36	46,84	52,11	34,76	26,58
TiO <sub>2</sub>	1,37	1,03	1,69	1,59	1,77	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,09	0,14	0,18	0,42	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	28,36	29,88	25,25	26,56	22,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	2,69	3,08	2,35	4,90	1,10
FeO	7,34	7,06	2,98	4,56	2,84	1,17
CaO	8,82	Не обн.	0,18	0,16	12,30	25,98
MgO	7,54	1,01	1,42	1,59	0,70	1,06
MnO	0,16	0,08	0,08	0,17	0,17	0,05
Na <sub>2</sub> O	2,59	0,44	0,40	0,27	0,72	3,16
K <sub>2</sub> O	0,56	6,66	9,10	7,70	6,00	3,30
S	0,05	0,07	1,13	1,97	2,74	1,26
F	0,065	0,16	0,28	0,23	3,89	15,72
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> + п.п.п.	3,57	4,96	4,22	3,38	5,83	4,50
CO <sub>2</sub>	1,27	—	—	—	—	—
-O = S + F <sub>2</sub>	-0,05	-0,10	-0,68	-1,08	-3,00	-7,23
Сумма	100,91	100,87	100,74	100,43	100,60	99,81
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,82	2,82	2,88	2,82	2,88	3,30

Ан. 206-8 — серицитизированный и хлоритизированный амфиболит; ан. 206-7 и 206-6 — серицитовая порода с кварцем, биотитом и ильменитом; ан. 206-5 — мусковитовый грейзен с флюоритом, кварцем, биотитом; ан. 206-4 — флюорит-мусковитовый грейзен с пиритом, шеелитом, бериллом. Аналитики: В. И. Душкина, В. М. Лурье, М. В. Горчакова.

Помимо интенсивности замещения, зональность метасоматических ореолов изменяется в зависимости от колебаний химического и минерального состава осадочно-метаморфических пород.

В надинтрузивной зоне того же гранитного массива и в апикальных частях некоторых куполов залегают кварцево-жильные вольфрамитовые месторождения. Околорудные метасоматические породы этих месторождений по составу аналогичны рассмотренным грейzenам, сопровождающим флюорит-бериллиевое оруденение. Наблюдается однотипная направленность процессов в пределах всего рудного поля. При наличии частных вариаций в зависимости от состава исходной породы (гранит, вулканогенные и осадочно-метаморфические породы), главными чертами химизма метасоматических изменений (привнос алюминия, калия, вынос кремния) являются именно те, которые отличают рассматриваемые грейzenы от грейzenов кварцевого типа и придают им черты сходства с березитами. Таким образом, устанавливается, что в связи с данным интрузивом, который относится к более глубинной группе мезоабиссальной фации и эродирован лишь в апикальной части, обнаружены грейzenы мусковитового типа и отсутствуют грейzenы кварцевого типа.

В других случаях грейzenовые месторождения берилла связаны с массивами гранитов, в которых наряду с слюдяно-кварцевыми грейzenами в локальных участках образуются слюдяные и уникальные слюдяно-бериллиевые грейzenы (Заболотная и др., 1962). Например, на одном из месторождений бериллиевое

оруденение локализуется в куполовидных выступах массива мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов по контакту с ороговикованными песчано-сланцевыми породами. Зоны грейзенизации прослеживаются на расстояние до сотен метров при мощности до нескольких десятков метров. Основное

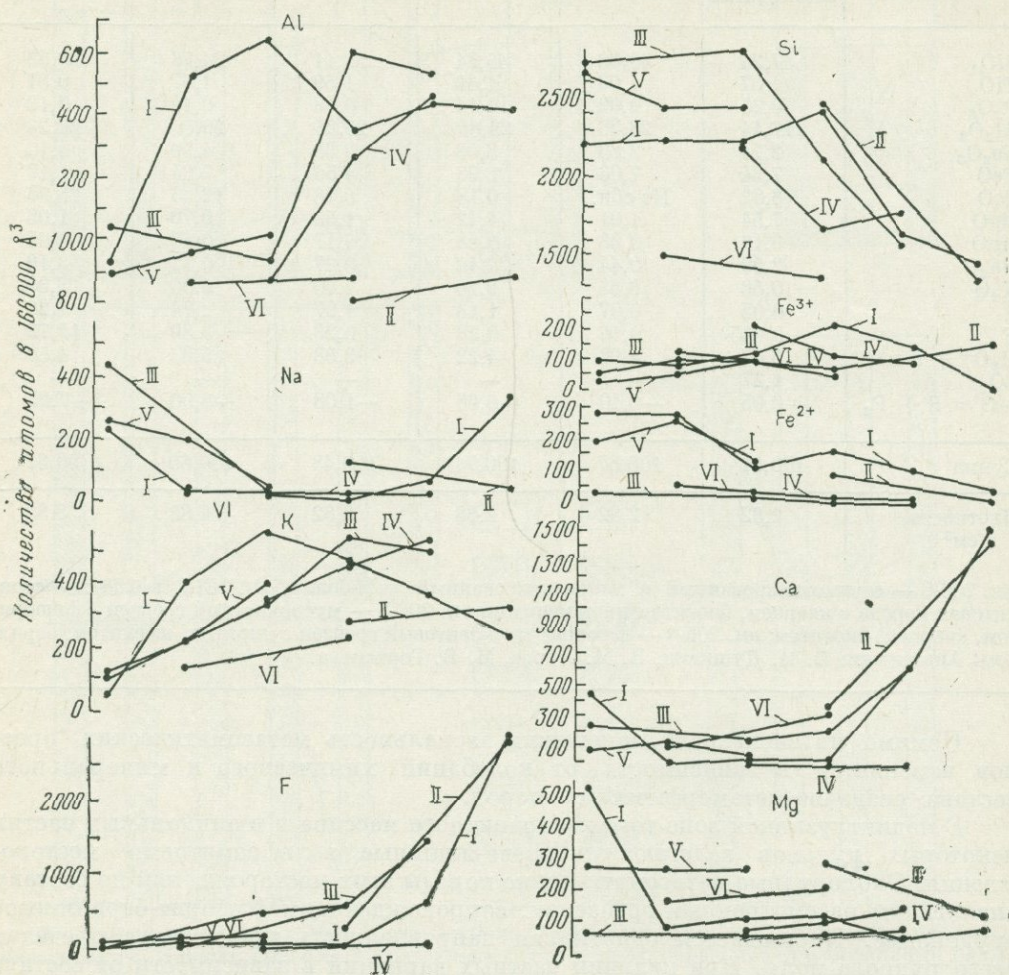


Рис. 24. Вариационные диаграммы химического состава алюмосиликатных пород при метасоматическом изменении. Каждая точка соответствует одному образцу. Интенсивность метасоматоза возрастает слева направо. Римские цифры на линиях — номера разрезов

распространение имеют грейзенизированные граниты, слюдяно-кварцевые и кварцевые грейзены, среди которых развита система кварцевых, кварц-берилловых и берилловых прожилков. Грейзены содержат редкую вкрапленность касситерита. Образование слюдяно-кварцевых и кварцевых грейзенов происходит с привнесением кремнезема, выносом алюминия и щелочей.

На фоне этих грейзенов в отдельных участках появляются слюдяные и слюдяно-берилловые грейзены. Наблюдается следующий ряд продуктов грейзенизации: мелкозернистый порфиroidный гранит → грейзенизированный гра-

Метасоматическая колонка ореолов грейзенизации  
в альбит-мусковит-биотитовых сланцах

Номер зоны	Минеральная ассоциация зоны	Реакция замещения
1	Кв + Муск + Мгт + Ка + Аб (Олг) + Би + Ильм + Ап	Мгт → Пир
2	Кв + Муск + Би + Пир + Аб (Олг) + Ка + Сф + Ап	Ка → Фл Олг → Фл + Муск
3	Кв + Муск + Би + Пир + Аб + Фл + Сф + Ап	Аб → Муск + Фл
4	Кв + Муск + Би + Пир + Фл + Сф + Ап	Би → Муск + Пир
5	Муск + Кв + Пир + Фл + Сф + Ап	Кв → Муск
6	Муск + Пир + Фл + Сф + Ап	Пир → Муск
7	Муск + Фл + Сф + Ап	
8	Муск + Сф + Ап	Фл → Муск

Ряд подвижности: H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, F, S, O, K, Na, Mg, Al, Si, Fe, Ca, P, Ti.

нит → кварц-слюдяной грейзен → слюдяной или слюдяно-берилловый грейзен. В отличие от кварц-слюдяных грейзенов, слюдяные и слюдяно-берилловые содержат вкрапленность и мелкие скопления арсенопирита, вольфрамит, касситерита, молибденита, пирита, халькопирита, пирротина, галенита и сфалерита; количество берилла в грейзенах иногда значительно.

Процесс образования слюдяных и слюдяно-берилловых грейзенов сопровождается выносом кремнезема и натрия и привносом глинозема, калия, бериллия, фтора и лития.

На данном месторождении грейзенизация имеет, таким образом, сложный характер. Около кварцевых прожилков происходит обычный процесс кислотного выщелачивания, сопровождающийся выносом алюминия и щелочей и заметным привносом кремнезема. Одновременно в некотором удалении от жил отмечаются участки интенсивной грейзенизации, в которых наблюдается противоположное перемещение компонентов, т. е. отложение алюминия, калия, бериллия, лития и фтора и удаление кремнезема и натрия.

Грейзены альбит-кварц-мусковитовой фации широко развиты также на вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых месторождениях, обычно содержащих берилл в качестве акцессорного компонента. Примерами могут служить такие широко известные месторождения, как Джидинское, Антоногогорское, Дедовогогорское, Иульгинское, вольфрамовые месторождения Восточной Монголии (Онтюев, 1970; Лугов и др., 1972; Каленов, 1962; Закономерности образования..., 1976).

Во многих случаях помимо грейзенов альбит-кварц-мусковитовой фации на месторождениях развиты также грейзены мусковит-кварцевой фации. При этом установлено, что грейзены мусковит-кварцевой фации шире распространены на более глубоких горизонтах, а также в связи с более ранними и высокотемпературными типами оруденения, чем те, которые сопровождаются грейзенами альбит-кварц-мусковитовой фации. Соответственно изменяются и количественные соотношения в распространении грейзенов двух фаций. На месторождениях более высокотемпературной кварц-касситерит-вольфрамитовой формации преобладают существенно кварцевые грейзены мусковит-кварцевой фации, а мусковитовые грейзены имеют подчиненное значение. Обратные соотношения наблюдаются на месторождениях кварц-молибденит-гюбнеритовой формации, где преимущественно распространены грейзены альбит-кварц-мусковитовой фации.

Существенно флюоритовые грейзены развиваются среди карбонатных пород. Их минеральный состав помимо присутствия флюорита и мусковита, определяется, с одной стороны, глубиной гранитного массива, а с другой, — количеством доломита в составе карбонатной толщи и геолого-структурными особенностями рудного поля.

Грейзены флюорит-мусковитовой фации связаны с гранитами более глубокой подгруппы, они изучены на примере того же мусковит-флюорит-бериллового месторождения (Генетические типы..., 1975, с. 103—112), по которому дано детальное описание грейзенов альбит-кварц-мусковитовой фации.

Главный минерал метасоматических изменений в известняках — флюорит, поэтому грейзены резко выделяются фиолетовой окраской на темно-сером фоне известняков. В меньшем количестве в них присутствуют мусковит и альбит. Отмечаются также берилл, фенакит, апатит, шеелит, иногда реликты карбонатов. Ширина ореолов около прожилков варьирует от 1—2 мм до 2—5 см (редко до 20—40 см). В участках повышенной трещиноватости ореолы соседних прожилков сливаются и образуются сплошные залежи мусковит-флюоритовых пород (грейзенов). Облик мусковит-флюоритовых грейзенов весьма специфичен. Он определяется сочетанием двух главных элементов: петельчатой («рыбчиковой») структуры мусковит-флюоритовых агрегатов и волнисто-полосчатой текстуры, обусловленной образованием серий субпараллельных полосок мусковита.

В известняках, содержащих небольшое количество алюмосиликатного материала и не содержащих доломита, химические преобразования при метасоматическом замещении выражаются в существенном привносе фтора, калия, алюминия, кремния, бериллия, иногда натрия, а также в выносе углекислоты (табл. 20, рис. 25).

Происходит полное вытеснение углекислоты фтором, причем количество кальция несколько уменьшается. Количество привнесенных кремния, алюминия и калия позволяет высказать предположение о том, что мусковит образуется путем выполнения возникающего при замещении кальцита флюоритом свободного объема (33%). Таким образом, в процессе образования околосильных ореолов в карбонатных породах сочетаются, с одной стороны, метасоматическое замещение кальцита флюоритом и, с другой стороны, отложение мусковита и альбита путем непосредственной кристаллизации из раствора. При этом только один элемент — кальций — оказывается виртуальным инертным компонентом, в результате чего метасоматическая колонка представлена всего одной зоной: флюорит + мусковит.

## Химический состав апокарбонатных грейзенов, вес. %

Компоненты	Известняки	Мусковит-флюоритовые грейзены					Альбит-флюоритовые грейзены		Теоретический состав мусковит-флюоритовой породы
	Ан. 221-17а	Ан. 55-1	Ан. 55-2	Ан. 4-15	Ан. 71-5	Ан. 171-2	Ан. 221-20	Ан. 221-22	
SiO <sub>2</sub>	1,68	23,84	23,68	19,60	15,90	23,82	17,96	28,0	15,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	16,22	18,15	14,76	7,39	18,17	10,20	14,38	11,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,14	0,32	0,54	0,39	0,21	0,30	0,60	0,37
FeO	0,22	0,11	0,09	0,20	0,43	0,05	0,11	0,09	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,04	0,06	0,06	0,10	0,08	0,03	—
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,10	Не обн.	0,08	0,05	0,03	0,04	0,05	—
BeO	Следы	0,07	0,072	0,10	0,095	0,30	0,12	0,015	—
WO <sub>3</sub>	Не обн.	2,31	Не обн.	<0,05	Не обн.	Не обн.	<0,05	3,50	—
CaF <sub>2</sub>	—	45,0	46,64	54,43	64,80	46,32	63,40	41,26	66,01
CaO	53,70	1,12	0,92	0,67	Не обн.	0,45	0,37	1,07	—
MgO	0,73	1,52	0,63	0,70	5,14	0,43	0,41	0,86	1,20
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,27	0,32	0,29	0,16	0,26	1,38	2,60	0,12
K <sub>2</sub> O	0,19	5,61	5,50	4,78	3,78	5,61	2,50	3,34	3,24
MnO	0,03	0,39	0,06	0,14	0,08	0,08	0,04	0,03	—
H <sub>2</sub> O	Не обн.	Не обн.	0,22	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08	Не обн.	1,45
CO <sub>2</sub>	41,3	<0,1	0,1	0,1	<0,1	0,26	0,68	0,23	—
S	<0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	<0,05	Не обн.	Не обн.	—
F	0,55	—	—	—	—	—	—	—	—
-O = F <sub>2</sub> + + S	-0,25	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Сумма</b>	<b>99,38</b>	<b>96,82</b>	<b>96,74</b>	<b>96,50</b>	<b>98,38</b>	<b>96,14</b>	<b>97,72</b>	<b>96,06</b>	<b>100,00</b>

Аналитики: З. И. Белоусова, Л. Г. Носова, В. И. Юрченкова, Л. П. Якушевская, М. В. Горчакова.

Грейзены флюорит-эфесит-мусковитовой фации образуются в связи с гранитами менее глубинной подгруппы как литий-фтористого, так и нормального петрохимического типа. Эти грейзены весьма характерны для месторождений топаз-флюорит-хризобериллового и флюорит-фенакитового типов (Генетические типы..., 1975, с. 123 — 155), и служат на этих месторождениях главными носителями бериллиевого оруденения. Ранее дана детальная характеристика этих месторождений, здесь лишь кратко напомним главные черты.

Грейзеновые тела всегда располагаются в приконтактовой надкупольной зоне гранитных массивов, образуют столбообразные или линзообразные крупные по размерам залежи или штокверковые зоны. Флюорит-эфесит-мусковитовые грейзены пересекают более ранние флюорит-топазовые или располагаются в экзоконтактовой зоне массивов, внутри которых залегают топазовые и кварц-топазовые грейзены.

Помимо флюорита и мусковита, в грейзенах в переменных количествах отмечаются эфесит, амезит, селлаит, турмалин, диаспор, корунд, альбит. Бериллиевая минерализация отличается разнообразием, постоянно присутствует хризоберилл, более непостоянны включения фенакита, эвклаза, берилла, минералов группы лейкофан-мелинофана. Минералы бериллия концентрируются как в прожилках и микротрещинах, так и в массе метасоматических пород.

Для этих грейзенов (как и других апокарбонатных разновидностей) характерны ритмично-полосчатые текстуры и сетчатые, ячеистые структуры минеральных агрегатов. Образование грейзенов сопровождается интенсивным привнесом глинозема, кремнезема, фтора, калия, бериллия и других компонентов за счет вытеснения углекислоты и замещения кальцита более плотным флюоритом. Перемещение кальция почти не происходит.

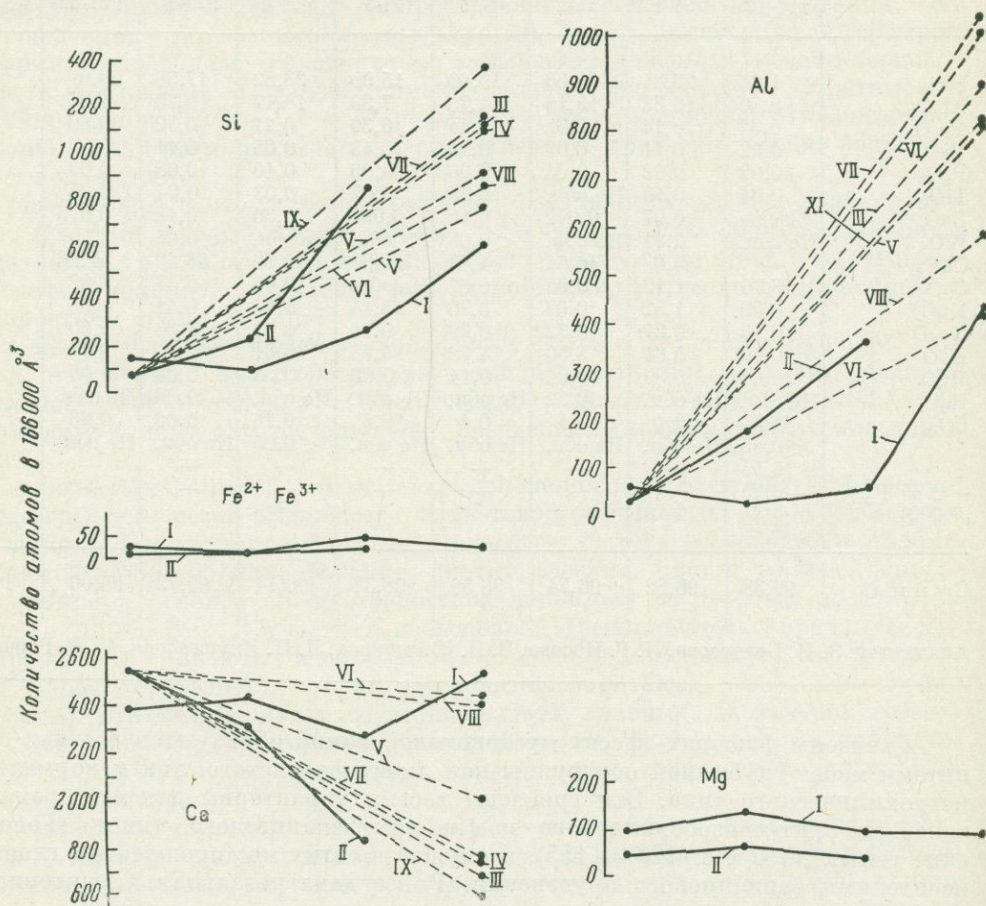
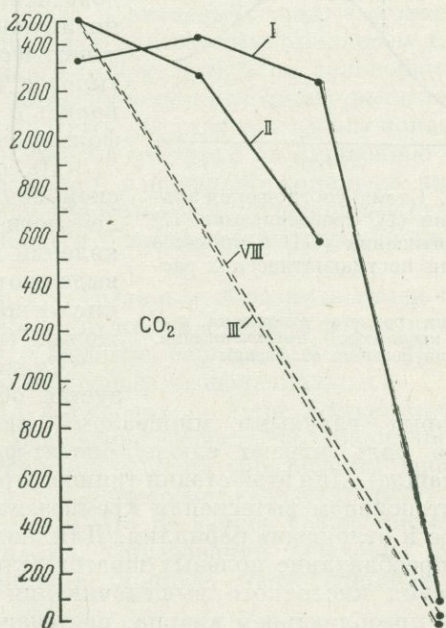
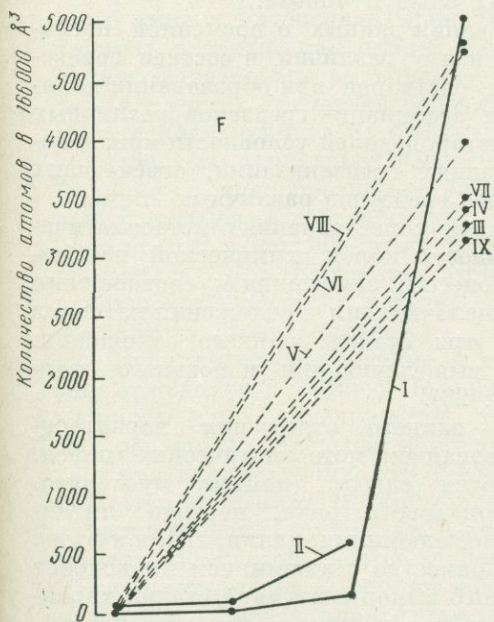
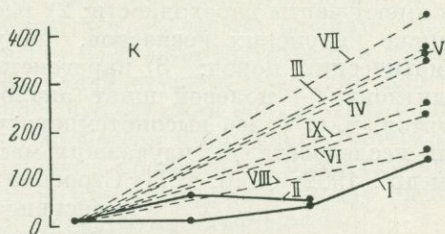
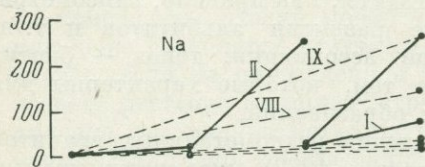


Рис. 25. Вариационные диаграммы химического состава известняков при метасоматиче на линиях обозначают номера разрезов. Пунктирные линии соответствуют случаям, когда

#### Д. Стадийность грейзенового процесса

В пространственном расположении грейзенов различных типов наблюдается отчетливая зональность, соответствующая околотрузивной зональности бериллиевых и других редкометалльных месторождений. Грейзены биотитового типа расположены на самых низких горизонтах, около боковых контактов гранитных массивов, реже в их апикальных частях. Кварцевые грейзены, как правило, приурочены к апикальным участкам гранитных куполов и в меньшей степени развиваются в приконтактовой надинтрузивной зоне.

Мусковитовые грейзены сосредоточены главным образом в надинтрузивной зоне, но на локальных участках нередко появляются в прикровельных частях внутри интрузивов.



ском изменении. Интенсивность метасоматоза возрастает слева направо. Римские цифры анализировались лишь исходная и конечная породы, без промежуточных разностей

Устанавливается также определенная временная (и температурная) последовательность в появлении грейзенов различных типов. Для единичного конкретного массива эти взаимоотношения не всегда наблюдаются. Но при анализе и сопоставлении наблюдений на многих массивах и месторождениях устанавливается такой ряд последовательности формирования грейзенов: биотитовые (протолитионитовые) → топаз-кварцевые → мусковит-кварцевые → мусковитовые.

Намечается также ряд: топазовые → флюорит-топазовые → флюорит-мусковитовые грейзены.

В тех случаях, когда между биотитовыми и кварцевыми грейзенами не наблюдалось прямых взаимоотношений, ввиду их пространственной разобщенности, более раннее происхождение биотитовых грейзенов можно предполагать по следующим косвенным признакам: 1) в пространстве эти грейзены часто сближены с более ранними образованиями: скарнами, пегматитами, альбититами и имеют черты переходности; 2) располагаются, как правило, гипсометрически ниже кварцевых грейзенов, на уровне развития альбититов и т. п. метасоматических пород; 3) парагенетические ассоциации: топаз + биотит (протолитионит) + полевой шпат аналогичны тем, которые характерны для альбититов, т. е. более высокотемпературных образований.

Ряд исследователей, изучавших месторождения редкометальных гранитов (Беус и др., 1962; Обер, 1971; Строение массивов..., 1972), указывают, что интенсивное окварцевание, связанное с грейзенизацией, происходит позднее, чем образование литевых слюд и топаза.

На основании данных о временной последовательности и о различии в составе грейзенизирующих растворов при образовании парагенетических ассоциаций грейзенов различных типов с некоторой долей условности можно говорить о стадиях грейзенизации, отвечающих формированию грейзенов различных типов.

На основе сопоставления метасоматической зональности пород, химической направленности процессов замещения и соотношения явлений выщелачивания и отложения катионов выделяются три стадии: раннего отложения, кислотного выщелачивания и позднего отложения (рис. 26).

Стадия раннего отложения характеризуется образованием метасоматических пород, в которых главными минералами являются слюды (помимо мусковита, важную роль играют слюды биотит-флогопитового ряда, нередко литий-содержащие). Для этой стадии типичен привнос алюминия, калия, лития и фтора при интенсивном вытеснении кремнезема. Совместно с алюминием происходит привнос и отложение бериллия. Для жильного выполнения этой стадии характерно преобладание полевых шпатов (альбита или калиевого полевого шпата).

Стадия кислотного выщелачивания характеризуется образованием грейзенов с преобладанием кварца, постепенно вытесняющего полевые шпаты, мусковит и другие минералы. Особенности процесса выщелачивания детально разобраны в работах Д. С. Коржинского и других исследователей, которые подчеркивают интенсивный относительный привнос кремнезема при выносе других катионов, в том числе и бериллия.

Стадия позднего отложения проявляется в образовании существенно мусковитовых грейзенов, при формировании которых осуществляются привнос и отложение алюминия, калия и бериллия и удаление из метасоматических пород кремнезема. Для жильного выполнения типичны мусковит, кварц, отчасти альбит.

Общая схема изменения активности оснований, намеченная А. А. Беусом (1968) для интервала наибольшей кислотности постмагматических растворов:  $Al \rightarrow Si \rightarrow Al$ , реализуется различным образом в зависимости от региональных

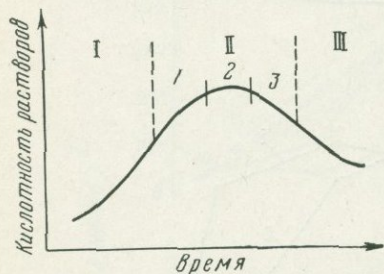


Рис. 26. Схема соотношения альбитизации (I), грейзенизации (II) и березитизации (III) в процессе эволюции постмагматических растворов.

1 — стадия раннего отложения, 2 — стадия кислотного выщелачивания, 3 — стадия позднего отложения

особенностей фациального состава грейзенов. Т. е. стадийность грейзенового процесса не универсальна для гранитных массивов различного петрохимического типа и глубинности. Во-первых, варьируют минеральные парагенезисы, отвечающие той или иной стадии. Так, ранняя стадия высокой активности глинозема может быть представлена существенно топазовыми или же существенно биотитовыми (протолитионитовыми) грейзенами. Во-вторых, любая из намеченных стадий может редуцироваться до весьма слабого проявления или даже до полного отсутствия. Каждая из стадий проявляется только в том случае, если на определенной температурной ступени эволюции постмагматического раствора возникает структурно-тектоническая обстановка, благоприятная для проявления метасоматических процессов и жильного минералообразования. Например, стадия раннего отложения проявляется в тех случаях, когда тектонический режим определяет тесную преемственность между грейзеновым и более ранними процессами (скарны, пегматиты, альбититы).

Так, например, в редкометальных танталоносных гранитах литий-фтористого типа с интенсивно проявленными процессами альбитизации можно наблюдать развитие как ранней стадии отложения, так и кислотного выщелачивания. Образование вкрапленности топаза и литиевых слюд, а также сплошных топазовых грейзенов сопровождается значительным привнесом глинозема и удалением кремнезема (стадия раннего отложения). При дальнейшем развитии процесса происходит переход к интенсивному кислотному выщелачиванию (появление жильобразных и пластообразных тел протолитионит-топаз-кварцевых грейзенов — цвиттеров). В нормальных гранитах по сравнению с литий-фтористыми в постмагматических растворах изначально понижена активность щелочей и фтора. Вследствие этого редуцированы ранние щелочные стадии процесса и грейзенизация нередко начинается с интенсивного проявления стадии кислотного выщелачивания.

Бериллиевое оруденение формируется главным образом в связи со стадиями отложения катионов. По масштабам оруденения ранняя и поздняя стадии, по-видимому, не различаются, т. е. осаждение бериллия может происходить как раньше, так и позже максимума кислотного выщелачивания.

Увеличение количества бериллия в породах по мере возрастания интенсивности метасоматоза обусловлено осаждением собственно бериллиевых минералов (фенакита, берилла). Сопоставление условий образования бериллиевых минералов и особенностей перемещения глинозема свидетельствует о совместном осаждении бериллия и алюминия. Но не всякое осаждение алюминия влечет за собой концентрацию бериллия. Образование топазовых грейзенов не сопровождается осаждением бериллия, видимо, из-за слишком высокой активности фтора.

Рассмотрение химического и минерального состава метасоматических пород в сопоставлении с пространственной зональностью и последовательностью их образования показывает, что общий привнос и отложение вещества могут происходить не только при выполнении открытых трещин, но и в процессе метасоматоза. Отложение вещества в последнем случае обнаруживается по увеличению общего числа ионов в единице объема измененной породы, которое устанавливается пересчетом химических анализов пород по атомно-объемному методу; как правило, это проявляется в увеличении объемного веса метасоматически измененных пород. Преобладание отложения над выносом приводит к уплотнению пород и может осуществляться лишь за счет замещения структурно рыхлых минералов (таких, как полевые шпаты и кварц) более плотными (слюдами, топазом).

Детальное изучение метасоматической зональности показывает, что на изменении дифференциальной подвижности компонентов при метасоматозе значительно сказывается не только эволюция режима кислотности — щелочности растворов при понижении температуры, но и вариации состава вмещающих пород. Вследствие этого ряды подвижности не дают эталонной характеристики той или иной стадии процесса грейзенизации. Однако анализ метасоматических колонок с точки зрения правила фаз и установление дифференциальной подвижности компонентов помогают выявить ряд физико-химических особенностей грейзеновых процессов, имеющих различную химическую направленность.

В отличие от стадии кислотного выщелачивания, когда алюминий является одним из самых слабо перемещаемых компонентов, на стадиях отложения алюминий приобретает большую миграционную способность, наряду с кремнием, калием, натрием. Однако в ряду подвижности алюминий, как и кремний, занимает промежуточное положение, поскольку переход этих компонентов во вполне подвижное состояние тормозится большими их содержаниями в породе.

Сравнение ряда дифференциальной подвижности компонентов и ряда элементов, расположенных по количеству перемещенных ионов, показывает, что не всегда эти ряды совпадают. Влияние состава породы сказывается преимущественно на тех компонентах, которые занимают в ряду подвижности промежуточное положение. Наиболее подвижные компоненты и самые инертные испытывают это влияние в меньшей мере. Данным примером подтверждается вывод Д. С. Коржинского (1955) о том, что последовательность перехода во вполне подвижное состояние зависит не только от растворимости и способности фильтроваться, но от масс компонентов, участвующих в реакции. Так, алюминий, кремний и кальций испытывают значительные перемещения гидротермальными растворами, однако в ряду подвижности они занимают места сравнительно инертных компонентов. Это обусловлено тем фактом, что указанные элементы служат главными составными частями вмещающих пород, наряду с кислородом и углеродом.

Подвижность некоторых компонентов заметно возрастает при метасоматозе, которому подвергается толща пород с чередованием прослоев резко различных (контрастных) по составу. Очевидно, возрастание подвижности является следствием того, что эти компоненты принимают участие в процессах биметасоматоза, протекающих на контактах разнородных пород.

Значительные концентрации бериллия (как по содержаниям, так и по масштабам) могут возникать в разнообразных по составу и способности реагировать с гидротермальными растворами вмещающих породах. При этом наблюдается такая естественная закономерность: в породах, интенсивно взаимодействующих с растворами, главная масса бериллия отлагается среди метасоматических пород; в породах же, относительно слабо реагирующих с растворами, основные скопления бериллия приурочены к прожилкам и жилам.

Влияние состава вмещающих пород на состав бериллиевых руд осуществляется как непосредственным унаследованием некоторых компонентов, которыми богата вмещающая порода, так и за счет увеличения активности ряда компонентов гидротермальных растворов по принципу кислотно-основного взаимодействия.

### 3. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ

В образовании различных минеральных ассоциаций грейзеновой формации значительную роль играет активность щелочей (калия и натрия), а также фтора в гидротермальных растворах. При этом даже такие важные факторы, как температура и состав вмещающих пород, влияют на минеральный состав метасоматических пород и жильного выполнения не только непосредственно, но и (а может быть в большей степени) через изменение активности щелочей и фтора в растворе.

Для анализа закономерностей образования различных минеральных ассоциаций бериллиевых месторождений грейзеновой формации применены парагенетические диаграммы, отражающие влияние химических потенциалов щелочей (натрия и калия) и фтора. Метод составления подобных диаграмм разработан Д. С. Коржинским (1973).

Парагенетический анализ гидротермальных образований затрудняется тем, что в них совместно присутствуют минералы, образовавшиеся при разных внешних условиях. Однако, используя детальные минералогические наблюдения, можно попытаться выделить группу минералов, образующуюся в каком-то интервале близких условий.

Как было показано, часть минералов и минеральных ассоциаций образуется путем метасоматоза одновременно и в жиле, и в околожильном метасоматическом ореоле. Это обстоятельство дает возможность проводить парагенетический анализ совместно для жил и сопровождающих метасоматических пород.

Главным критерием равновесности минеральных ассоциаций в рассматриваемых случаях служит их закономерная повторяемость при отсутствии секущих или явно коррозионных соотношений между минералами выбранной ассоциации. Следует оговориться, что в выборе числа минералов в дивариантных равновесиях имеется большая доля условности. Трехминеральные ассоциации выбраны главным образом из соображений удобства графического изображения диаграмм. Однако этот выбор, по нашему мнению, не вносит грубых искажений в анализ природных явлений, так как трехминеральные ассоциации (при соответствующем выборе виртуальных компонентов) достаточно широко распространены в рудах изученных месторождений. Введение условных упрощений при парагенетическом анализе грейзеновых образований оправдано тем, что применяемый метод дает лишь качественную интерпретацию наблюдаемых явлений. Правомочность принятых упрощений может быть проверена лишь на основе рассмотрения большого количества конкретных наблюдений.

#### А. Парагенетические ассоциации грейзенов

1. Главными минералами рассматриваемых метасоматических пород и жильных образований являются следующие: кварц, мусковит, топаз, турмалин (шерл), пирит (или иногда магнетит либо гематит), альбит, калиевый полевой шпат, биотит (флогопит, протолитионит), флюорит.

Изучение химического состава слюд различных бериллиевых месторождений показало, что среди них отчетливо выделяются две группы: мусковиты и слюды флогопит-биотитового ряда. Состав мусковитов отличается относительным постоянством и отсутствием заметных количеств фтора. Состав слюд флогопит-биотитового ряда более изменчив, для них типично присутствие фтора (до 3,5%) и повышенная глиноземистость. Среднее содержание воды в топазе 1,0—1,5%.

В качестве виртуальных инертных компонентов выбраны кремний, алюминий и железо (с которым в биотите изоморфен магний), так как анализ метасоматической зональности, проведенный в предыдущей главе, показал, что указанный набор инертных компонентов обычно отвечает трехминеральным зонам колонок.

Кальций можно рассматривать как обособленный инертный компонент, которому соответствует единственный минерал — флюорит. К этой же категории компонентов относится бор, с присутствием которого в составе грейзенов связано появление турмалина. Могут также присутствовать другие обособленные инертные компоненты — олово, вольфрам, титан и т. п., которым соответствуют минералы — касситерит, вольфрамит (шеелит), рутил и др.

Для выяснения влияния потенциалов фтора, калия и натрия рассматриваются две диаграммы, сначала в координатах  $\mu F - \mu (K + Na)$ , а затем  $\mu K - \mu Na$ . В первом случае объединение потенциалов натрия и калия производится с целью упрощения, и их сумма в порядке первого приближения рассматривается как показатель общей щелочности системы. Альбит и микроклин при этом условно объединяются в одну фазу. Таким образом, рассматриваются диаграммы состояния для трехкомпонентной системы из семи фаз (т. е. мульти-системы с числом степеней свободы, равным  $-2$ ) или из шести фаз при объединении альбита и калиевого полевого шпата в одну фазу при одной координате  $\mu (Na + K)$  (т. е. с числом степеней свободы, равным  $-1$ ). Диаграммы значительно упрощаются ввиду наличия индифферентных равновесий (кратных линий), возникающих благодаря тому, что только два минерала из шести содержат железо.

В качестве постоянных факторов равновесия условно принимаются температура, давление, химические потенциалы воды, уголекислоты, серы и свободного кислорода, а также фтора, когда рассматриваются диаграммы потенциалов калия и натрия. На рис. 27 изображена диаграмма изменения минеральных парагенезисов в зависимости от сумм химических потенциалов щелочей и потенциала фтора, действительная для всей РТ-области устойчивости указанных минералов в грейзеновом процессе. На диаграмме отчетливо прослеживается последовательная смена трех стадий грейзенизации (раннего отложения, выщелачивания и позднего отложения) в связи с соответствующим изменением соотношений потенциалов щелочей и фтора. Стадии раннего отложения отвечают поля III—VIII, расположенные в правой верхней части диаграммы, т. е. в области относительно высокой активности как щелочей, так и фтора. Характерными ассоциациями являются: альбит + биотит + мусковит, альбит + кварц + биотит, биотит + мусковит + топаз, полевые шпаты + биотит + топаз, кварц + биотит + топаз, биотит + мусковит + магнетит (пирит). Перечисленные парагенезисы наблюдаются в рудах биотит-флюорит-бериллового и магнетит-флюорит-хризобериллового месторождений. Интенсивному проявлению этой стадии грейзенизации способствует повышенная основность вмещающих пород (гранодиориты, скарны).

Такие минеральные ассоциации, как альбит + биотит + мусковит и альбит + кварц + биотит, типичны для метасоматических пород и прожилков среди гранодиоритов биотит-флюорит-бериллового месторождения (Генетические типы..., 1975, с. 91—102). В тех случаях, когда грейзенизации подвергается не гранодиорит, а фельзит, в составе пород появляется топаз в ассоциации с мусковитом, биотитом, а также флюоритом. В качестве аксессуарных минералов, связанных с обособленными инертными компонентами, присутствуют

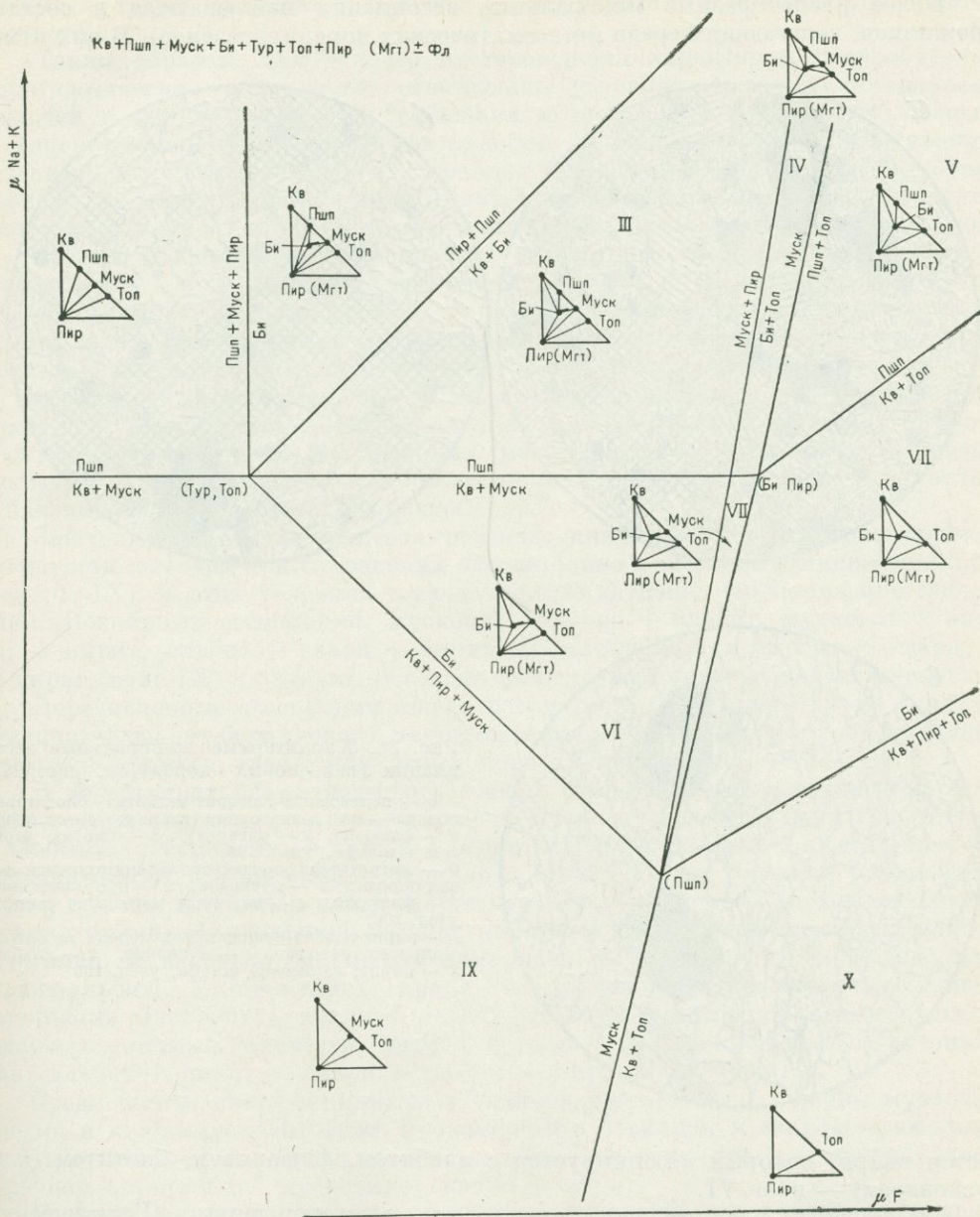


Рис. 27. Диаграмма парагенезисов грейзенов в зависимости от химических потенциалов щелочей и фтора. Римские цифры — номера полей

апатит, турмалин, анатаз и монацит. Указанному случаю соответствуют поля диаграммы III и IV (см. рис. 27).

Более разнообразные минеральные ассоциации наблюдаются в составе прожилков, залегающих среди метасоматических пород (грейзенов). В них отме-

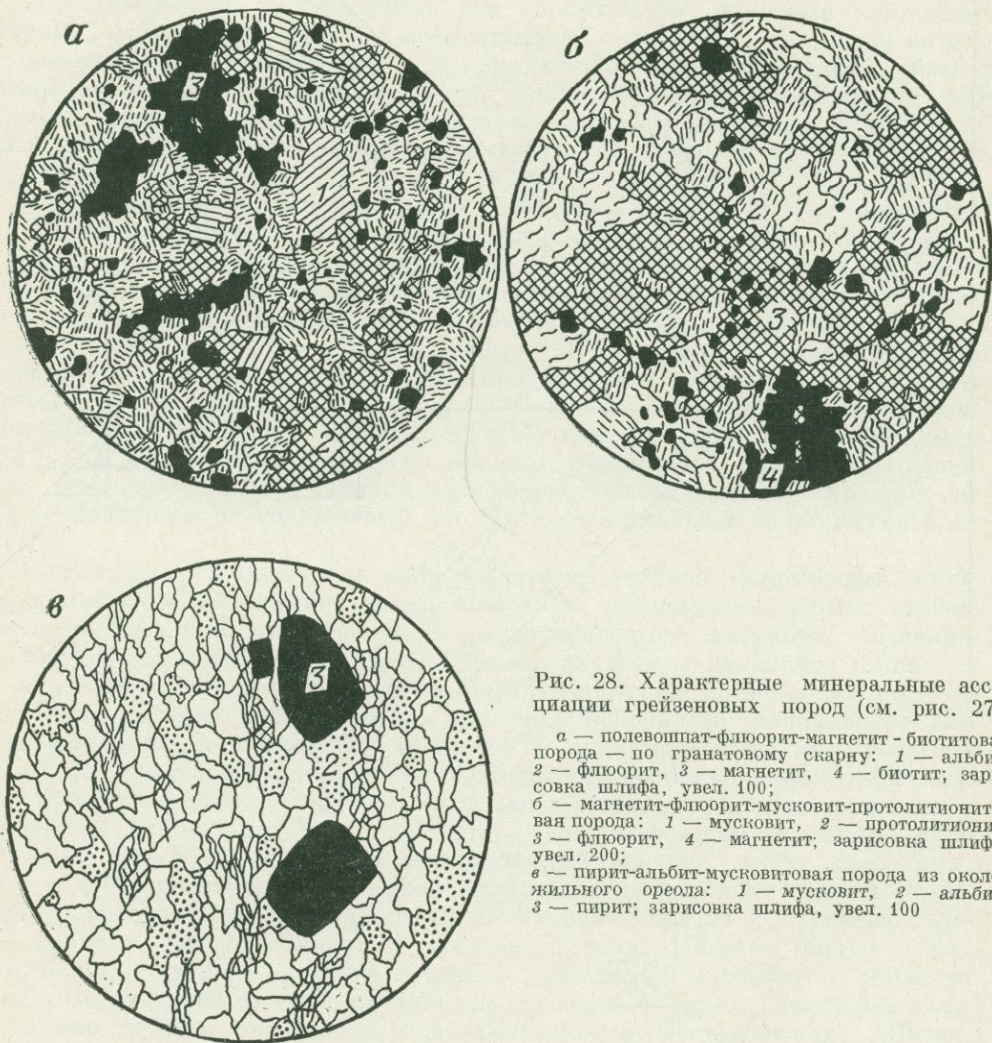


Рис. 28. Характерные минеральные ассоциации грейзеновых пород (см. рис. 27):

*а* — полевошпат-флюорит-магнетит-биотитовая порода — по гранатовому скарну: 1 — альбит, 2 — флюорит, 3 — магнетит, 4 — биотит; зарисовка шлифа, увел. 100;

*б* — магнетит-флюорит-мусковит-протолитионитовая порода: 1 — мусковит, 2 — протолитионит, 3 — флюорит, 4 — магнетит; зарисовка шлифа, увел. 200;

*в* — пирит-альбит-мусковитовая порода из околожильного ореола: 1 — мусковит, 2 — альбит, 3 — пирит; зарисовка шлифа, увел. 100

чается кварц, который ассоциируется с альбитом, флюоритом, биотитом (или мусковитом) — поле VI.

На магнетит-флюорит-хризоберилловом месторождении (Генетические типы..., 1975) минеральные ассоциации магнетитовых адоскарновых грейзенов соответствуют полям диаграммы II, III, IV, V и VI (рис. 28).

Подобные же минеральные ассоциации наблюдаются в составе прожилков и их околожильных ореолов. Они охватывают поля диаграммы II, III, IV, V, VII, а также включают моновариантные равновесия по линиям полевой шпат =

кварц + мусковит, полевой шпат = кварц + топаз, мусковит-кварц + топаз. Для околожильных ореолов характерны ассоциации кварц + полевой шпат + биотит, а также мусковит + полевой шпат + биотит, к которым добавляется магнетит.

Таким образом, для данного месторождения характерны разнообразные парагенетические ассоциации, отвечающие условиям высоких потенциалов щелочей и фтора. Отмечается тенденция к понижению активности щелочей и одновременному повышению активности фтора, которая прослеживается в зависимости от трех факторов: от ранних минеральных парагенезисов к более поздним, по мере удаления от гранитного интрузива и, наконец, при сравнении минеральных ассоциаций метасоматических околожильных пород и прожилков.

Стадии максимального проявления кислотного выщелачивания соответствуют поля X и IX с низкими потенциалами щелочей. В начале стадии потенциал фтора имеет высокий уровень, но по мере развития процесса его величина понижается. Наиболее типичны последовательно сменяющиеся парагенезисы: топаз + кварц, топаз + кварц + пирит, кварц + мусковит + топаз, кварц + мусковит + пирит. Примеры грейзеновых месторождений, включающих какие-либо из перечисленных ассоциаций, весьма многочисленны. К ним относится большое число грейзеновых месторождений различных элементов (вольфрама, молибдена, висмута, отчасти олова и др.), залегающих в гранитах и близких к ним по составу породах.

Завершающая стадия процесса грейзенизации характеризуется повышением активности щелочей при сохранении относительно невысокой активности фтора (поля I, IX). В этих условиях выщелачивание катионов сменяется их отложением. Возникают ассоциации: мусковит + кварц + альбит, мусковит + альбит + пирит, альбит + кварц + пирит. В ассоциации мусковит + кварц + пирит (поле IX) в отличие от стадии выщелачивания преобладает мусковит.

Перечисленные ассоциации можно рассмотреть более подробно на примере мусковит-флюорит-бериллового месторождения, которое залегает среди толщи переслаивающихся алюмосиликатных пород и известняков.

В известняках бериллиевое оруденение представлено прожилково-метасоматическими залежами, которые сложены мусковит-флюоритовыми грейзенами с альбитом и бериллом, а также флюорит-мусковитовыми и флюорит-альбит-мусковитовыми прожилками с бериллом. Пирит в этих залежах встречается редко, так как в породах почти отсутствует железо. Поэтому на рассматриваемой диаграмме в треугольнике составов парагенезисы лежат на линии кремний — алюминий и включают моно- или биминеральные ассоциации (мусковит, мусковит-альбит). В прожилках, кроме того, нередко встречается переходная ассоциация мусковит + кварц + альбит. В более редких случаях прожилки содержат заметные количества пирита, и тогда в них можно отметить ассоциации: альбит + пирит + кварц и альбит + пирит + мусковит.

Среди биотит-кварц-серицитовых сланцев рудные тела сложены мусковитовыми и кварц-мусковитовыми прожилками с бериллом и сопровождающими их пирит-кварц-мусковитовыми грейзенами. Для этих руд характерна однообразная ассоциация: мусковит + кварц + пирит.

В кварц-альбит-биотитовых сланцах оруденение проявлено несколько слабее. Прожилки часто содержат альбит. Для них типичны ассоциации: мусковит + альбит + пирит, мусковит + альбит + кварц, альбит + кварц + пирит. Как обычно, минеральные парагенезисы метасоматических пород сравнительно однообразны, в них наиболее распространена ассоциация: мусковит + альбит + пирит (+флюорит) (см. рис. 28, в).

В составе руд данного месторождения большую роль играет флюорит, однако представляется возможным говорить об относительно низкой активности фтора — этот элемент не входит в состав слюд или других силикатов (как это наблюдалось на примерах ранее рассмотренных месторождений). В грейзеновых образованиях месторождения распространена переходная (моновариантная) ассоциация: мусковит + кварц + альбит. Эта особенность, по-видимому, связана с тем, что для этих образований в данном случае типичны ассоциации двух смежных полей (IX и I), а поэтому широко развита ассоциация, выражающая переходную реакцию между парагенезисами этих полей.

На диаграмме намечаются области устойчивого существования ряда минералов. Так, область существования биотита (или других слюд с повышенным содержанием железа и фтора) в грейзенах отчетливо ограничена условиями, в которых сочетаются высокие активности как фтора, так и щелочей, что типично для ранних высокотемпературных проявлений грейзенового процесса. Полевые шпаты легко разлагаются на кварц + мусковит или кварц + топаз и в грейзенах образуются сравнительно редко, в условиях, пограничных с более ранними или более поздними постмагматическими процессами (ранней или поздней щелочных стадий), когда наблюдается высокая активность щелочей, в общем не характерная для грейзенового процесса. Отмечается разложение мусковита на кварц + топаз или более редко на полевой шпат + топаз, в условиях высокой активности фтора.

II. Для грейзенов, развивающихся среди известняков, в связи с менее глубинными гранитами, характерны некоторые особенности, сближающие их с вторичными кварцитами. Набор главных минералов метасоматических пород и связанных с ними прожилков включает кварц, мусковит, топаз, эфесит, корунд, селлаит. В качестве виртуальных инертных компонентов выбраны кремний, алюминий и магний. Железо присутствует в очень незначительных количествах, которыми можно пренебречь. Как правило, в больших количествах наблюдается флюорит, с которым связывается кальций в качестве избыточного компонента. Сначала рассматривается зависимость минеральных парагенезисов от суммарного химического потенциала щелочей и химического потенциала фтора. На диаграмме (рис. 29) можно проследить соотношение полей устойчивости ряда минералов по отношению к щелочности и активности фтора в растворах. Для наиболее щелочных условий типичен эфесит, который при повышении активности фтора разлагается на ассоциацию мусковит + корунд + флюорит или же топаз + флюорит. Показанная на диаграмме реакция эфесит = кварц + корунд + флюорит в природе до сих пор не отмечалась.

Следующим по степени щелочности минералом можно считать мусковит, который по сравнению с эфеситом более устойчив при возрастании активности фтора, так как в его составе отсутствует кальций. При достаточно высоком потенциале фтора мусковит разлагается на топаз + кварц. При весьма низком потенциале щелочей мусковит может сменяться ассоциацией кварц + корунд. Топаз устойчив лишь при высоком потенциале фтора. Следует также отметить, что в ряде случаев совместно с корундом или вместо него наблюдается диаспор.

Относительно существования корунд-кварцевой ассоциации нет единого мнения. Так, Д. С. Коржинский (1957) и Е. ан Зен (Zen, 1963), считают, что ассоциация корунд + кварц в условиях природного минералообразования никогда не бывает равновесной. Другие исследователи (Н. И. Наковник, 1964 г., с. 274; В. П. Логинов, 1951 г.) допускают возможность равновесного сосуществования этих минералов в некоторых месторождениях формации вторичных



кварцитов. Не исключено также их метастабильное равновесие в указанных месторождениях.

В качестве иллюстрации закономерностей, представленных парагенетическими ассоциациями диаграммы рис. 29, можно рассмотреть два рудных узла из различных регионов, в которых слюдисто-флюорит-фенакитовые и слюдисто-флюорит-хризоберилловые месторождения залегают среди карбонатных толщ.

Один рудный узел включает три месторождения грейзеновой формации: 1) слюдисто-флюорит-фенакитовое, залегающее в известняках, 2) слюдисто-флюорит-эвклаз-хризоберилловое, расположенное в известняках и скарнах экзоконтакта гранитного штока, 3) флюорит-турмалин-касситерит-фенакитовое, приуроченное к контактам известняков с гранитами и роговиками (Генетические типы..., 1975). Кроме того, в эндоконтактной зоне штока развиты мощные тела кварц-флюорит-топазовых и мусковит-кварц-топазовых грейзенов, не содержащие бериллиевого оруденения.

Месторождения представлены штокверково-метасоматическими залежами, которые сложены слюдисто-флюоритовыми апоизвестняковыми грейзенами с эфеситом, турмалином, селлаитом, диаспором, корундом и топазом. Бериллиевые минералы представлены фенакитом, а также хризобериллом, эвклазом и очень редко бериллом.

В расположении грейзенов различного состава по отношению к гранитным массивам выявляется отчетливая зональность. В апикальных частях гранитных массивов наблюдаются кварц-топазовые, кварц-мусковитовые, мусковит-топазовые и кварц-мусковит-топазовые грейзены с флюоритом, во многих случаях содержащие селлаит. При этом парагенезисы: топаз + кварц + селлаит, мусковит + топаз + селлаит, кварц + мусковит + селлаит соответствуют полям II и I на диаграмме (см. рис. 29), а ассоциация мусковит + кварц + топаз является переходной между ними (отвечает моновариантному равновесию мусковит = топаз + кварц).

Непосредственно в эндоконтактной зоне гранитов встречаются флюорит-мусковитовые грейзены с топазом, селлаитом, кварцем, иногда с корундом или диаспором, трехминеральные ассоциации которых соответствуют полю III (см. рис. 29) и моновариантной реакции топаз = мусковит + корунд.

Апоизвестняковые грейзены имеют мусковит-флюоритовый состав с эфеситом, корундом или диаспором, а также селлаитом, который появляется преимущественно вблизи даек порфиритов, пересекающих известняки. Минеральные ассоциации этих грейзенов отвечают полю IV соответствующих диаграмм.

Таким образом, с помощью диаграмм в координатах  $\mu(K + Na) - \mu F$  и  $\mu K - \mu Na$  на примере рассмотренного рудного узла установлено, что в гидротермальных грейзенизирующих растворах по мере продвижения от материнского гранитного массива в известняковую толщу убывает активность фтора и повышается общая активность щелочей. При этом в относительно большей степени возрастает активность натрия по сравнению с калием.

Другой рудный узел также характеризуется комплексным оруденением, которое сконцентрировано в двух месторождениях — оловянно-вольфрамовом и бериллий-флюоритовом (Генетические типы..., 1975). Первое из них расположено в пределах гранитного массива и представлено кварцевыми жилами, которые сопровождаются топаз-кварцевыми, топаз-кварц-мусковитовыми и кварц-мусковитовыми грейзенами. В известняках и доломитах развиваются мусковит-флюоритовые руды с хризобериллом, корундом (диаспором), селлаитом. По скарнам образуются флюорит-мусковитовые грейзены с эвклазом, фенакитом

и диаспором, по дайкам гранит-порфиров — флюорит-топаз-мусковитовые грейзены с фенакитом и хризобериллом, которые пересекаются мусковит-флюоритовыми прожилками с бериллом.

Распределение минеральных ассоциаций среди гранитных и карбонатных пород подтверждает закономерности, выявленные на предыдущем примере.

## Б. Парагенетические ассоциации бериллиевых минералов

Для анализа парагенетических соотношений бериллиевых минералов удобно рассматривать не полную систему, а подсистему кремний — алюминий — бериллий, чтобы упростить графическое изображение парагенезисов. Правомочность подобных упрощений обоснована (Zen, 1963).

1. Для бериллиевых месторождений слюдисто-флюорит-берилловой формации в качестве такой подсистемы можно выделить следующие минералы: берилл, фенакит, хризоберилл, кварц, альбит, калиевый полевой шпат, слюды, топаз. С этими минералами ассоциируются флюорит, пирит, магнетит, гематит, сульфиды, касситерит, которые сложены компонентами, не входящими в состав силикатных минералов. Такие минералы, как бавенит, берtrandит (за отдельными исключениями), эпидот, миларит и кальцит, явно образуют самостоятельную более позднюю ассоциацию и здесь не рассматриваются.

В качестве инертных компонентов приняты кремний, алюминий и бериллий. Первые два элемента являются главными составными частями рассматриваемых пород, и их инертное поведение не вызывает сомнений. Бериллий привносится растворами и практически полностью осаждается в результате химических реакций. Образование минералов означает, что бериллий переходит в нерастворимые соединения, отличные от тех, в виде которых он находился в растворе, и его обратный вынос уже не может осуществляться так же легко, как и привнос. Таким образом, невозможно выравнивание концентрации и поддержание химического потенциала бериллия в данной системе на постоянном уровне, а следовательно, фактором минерального равновесия для бериллия является не потенциал, а масса компонента, и его следует рассматривать как инертный.

Постоянными внешними факторами равновесия принимаются температура, давление, химические потенциалы воды, углекислоты, серы и свободного кислорода. Обособленные инертные компоненты: кальций (кальцит, флюорит), железо (пирит, магнетит, гематит), иногда олово, свинец, вольфрам и др. В случае карбонатных вмещающих пород кальций становится избыточным компонентом. Потенциал серы в рассматриваемых условиях влияет лишь на образование пирита или магнетита при наличии в породах железа и не сказывается на силикатных минералах.

Тогда трехкомпонентная система включает семь минералов и имеет отрицательное число степеней свободы, равное  $-2$ . Во втором случае число фаз равно 8, а число степеней свободы  $-3$ .

На диаграмме химических потенциалов щелочей и фтора (рис. 30) выявляется, что в условиях высокой активности щелочей характерны парагенетические ассоциации полевых шпатов с хризобериллом, слюдой (мусковитом, биотитом, протолитионитом) и бериллом. Эти парагенезисы встречаются, например, на магнетит-флюорит-хризоберилловом месторождении формации бериллиеносных скарнов.

При некотором понижении активности щелочей ассоциация полевой шпат + хризоберилл становится неустойчивой, возникает ассоциация слюда + полевой шпат + берилл, которая часто наблюдается на месторождениях всех трех



топаз, а при дальнейшем увеличении активности фтора — ассоциацией полевого шпата + берилл + топаз. Обе эти ассоциации наблюдались на магнетит-флюорит-хризоберилловом месторождении бериллиеносных скарнов.

При сохранении относительно высокой активности фтора и понижении щелочности растворов происходит исчезновение полевых шпатов, и широкое развитие получает ассоциация берилла с топазом и кварцем, известная во многих кварцево-жильных месторождениях.

В промежуточных условиях типична ассоциация мусковит + топаз + берилл с кварцем или с полевым шпатом, также характерная для кварцево-жильных месторождений.

Не менее показательна диаграмма потенциалов натрия и калия (рис. 32), на которой можно проследить не только относительное влияние активностей натрия и калия, но и различить парагенезисы, типичные для низкой или высокой общей щелочности гидротермальных растворов. Отмечается большее разнообразие парагенезисов в тех месторождениях, которые характеризуются большей глубиной и более высокой температурой формирования, особенно, если вмещающие их породы разнообразны по химическому и минеральному составу. В первую очередь можно отметить, что возникновению парагенезисов с преимущественной ролью берилла способствует умеренная активность щелочей и фтора. В условиях высокой активности щелочей или фтора более устойчивы фенакит и хризоберилл. Преобладание одного из этих минералов определяется главным образом соотношением кремнезема и глинозема.

Поле устойчивости берилла по минеральным ассоциациям отвечает месторождениям кварцево-жильной и слюдяно-флюорит-берилловой формаций, а также формации бериллиеносных скарнов (иными словами соответствует грейзенам средней глубинности).

Парагенетические ассоциации полей XVI и XVII, которые отличаются самой низкой активностью как калия, так и натрия, т. е. низкой общей щелочностью, типичны для месторождений кварцево-жильной формации. Эти же парагенезисы (кварц + берилл + топаз и мусковит + берилл + топаз) встречаются в прожилках магнетит-флюорит-хризобериллового месторождения бериллиеносных скарнов, которое вообще характеризуется весьма широким диапазоном колебаний активностей щелочей и фтора. Ассоциация кварц + берилл + мусковит уже упоминалась для мусковит-флюорит-бериллового месторождения.

По мере повышения активности натрия и появления альбита указанные ассоциации вытесняются парагенезисом альбит + берилл + мусковит (биотит)

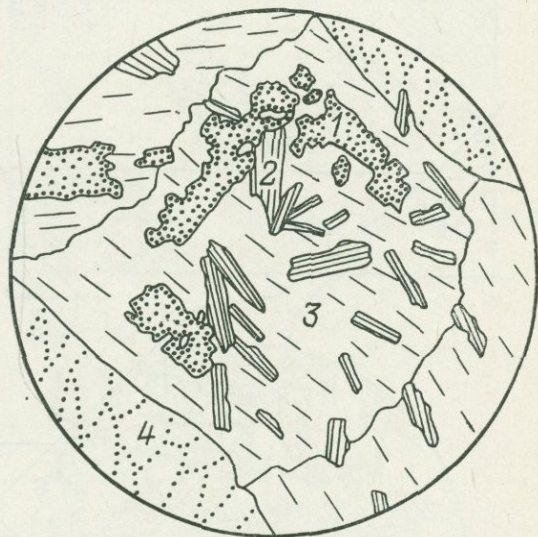


Рис. 31. Берилл (1) в ассоциации с альбитом (3) и мусковитом (2); 4 — кварц; зарисовка шлифа; увел. 18



(поля XV, XII, VIII, IX), весьма обычным в месторождениях слюисто-флюорит-берилловой формации (см. рис. 32), особенно в месторождении биотит-флюорит-бериллового типа, залегающем среди гранодиоритов (рис. 33, а).

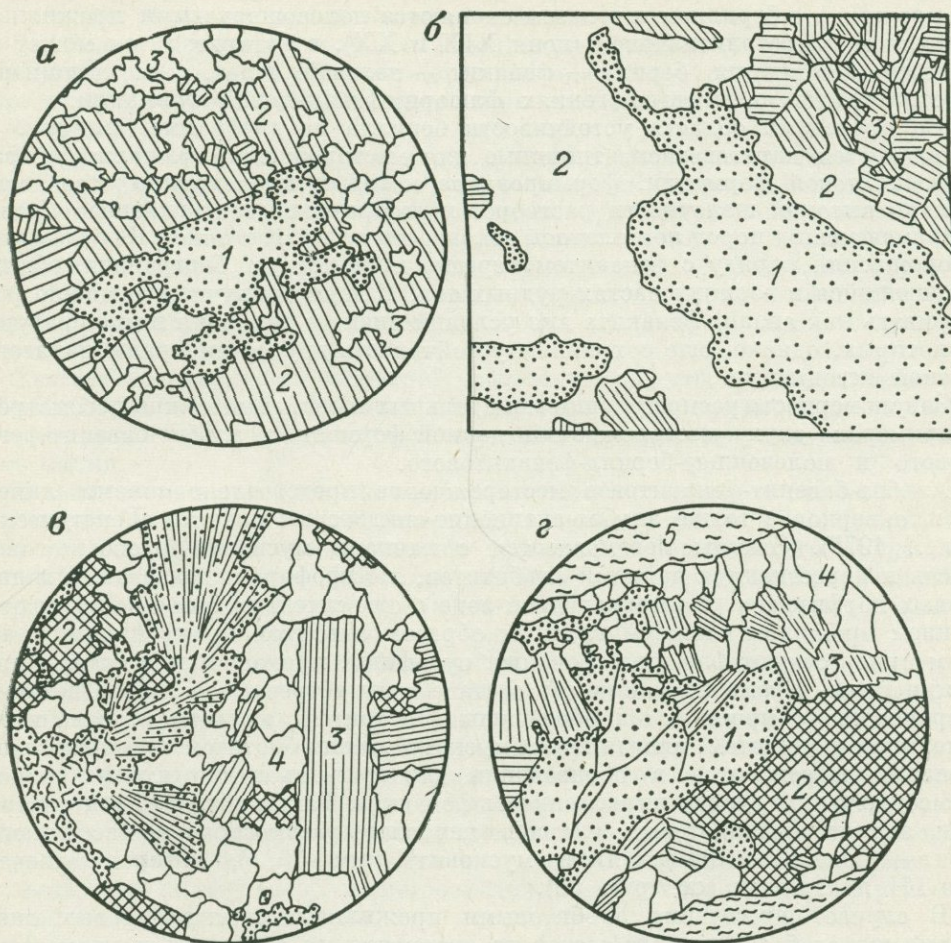


Рис. 33. Характерные минеральные ассоциации слюисто-флюорит-берилловой формации:

а — берилл (1) в альбит (2)-биотитовом грейзене; 3 — биотит; зарисовка шлифа; увел. 72;  
 б — фенацит (1) и берилл (2) во флюорит-биотитовом грейзене; 3 — биотит; зарисовка шлифа, увел. 100;  
 в — радиально-лучистый фенацит (1) в ассоциации с флюоритом (2), биотитом (3) и альбитом (4) в гнездообразном скоплении среди альбит-актинолит-эпидотового сланца; зарисовка шлифа; увел. 100;  
 г — фенацит (1) в ассоциации с флюоритом (2) и мусковитом (3) в прожилке калиевого полевого шпата (4) среди сланца; 5 — биотит-полевошпатовая метасоматическая порода из околосреднего ореола; зарисовка шлифа, увел. 50

При дальнейшем повышении активности щелочей (как натрия, так и калия) становятся устойчивыми ассоциации берилл + фенацит + альбит и берилл + фенацит + биотит (рис. 33, б) (или мусковит) (поля VI, VII, VIII, IX), которые обнаруживаются в грейзенах и прожилках того же месторождения.

В некоторых более редких случаях повышение щелочности растворов связано с увеличением активности только калия, а не натрия, и тогда вместо

альбита появляется калиевый полевой шпат. Примером может служить магнетит-флюорит-хризоберилловое месторождение формации бериллиеносных скарнов. В соответствии с зональностью, по мере приближения к гранитному массиву или в связи с повышением основности вмещающих пород, мусковит-кварцевые прожилки с бериллом и топазом сменяются полевошпатовыми прожилками с бериллом и протолиитом (поля XIX и XX), в которых затем может появляться ассоциация берилл + фенакит + полевой шпат. Эта ассоциация известна также на месторождениях флюорит-фенакитовой формации.

За пределами области устойчивости берилла на диаграмме (см. рис. 32) отображаются парагенезисы, типичные для месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, формирование которых происходило при относительно высокой щелочности растворов и которые залегают главным образом среди вмещающих пород повышенной основности или известняков. В рудах этих месторождений наряду с фенакитом нередко присутствует берtrandит, обычно появляющийся в верхних частях рудных тел. В данном случае его можно рассматривать как аналог фенакита для условий низкого давления и температуры, при которых, однако, еще сохраняют устойчивость другие минералы парагенетической ассоциации.

Закономерности распределения минеральных ассоциаций можно рассмотреть на примерах двух месторождений данной формации: альбит-бавенит-фенакитового и полевошпат-берилл-фенакитового.

Альбит-бавенит-фенакитовое месторождение представлено зонами линейных штокверков в толще альбит-актинолит-эпидотовых сланцев (Генетические типы..., 1975). Сланцы перемежаются с пачками мусковит-полевошпатовых гнейсов и пересекаются дайками альбититов, лампрофиров, диабазовых и диоритовых порфиритов. В штокверковой зоне с относительно более богатым оруденением прожилки сложены главным образом альбитом, в ассоциации с которым присутствуют флюорит, фенакит, сульфиды, мусковит, турмалин и другие минералы. Кроме прожилков, в составе зоны встречаются гнезда, которые по сравнению с прожилками обогащены флюоритом, кальцитом, бавенитом, турмалином и эпидотом, иногда также мусковитом или биотитом. Околожилльные изменения выражаются в образовании флюорит-альбит-биотитовых пород, часто содержащих густую вкрапленность фенакита. Таким образом, в штокверке среди актинолит-эпидотовых сланцев наиболее распространена ассоциация альбит + фенакит + биотит (или мусковит) (рис. 33, в), которая отвечает полю III диаграммы (см. рис. 32).

В случае пересечения альбитовыми прожилками лампрофировых даек, которые имеют более кислый состав по сравнению со сланцами, помимо (либо вместо) фенакита появляется берилл в парагенезисах: берилл + фенакит + альбит или берилл + альбит + мусковит, что отвечает полю IX. Такое изменение минеральных ассоциаций указывает на снижение активности щелочей при минералообразовании среди несколько менее основных вмещающих пород.

Другая штокверковая зона, несущая относительно бедное бериллиево оруденение, отличается тем, что в составе прожилков и гнезд большую роль приобретают такие минералы, как калиевый полевой шпат, кварц, кальцит. Наиболее обычными ассоциациями в прожилках, гнездах и метасоматических ореолах становятся парагенезисы: фенакит + калиевый полевой шпат + мусковит (рис. 33, г) (или биотит) и фенакит + полевой шпат + кварц, которые соответствуют более высокой активности калия по сравнению с натрием (поле IV).

Более разнообразные минеральные ассоциации наблюдаются на полевошпат-берилл-фенакитовом месторождении, которое залегают в толще чередо-

вания андезито-базальтов и полимиктовых песчаников, пересеченной дайками гранит-порфиров. Бериллиевая минерализация здесь также связана с полевошпатовыми прожилками, гнездами и зонами вкрапленности, в составе которых главную роль играют полевые шпаты, кварц, флюорит, фенакит, берилл, мусковит, кальцит. При этом для метасоматических околорудных пород среди андезито-базальтов наиболее типична ассоциация фенакит + альбит + биотит, а для зон вкрапленности в гранит-порфирах она сменяется парагенезисом, соответствующим более высокому содержанию кремнезема, т. е. фенакит + альбит + кварц (поле III).

В прожилках среди тех же пород распространена ассоциация фенакита с ортоклазом и кварцем (поле III). Среди толщ полимиктовых песчаников в прожилках, гнездах и метасоматических породах появляются парагенезисы, отвечающие полям XXI и XX, которые отражают условия более низкой общей активности щелочей при преобладающей роли калия. В подобных образованиях наблюдались ассоциации: берилл + кварц + ортоклаз, фенакит + берилл + ортоклаз, берилл + фенакит + кварц, фенакит + кварц + ортоклаз, берилл + ортоклаз + мусковит.

Эти наблюдения дают основание сделать вывод, что среди основных вмещающих пород в гидротермальных растворах относительно повышается активность натрия, а среди пород кислого состава более высокой становится активность калия.

В дополнение к разобранным примерам отметим следующее: приблизительно тому же диапазону колебаний потенциалов щелочей (поля III, IV, IX, XX, XXI) соответствуют парагенетические ассоциации бериллиевого оруденения (фенакит + хризоберилл + флогопит) в некоторых комплексных бериллий-редкоземельных месторождениях альбититовой формации, например в альбит-флогопит-бритолит-фенакитовом.

II. При рассмотрении парагенезисов бериллиевых минералов месторождений флюорит-фенакит-хризобериллового типа оказывается возможным исключить кварц, поскольку он не входит в состав собственно бериллиевых руд. Тогда система состоит из семи минералов: мусковит, эфесит, топаз, корунд (диаспор), фенакит, хризоберилл, эвклаз. Все перечисленные минералы (кроме фенакита) отличаются относительно высоким содержанием глинозема. Химические анализы метасоматических пород также обнаруживают повышенные содержания глинозема по сравнению с другими грейзенами. Эти данные свидетельствуют в пользу того, что метасоматический процесс протекал в условиях высокой активности глинозема.

В качестве инертных компонентов приняты алюминий, кремний и бериллий. Как установлено на диаграмме химических потенциалов щелочей и фтора (рис. 34), эфесит устойчив при относительно низкой активности фтора. При повышении последней он сменяется ассоциацией мусковит + корунд, а в условиях наиболее высокой активности фтора устойчивым становится топаз. Эвклаз в некотором смысле является аналогом берилла в условиях более глиноземистой среды (как показывает расчет равнообъемной реакции между этими двумя минералами). Поле эвклаза (как и берилла) расположено в области низких потенциалов щелочей и фтора (поля I, II, III) (рис. 34 и 35). При повышении активности щелочей вместо эвклаза образуется ассоциация фенакита и эфесита, при увеличении активности фтора и сохранении низкого потенциала щелочей — ассоциация фенакита и топаза. Если одновременно возрастает потенциал щелочей и фтора, то эвклаз сменяется ассоциацией фенакит + мусковит + корунд (диаспор).

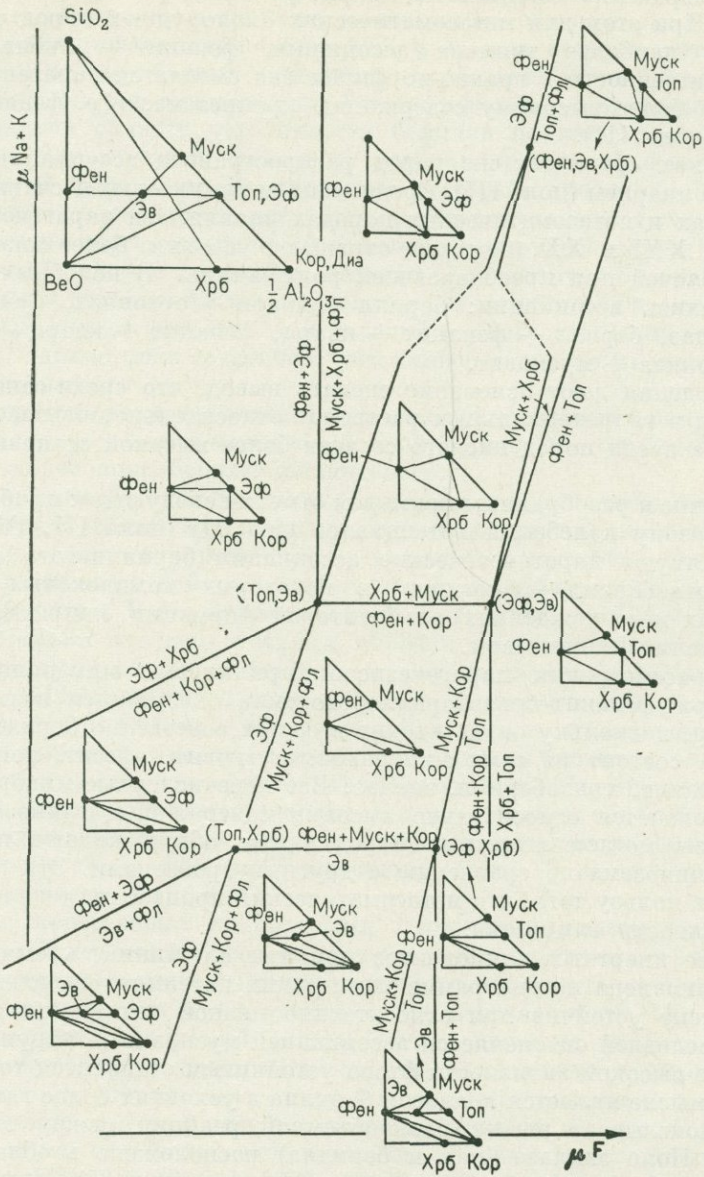


Рис. 34. Диаграмма парагенезисов хризоберилл-фенакитовой минерализации в зависимости от потенциалов щелочей и фтора

При дальнейшем повышении активности щелочей и фтора становится неустойчивой ассоциация фенакит + корунд, поля фенакита в треугольниках составов уменьшаются и увеличиваются поля хризоберилла (поля IX, X, XI). Таким образом, намечается зональность, прослеживаемая на рассмотренных природных объектах, когда по мере удаления от гранитного массива в толщу известняков в составе руд последовательно сменяются зоны: эвклазовая, фенакитовая и фенакит-хризоберилловая.

Парагенетический анализ минеральных ассоциаций бериллиевых месторождений грейзеновой формации с помощью диаграмм в координатах  $\mu\text{K} - \mu\text{Na} - \mu\text{F}$  дает возможность выявить три последовательные группы минеральных ассоциаций в зависимости от кислотности — щелочности растворов, соответствующих их образованию: 1) ранняя щелочная (топаз-полевошпат-биотитовая), 2) кислотная (топаз-кварцевая) и 3) поздняя щелочная (спирит-альбит-мусковитовая).

Химический состав слюд из трех выделенных минеральных ассоциаций различен и отражает закономерное изменение кислотности — щелочности растворов по мере понижения температуры.

Минеральные ассоциации, присущие различным формациям бериллиевых месторождений (по классификации Н. П. Заболотной и А. И. Гинзбурга), располагаются в последовательный ряд по мере возрастания щелочности, начиная от ассоциаций кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой, затем формации бериллиеносных скарнов, флюорит-слюдисто-берилловой и кончая ассоциациями флюорит-берtrandит-фенакитовой формации.

Возникновению парагенезисов с преимущественной ролью берилла способствует умеренная активность щелочей и фтора. При повышении их активности берилл разлагается с образованием минеральных ассоциаций, включающих фенакит или хризоберилл. Преобладание одного из этих минералов определяется главным образом соотношением концентрации кремнезема и глинозема.

**Выводы.** 1. Бериллиевые месторождения, связанные с нормальными лейкократовыми гранитами, относятся главным образом к грейзеновой генетической группе. Грейзеновый процесс расчленяется на три стадии: раннего отложения, кислотного выщелачивания и позднего отложения.

2. Существует зависимость между фацией глубинности материнского гранитного интрузива и характером проявления связанного с ним грейзенового

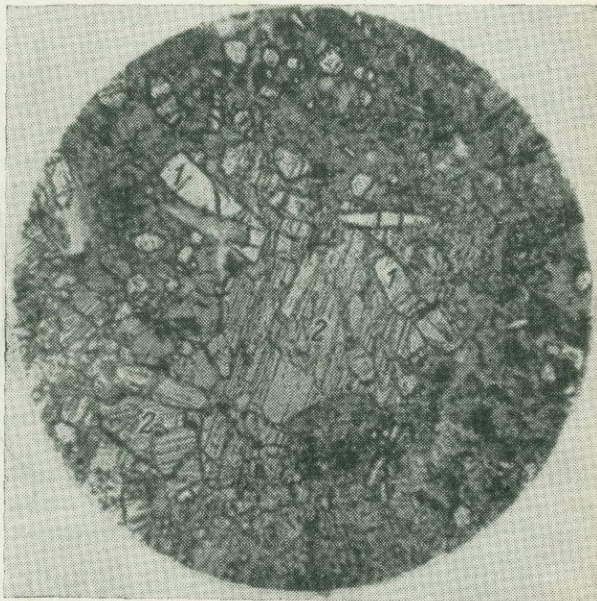


Рис. 35. Призматические кристаллы фенакита (1) в сростании с эвклазом (2) и карбонатом среди флюорит-мусковитовой породы; шлиф, увел. 30, без анализатора

процесса. Позднеорогенные гранитные массивы более глубинной подгруппы мезоабиссальной фации сопровождаются грейзеновыми процессами, при которых отсутствует типичное кислотное выщелачивание с явлениями окварцевания. Грейзены представлены фациями раннего или позднего отложения (бериллиевыми месторождениями слюдисто-флюорит-берилловой формации). Для посторогенных гранитных массивов менее глубинной подгруппы мезоабиссальной фации характерны процессы грейзенизации с интенсивным проявлением стадии кислотного выщелачивания, в течение которой формируются комплексные бериллий-вольфрамовые кварцево-жильные месторождения. Стадии раннего и позднего отложения сильнее проявляются во вмещающей среде повышенной основности или в карбонатных толщах (бериллиеносные скарны, апокарбонатные месторождения флюорит-бертрандит-фенакитовой формации).

3. В расположении образований различных стадий наблюдается отчетливо выраженная пространственная зональность по отношению к гранитным интрузивам. Гипсометрически самое низкое место в боковых экзоконтактах занимают грейзеновые залежи раннего отложения. Кварцево-жильные комплексные месторождения и сопровождающие их грейзены стадии кислотного выщелачивания занимают среднее положение в вертикальном разрезе и приурочены к апикальным частям гранитных массивов. Выше всех, как правило, за пределами гранитных куполов располагаются грейзеновые залежи стадии позднего отложения (преимущественно апокарбонатные).

4. При формировании бериллиевых руд среди алюмосиликатных пород ведущую роль играют процессы инфильтрационного метасоматоза при подчиненном значении диффузионных явлений и выполнения открытых полостей. При образовании метасоматических залежей среди карбонатных пород главным фактором рудоотложения служит возникновение в ходе метасоматического процесса свободного объема, выполняемого алюмосиликатными (в том числе и бериллиевыми) минералами.

5. Каждой стадии грейзенизации соответствует своя специфическая группа минеральных ассоциаций. Сложность проявления грейзенового процесса обусловлена тем, что в течение этого процесса происходит переход от возрастания кислотности до максимального значения, а затем ее уменьшение. В соответствии с этим на разных стадиях процесса наблюдается изменение направленности химических преобразований, т. е. отложения и выщелачивания вещества (катионов). Бериллиевое оруденение формируется главным образом в связи со стадиями отложения катионов, так как осаждение бериллия в значительной степени определяется условиями осаждения алюминия.

6. Парагенетические ассоциации бериллиевых минералов закономерно изменяются по мере возрастания щелочности гидротермальных растворов, которая является сложной функцией эволюции давления и температуры среди различных вмещающих пород в условиях различной глубинности. Дифференцированное влияние состава вмещающих пород проявляется тем более резко, чем меньше глубинность формирования оруденения. Возникновению парагенезисов с преимущественной ролью берилла способствует умеренная активность щелочей и фтора.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ЩЕЛОЧНЫМИ И СУБЩЕЛОЧНЫМИ ГРАНИТОИДАМИ

К этой группе образований относятся разнообразные рудопроявления и месторождения, в том числе одной из наиболее перспективных формаций — фенакит-берtrandит-флюоритовых метасоматитов (Генетические типы..., 1975). Главные черты сходства и основные отличительные особенности этих месторождений обусловлены характером рудоносных растворов (производных определенных материнских интрузивов), составом вмещающих пород, глубиной формирования, структурными условиями и другими факторами, определяющими физико-химические условия рудообразования (табл. 21).

По генетической и парагенетической связи оруденения с определенными интрузивными комплексами среди месторождений выделяются три группы: — 1) месторождения флюорит-фенакитового типа, связанные с лейкократовыми гранитами повышенной щелочности, описание которых включено для сравнительной характеристики и рассмотрения эволюции бериллиевой минерализации в карбонатной среде в зависимости от щелочности интрузивов; 2) месторождения флюорит-фенакит-берtrandитовые, обнаруживающие связь с субщелочными граносиенитами и кварцевыми сиенитами и 3) флюорит-лейкофановые месторождения, генетически связанные с щелочными рибекитовыми гранитами и граносиенитами.

### 1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТ-ФЕНАКИТОВОГО ТИПА

В данной группе месторождений в зависимости от положения относительно рудогенерирующего интрузива и состава вмещающих пород выделены три подтипа месторождений: 1) слюдисто-флюорит-фенакитовые, расположенные в надинтрузивной зоне в мощной толще сравнительно однородных битуминозных известняков; 2) слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловые, развивающиеся в зоне пологого экзоконтакта гранитоидного массива с толщей битуминозных известняков и углистых сланцев и 3) турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовые, приуроченные к останцам кровли, представленным турмалиновыми роговиками и известняками.

Формирование оруденения месторождений генетически связано с лейкократовыми гранитами, представляющими собой проявление третьей, заключительной фазы становления интрузивных комплексов. Последние формируются чаще всего в гипабиссальных условиях, приурочиваясь к ядрам небольших антиклинальных складок, сопровождаясь развитием явлений автометасоматоза и образованием большого количества различных даек. Оруденение связано с постмагматическими процессами и происходит, как правило, в несколько этапов, разделенных перерывами во времени и тектоническими подвижками (табл. 22).

Характеристика месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации

Генетические типы месторождений	Постмагматические процессы	Минеральный состав руд			Температура гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений, °С
		минералы бериллия	прочие рудные минералы	сопутствующие минералы	
Слюдисто-флюорит-фенакитовый	Скарнирование Альбитизация <b>Грейзенизация</b> (фтор-бериллиевый метасоматоз)	<b>Фенакит</b> , хризоберилл, эвклаз, берилл, берtrandит	<b>Касситерит</b> , <b>сфалерит</b> , пирит, пирротин, галенит, арсенопирит, молибденит, ковеллин	<b>Мусковит</b> , кальцит, флогопит, турмалин, хлорит, эфесит, кварц, диопсид, аксинит, селлаит, кварц, гранат, альбит, ортоклаз, топаз, везувиан	220—140
Слюдисто (турмалин)-флюорит-хризоберилловый	<b>Альбитизация</b> (равняя) Скарнирование <b>Грейзенизация</b> (фтор-бериллиевый метасоматоз)	<b>Хризоберилл</b> , фенакит, эвклаз, аминовит (?)	<b>Колумбит</b> , <b>стриверит</b> , молибденит, вольфрамит, ильменит, вюрцит, касситерит, галенит, халькопирит, станнин, арсенопирит	<b>Кварц</b> , <b>мусковит</b> , <b>турмалин</b> , альбит, <b>эфесит</b> , селлаит, диаспор, гранат, <b>топаз</b> , волластонит, протолитнионит, корунд, диопсид	180—175
Турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовый	Скарнирование (ороговикование) Грейзенизация (фтор-бериллиевый метасоматоз)	<b>Фенакит</b> , берилл, эвклаз, хризоберилл, гердерит	<b>Касситерит</b> , арсенопирит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, станнин, висмутин, молибденит, шеллит, вольфрамит	<b>Турмалин</b> , кварц, мусковит, цинвальдит, микроклин, топаз, кальцит, скаполит, диопсид, гранат, эфесит, аксинит, данбурит, селлаит, чухровит, ярославит	160—150
Флюорит-фенакитовый	Скарнирование Микроклинизация Фтор-бериллиевый метасоматоз	<b>Фенакит</b> , мелинофан, берtrandит	Пирит, галенит, сфалерит, молибденит, халькопирит, циркон	<b>Микроклин</b> , <b>мусковит</b> , кварц, гранат, актинолит, диопсид, роговая обманка, везувиан, эгирин, альбит	
11* Флюорит-берtrandит-фенакитовый	Скарнирование Альбитизация <b>Микроклинизация</b> <b>Фтор-бериллиевый метасоматоз</b> <b>Окварцевание</b>	<b>Фенакит</b> , берtrandит, мелинофан, гельвин, миларит, бавенит	<b>Пирит</b> , галенит, сфалерит, малакон, молибденит, халькопирит, гематит, пирротин, монацит, бастнезит, магнетит, рутил, циркон, ортит, пироклор, колумбит	<b>Микроклин</b> , кварц, кальцит, альбит, диопсид, <b>везувиан</b> , <b>гранат</b> , флогопит, форстерит, эгирин, актинолит, волластонит, шпинель, скаполит, барит, гипс, ангидрит, <b>сколит</b> , кристобалит, мусковит, протолитнионит, серпентин	350 280—265 240—220 200—140 100—50
Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый	Скарнирование Альбитизация Микроклинизация Фтор-бериллиевый метасоматоз	<b>Берtrandит</b> , <b>фенакит</b> , мелинофан, бабеффит	<b>Пирит</b> , пирротин, арсенопирит, монацит, торит, малакон, циркон, бритоцит, касситерит, ксенотим, молибденит, бастнезит	<b>Кварц</b> , <b>микроклин</b> , альбит, кальцит, диопсид, везувиан, актинолит, серицит, мусковит, гидромусковит, хиастолит, каолинит, сколит	270—220 200—170
Редкоземельно-флюорит-фенакитовый	Скарнирование Альбитизация Микроклинизация Фтор-бериллиевый метасоматоз	<b>Фенакит</b> , берtrandит	<b>Торит</b> , малакон, монацит, циркон, пирит, галенит, сфалерит	<b>Кварц</b> , <b>микроклин</b> , кальцит, альбит, литиевый мусковит, диопсид, везувиан, фенгит, протолитнионит	250—200
Флюорит-лейкофановый	Скарнирование (ороговикование) Микроклинизация Альбитизация Фтор-бериллиевый метасоматоз	<b>Лейкофан</b> , фенакит, гадолинит, гельвин, миларит	<b>Циркон</b> , малакон, эльцит, бритоцит, ортит, галенит, сфалерит, касситерит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, молибденит, пироклор, бастнезит, монацит	<b>Микроклин</b> , альбит, кварц, литиевый мусковит, <b>рибекит</b> , скаполит, сфен, карбонат, авгит, эгирин, волластонит, диопсид, гранат	480—460 375—365 220—200

Полужирным даны ведущие постмагматические процессы и минералы.

## Интенсивность проявления стадий минерализации при формиро-

Этапы	Стадии (характер метасоматоза)	Месторождения, связанные с лейкократовыми гранитами		
		слюдисто-флюорит-фенакитовое	слюдисто (турмалин)-флюорит-хризоберилловое	турмалин-касситерит-флюорит-фенакитовое
Скарновый	1. Магнезиальная		Очень слабая	
	2. Известковая	Слабая	Очень слабая	
Микроклинизации	Микроклиновая (калиевый)	Очень слабая		
Альбитизации	Альбитовая с Та, Nb (натриевый)	Слабая	Интенсивная	Очень
Грейзеновый	1. Кварц-топазовая (кремниво-фторовый)	Менее интенсивная	Интенсивная	Слабая
	1а. Слюдисто-флюорит-бериллиевая (щелочно-фторовый)	Интенсивная		Менее интенсивная
	2. Кварц-слюдяная (кремнекислый)	Не проявлена		
Раннегидротермальный	1. Флюорит-бериллиевая (фтор-бериллиевый)	» »		
	1а. Флюорит-редкоземельно-ториевая (редкоземельно-торит-фторовый)	» »		
	2. Карбонат-сульфидная (кремне-углекислый)	Интенсивная	Слабая	Менее интенсивная
Позднегидротермальный	1. Карбонатная (углекислый)	»	Слабая	
	2. Гипс-опаловая (сульфатно-кремнекислый)	»	Не проявлена	

## нии месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации

Месторождения, связанные с субщелочными граносиенитами и сиенитами				Месторождения, связанные с щелочными гранитами
флюорит-фенакитовое	флюорит-берtrandит-фенакитовое	полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое	редкоземельно-флюорит-фенакитовое	флюорит-лейкофановое
	Слабая	Очень слабая		Слабая
	Интенсивная	Слабая		Менее интенсивная
Слабая	»	Менее интенсивная		Слабая
слабая		Слабая	Менее интенсивная	
Не проявлена				
» »				
Очень слабая	Слабая	Менее интенсивная	Слабая	
Менее интенсивная	Интенсивная		Менее интенсивная	
Слабая	Менее интенсивная		Интенсивная	
Слабая	Интенсивная	Менее интенсивная	Слабая	Менее интенсивная
Очень слабая				
Очень слабая	Интенсивная	Слабая	Очень слабая	

Этап *скарновый* включает две стадии.

1. *Магнезиальная стадия*, в течение которой происходило формирование роговообманково-геденбергит-хондродитовых скарнов, участками с магнетитом. Они развиваются в основном по диабазовым порфиритам и, по-видимому, связаны с внедрением гибридных интрузивных пород. Возможно, их образование происходило еще в магматический этап (Л. И. Шабынин, 1966 г.).

2. *Известковая стадия минерализации* проявилась широко на всех месторождениях, залегающих в известняках, контактирующих с лейкократовыми гранитами. В этот период образуются гранатовые и диопсид-везувиан-гранатовые скарны. В участках развития магнезиальных скарнов, по-видимому, вследствие их замещения, спорадически появляются паргаситовые разновидности скарнов.

Этап *микроклинизации* (калиевый метасоматоз) на данных месторождениях имеет незначительное распространение.

Этап *альбитизации* (натриевый метасоматоз) проявлен преимущественно в апикальных участках куполов лейкократовых гранитов. Выражен в интенсивном развитии альбита, с которым связано образование тантал-ниобиевой минерализации в виде мелкой неравномерной вкрапленности колумбита.

Этап *грейзеновый* в месторождениях этой группы проявился в образовании кварц-топазовой и слюдисто-флюорит-бериллиевой стадий минерализаций, развивающихся одновременно. Первая проявилась в апикальных участках штоков лейкократовых гранитов, преимущественно в пологих эндоконтактах и сопровождалась образованием кварц-топазовых и флюорит-топазовых грейзенов, содержащих неравномерную вкрапленность касситерита, стрюверита и реликтов колумбита.

Слюдисто-флюорит-бериллиевая стадия проявилась в надинтрузивных участках, непосредственно в экзоконтактах массивов лейкократовых гранитов и наиболее интенсивно развита в карбонатных породах, где возникают своеобразные флюорит-бериллиевые метасоматиты, в которых широко распространена слюда.

Минеральный состав метасоматитов в большой степени определяется составом вмещающих пород. Так, слюда в мощных толщах известняков представлена литийсодержащим мусковитом, в перемежающихся алюмосиликатных и карбонатных породах — протолитионитом, а в участках перемежаемости известняков с турмалиновыми роговиками — циннвальдитом. Совместно со слюдой в переменных количествах появляется турмалин, состав которого варьирует от шерла (в гранитах) до дравита (в участках распространения турмалиновых роговиков и ороговикованных сланцев) и эльбита в ассоциации с хризобериллом. Спорадически развиваются хрупкие слюды, в частности, на флюорит-хризоберилловом месторождении широко распространены эфесит, появляются диаспор и корунд.

Бериллий в мощных толщах известняков фиксируется исключительно в форме фенакита, ассоциирующегося с мусковитом. В толщах переслаивания известняков и сланцев в пологом экзоконтакте гранитоидов появляется хризоберилл из растворов, обогащенных алюминием (выщелоченным из нижележащих гранитоидных пород, подвергшихся мощной грейзенизации), реже эвклаз. Последний встречается в краевых участках хризобериллсодержащих метасоматитов в виде своеобразного внешнего ореола по контакту с алюмосиликатными породами. На слюдисто-флюорит-фенакитовом и турмалин-касситерит-флюорит-фенакитовом месторождениях хризоберилл, эвклаз и берилл развиты незначительно. Они наблюдаются в виде редких прожилков соответственно флюорит-

слюдисто-эфеситового, флюоритового и полевошпатового составов. В то же время в пределах зон развития флюорит-бериллиевых метасоматитов кислые дайковые породы и апофизы, отходящие от массивов гранитоидов, превращены в кварц-флюорит-слюдяные и флюорит-топазовые грейзены, а сами граниты в апикальных частях массивов интенсивно замещены с широким образованием топаза, флюорита и слюды.

Основными рудными компонентами процесса являются бериллий и олово, а также литий и цезий, минерализаторами — фтор, менее бор. Растворы были обогащены кремнием и алюминием. Процесс протекал в условиях сравнительно низких температур, о чем свидетельствуют замеры температур гомогенизации газово-жидких включений во флюоритах (140—220° С).

Формирование отмеченной стадии минерализации отвечает процессу грейзенизации стадии отложения, а развивающиеся образования образно названы И. Н. Говоровым (1966 г.) апокарбонатными грейзенами. Кварц-слюдяная стадия минерализации на данных месторождениях не имеет существенного значения, проявляясь в гранитных апофизах, где наблюдается образование редких кристаллов берилла.

Этап раннегидротермальный проявился в основном в формировании сульфидного, в меньшей степени магнетитового оруденения. Ведущая стадия данного этапа — карбонат-сульфидная (галенит-сфалеритовая). Она проявлена повсеместно среди слюдисто-флюорит-бериллиевых метасоматитов, а также в кварц-топазовых и флюорит-топазовых грейзенах в виде вкрапленности и тонких прожилков. Максимумы ее проявления с образованием значительных концентраций сульфидов пространственно разобщены с флюорит-редкометальной минерализацией и наблюдаются обычно на флангах флюорит-бериллиевых месторождений, приурочиваясь к зонам известковых скарнов. Для сульфидного оруденения характерны свойства, типичные для обычных полиметаллических месторождений, развивающихся в скарнах. В магнезиальных скарнах в этот период, по-видимому, происходило образование магнетитовых руд. Главные рудные компоненты этой стадии — железо, свинец и цинк, менее мышьяк и медь, минерализаторы — углекислота, сера, меньше фтор.

В приконтактных участках, где широко развиты скарны, изредка наблюдаются образования сложного состава, обусловленные наложением на диопсид-гранатовые скарны слюдисто-флюорит-бериллиевой и карбонат-сульфидной стадий минерализаций. Широкое развитие тонкочешуйчатого зеленого мусковита, замещающего бесцветный листоватый мусковит, и субкристаллического колломорфного топаза относится, по-видимому, к воздействию растворов этой стадии.

Этап позднегидротермальный проявился на всех месторождениях с различной степенью интенсивности. Он характеризуется образованием прожилков кальцита и реже переотложенного флюорита, отличающегося от более раннего светлой окраской. Рудные минералы с этим этапом не связаны. В участках наложения карбонатной минерализации на слюдисто-флюорит-бериллиевые метасоматиты спорадически наблюдается замещение фенакита и эвклаза соответственно тонкими кристалликами бертрандита и лейкофанаминовита, встречающимися в ассоциации с кальцитом и альбитом.

## 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТ-ФЕНАКИТ-БЕРТРАНДИТОВОГО ТИПА

Как указывалось, данные месторождения, представленные чаще всего флюорит-фенакит-бертрандитовыми метасоматитами, образовались в отличие от месторождений первой группы в областях тектоно-магматической

активизации (см. табл. 21) консолидированных складчатых структур. Одно из флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений может рассматриваться в качестве подобного рода образований. Оно характеризуется примерно равным развитием фенакита и берtrandита (берtrandит преимущественно в приповерхностных зонах, а фенакит в участках на глубине) (Генетические типы..., 1975).

На месторождении четко проявлена вертикальная зональность в распределении сульфидной и бериллиевой минерализаций. Бериллиевая минерализация с образованием массивных флюорит-бериллиевых руд наиболее интенсивно развита в средней части разреза, сложенной преимущественно пластами известняков, выдержанных по простиранию и падению, экранированных послойным телом габбро-диоритов. Выше по разрезу среди метаморфизованных песчаников, а также в подстилающих доломитах минерализация носит главным образом прожилково-вкрапленный характер или отсутствует. Сульфидная минерализация с бериллиевой обычно разобщена в пространстве. Со стороны лежащего контакта рудных зон, приурочиваясь к гранитным дайкам, появляются тонкие прожилки и вкрапленность молибденита. Сфалерит с галенитом, пиритом и пирротинном локализируются висячем контакте рудных зон, обнаруживая определенное тяготение к скарнам. В распределении сфалерита и галенита существует отчетливая вертикальная зональность, выражающаяся в общем увеличении с глубиной сфалерита, что типично для обычных полиметаллических месторождений.

Вертикальная зональность наблюдается и в распределении основных жильных минералов, а также барита. В общем виде она проявилась в том, что в массивных рудах поверхностных горизонтов преобладают микроклин и кальцит, с глубиной отмечается некоторое увеличение кварца, а также альбита и мусковита, количество барита заметно уменьшается.

Кроме того, характер минерализации позднегидротермального этапа подчеркивает вертикальную зональность: в приповерхностных горизонтах преимущественно распространены халцедоновидный кварц и опал (тридимит и кристобалит), которые с глубиной сменяются гипсом и ангидритом бледно-фиолетового цвета.

Горизонтальная зональность наиболее четко проявилась в распределении минерализации различных компонентов. Непосредственно в штоке граносиенитов вдоль тектонических нарушений отмечается циркониевая и редкоземельная минерализации (малакон, циркон, ксенотим), в дайках и апофизах гранитных пород концентрируется молибден, а в более удаленных от штока рудных структурах наблюдается локализация бериллиевой минерализации. При этом в самих рудных зонах содержание окиси бериллия увеличивается в направлении от штока.

Полевешпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение служит примером преимущественного развития берtrandита относительно фенакита. С последним связана примерно четвертая часть всего бериллия. Месторождение приурочено к антиклинальной складке, ядро которой сложено протерозойскими углистыми известняками, переслаивающимися с углисто-карбонатными сланцами, а крылья — углисто-карбонатными и филлитовидными хлорит-серпичитовыми сланцами и полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями углстых известняков.

Рудная минерализация здесь также связана с развитием молодого мезозойского комплекса, представленного в пределах месторождения небольшим телом кварцевых сиенитов, сиенит-порфиоров и керсантитов, прорывающих ядро антиклинальной складки. Интрузивные породы отличаются высоким содержа-

нием окиси бериллия (0,0013—0,003%), циркония (0,0004—0,0045%) и ниобия (0,003—0,03%). Интрузивное тело имеет вытянутую форму, согласную с общими структурами месторождения, и сопровождается рядом субпараллельных апофиз.

Оруденение развивается непосредственно в экзоконтактах интрузивных пород и представлено минерализованными зонами дробления, имеющими с интрузивными и осадочно-метаморфическими породами примерно согласное простираие. В пределах зон отмечается сочетание неправильных по форме метасоматических тел и жил сплошного замещения (преимущественно в известняках) с участками прожилкования (иногда штокверкового типа) и типичными брекчиями (в толщах преобладания алюмосиликатных пород) и, наконец, с участками вкрапленной минерализации (в интрузивных породах), при резком преобладании оруденения прожилкового характера.

Минеральный состав руд близок составу флюорит-берtrandит-фенакитового месторождения, отличаясь резким преобладанием берtrandита над фенакитом, присутствием высокотемпературного арсенопирита, более широким развитием полевых шпатов и кварца, преобладанием пирротина относительно пирита, а также наличием углистого вещества (см. табл. 21).

Другая отличительная особенность руд полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения — обилие прожилков, из которых микроклиновые являются дорудными и имеют унаследованный характер, альбитовые, флюоритовые и слюдисто-полевошпат-кварцевые сингенетичны с рудным процессом и, наконец, кальцитовые прожилки, образующиеся в позднюю стадию, пострудные.

Берtrandит и фенакит развиваются в близких минеральных ассоциациях: микроклин-флюоритовой, полевошпат-микроклин-альбит-флюоритовой, кварц-флюоритовой и полевошпат-кварц-флюоритовой. Наблюдается определенная тенденция: преимущественное развитие берtrandита в массивных рудах в ассоциации с альбитом, кварцем и кальцитом, а фенакита — с микроклином и кварцем. В прожилковых рудах эта тенденция проявлена еще более четко: фенакит приурочен в основном к микроклиновым прожилкам, берtrandит — к кварцевым и альбитовым. Вертикальная зональность в их распределении отсутствует.

Вкрапленность молибденита приурочивается в основном к кварцевым сиенитам и сиенит-порфирам, но параллельное согласное с вмещающими породами положение даек обуславливает совмещение в пространстве бериллиевой и молибденовой, бериллиевой и свинцово-цинковой минерализаций.

В отношении минералов элементов редких земель (монацит, бастнезит), циркония (малакон) и тория (торит, ферриторит) подмечено, что они в основном приурочены к интрузивным образованиям и полевошпатовым, преимущественно микроклиновым, прожилкам; часто наблюдается совмещение в пространстве бериллиевой и редкоземельной минерализаций.

Редкоземельно-флюорит-фенакитовое месторождение имеет много общих генетических черт с полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовым месторождением, отличаясь лишь преимущественным развитием фенакита.

Участок месторождения сложен кембрийскими осадочно-метаморфическими породами — окварцованными кристаллическими известняками, пестроцветными сланцами и карбонатными песчаниками, зажатыми между двумя небольшими штоками интрузивных пород граносиенитов и сиенитов. Породы одного из штоков интенсивно альбитизированы, а местами превращены в типичные альбититы. В кристаллических известняках наблюдается образование

жильных и линзовидных тел сплошного замещения, представленных массивными ритмично-полосчатыми кварц-микроклин-флюорит-фенакитовыми рудами. В участках преобладания мелкозернистых песчаников над известняками наблюдается развитие серии тонких метасоматических жилков и прожилков микроклин-флюорит-фенакитового состава, а также небольших линзовидных тел флюорит-кварцевых руд с берtrandитом. На выклинивании рудные тела сменяются зонами флюоритизации.

В интрузивных образованиях, преимущественно в альбитизированных разностях, наблюдается весьма неравномерное вкрапленное или гнездовое оруденение, представленное цирконом, малаконом, ильменорутилом и касситеритом в ассоциации с флюоритом, кальцитом и литиевым мусковитом. Изредка встречается берtrandит.

Подобно рудам полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения в обоих типах флюорит-бериллиевых руд спорадически отмечаются различные прожилки, из которых особый интерес представляют полевошпатовые. Они встречаются часто в осевой части рудных тел и почти постоянно содержат ферриторит, изредка монацит, бастнезит и фенакит, обуславливая комплексный редкоземельно-флюорит-бериллиевый состав руд. Вблизи с гранитоидными породами во флюорит-фенакитовых рудах относительно широко проявлена редкоземельная минерализация, представленная монацитом, бастнезитом, изредка бритолином и ферриторитом.

Следует отметить, что к рассмотренной группе можно отнести флюорит-фенакитовые месторождения, характеризующиеся отсутствием сульфидной и редкоземельной минерализаций.

Формирование месторождений, связанных с субщелочными граносиенитами и кварцевыми сиенитами, имеет ряд общих черт, обусловленных общностью их генетических особенностей.

Формирование оруденения происходило в послемагматический период в несколько последовательных этапов, разделенных во времени тектоническими подвижками и проявленных с различной степенью интенсивности: скарновый, микроклинизации, альбитизации, грейзеновый, раннегидротермальный и позднегидротермальный (см. табл. 22).

Этап скарновый широко проявился на флюорит-берtrandит-фенакитовом месторождении, где изменению подвергались осадочно-метаморфические и интрузивные породы. Скарнирование — сложный биметасоматический контактово-инфильтрационный процесс, протекающий в две стадии. В раннюю стадию образуются магнезиальные скарны в горизонтах доломитов, в экзоконтактовых частях граносиенитов. Во вторую стадию происходит развитие диопсидовых кальцифиров и известковых скарнов преимущественно в пачке переслаивания известняков и сланцев по контакту с интрузивными образованиями и вдоль пластовых тектонических нарушений.

По составу преобладают гранат-диопсид-везувиановые разности, часто имеющие полосчатую текстуру. Образование скарнов происходит при участии высокотемпературных растворов, о чем свидетельствуют температуры гомогенизации газово-жидких включений в везувиане (410—445° С). Известковые скарны развиваются и по магнезиальным скарнам, при этом происходит замещение форстерита и шпинели везувианом и гранатом.

На флюорит-фенакитовом, полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовом и редкоземельно-флюорит-фенакитовом участках скарнирование проявилось относительно слабо. Оно выразилось преимущественно в развитии скарноидов и очень незначительно в образовании известковых скарнов.

Этап микроклинизации отделяется от скарнового периодом дробления. Он развивался в тектонически ослабленных участках, захватывая на флюорит-берtrandит-фенакитовом месторождении все разновидности пород, включая габбро-диориты и скарны. С проявлением калиевого метасоматоза на месторождении связано образование своеобразных эгирин-роговообманково-микроклиновых пород (по габбро-диоритам), зон микроклинитов (по сиенит-порфирам) и прожилков микроклина в осадочно-метаморфических породах, а также появление высоких содержаний флогопита и рихтерита в зонах магнетитовых скарнов.

На других месторождениях микроклинизация проявилась менее интенсивно и выразилась в образовании серии прожилков микроклина.

Микроклинизация — сравнительно высокотемпературный процесс: температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце колеблются от 310 до 410° С и декрипитации микроклина от 320 до 420° С. Микроклин представлен разновидностью с высокой степенью триклинности ( $\Delta = 0,8—0,9$ ).

Этап альбитизации на флюорит-берtrandит-фенакитовом месторождении не имеет интенсивного развития. Он широко проявился на полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовом и редкоземельно-флюорит-фенакитовом участках, в апикальных частях массивов граносиенитов и кварцевых сиенитов, их апофизах и дайках с образованием зон альбитизации и альбититов, содержащих слабую ниобиевую и оловянную минерализацию.

Этап грейзенизации для рассматриваемых месторождений не характерен. По условиям формирования ему соответствует проявление кварц-мусковитовой и кварцевой минерализаций, незначительно развитых преимущественно в граносиенитах и не несущих рудных компонентов. По составу растворы данного этапа имели кремнекислый характер. Процесс происходил в высокотемпературных условиях (температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце 380—290° С)<sup>1</sup> и соответствовал кремнекислому метасоматозу стадии выщелачивания.

Этап раннегидротермальный является основным в процессе формирования оруденения. Обычно протекает после интенсивного дробления в две стадии, что обеспечивает лучшее взаимодействие рудных растворов с вмещающими породами:

1) в флюорит-бериллиевую (фтор-бериллиевого метасоматоза) стадию происходит образование флюорит-бериллиевых руд и цирконий-торий-редкоземельной минерализации (формирование последней можно выделить в самостоятельную подстадию); 2) в карбонат-сульфидную (кремнеуглекислого метасоматоза) стадию минерализации, местами отделенную от первой небольшими подвижками. В флюорит-бериллиевую стадию минерализации образуется основная масса флюорит-берtrandит-фенакитовых руд. Они представлены мелко-среднезернистыми породами массивной текстуры, окрашенными в фиолетовый цвет различных оттенков. Они отличаются крапчатым, ситовидным и характерным ячеистым и сотовым строением, образованным своеобразным взаимоотношением жильных и бериллиевых минералов с флюоритом. Размер зерен минералов 0,3—0,5—1 мм, реже до 2—3 мм (рис. 36, 37). Обычно участки руд, обогащенные бериллиевыми минералами, выделяются бледно-фиолетовым цветом на темном фоне менее богатых руд, а микроклиновые участки — ярким оранжево-красным и бежевым.

<sup>1</sup> Определение здесь и далее Р. Э. Архипчука, Н. Н. Васильковой и Д. Н. Хитарова.

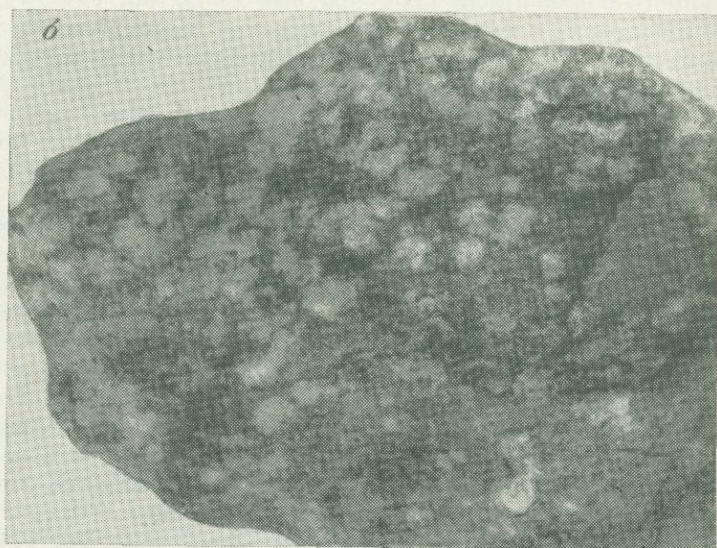
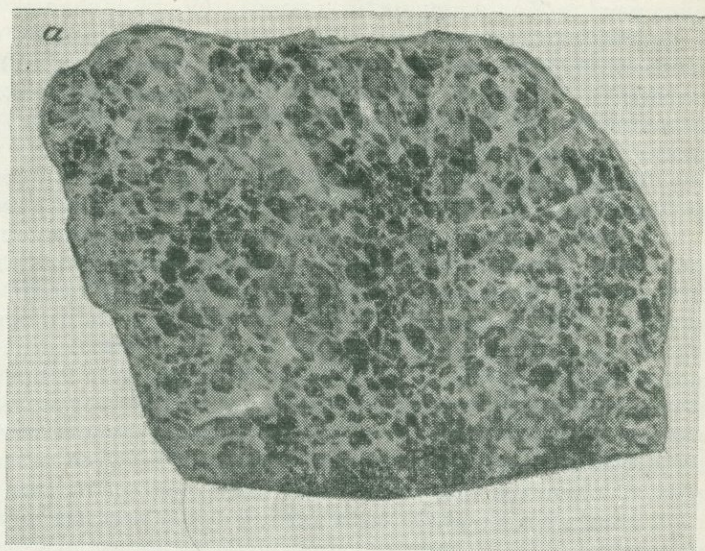
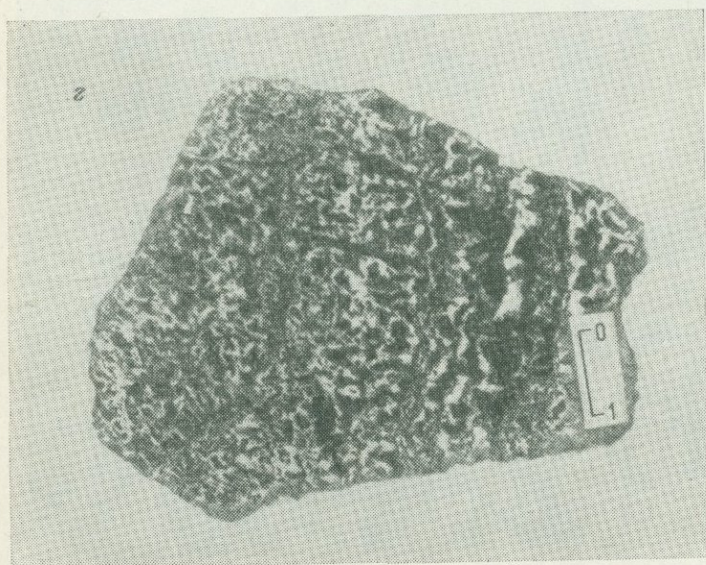
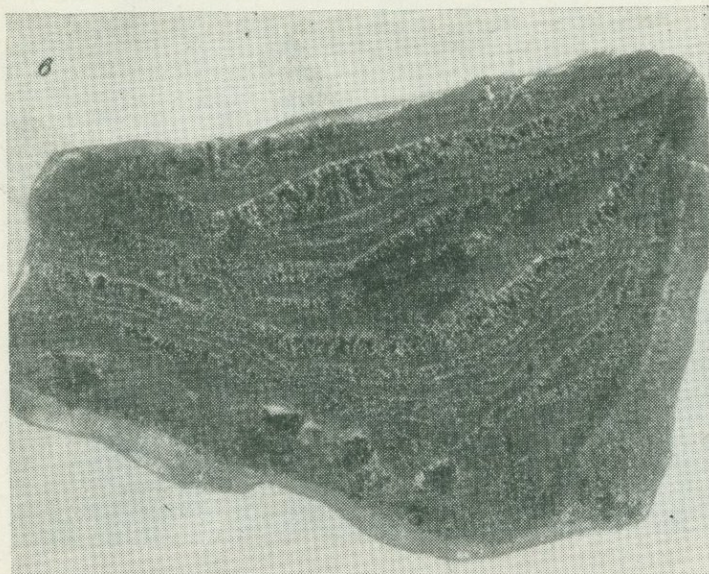


Рис. 36. Массивные флюорит-  
*a* — слюдисто-флюорит-фенакитовые ячеисто-очковой текстуры; *б* — флюорит-фенакитовые ритмично-полосчатой и  
*в* — редкоземельно-флюорит-фенакитовые ритмично-полосчатой и



бериллиевые руды (нат. вел.):

рит-фенакитовые массивно-пятнистой текстуры (белые стяжения — фена-  
узловатой текстуры; з — флюорит-лейкофановые петельчатой текстуры



100x

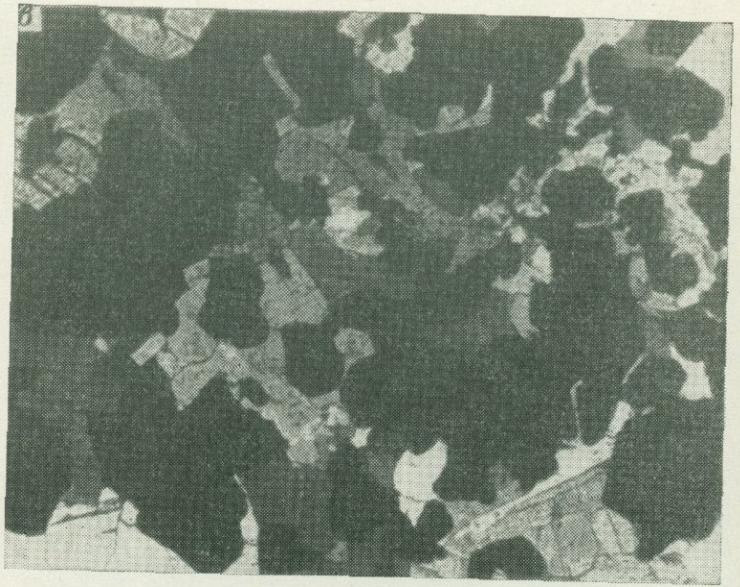
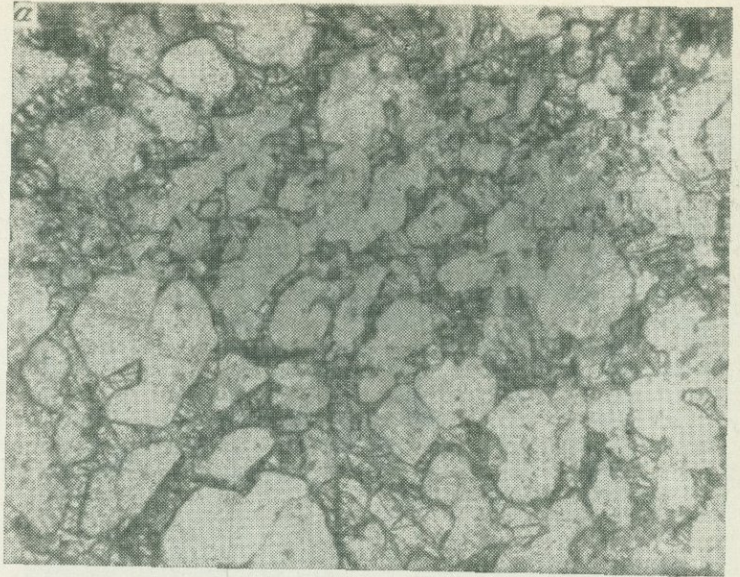
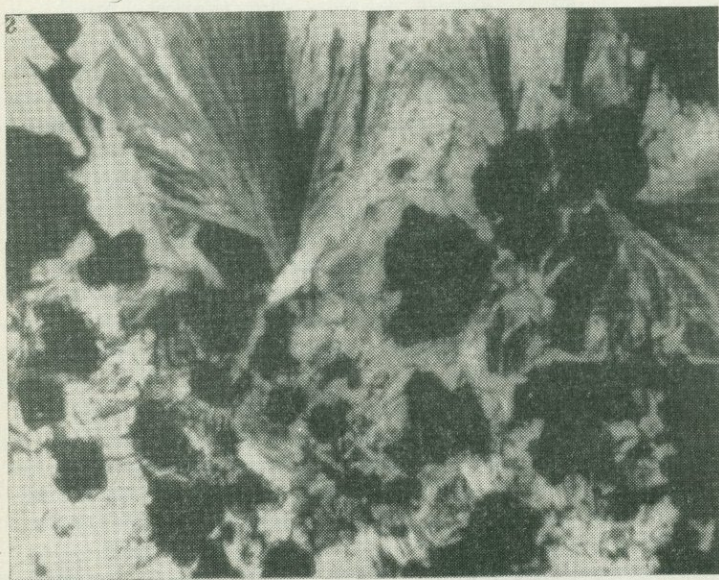
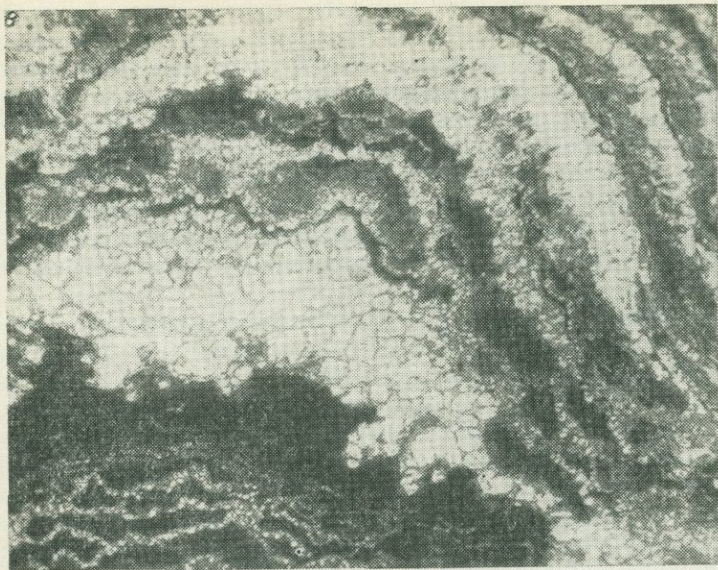


Рис. 37. Детали строения флюорит-фенакитовые руды субграфического строения (светлый флюорит); ловые руды фестончато-полосчатого строения (хризоберилл образует темные руды ячеистого строения (флюорит погашен); шлиф, увел. 60, с анализато-увел. 60, с



**рит-бериллиевых руд:**

шлиф, увел. 30, без анализатора; б — слюдисто-эфесит-флюорит-хризоберил-  
 стяжения); шлиф, увел. 30, без анализатора; в — флюорит-берtrandитовые  
 ром; г — лучистые сростки берtrandита среди флюорита (темное); шлиф,  
 анализатором

Фенакит и бертрандит выделяются в одну стадию с некоторым опережением максимума образования фенакита, развитие которого происходило в начале процесса в условиях среды, отличающейся высоким окислительным потенциалом, обусловленным интенсивными окислительными свойствами углекислоты, выделяющейся при разложении кальцита фторсодержащими растворами (А. Г. Бетехтин, 1953 г.). В дальнейшем при постепенном снижении температуры процесса и увеличении щелочности среды (в результате взаимодействия растворов с окружающими породами) параллельно развиваются оба минерала. В конце процесса происходит образование только одного бертрандита, часто без видимых следов замещения ранее выделившегося фенакита. В однородных известняках, как правило, развивается преимущественно фенакит, а в скарнах, контактирующих с дайками сиенитов, — мелинофан.

Температуры гомогенизации 350—300° С соответствуют существованию флюорит-фенакитовой ассоциации, а 300—200° С — флюорит-фенакит-бертрандитовой (интервал отвечает сосуществованию фенакита и бертрандита). Для апатита из этой ассоциации получены замеры температур гомогенизации в 250—230—215° С и более низкие для флюорита 200—140° С из флюорит-бертрандитовой ассоциации. Методом Иодера и Эйгстера по содержанию натрия в слюдах определена нами температура порядка 300—330° С.

Флюорит-редкоземельно-ториевая подстадия минерализации проявилась преимущественно в граносиенитах, кварцевых сиенитах и кислых дайковых породах в виде неравномерной спорадически распределенной вкрашенности, представленной ферриторитом, монацитом, малаконом и цирконом в ассоциации с кварцем и небольшим количеством флюорита. На полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовом и редкоземельно-флюорит-фенакитовом рудопроявлениях часто наблюдается совмещение в пространстве этой минерализации с флюорит-бериллиевой, что обуславливает появление комплексных редкоземельно-флюорит-бериллиевых руд. Это сближает данные рудопроявления с месторождениями, связанными с более щелочными гранитоидами, в которых широко развиты гадолинит и лейкофан.

Карбонат-сульфидная стадия развита в пределах тех же структур, характеризуется появлением шестоватых кристаллов кварца, замещением фенакита и мелинофана, реже бертрандита кальцитом и переотложением бериллия в форме крупнокристаллических агрегатов бавенита и миларита. В эту же стадию на флюорит-бертрандит-фенакитовом месторождении образуются отдельные крупные прожилки и жилы мощностью до 20 см, сложенные пиритом, пирротинном и другими сульфидами. Жилы, как правило, располагаются гипсометрически выше зон флюорит-бериллиевого оруденения.

Кроме того, с этой стадией связано образование основной массы сфалерита и галенита, которые часто совмещены в пространстве с проявлением флюорит-бериллиевой минерализации, обуславливая появление комплексных сульфидно-флюорит-бертрандитовых руд. Но основная масса их приурочена к зонам магнезиальных скарнов, в которых они замещают гранат и форстерит. Последнее соответствует данным Л. И. Шабынина (1967 г.) и ряда других исследователей, установивших избирательную приуроченность бериллиевых месторождений к известнякам, а свинцово-цинковых к доломитам и измененным магнезиальным скарнам. По-видимому, в эту же стадию процесса в дайках и апофизах кислых интрузивных образований происходит развитие прожилков и небольших зон вкрапленного молибденита, ассоциирующего с флюоритом.

Температура образования минералов этой стадии несколько ниже предыду-

щей. В миларите и кальците гомогенизация газовой-жидких включений происходит в интервале температур 215—180—120° С.

Этап позднегидротермальный на изученных месторождениях проявился в формировании гипс-опаловой стадии минерализации. На флюорит-берtrandит-фенакитовом месторождении в этот период наблюдается широкое образование колломорфно-зональных натечных форм тридимита, халцедоновидного кварца, опала (кристобалита), серпентинита и хлорита, в меньшей степени цеолитов, а на глубоких горизонтах — гипса и ангидрита. Развитие этих минералов происходит в тех же рудовмещающих структурах и сопровождается интенсивным разложением и выщелачиванием сульфидов, карбонатов и везувиана. Растворы позднегидротермального этапа минерализации были низкотемпературными (50—100° С) и имели кремниво-сульфатный состав. На полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовом и редкоземельно-флюорит-фенакитовом рудопроявлениях отмечается слабое развитие минерализации карбонатной и гипс-опаловой стадий процесса.

Гипергенные изменения имеют незначительное развитие, проявляются в окислении сульфидов с образованием по ним гетита, гидрогетита, самородной серы и других вторичных минералов, а также выщелачивании и растворении карбонатов с переотложением кальцита в виде натечно-колломорфных корочек. Бериллиевые минералы стойки к процессам выветривания, флюорит в участках развития сульфидов подвергается частичному растворению с переотложением фтора в виде геарксутита.

### 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛЮОРИТ-ЛЕЙКОФАНОВОГО ТИПА

Для месторождений, генетически связанных с щелочными гранитоидами, характерно развитие тантало-ниобиевой, редкоземельно-ториевой и циркониевой минерализаций и частое пространственное совмещение их с флюорит-бериллиевой. По особенностям проявления рудной минерализации и развитию постмагматических процессов (особенно альбитизации) месторождения являются переходными к собственно тантало-ниобиевым, для которых характерна приуроченность оруденения к зонам полевошпатовых метасоматитов.

К этой группе месторождений относятся флюорит-лейкофановые, детально охарактеризованные В. Т. Шацкой (Генетические типы..., 1975). Формирование рудной минерализации данных месторождений происходит в несколько этапов, обусловленных эволюцией рудоносных растворов. Последовательность развития этих этапов дана в табл. 22.

Этап скарновый проявляется во вмещающих породах в образовании волластонит-скаполитовых и диоксид-гранат-везувиановых скарнов (в известняках) и квар-биотитовых роговиков (в алюмосиликатных породах).

Этап микроклинизации на данных месторождениях, в отличие от флюорит-берtrandит-фенакитов, проявился незначительно.

Этап альбитизации, также в отличие от группы месторождений, связанных с субщелочными граносиенитами, на данных месторождениях интенсивно развит, проявляется в основном в гранитоидных породах со спорадическим образованием альбититов, содержащих рассеянную тантало-ниобиевую (пирохлор, колумбит) и циркониевую (циркон, малакон) минерализации. Процесс протекает в высокотемпературных условиях. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений минералов этого этапа варьируют в пределах 550—400° С (Косалс и др., 1973).

Этап грейзенизации на месторождении выразился в основном в высокотемпературном окварцевании интрузивных образований (480—400° С).

Этап раннегидротермальный (флюорит-бериллиевого метасоматоза) является основным в формировании оруденения. В нем выделяются две стадии. В раннюю происходило образование минералов бериллия и редких земель в условиях высокой активности фтора и щелочей. При взаимодействии с известняками развивались лейкофан и флюорит, с алюмосиликатными породами — гадолинит, бритоцит, малакон и эльпидит, меньше флюорит. В позднюю стадию минерализации происходило выделение сульфидного оруденения, ведущими компонентами которого являются железо, свинец, цинк, реже медь, мышьяк, молибден. С проявлением этой стадии связано развитие в небольших количествах миларита и, возможно, гельвина. Процесс формирования флюорит-лейкофановых метасоматитов проходил в высокотемпературных условиях, в интервале от 460 до 365° С, с постепенным снижением температуры до 220—200° С, повышением роли углекислоты и сероводорода, несущих халькофильные элементы.

Этап позднегидротермальный проявился незначительно.

Таким образом, месторождения, связанные с щелочными гранитоидами, характеризуются многообразием различных типов минерализаций при преобладании редкоземельно-флюорит-бериллиевого, что сближает их с некоторыми флюорит-бериллиевыми месторождениями, генетически связанными с субщелочными граносиенитами и сиенитами.

#### 4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

##### А. Особенности химического состава руд

При сопоставлении химического состава основных разновидностей массивных флюорит-бериллиевых руд (табл. 23) установлено следующее.

а. Руды всех месторождений по составу очень близки, являются комплексными флюорит-бериллиевыми, с высоким содержанием флюорита (в основном более 60%), что находится в полном соответствии с развитием их по кальциту кристаллических известняков. Максимальные (~70%) содержания флюорита характерны для руд месторождений флюорит-фенакитового типа, минимальные (38—40%) — для руд флюорит-бертрандит-фенакитового типа.

Наиболее высокие содержания окиси бериллия (в условных процентах) фиксируются в рудах месторождений, генетически связанных с граносиенитами и развивающихся в толще переслаивания карбонатных и алюмосиликатных пород.

б. На отдельных месторождениях попутными полезными компонентами помимо флюорита и бериллия могут быть редкие щелочи — литий и рубидий, входящие в состав слюд, и олово (касситерит в рудах слюдисто-флюорит-фенакитового типа).

в. При близком химическом составе руд наблюдаются некоторые различия, связанные с особенностями их минерального состава. Наиболее значительны колебания в содержании кремнезема (от 14—15 до 25—40%). Максимальные его количества характерны для руд флюорит-бертрандит-фенакитового типа, особенно фенакитсодержащих руд, а низкие (до 10%) соответственно для касситерит- и сульфидносодержащих руд. Количество алюминия также значительно колеблется (от 1—2 до 8—13,5%), максимальные содержания наблюдаются в рудах, содержащих слюды, турмалин, а из бериллиевых минералов — хризоберилл.

Химический состав массивных флюорит-бериллиевых руд месторождений  
флюорит-фенакит-бертрандитовой формации, вес. %

Компоненты	Месторождения, связанные с субщелочными гранитоидами									Месторождения, связанные с щелочными гранитоидами
	флюорит-фенакитовое			полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовое			редкоземельно-флюорит-фенакитовое			
	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8	Ан. 9	
SiO <sub>2</sub>	20,7	15,5	5,55	24,5	27,3	34,8	18,9	17,5	14,9	13,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	2,76	1,83	2,94	0,22	8,18	2,98	4,3	4,04	2,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,17	0,23	1,76	0,14	0,9	0,71	2,0	0,68	0,20
FeO				1,37	0,60	1,0	0,36	Не обн.	0,18	0,29
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,02	0,23	0,11	0,16	0,06	0,04	0,15	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,04	1,34	0,81	0,4	0,33	0,43	0,40	0,61
MnO	0,04	0,02	0,02	0,18	0,11	0,05	0,16	0,67	0,13	0,12
CaO	1,04	0,41	0,35	43,13	45,57	31,18	51,40	49,10	52,64	3,07
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,76	0,56	0,39	0,20	0,42	0,27	0,89
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,1	0,08	1,44	0,90	2,82	0,20	0,01	0,11	1,55
K <sub>2</sub> O	1,6	3,5	1,05	0,75	0,58	3,55	2,54	2,68	3,6	1,73
CaF <sub>2</sub>	72,54	75,99	88,94	(56,24)	(61,63)	(40,21)	(70,58)	(64,71)	(71,65)	73,20
BeO*	0,02	0,05	0,1	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,3	0,4
SrO **	0,04	0,03	0,02	0,54	0,45	0,27	0,64	0,35	0,42	0,15
BaO **	0,01	0,04	0,02	0,12	0,045	0,06	0,03	0,06	0,03	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,1	0,1	Не обн.	0,24	0,2	0,40	0,3	0,2	0,2	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,83	0,85	0,94	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,0	0,1	1,38	0,32
CO <sub>2</sub>	0,56	0,29	0,13	3,20	2,28	2,58	0,37	2,40	0,68	0,17
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	Следы	Следы	0,01	0,003	0,003	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
S <sub>общ</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,99	0,9	0,44				0,03
F	—	—	—	26,76	29,96	19,35	34,97	31,68	34,90	

Аналитики: А. И. Амелина, Е. А. Басманова, А. И. Коломникова, Т. В. Липатова, В. Л. Лурье, Л. П. Сгуднева, Т. Н. Чебурахина, Д. Н. Якушевская.

\* — относительные проценты

\*\* — количественный спектральный анализ.

г. Кальций наравне с кремнием и алюминием служит основным компонентом в составе массивных руд. Его содержание колеблется от 0,3 до 12,56 %. Щелочи также постоянно входят в состав руд. Их содержания (1,13—6,37%) и соотношения Na : К (1 : 3—1 : 30), определяющие появление в одном случае слюд, в другом микролина или альбита, колеблются в заметных пределах с преимущественным преобладанием калия. Исключение представляют руды флюорит-лейкофановых и полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений, где это отношение меняется в пользу натрия (2 : 1), что соответствует преобладанию альбита по отношению к микроклину.

д. Основные отличительные особенности состава массивных руд различных групп месторождений обусловлены второстепенными и типоморфными элементами. Железо (общая сумма от 0,3 до 2,8—3%) в максимальных количествах отмечается в рудах флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений, обуславливая широкое развитие пирита, пирротина и арсенопирита. Свинец и цинк в виде сфалерита и галенита присутствуют непосредственно во флюорит-бериллиевых рудах. Характерным элементом-индикатором является бор, который в заметных концентрациях отмечается только в месторождениях, связанных с гранитами нормальной щелочности, он входит в состав турмалина. В других месторождениях содержание бора ничтожно, собственных минералов он не образует, но в фенаките, мелинофане и берtrandите он почти постоянно присутствует в небольших количествах, по-видимому, замещая бериллий (для мелинофана по схеме  $\text{CaB} \rightarrow \text{TRBe}$  или  $\text{NaB} \rightarrow \text{CaBe}$ ; для фенакита  $\text{BaI} \rightarrow \text{BeSi}$ ).

Содержание фосфора и титана, определяющее присутствие акцессорных апатита и рутила (реже сфена, ильменита и анатаза), колеблется в значительных пределах, при этом руды месторождений слюдисто-флюорит-фенакитового типа резко отличаются их меньшим количеством ( $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0,07\%$ ; Ti — следы), в месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами —  $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0,5\%$  и  $\text{TiO}_2 - 0,15-0,2\%$ .

Содержания магния и марганца находятся в прямой зависимости от кальция, так как они в основном входят в разновидности кальцита и реликтовые минералы (диопсид), а иногда формируют самостоятельные минералы (доломит, анкерит, флогопит, хлорит). Наибольшие количества магния (3,82; 2,5 и 1,86%) фиксируются в фенакитовых разновидностях руд слюдисто-флюорит-фенакитового и флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений. Как изоморфная примесь марганец и магний в тысячных долях процента фиксируются во всех минералах бериллия. Марганец в минералах бериллия (по-видимому, аналогично флюориту) является чутким индикатором условий их формирования.

е. Для группы месторождений, связанных с субщелочными и щелочными гранитоидами, характерно присутствие редких земель. Максимальные их содержания отмечаются спорадически в зонах, развивающихся по скарнам, и во флюорит-бериллиевых рудах, обогащенных микроклином. Намечается некоторая закономерность в распределении элементов редких земель (рис. 38). В рудных образованиях, развивающихся по гранитоидным породам и скарнам, отмечается преобладание редких земель цериевой группы с отношением  $\sum \text{TR}_{\text{Ce}} : \sum \text{TR}_{\text{Y}} + \text{Y} = 1 : 0,13 - 1 : 0,61$ ; в массивных рудах, развивающихся по карбонатным породам, — преобладание редких земель иттриевой группы с отношением  $\sum \text{TR}_{\text{Ce}} : \sum \text{TR}_{\text{Y}} + \text{Y} = 1 : 1,37 - 1 : 30$ . Такое распределение редких земель вполне соответствует эволюции их во времени и отвечает избирательному развитию циркона, малакона, монацита и ортита в гранитоидных породах, а ксенотима и бастнезита — в рудах, развивающихся по известнякам.

Как правило, редкие земли сопровождаются повышенной радиоактивностью преимущественно ториевой природы, что составляет специфическую особенность бериллиевых месторождений, связанных с гранитоидами повышенной щелочности. Торий выделяется в форме самостоятельного минерала — ферриторита и входит в состав редкоземельных минералов.

На флюорит-лейкофановом месторождении, наиболее близко приближающемся к редкоземельным и тантало-ниобиевым рудопроявлениям, сумма редких земель иттриевой и цериевой групп варьирует в широких пределах (бритолит, ортит, реже гадолинит).

ж. Характерными элементами рассматриваемых месторождений являются также стронций и барий. Барий входит в состав барита, в рудах его немного. Максимальные содержания (0,11%) отмечаются в рудах флюорит-берtrandит-

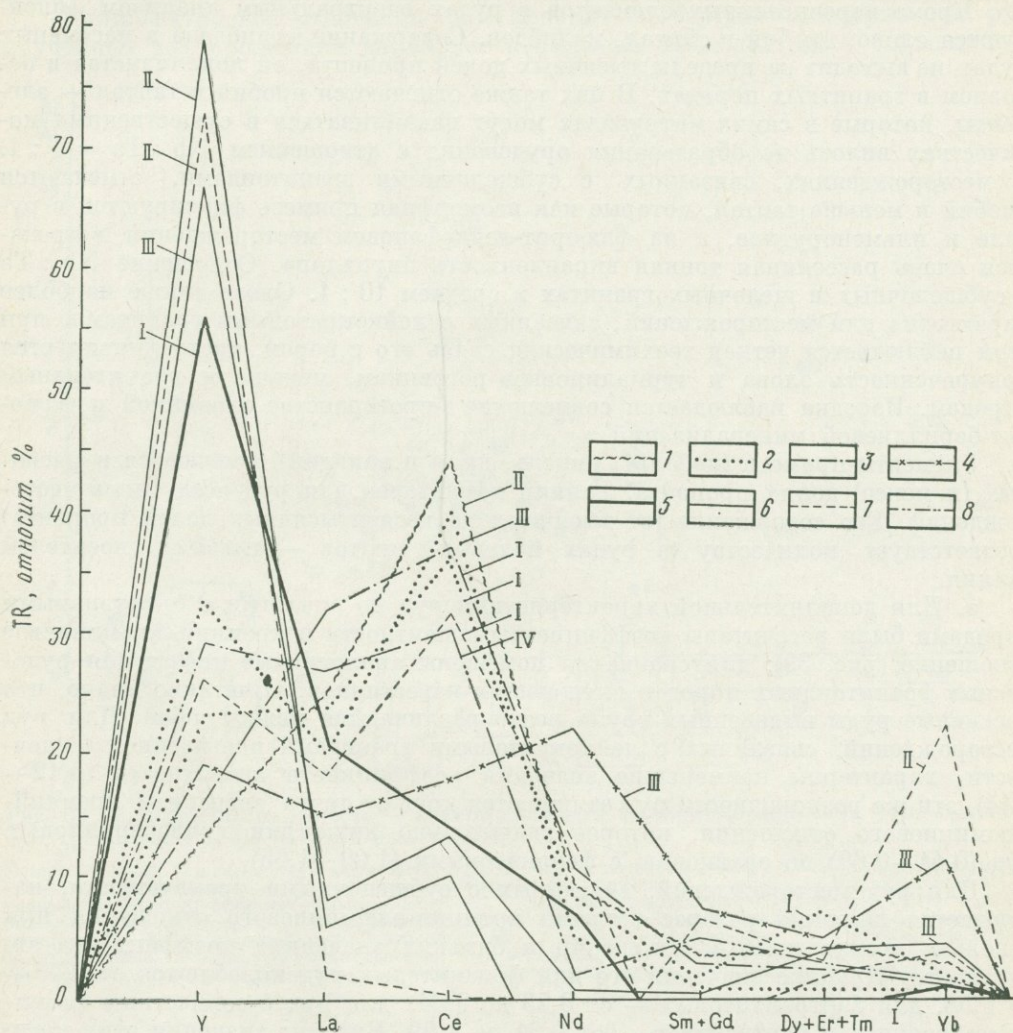


Рис. 38. Диаграмма состава редких земель (относит. %) в породах и рудных образованиях. Месторождения: I — флюорит-берtrandит-фенакитовое, II — полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое, III — редкоземельно-флюорит-фенакитовое, IV — флюорит-лейкофановое; породы: 1 — кварцевые сиениты; 2 — флюоритизированные скарны, 3 — флюорит-микроклиновые метасоматиты, 4 — полевошпат-кварцевые прожилки с торитом; руды: 5 — флюорит-берtrandит-фенакитовые, 6 — флюорит-фенакитовые, 7 — флюорит-берtrandитовые, 8 — флюорит-лейкофановые

фенакитового месторождения. Содержание стронция обычно измеряется сотыми, реже десятими долями процента и только руды полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитового и редкоземельно-флюорит-фенакитового месторождений отличаются сравнительно высоким его содержанием (0,3—0,7%). Стронций в виде изоморфной примеси входит в состав апатита и карбонатов, реже фиксируется

в форме целестина. Барий-стронциевое отношение ( $BaO : SrO$ ) изменяется от 0,05—0,1 (слоисто флюорит-фенакитовое месторождение) до 0,55—0,78 (флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение).

Кроме перечисленных элементов в рудах спектральным анализом фиксируются олово, ниобий и тантал, молибден. Содержание молибдена в массивных рудах не выходит за пределы тысячных долей процента, он локализуется в основном в гранитных породах. В них также отмечаются ниобий и тантал — элементы, которые в самих интрузивах могут накапливаться в существенных количествах вплоть до образования оруденения с отношением  $Nb : Ta = 1 : 1$ . В месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами, отмечаются ниобий и меньше тантал, которые как изоморфная примесь фиксируются в рутиле и ильменорутиле, а на флюорит-лейкофановом месторождении встречается очень рассеянная тонкая вкрапленность пирохлора. Отношение  $Nb : Ta$  в субщелочных и щелочных гранитах в среднем 10 : 1. Олово также наиболее характерно для месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами, при этом наблюдается четкая геохимическая связь его с бором, часто фиксируется приуроченность олова к турмалиновым роговикам, меньше к гранитоидным породам. Изредка наблюдается совмещение в пространстве оловянной и флюорит-бериллиевой минерализаций.

Элементы-примеси (кобальт, никель, хром и ванадий) отмечаются в тысячных (и менее) долях процента. Галлий характерен для руд всех типов месторождений. Его содержание (от тысячных до десятитысячных долей процента) соответствует количеству в рудах полевых шпатов — главных носителей галлия.

3. Для дополнительной характеристики руд по аналогии с интрузивными породами были рассчитаны коэффициенты агпайтности и кремний-алюминиевое отношение (рис. 39); для сравнения помещены аналогичные цифры для рудосносных гранитоидных пород и вмещающих известняков. Отчетливо видно, что массивные руды выделенных групп резко различаются между собой. Для руд месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами повышенной щелочности, характерны наименьшие значения коэффициента агпайтности (0,12—0,44), эти же разновидности руд отличаются друг от друга значением кремний-алюминиевого отношения, которое значительно ниже для хризоберилловых руд (0,41—0,69) по сравнению с фенакитовыми (1,09—1,65).

Для руд месторождений, связанных с субщелочными гранитоидами, наблюдается широкий разброс величин кремний-алюминиевого отношения при довольно незначительном изменении и близких значениях коэффициента агпайтности. Крайние значения его для фенакитовых руд колеблются от 0,73—до 1,58, для берtrandитовых — от 0,73 до 2,64, для руд с совместным развитием фенакита и берtrandита — от 0,81 до 1,59. Близкие значения этих цифр лишний раз подтверждают вывод об одновременном развитии в массивных флюорит-бериллиевых рудах фенакита и берtrandита. Отдельные высокие значения кремний-алюминиевого отношения (13,96; 17,0; 18,0 и 21,72) для руд, содержащих берtrandит, обусловлены присутствием в существенных количествах в рудах кварца.

Флюорит-лейкофановые руды характеризуются весьма широким разбросом значений коэффициентов агпайтности (в общем более высоким, чем для фенакитовых и берtrandитовых руд) и кремний-алюминиевого отношения, обусловленного резко неоднородным минеральным составом руд, содержащих не только полевые шпаты, но и минералы вмещающих пород — авгит, рибекит, скаполит.

Флюорит-мелинофановые руды флюорит-берtrandит-фенакитового месторождения отличаются высоким значением коэффициента агпаитности, близким к таковому для флюорит-лейкофановых руд и вполне отвечающим ассоциации мелинофана с рихтеритом и полевыми шпатами.

Калий-натриевое отношение для фенакит- и берtrandитсодержащих руд изученных месторождений варьирует в широких пределах, но в большинстве

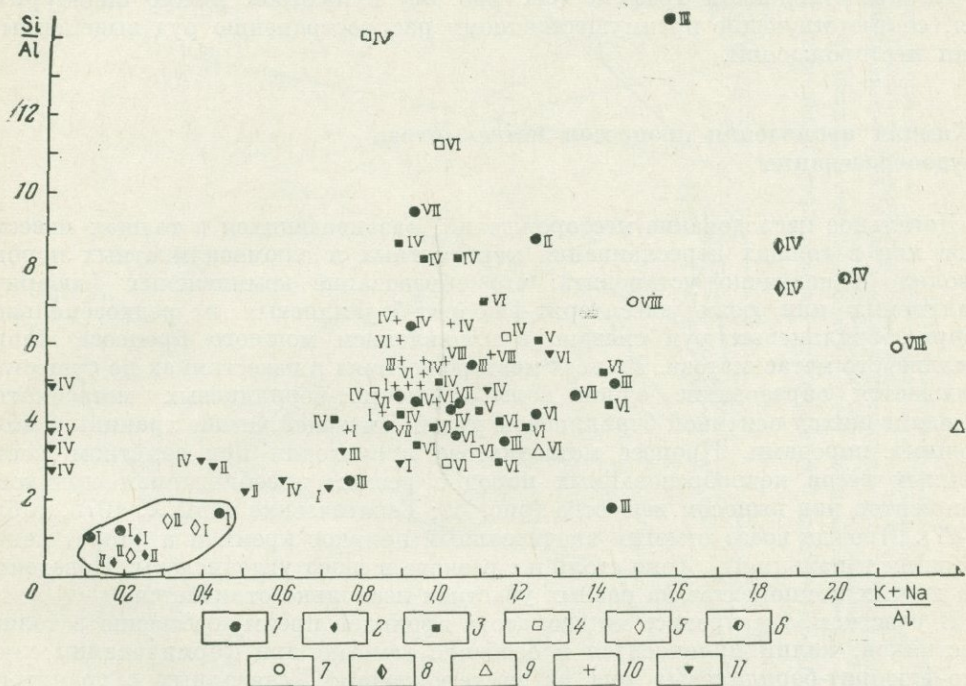


Рис. 39. Диаграмма агпаитность — кремнеземистость флюорит-бериллиевых руд, рудоносных гранитоидов и вмещающих известняков.

Месторождения: I — слюисто-флюорит-фенакитовое, II — слюисто-турмалин-флюорит-хризоберилловое, III — флюорит-фенакитовое, IV — флюорит-берtrandит-фенакитовое, V — флюорит-берtrandитовое, VI — полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое, VII — редкоземельно-флюорит-фенакитовое, VIII — флюорит-лейкофановое; руды: 1 — флюорит-фенакитовые, 2 — флюорит-хризоберилловые, 3 — флюорит-берtrandитовые, 4 — флюорит-фенакит-берtrandитовые, 5 — флюорит-эвклазовые, 6 — слюисто-флюорит-берtrandитовые, 7 — флюорит-лейкофановые, 8 — мелинофановые, 9 — редкоземельно-бериллиевые; интрузивные породы: 10 — различные гранитоиды; вмещающие породы: 11 — кристаллические известняки

случаев оно выше единицы и соответствует преобладанию в рудах мусковита и микроклина над альбитом. Для хризоберилловых разновидностей это отношение в основном 0,08—0,2, что отвечает широкому развитию эфесита и маргарита, ассоциирующихся с хризобериллом.

Приведенные данные для известняков свидетельствуют о том, что породы несут следы окварцевания, флогопитизации и воздействия других постмагматических процессов.

Таким образом, коэффициент агпаитности и кремний-алюминиевое отношение флюорит-бериллиевых руд в общем случае обнаруживают тенденцию к соответствию аналогичным коэффициентам рудоносных гранитоидов. Особенно это характерно для месторождений, связанных с субщелочными

гранитоидами. В то же время руды месторождений, связанных с лейкократовыми и щелочными гранитоидами, отличаются соответственно резко меньшими и большими значениями. Это обстоятельство несомненно является в какой-то степени отражением связи оруденения и рудоносного комплекса с единым магматическим комплексом и свидетельствует о тесной связи оруденения со щелочно-гранитным магматизмом.

На представленном графике (см. рис. 39) пунктиром можно оконтурить поля, соответствующие преимущественному распространению руд выделенных групп месторождений.

## **Б. Химизм проявления процессов метасоматоза и рудообразования**

Детальное исследование месторождений, развивающихся в толщах известняков или в толщах переслаивания карбонатных и алюмосиликатных пород, позволило однозначно установить, что образование комплексных флюорит-бериллиевых или реже касситерит-флюорит-бериллиевых и редкоземельно-флюорит-бериллиевых руд связано с проявлением мощного процесса фтор-бериллиевого метасоматоза. На всех месторождениях в известняках по существу наблюдается образование одной зоны — флюорит-бериллиевых метасоматитов, являющихся основной бериллиевой рудой, имеющей четкие границы с вмещающими породами. Процесс метасоматоза происходил при заметном росте объемных весов новообразованных пород с резким преобладанием привноса компонентов над выносом вещества (рис. 40; Генетические типы..., 1975, табл. 25—27). Прежде всего отметим значительный привнос кремния и фтора, менее алюминия и кальция на фоне столь же резкого выноса углекислоты. Поведение ряда других компонентов на разных участках несколько отличается.

В участках, где процесс метасоматоза проявлен преимущественно в толще известняков, калий привносится и особенно заметно при формировании слюдино-флюорит-бериллиевых руд на месторождениях, связанных с гранитоидами повышенной щелочности. На контакте с последними в ходе развития метасоматоза в известняки наряду с калием привносится натрий, который фиксируется в хризоберилловых разновидностях руд в минерале эфесите. В случае, когда фтор-бериллиевый метасоматоз развивается в полосе известняков и турмалиновых роговиков, расположенных в провесе кровли гранитов, содержание калия слабо увеличивается по сравнению с неизменными известняками. Привнос калия в условиях повышения активности алюминия и выноса углекислоты в месторождениях, связанных с гранитными массивами повышенной щелочности, вызывает устойчивость ди- и триоктаэдрических слюд — мусковита, протолитионита, а в месторождениях, связанных с интрузивами субщелочных граносиенитов, — полевых шпатов и менее слюд. Относительно железа, марганца, магния, титана и фосфора, присутствующих в известняках и рудах в сравнительно небольших количествах, наблюдаются самые различные соотношения, обусловленные конкретными геологическими условиями и величиной окислительно-восстановительного потенциала. Титан привносится в процессе метасоматоза почти на всех месторождениях, фиксируясь в рутиле, анатазе или ильмените. Магний испытывает перемещение в пределах зон изменения. Так, в наружных слабо измененных зонах (флюоритизированных известняках) наблюдается уменьшение содержания магния, а в более интенсивно измененных породах слюдино-флюоритового состава количество этого элемента возрастает.

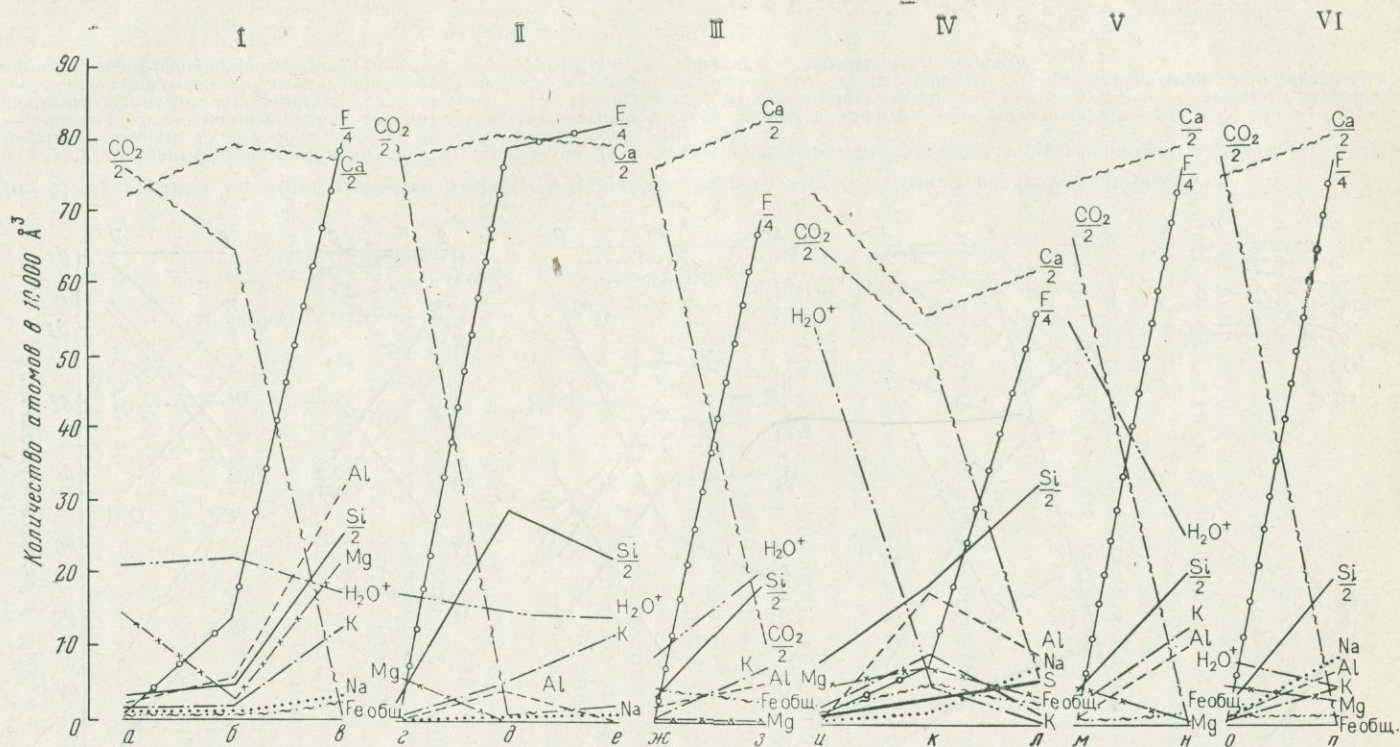


Рис. 40. Диаграмма миграции вещества в процессе фтор-бериллиевого метасоматоза в известняках различных месторождений.

Месторождения: I — слюисто-флюорит-фенакитовое, II — флюорит-фенакитовое, III — флюорит-берtrandит-фенакитовое, IV — полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое, V — редкоземельно-флюорит-фенакитовое, VI — флюорит-лейкофановое.  
 а — битуминозные известняки, б — флюоритизированные известняки, в — мусковит-флюорит-фенакитовые руды; г — тонкокристаллические известняки; д, е — флюорит-фенакитовые руды; ж — среднекристаллические известняки, з — флюорит-берtrandит-фенакитовые руды; и — кремнисто-углистые известняки, к — флюоритизированные известняки, л — флюорит-берtrandит-фенакитовые руды; м — углисто-кремнистые известняки, н — редкоземельно-флюорит-фенакитовые руды; о — известняки, п — флюорит-лейкофановые руды

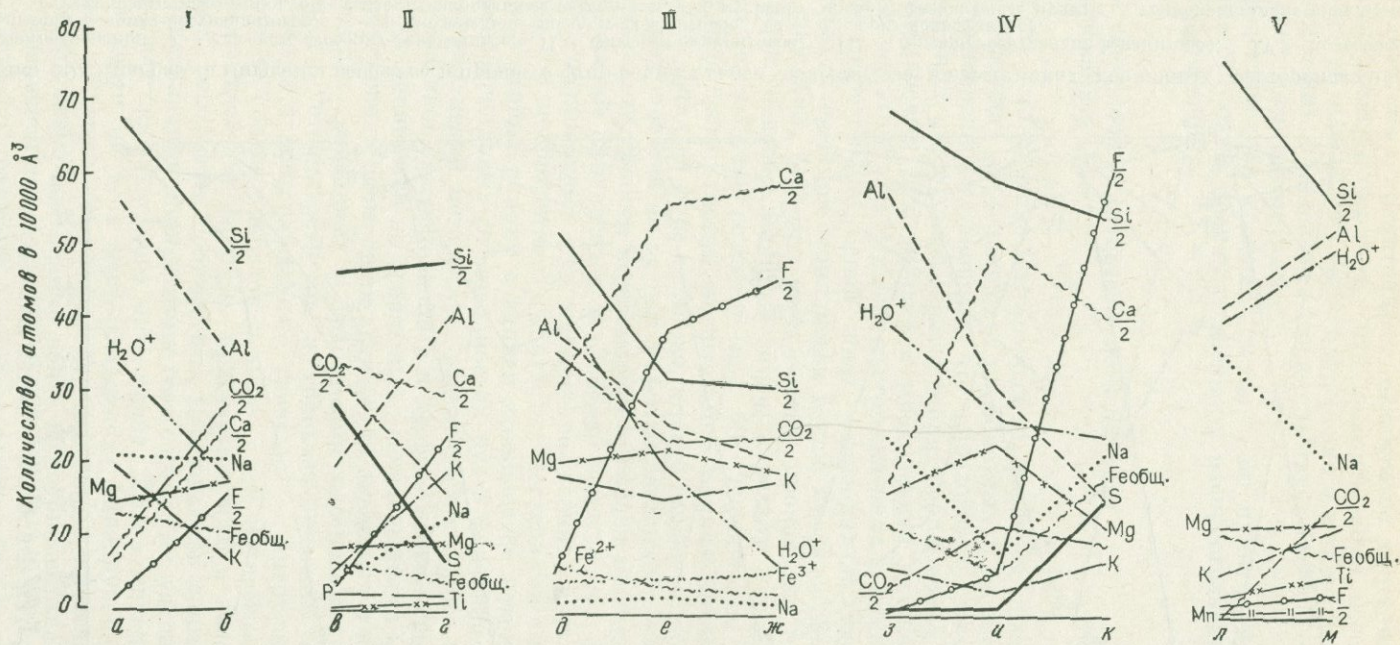


Рис. 41. Диаграмма миграции вещества в процессе фтор-бериллиевого метасоматоза в различных породах.

I — сланцы флюорит-берtrandит-фенакитового месторождения; II — сланцы полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения; III — известковые скарны; IV — габбро-диориты; V — диоритовые порфириды.

*a* — амфибол-биотитовые сланцы, *б* — серицит-альбит-флюорит-карбонатная порода с пиритом, *в* — углисто-карбонатные сланцы, *г* — углисто-серицит-флюорит-карбонат-кварцевые метасоматиты; *д* — гранат-диопсид-везувилановые скарны, *е* — пирит-адуляр-флюорит-сколит-карбонатная порода, *ж* — пирит-сколит-флюорит-карбонатная порода с мелинофаном; *з* — скаполитизированные габбро-диориты, *и* — апогаббро-диоритовые скарны, *к* — эгирин-рихтерит-кальцит-флюоритовая порода; *л* — порфириды, *м* — измененные порфириды

Магний входит в состав слюд и селлаита. Редкие щелочи (литий, рубидий и цезий) в процессе метасоматоза привносятся.

В месторождениях, связанных с лейкократовыми гранитами повышенной щелочности, фтор-бериллиевый метасоматоз сводится к процессу грейзенизации, при котором вследствие специфических условий процесса, развивающегося в породах повышенной основности — известняках, наблюдается увеличение подвижности щелочей (принцип кислотно-основного взаимодействия Д. С. Коржинского) и совмещение в пространстве стадий выщелачивания и отложения.

Проявление процесса метасоматоза в известняках и алюмосиликатных породах, естественно, взаимосвязано, что необходимо учитывать при изучении поведения некоторых элементов. Углекислота, интенсивно выносимая из зон изменения известняков, резко привносится в сланцы, диориты и габбро-диориты. Таким же колебаниям подвержены кремний, алюминий и калий, которые в процессе метасоматоза привносятся в зоны изменения известняков и выносятся из зон сланцев, скарнов и гранитоидов (рис. 41).

## В. Поведение элементов-индикаторов в рудообразующем процессе

Из большого количества элементов, участвующих в формировании рассматриваемых месторождений, бериллий и фтор относятся к основным полезным компонентам. Другие редкие элементы — тантал, ниобий, олово и вольфрам — характерны для месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами повышенной щелочности, где местами образуют заметные концентрации, обычно разбросанные в пространстве с флюорит-бериллиевыми рудами; редкие земли, ниобий и тантал типичны для месторождений, связанных с субщелочными и щелочными граносиенитами, и их крайние члены являются переходными к собственно редкоземельным или тантало-ниобиевым месторождениям. К числу типоморфных элементов относятся также редкие щелочи (литий, рубидий, цезий), которые накапливаются в слюдах слюдисто-флюорит-фенакитовых месторождений. Наконец, халькофильные элементы (свинец, цинк, молибден, мышьяк, стронций, барий) обуславливают иногда появление сульфидно-флюорит-бериллиевых руд.

**Бериллий** — главный компонент, определяющий промышленную ценность месторождений. Его геохимическая особенность — слабое рассеяние в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах. Основная масса бериллия концентрируется в форме фенакита, хризоберилла, бертрандита, лейкофана и эвклаза, в меньшей степени — миларита, бавенита, мелинофана, гадолинита, гельвина, гердерита и лейкофан-аминовита (табл. 24). Установлено, что более высокие содержания бериллия характерны для месторождений, связанных с субщелочными гранитоидами. При этом максимальные количества бериллия отмечаются в месторождениях, локализующихся в толщах переслаивания осадочно-метаморфических пород с преобладанием известковых и отличающихся примерно равным развитием фенакита и бертрандита. Бериллий фиксируется как изоморфная примесь в слюдах, турмалине, полевых шпатах. На долю рассеянного приходится не более 7—8%.

В поздние стадии гидротермального этапа привноса бериллия не отмечается, наблюдается замещение основных ранних минералов (фенакита, бертрандита, хризоберилла и лейкофана) менее распространенными более поздними. На слюдисто-флюорит-фенакитовом месторождении — это берилл и бертрандит, на слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловом — лейкофан-аминовит, на

## Характерные особенности месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации

Генетические типы месторождений	Вмещающие породы	Главные бериллиевые минералы
Слюдисто-флюорит-фенакитовый	Битуминозные известняки	Фенакит (хризоберилл, эвклаз, берилл)
Слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловый	Известняки и известковистые сланцы	Хризоберилл, эвклаз (фенакит)
Турмалин-касситерит-флюорит-фенакитовый	Известняки, турмалиновые роговики	Фенакит (берилл, хризоберилл)
Флюорит-фенакитовый	Монолитная толща тонкозернистых известняков	Фенакит (мелинофан)
Флюорит-берtrandит-фенакитовый	Толщи переслаивания известняков и алюмосиликатных пород с преобладанием известковых	Фенакит, берtrandит (мелинофан)
Полевощпат-флюорит-берtrandитовый	Переслаивание известняков и алюмосиликатных пород	Берtrandит, фенакит (бабеффит, мелинофан)
Редкоземельно-флюорит-фенакитовый	Переслаивание известняков и известковых алевропесчаников	Фенакит (берtrandит)
Флюорит-лейкофановый	Известняки в экзоконтактах интрузии	Лейкофан (гадолинит, фенакит)

Примечание. В скобках даны второстепенные минералы.

флюорит-берtrandит-фенакитовом — берtrandит II, миларит и бавенит, на флюорит-лейкофановом — миларит. Этот процесс, как правило, всегда сопровождается незначительным выносом бериллия, который на баланс распределения бериллия не оказывает существенного влияния.

В гипергенный этап бериллий в очень небольшом количестве выносятся, особенно при наличии на месторождении значительных количеств апатита и пирита (или пирротина). Известен единичный случай замещения фенакита гипергенным гердеритом в зоне окисления турмалин-касситерит-флюорит-фенакитового месторождения.

Углекислота наряду со фтором является главнейшим летучим компонентом. Основные вмещающие породы — кристаллические известняки — содержат более 40% углекислоты. В начальные стадии процесса она способствовала интенсивному разложению фторбериллатных и оксофторбериллатных комплексов.

Не исключено, что бериллий переносится и в форме карбонат-фторбериллатных комплексов, экспериментально это было показано И. Н. Говоровым и А. А. Стунжас (1963). Собственно, процесс рудообразования заключается во взаимодействии этих комплексов с кальцитом известняков. При этом наряду с флюоритом выделяются бериллиевые силикаты, существенное количество углекислоты выносятся за пределы реакций и меньше привносится (в габбро-диориты и другие силикатные породы). Она входит в состав различных карбонатов, которые широко развиты в месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами, а также на глубоких горизонтах слюдисто-флюорит-фенакитового месторождения.

**Фосфор** заметных скоплений обычно не образует, он входит в состав апатита и менее распространенных монацита, ксенотима и бабеффита. В группе месторождений субщелочной ветви гранитоидов наблюдается привнос его в раннегидротермальную стадию процесса.

**Тантал и ниобий** являются типоморфными элементами месторождений, связанных с лейкократовыми и щелочными гранитоидами. Накопление этих элементов происходит в процессе альбитизации, преимущественно непосредственно в самих интрузивах. Основные минералы — колумбит, стрюверит, пироклор и ильменорутил; ниобий частично изоморфно входит в состав касситерита и рутила.

**Олово** — полезный компонент месторождений турмалин-касситерит-флюорит-фенакитового типа, встречается в форме касситерита, который, кроме того, образует редкую спорадическую вкрапленность в гранитоидных породах.

**Вольфрам** — характерный элемент месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами. Встречается преимущественно в виде вольфрамита в метасоматически измененных гранитах, изредка в форме шеелита в метасоматических породах. Больших концентраций вольфрам не образует.

**Литий, рубидий, цезий** — типоморфные элементы изученных месторождений. На слюдисто-флюорит-фенакитовом месторождении спорадически образуют заметные концентрации. В неизмененных вмещающих породах количество редких щелочей ниже или близко к кларковому. Основное их накопление происходит в процессе постмагматического метасоматоза.

На месторождениях с повышенным содержанием лития встречаются литиевые слюды — протолитионит и циннвальдит. Помимо того, в большом количестве развиты литийсодержащие мусковит и флогопит. Причем на слюдисто-флюорит-фенакитовом и слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловом месторождениях основным литийсодержащим минералом является мусковит, реже протолитионит. Последний присутствует непосредственно в гранитах, с которыми генетически связывается тантало-ниобиевая минерализация. На этих же месторождениях отмечается сравнительно высокое содержание рубидия, который также фиксируется в мусковите. Калий-рубидиевое отношение в породах порядка 10.

Цезий, подобно рубидию, самостоятельных минералов не образует и накапливается в этих же слюдах.

**Редкие земли** — типоморфные элементы месторождений, связанных с субщелочными и особенно щелочными гранитоидами в отличие от месторождений нормальных гранитов, где их содержание ниже кларкового. В процессе метасоматоза, как было показано ранее, наблюдается отчетливое их накопление.

**Радиоактивные элементы** типоморфны для тех же месторождений, часто ассоциируются с редкими землями. Для гидротермальных месторождений бериллия в целом характерна преимущественно ториевая природа активности.

В то же время для материнских гранитоидов типична урано-ториевая природа. Поскольку в самих гидротермальных образованиях с минералами бериллия встречаются только ториевые минералы (торит, ферриторит, ортит и др.), приходится допустить, что уран при гидротермальном процессе выносятся из этих образований и мигрирует на значительные расстояния. Последнее подтверждается частым нахождением в одних и тех же провинциях или в пределах единых рудных полей, связанных с субщелочными гранитоидами, гидротермальных образований бериллия и аксессуарного урана (урановый пирохлор).

**Выводы.** Формирование месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации связано с развитием постмагматического процесса. При этом происходит закономерное изменение физико-химических условий (волны щелочности — кислотности Д. С. Коржинского). На каждом месторождении при сохранении общей направленности процесса отмечаются существенные различия в интенсивности и масштабах проявления отдельных стадий.

1. Формирование флюорит-бериллиевой минерализации месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами, относится к проявлению грейзенового процесса в карбонатных (апокарбонатные грейзены) и стадии отложения процесса березитизации в алюмосиликатных породах.

Образование флюорит-бериллиевой минерализации месторождений, связанных с субщелочными граносиенитами и кварцевыми сиенитами и щелочными гранитами, однозначно к какой-либо формации метасоматических образований отнести нельзя. Они занимают, по-видимому, особое положение между крайними членами, относящимися к грейзеновой (березитовой) формации и полевошпатовым метасоматитам. В отличие от первой группы месторождений, где формирование бериллиевого оруденения происходит в одну стадию процесса, в данных месторождениях волна щелочности — кислотности растянута во времени. Процесс оруденения происходит в две стадии: микроклиновую (алюмокалиевый метасоматоз) и флюорит-бериллиевую (кремний-гидроксил-фтор-бериллиевый); кварц-мусковитовая, отвечающая грейзенизации, слабо проявлена или отсутствует совершенно. Длительность процесса предопределила, по-видимому, основные особенности месторождений этой группы: в частности, более высокие (в 2—5 раз) концентрации бериллия в рудах, широкое развитие берtrandита (представляющего по существу гидратированную разность фенакита), а на отдельных участках, в зонах проявления альбитизации, — появление лейкофана и мелинофана и ряда других геохимических особенностей.

В то же время широкое развитие в околорудных ореолах известковых скарнов сколита в ассоциации с кальцитом, а в метаморфических амфибол-пироксен-биотитовых сланцах ореолов березитов свидетельствует о проявлении типичного гидротермального процесса оруденения.

2. По фациям глубинности (Горжевский, Козеренко, 1965) месторождения грейзеновой формации слюдисто-флюорит-фенакитового типа и рудогенерирующие их гранитоиды относятся, по-видимому, к мезоабиссальной группе фаций более глубинной подгруппы, а месторождения формации березитов сульфидно-фенакит-берtrandитового типа к менее глубинной подгруппе той же мезоабиссальной фации. Месторождения флюорит-берtrandит-фенакитового и флюорит-лейкофанового типов и рудогенерирующие их субщелочные и щелочные гранитоиды можно отнести к менее глубинной группе гинабиссальной фации.

Температура формирования оруденения в приведенном ряду (по данным замеров температуры гомогенизации и декрипитации газовой-жидких включений, минеральным ассоциациям и минералам-геотермометрам) повышается от

180—220° С (слюдисто-флюорит-фенакитовый тип) до 200—350° С (флюорит-берtrandит-фенакитовый тип) и 300—450° С (флюорит-лейкофановый тип), находясь в обратной зависимости от глубинности месторождений.

3. Углекислота и фтор являются главными летучими компонентами месторождений берtrandит-фенакитовой формации, залегающих в известняках. В начале процесса рудообразования углекислота, обладая интенсивными окислительными свойствами, способствовала разложению фторбериллатных и оксофторбериллатных комплексов и, возможно, наряду со фтором участвовала в переносе бериллия в форме карбонат-фторбериллатных комплексов. При этом существенные количества ее выносились за пределы реакций и в дальнейшем переохладились в форме различных карбонатов. На поздних стадиях процесса при реакционном воздействии углекислоты участками наблюдается растворение ранее образованных минералов бериллия.

4. Геохимические особенности месторождений в большой степени определяются характером рудогенерирующих интрузий. В месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами, преимущественно накапливаются редкие земли, торий, свинец, цинк, барий, молибден, при незначительном количестве олова и лития и отсутствии бора и вольфрама. Наблюдается четкое изменение отношения Nb : Ta, которое для месторождений, связанных с нормальными гранитами, приближается к 1, а для месторождений, связанных с субщелочными и щелочными гранитоидами, резко увеличивается (до 10). Такие же изменения претерпевает отношение  $\sum TR_{Ce} : \sum TR_Y$ , варьирующее от 1 : 1,5 — 1 : 5 в месторождениях субщелочных гранитоидов до 2 : 1 в щелочных.

5. Специфика минералов бериллия определяется особенностями рудогенерирующих интрузивов. Для месторождений, связанных с субщелочными и щелочными гранитоидами, характерно появление силикатов бериллия — фенакита и берtrandита, а при большой щелочности — лейкофана и мелинофана. В группе месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами, помимо фенакита, широко развиты минералы, содержащие алюминий — хризоберилл и эвклаз и в исключительных случаях — берилл.

6. Для месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации характерно развитие свинцово-цинковой минерализации. При этом в месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами, часто наблюдаются пространственное совмещение и телескопирование бериллиевой и свинцово-цинковой минерализации, а в группе месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами, — отчетливая пространственная их разобщенность и приуроченность бериллиевой минерализации к карбонатным породам, а свинцово-цинковой — к скарнам.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ПОЛЕВОШПАТОВЫМИ МЕТАСОМАТИТАМИ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

В ряду формаций месторождений бериллия формация полевошпатовых метасоматитов занимает особое положение, отличаясь от других специфическими условиями формирования. Месторождения этой формации локализованы в пределах долгоживущих зон активизации щитов и приурочены к тектоническим зонам древнего, чаще всего протерозойского заложения. Становление этих зон происходит в течение длительного времени, в связи с чем они характеризуются сложной многоэтапной историей развития.

В начальные и средние этапы (конец архея, нижний и средний протерозой) в пределах зон широкое развитие приобретают магматические процессы, сопровождаемые явлениями мигматизации, анатексиса и палингенеза, в результате которых возникают сложно дифференцированные комплексы интрузивных пород, представленные нормальным рядом от габбро-анортозитов до различных гранитов. В виде реликтов и ксенолитов среди интрузивных пород сохраняются ультраметаморфизованные осадочные и, вероятно, эффузивные породы различного состава. При этом преобладающее развитие в зонах приобретают породы гранитного состава, часто сохраняющие гнейсовидную текстуру. В поздние этапы (верхний протерозой) в связи с процессами активизации и появлением вдоль этих зон повышенных тепловых потоков возникают селективные выплавки субщелочных магм, а также широкое развитие получают процессы щелочного метасоматоза. Накладываясь на породы различного состава, эти процессы приводят к формированию метасоматитов, минеральный состав которых зависит от состава исходных пород и особенностей развития метасоматоза. Среди этих метасоматитов в отдельных локальных участках наблюдается бериллиевая минерализация. В зависимости от состава пород субстрата образуются два типа месторождений: а) слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый, появляющийся в гранитоподобных породах слюдисто-кварц-микроклинового состава, и б) амфибол-альбит-лейкофановый, приуроченный к породам основного состава (Генетические типы..., 1975).

Расшифровка генезиса месторождений этих типов, формирующихся в ультраметаморфизованных и гранитизированных комплексах протерозойского возраста, позволяет наметить пути решения таких важных научных и практических задач, как выявление условий миграции и концентрации бериллия на ранних стадиях развития земной коры и источника бериллия в месторождениях других формаций, развивающихся в более молодых складчатых областях.

### 1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЛЮДИСТО-ПОЛЕВОШПАТ-ГЕНТГЕЛЬВИНОВОГО ТИПА

Месторождения слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа локализованы в пределах глубинных зон разломов древних щитов, в областях сочленения разновозрастных тектонических блоков. По границам этих блоков разви-

ваются протяженные тектонические зоны, в пределах которых интенсивно проявляются процессы динамотермометаморфизма, палингенеза, анатексиса, магматизма и метасоматоза. Эти разнородные, но тесно связанные между собой процессы приводят к образованию сложных по происхождению пород, отличающихся повышенной щелочностью, кремнекислотностью и особой геохимической специализацией (Be, Zr, Nb, Ta, TR, Sn, Zn, Pb, Mo, Th, U). При благоприятных литолого-структурных условиях могут возникать значительные по масштабам месторождения.

#### А. Стадийность и зональность метасоматоза и рудоотложения

Формирование слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождений связано со сложным многоэтапным метасоматическим процессом, развивающимся в условиях интенсивных тектонических движений и накладывающимся на различные породы субстрата. Последние на одном из слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождений представлены среднезернистыми неравномернозернистыми гранитами, прорванными небольшими линзовидными телами мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров. Участками в гранитах сохраняются небольшие реликты и ксенолиты слюдистых, слюдисто-гранатовых и карбонат-слюдисто-гранатовых гнейсов и сланцев. Породы имеют четко выраженную параллельную ориентировку, выражающуюся в согласном положении контактов и гнейсовидности. Неоднородное строение пород субстрата обуславливает различную степень проницаемости и неравномерное поступление растворов.

В наиболее высокотемпературный I этап метасоматический процесс захватывает значительные объемы пород и имеет региональное площадное развитие. В этот этап гранитоиды в пределах тектонических зон трансформируются в своеобразные слюдисто-кварц-микроклин-пертитовые гнейсовидные гранитоподобные породы, в дальнейшем также называемые гнейсовидные «граниты». Еще более интенсивно этот этап метасоматоза проявляется в узких локальных зонах, приуроченных к участкам физико-механической неоднородности пород — вдоль контактов, вблизи реликтов ксенолитов, в участках флексуобразных изгибов гнейсовидности. В результате в этих зонах образуются гентгельвин-содержащие метасоматиты с переменным содержанием слюд, кварца, альбита и калиевого полевого шпата. Наблюдения над последовательностью минералообразования позволяют выделить в I этапе три стадии, протекающие при падении температуры и изменении химизма растворов.

Первая стадия проявляется в интенсивной калишпатизации пород и приводит к полному замещению плагиоклаза микроклином. Параллельно происходит перекристаллизация и первичного калиевого полевого шпата. В породах развивается однопильный микроклин-пертит, образующий порфири-бластовые таблитчатые выделения. По величине пертитовых вростков он относится к микро- и криптопертитам, по форме наиболее широко распространены пленочные и прожилковые пертиты. Несмесимость гомогенных щелочных натриевых и калиевых полевых шпатов может быть использована в качестве геологического термометра. Наличие тонких прорастаний микро- и криптопертита в виде пленочных и прожилковых пертитов указывает на распад первичных калинатровых полевых шпатов, что свидетельствует о достижении процессом температуры сольвуса, т. е. 660—715° С (Менерт, 1971). В связи с этим первая стадия метасоматоза может быть интерпретирована как магматическое замещение (Д. С. Коржинский).

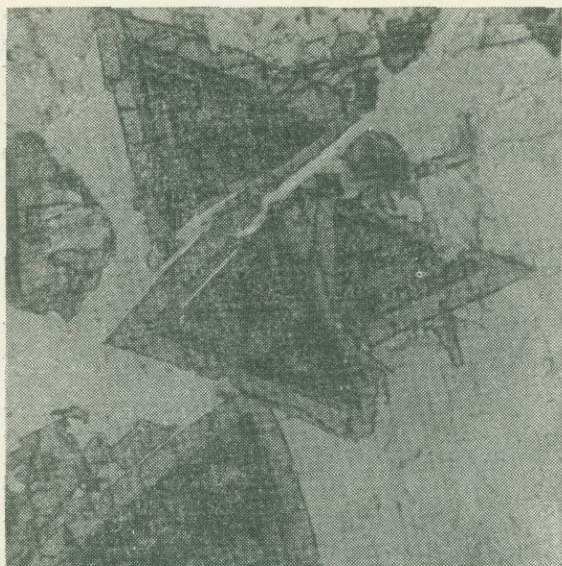


Рис. 42. Зональные кристаллы гентгельвина I в полевошпатовом метасоматите; шлиф; увел. 30; без анализатора

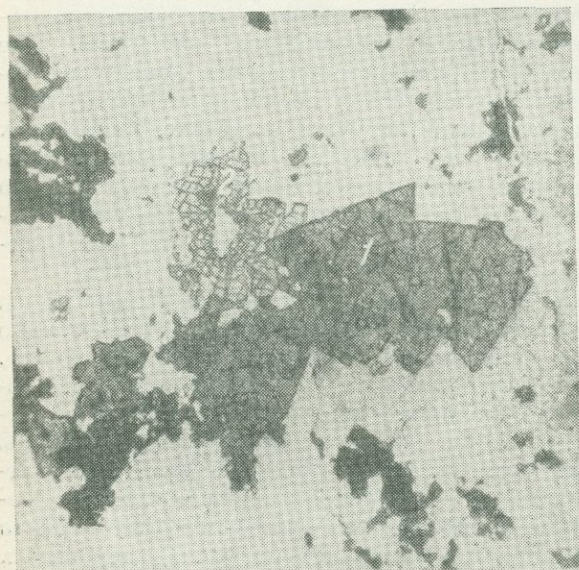


Рис. 43. Гентгельвин II (1) и фенацит (2) в слюдяно-полевошпатовом метасоматите; шлиф; увел. 30; без анализатора

Вторая стадия приводит к альбитизации микроклин-пертита и развитию решетчатого микроклина. В эту стадию происходит разрастание пертитовых вростков в микроклин-пертите с образованием пятнистых и прожилковых форм, между вкрапленниками микроклин-пертита развиваются неправильные зерна альбита и решетчатого микроклина. Вторая стадия по сравнению с первой имеет более локальное развитие. Как правило, она наиболее интенсивно развивается в тех же проницаемых зонах, в которых максимально проявляется первая стадия. Вдали от зон в гнейсовидных «гранитах» альбит и особенно решетчатый микроклин не имеют широкого распространения. Если в гнейсовидных «гранитах» количество решетчатого микроклина составляет около 1%, то в некоторых разновидностях метасоматитов оно достигает 10—15%. Присутствие решетчатого микроклина позволяет приблизительно оценить температурные условия, при которых протекает эта стадия. По Ю. Р. Гольдсмит и Ф. Лавесу решетчатый микроклин образуется в результате перестройки ранее существовавшего моноклинного ортоклаза, т. е. при температуре не ниже 500° С (Менерт, 1971). Кроме альбита и решетчатого микроклина, в метасоматитах во вторую стадию появляется гентгельвин I генерации (рис. 42). Гентгельвин I образуется на протяжении всей второй стадии, но максимум его выделения приходится на завершение процесса альбитизации.

Третья стадия связана с повышением кислотности растворов. В эту стадию про-

исходит развитие кварца и замещение биотита сидерофиллитом. По типу изменения третья стадия приближается к грейзенному процессу. Аналогично предыдущим стадиям окварцевание и сидерофиллитизация имеют как региональное площадное развитие (завершают формирование гнейсовидных «гранитов»), так и значительно более интенсивно развиваются по локальным тектоническим зонам (завершают формирование рудных метасоматитов). В зависимости от состава исходных пород и интенсивности проявления третьей стадии возникают метасоматиты переменного минерального состава — от слабо грейзенизированных пород до кварц-сидерофиллитовых грейзенов. Последние развиваются по реликтам гнейсов и сланцев, сохранившимся среди гнейсовидных гранитов (в исходном составе гнейсов и сланцев значительное место занимает биотит). Вместе с сидерофиллитом и кварцем в третью стадию образуется гентгельвин II генерации, отличающийся от гентгельвина I меньшей величиной зерен, степенью идиоморфизма и отсутствием зонального строения (рис. 43). Гентгельвин II тесно ассоциируется с сидерофиллитом, образуя в последнем мелкие округлые включения. Вместе с гентгельвином II иногда развивается виллемит.

Таким образом, метасоматические процессы I этапа приводят к образованию как гнейсовидных «гранитов», имеющих значительное площадное распространение, так и гентгельвинсодержащих метасоматитов, приуроченных к узким локальным зонам повышенной проницаемости. При этом устанавливаются существенные различия в проявлении процессов, приводящих к образованию гнейсовидных гранитоподобных пород и гентгельвинсодержащих метасоматитов. В гранитоподобных породах стадии метасоматоза пространственно совмещены и проявляются примерно с одинаковой интенсивностью (при некотором ослаблении второй стадии).

В метасоматитах часто наблюдается пространственная разобщенность отдельных стадий процесса, приводящая иногда к зональному строению и появлению тел, сложенных преимущественно минералами какой-либо одной стадии. Как правило, в этих метасоматитах значительно более интенсивно проявлено минералообразование второй и третьей стадий. Отмеченные различия дают повод отдельным исследователям разделять I этап на два самостоятельных этапа: региональный и локальный. Однако наши данные (близость свойств породообразующих минералов, идентичность акцессорной минерализации и геохимической специализации) свидетельствуют о едином этапе минералообразования. В локальных зонах, вследствие их неоднородности и большей проницаемости, метасоматический процесс был более продолжительным и интенсивным.

**II этап** минералообразования знаменует резким изменением термодинамических условий, выражающимся в дальнейшем падении температуры и переходе субстрата от пластичного и полупластичного состояния к жесткому. Во II этапе широкое развитие получает прожилковая минерализация, приуроченная к различным системам трещин. Относительно более интенсивно она развивается в тех же локальных тектонических зонах, в которых локализуются гентгельвинсодержащие метасоматиты (рис. 44).

Наблюдения над взаимоотношением различных прожилков позволяют установить определенную последовательность их формирования, отражающую намечающуюся стadiйность в развитии II этапа.

В первую стадию происходит образование микроклин-альбитовых, альбитовых, кварц-альбитовых, кварц-полевошпатовых, кварц-амазонитовых прожилков и жил с гентгельвином III генерации, иногда с касситеритом. Гентгельвин III образует крупные (до 3—4 см) кристаллы или

гнездообразные и прожилковидные скопления более мелких зерен в прожилках и жилах полевошпат-кварцевого и альбит-кварцевого состава (рис. 45). Он отличается розовой окраской и по сравнению с гентгельвином I и II генераций большим содержанием даналитового минерала.

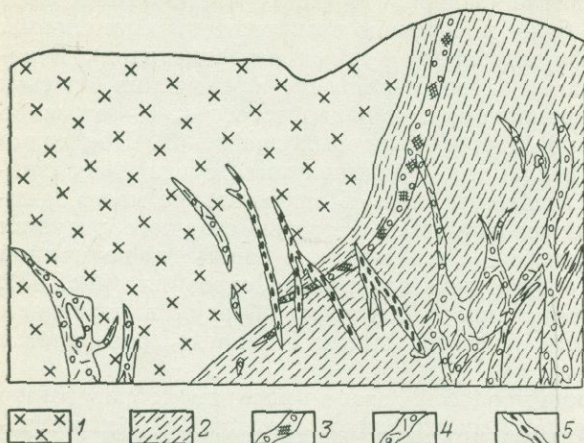


Рис. 44. Взаимоотношения гнейсовидных «гранитов» и слюдисто-полевошпатовых метасоматитов I этапа с прожилковой минерализацией II этапа. Зарисовка стенки выработки.

1 — гнейсовидный «гранит», 2 — слюдисто-полевошпатовый метасоматит с гентгельвином; 3 — амазонит-кварцевые прожилки; 4 — сидерофиллит-кварцевые прожилки; 5 — кварц-алюмофторидные прожилки, иногда с фенакитом

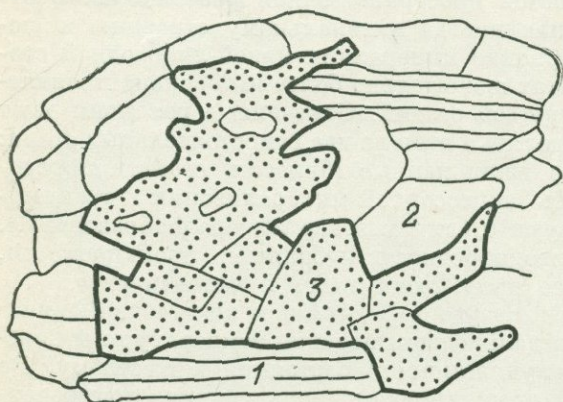


Рис. 45. Гентгельвин III (3) среди альбита (1) и кварца (2); зарисовка шлифа; увел. 20

II этапом. Эти процессы, захватывая значительные объемы пород, проявлены относительно слабо. По времени проявления они совпадают с кварц-алюмофторидной стадией. С этими процессами связывается разрушение гентгельвина и замещение его фенакитом (см. рис. 43).

В результате проявления указанных этапов и стадий метасоматического процесса на слюдисто-гентгельвин-полевошпатовых месторождениях возникают рудоносные зоны, представленные сериями сближенных рудных тел. Размеще-

Со второй стадией связывается образование сидерофиллит-кварцевых прожилков, наиболее широко распространенных в гнейсовидных гранитах. Эти прожилки пересекают прожилки первой стадии.

Третья стадия знаменуется развитием сульфидной минерализации (молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит и др.), которая интенсивно проявляется в локальных участках. Наложение сульфидной стадии на гентгельвиновые метасоматиты иногда приводит к образованию гентгельвин-сфалеритовых руд.

В четвертую стадию образуются кварц-алюмофторидные прожилки, содержащие иногда фенакит. Из алюмофторидов в прожилках и жилах преобладают криолит коричневатого цвета и веберит кирпично-красного цвета, замещающий по периферии гнезда криолита. Встречаются также другие алюмофториды — томсенит, ральстонит, прозонит и др.

Пятая стадия развита локально, с ней связано образование сидерит-кварцевых прожилков.

Процессы флюоритизации и мусковитизации (развитие ферримусковита), по-видимому, также следует связывать со

ние рудных зон определяется присутствием в гнейсовидных «гранитах» (точнее в породах субстрата, по которым развиваются гранитоподобные породы) тектонически ослабленных участков, сложенных различающимися по физико-механическим свойствам породами. Рудные зоны имеют сложное внутреннее строение и состоят из отдельных рудных тел, разобщенных участками безрудных пород. По морфологическим особенностям рудные тела разделяются на три группы. К первой группе относятся линзообразные, пластообразные и жилообразные рудные тела сравнительно небольшой мощности, достаточно выдержанные по простиранию и падению. Обычно они сложены кварц-слюдисто-полевошпатовыми, полевошпат-слюдистыми метасоматитами и имеют четкие контакты с вмещающими их гнейсовидными гранитоподобными породами, в которых залегают согласно с гнейсовидностью. Внутреннее строение их обычно простое, без видимой зональности, с довольно равномерным распределением гентгельвина.

Ко второй группе относятся весьма сложные по морфологии, невыдержанные рудные тела, с локальными раздувами и пережимами, часто тупо выклинивающиеся. Эти тела слагаются метасоматитами различного состава, имеющими сложные взаимоотношения между собой и с вмещающими породами. Гнейсовидность вблизи этих тел обычно проявлена недостаточно четко, так как они часто окаймляются массивными гранитоподобными породами с голубым кварцем. В ряде случаев устанавливается согласное огибание гнейсовидностью этих тел. При этом ориентировка гнейсовидности вблизи тел значительно отклоняется от преобладающего простирания региональных структур, что свидетельствует о приуроченности рудных тел к флексуорообразным изгибам гнейсовидности. В местах флексуорообразных изгибов гнейсовидности в результате явлений отслоения возникают зоны повышенной проницаемости. Флексуорообразные изгибы гнейсовидности обычно развиваются в участках максимальной неоднородности вмещающих пород. В гнейсовидных гранитоподобных породах здесь нередко присутствуют реликты гнейсов и сланцев, тела тонкогнейсоватых мелкозернистых гранитов, массивных гранитоподобных пород с голубым кварцем. Сложное строение и неоднородный минеральный состав этих участков обуславливают развитие изменчивых по форме и составу тел метасоматитов.

К третьей морфологической группе рудных тел относятся прожилково-вкрапленные рудные тела, представленные сериями сближенных гентгельвин-кварцевых прожилков, иногда с алюмофторидами, сульфидами и фенакитом. Эти рудные тела самостоятельного значения не имеют и обычно сопровождают рудные тела второй группы, накладываясь на метасоматиты и их приконтактовые части. Прожилки мощностью до 10—15 см имеют неправильную линзовидно-ветвящуюся форму, быстро выклиниваются. Контакты их с вмещающими породами неровные, извилистые.

## **Б. Химизм процессов метасоматоза и рудообразования**

Формирование слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождений происходит в результате сложного многостадийного метасоматического процесса, приводящего к переработке гнейсов и древних гранитов субстрата. Химический состав исходных пород и различных метасоматических образований (табл. 25; рис. 46, 47, 48) позволяет установить общую направленность миграции элементов. При этом следует учитывать, что химический состав метасоматитов является отражением проявления нескольких стадий метасоматоза, а реальные составы пород субстрата, по которым развиваются метасоматиты, могут

Химический состав вмещающих и метасоматических пород

Компоненты	Породы субстрата		Безрудные метасоматиты				
	гранат-биотитовые сланцы	граниты субстрата	гнейсо-видные гранито-подобные породы	гранито-подобные породы с голубым кварцем	кварц-полево-шпатовые метасоматиты	полево-шпатовые метасоматиты	альбититы
	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7
SiO <sub>2</sub>	31,92	68,47	75,11	75,72	72,70	62,64	67,00
TiO <sub>2</sub>	0,094	0,61	0,13	0,16	0,05	0,17	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	15,19	11,51	11,69	12,30	18,06	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,66	2,33	1,10	0,90	1,43	1,26	0,09
FeO	25,03	1,28	1,72	1,90	1,10	1,58	1,58
MnO	6,13	0,07	0,03	0,04	0,09	0,14	0,22
MgO	0,42	1,18	0,18	0,25	0,12	0,10	0,15
CaO	0,65	1,72	0,63	0,63	0,10	0,53	0,30
BeO	0,007	0,0047	0,0063	0,0061	0,092	1,2	0,80
ZnO	0,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,25	2,65	2,40
Na <sub>2</sub> O	0,11	3,63	4,04	3,53	5,03	6,05	6,80
K <sub>2</sub> O	4,46	3,77	4,72	4,72	6,14	6,12	4,40
Li <sub>2</sub> O	0,023	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Rb <sub>2</sub> O	0,23	»	»	»	»	»	»
Cs <sub>2</sub> O	0,0079	»	»	»	»	»	»
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,25	»	»	»	»	»
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,39	0,08	»	»	»	»	»
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,54	»	»	»	»	»
CO <sub>2</sub>	0,18	Не опр.	»	»	»	»	»
Собщ	0,072	0,043	»	»	»	0,37	0,30
Сумма	99,3639	99,1677	99,1763	99,5461	99,402	100,87	98,58

значительно отклоняться от приведенных в таблице. Однако при учете данных петрографических и минералогических исследований, которые позволяют достаточно четко выделять отдельные стадии процесса, устанавливается определенная последовательность в изменении химизма процесса.

Метасоматический процесс (первая стадия I этапа) начинается с интенсивной калишпатизации пород, при которой происходит привнос калия и в меньшей степени натрия. В результате этого процесса в породах развиваются порфиро-бластовые выделения микроклин-пертита. Параллельно в метасоматических породах несколько уменьшается количество кремния.

Вторая стадия I этапа также является щелочной, она приводит к развитию в породах альбита и решетчатого микроклина. При этом, если в первую стадию большую активность проявляет калий, то во вторую стадию активность калия и натрия проявляется по-разному, в зависимости от конкретных условий. Вторая стадия — рудоносна, происходит привнос бериллия, цинка, марганца и серы (образуется гентгельвин I).

## Слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождений (вес. %)

## Гентгельвинсодержащие метасоматиты

Слюдисто-полевошпатовые метасоматиты		Слюдисто-кварц-полевошпатовые грейзены	Слюдисто-полевошпат-виллемитовые метасоматиты		Полевошпат-гентгельвинсфалеритовые метасоматиты		Гентгельвинсфалеритовые метасоматиты
Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10	Ан. 11	Ан. 12	Ан. 13	Ан. 14	Ан. 15
57,60	64,71	63,18	43,88	41,56	48,88	46,38	22,12
0,28	0,23	0,22	0,08	0,10	0,14	0,10	0,005
17,20	16,34	20,76	8,68	8,94	11,36	7,60	0,53
2,50	1,94	3,59	1,32	1,13	0,19	0,48	0,20
6,01	2,32	2,03	1,48	1,30	2,66	2,16	5,55
0,46	0,19	0,01	0,11	0,10	0,53	0,72	3,75
0,03	0,28	0,21	0,45	0,41	0,06	0,18	0,03
0,91	0,98	0,53	0,22	0,20	0,97	0,54	1,36
0,18	0,45	0,002	0,04	0,40	3,91	6,39	8,65
0,74	1,81	Не опр.	37,14	40,43	19,70	26,28	48,94
2,90	4,17	0,16	0,14	0,14	2,90	2,36	0,04
9,16	6,96	6,49	4,66	4,00	5,56	3,10	0,16
0,27	Не опр.	Не опр.	0,02	0,0074	0,068	0,067	0,0005
0,28	»	»	0,091	0,07	0,12	0,069	0,0046
0,0053	»	»	0,0011	0,001	0,0022	0,0012	0,001
0,02	»	»	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05
1,59	»	»	1,34	0,77	0,36	0,67	0,89
0,24	»	2,95	0,16	0,12	0,14	0,14	0,14
0,36	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,70	0,80	2,12
0,025	»	»	0,028	0,011	2,94	3,14	12,95
100,7603	100,38	100,132	99,8601	99,7094	101,2102	101,1972	107,4911

В третью стадию I этапа происходит повышение активности кремния и железа, что приводит к окварцеванию и замещению биотита сидерофиллитом. Продолжается привнос рудных компонентов (развитие гентгельвина II). Не исключается, однако, возможность образования гентгельвина II за счет перекристаллизации гентгельвина I. Локальный привнос большого количества цинка в условиях слабой активности серы приводит к развитию на некоторых участках виллемита.

II этап характеризуется широким проявлением разнообразной прожилковой и вкрапленной минерализации. Установленная последовательность формирования прожилков позволяет наметить следующий ряд привноса компонентов  $K \rightarrow Na \rightarrow F \rightarrow CO_2$ . На протяжении всего процесса формирования прожилков происходит привнос кремния. Гентгельвин III образуется в прожилках ранних стадий. Сульфиды распространены локально и представлены молибденитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, борнитом, образующимися на всем протяжении II этапа.

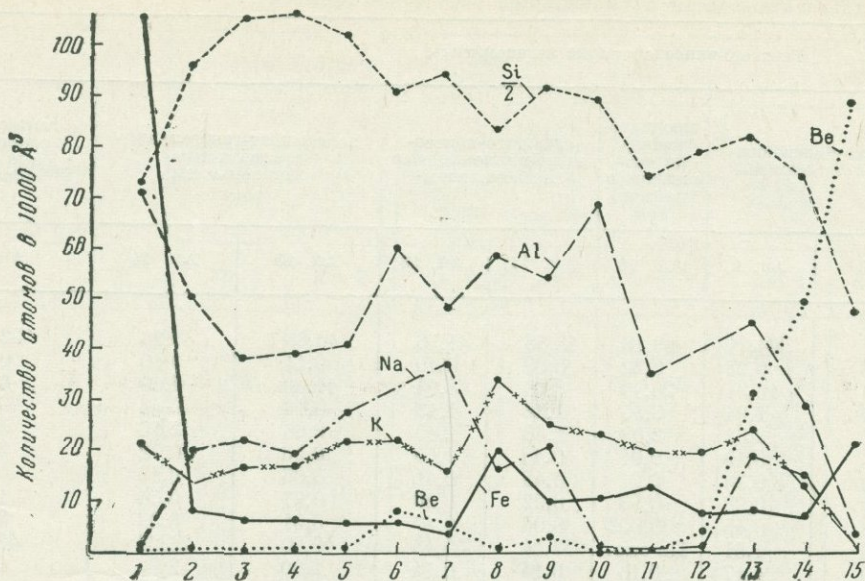


Рис. 46. Диаграмма миграции вещества в процессе кремний-щелочного метасоматоза.

1 — гранат-биотитовые сланцы; 2 — граниты субстрата; 3 — гнейсовидные «граниты», 4 — «граниты» с голубым кварцем; 5 — кварц-полевошпатовые метасоматиты; 6 — полевошпатовые метасоматиты; 7 — альбититы; 8 и 9 — слюдиисто-полевошпатовые метасоматиты; 10 — слюдиисто-кварц-полевошпатовые «грейзены»; 11 и 12 — слюдиисто-полевошпат-виллемитовые метасоматиты; 13 и 14 — полевошпат-гентгельвин-сфалеритовые метасоматиты; 15 — гентгельвин-сфалеритовые метасоматиты

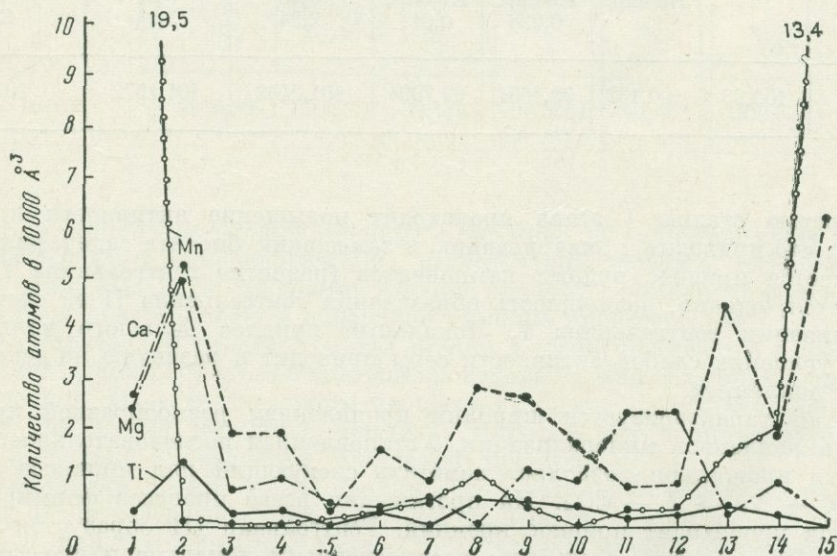


Рис. 47. Диаграмма миграции вещества в процессе кремний-щелочного метасоматоза. Условные обозначения см. на рис. 46

Характерная особенность II этапа минералообразования — повышение роли фтора в растворах, что приводит к развитию в прожилках флюорита и алюмофторидов. Фторсодержащие растворы разлагают гентгельвин, и освободившийся при этом бериллий концентрируется в фенаките. Реальные химические составы метасоматических образований (см. табл. 25) возникают в результате пространственного совмещения различных стадий процесса и опреде-

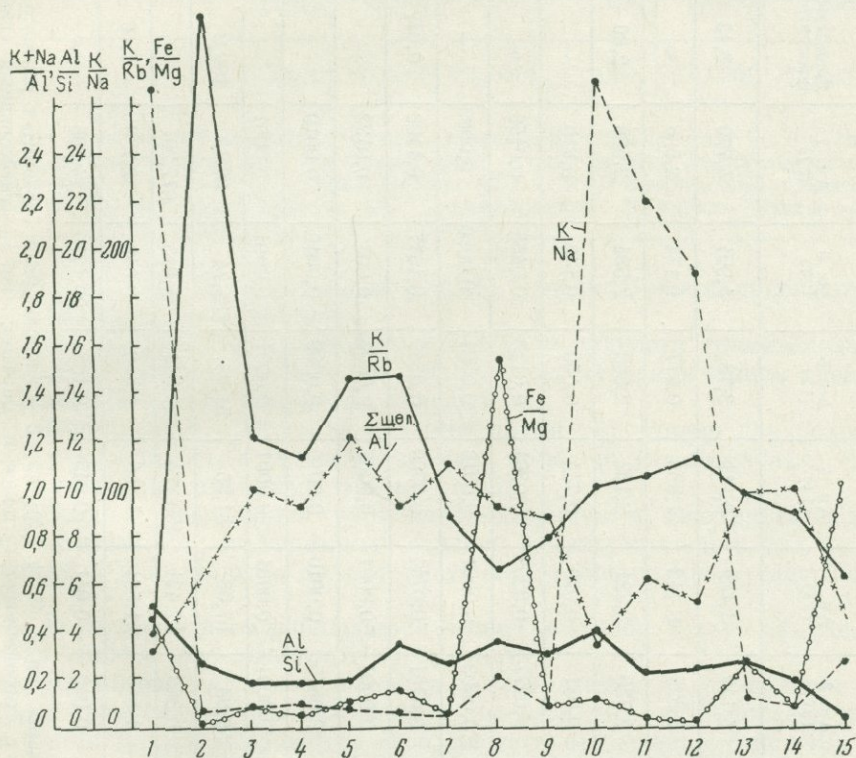


Рис. 48. Диаграмма изменения атомных индикаторных отношений в процессе кремний-щелочного метасоматоза. Условные обозначения см. на рис. 46

ляются интенсивностью развития отдельных стадий. С целью установления геохимических особенностей метасоматического процесса, приводящего к формированию слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождений, имеющиеся аналитические данные по содержанию щелочных металлов и бериллия статистически обработаны на ЭВМ НАИРИ-2 по программам В. У. Дегтяра и А. М. Слесарева (табл. 26, 27). Сопоставление этих данных производилось по критерию Стьюдента с надежностью оценки 0,95.

Анализ этих данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Повышенное среднее содержание калия характерно для всех метасоматических пород, за исключением гнейсовидных «гранитов» вблизи кварцевых прожилков. Относительно пониженное содержание калия устанавливается в «гранитах» с голубым кварцем. Наиболее высокие содержания калия

Выборочное среднее содержание ( $\bar{x}$ ) и выборочная дисперсия ( $S^2$ ) щелочных элементов и индикаторных отношений в породах слюдисто-полевошпат-геггельвиновых месторождений

Элементы и коэффициенты	Статистические данные	Ан. 1 (109)	Ан. 2 (50)	Ан. 3 (36)	Ан. 4 (11)	Ан. 5 (12)	Ан. 6 (27)	Ан. 7 (37)	Граниты субстрата	Кларки для гранитов (Виноградов, 1962)
K	$\bar{x}$	4,021	4,149	4,169	3,111	3,78	4,901	4,770	3,13	3,34
	$S^2$	0,573	0,525	0,112	1,933	0,177	6,174	2,568	—	—
Na	$\bar{x}$	2,657	2,720	2,721	2,152	2,668	2,584	2,578	2,69	2,77
	$S^2$	0,171	0,081	0,096	0,744	0,050	0,148	0,810	—	—
Li	$\bar{x}$	0,0262	0,0277	0,0258	0,0361	0,0123	0,0455	0,0159	—	0,004
	$S^2$	0,0003	0,0003	0,0001	0,0016	<0,0001	0,0026	0,0003	—	—
Rb	$\bar{x}$	0,0748	0,0761	0,0744	0,0590	0,0849	0,1477	0,1108	0,017	0,017
	$S^2$	0,0003	0,0004	<0,0001	0,0007	0,0006	0,007	0,0122	—	—
Cs	$\bar{x}$	0,0012	0,0015	0,0010	0,0010	0,0009	0,0016	0,0019	—	0,0005
	$S^2$	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	—	—
$\frac{K}{Rb}$	$\bar{x}$	55,81	56,96	57,08	51,36	51,25	35,74	67,43	189,0	196,5
	$S^2$	200,824	286,365	32,421	450,254	129,841	135,815	5677,20	—	—
$\frac{K}{Na}$	$\bar{x}$	1,557	1,575	1,561	1,458	1,558	3,046	2,738	1,16	1,21
	$S^2$	0,066	0,040	0,041	0,245	0,108	20,177	14,595	—	—

Ан. 1 — гнейсовидный «гранит» (суммированы ан. 2, 3, 4, 5); ан. 2 — гнейсовидный «гранит» с розовато-красным полевым шпатом; ан. 3 — гнейсовидный «гранит» с розовато-серым полевым шпатом; ан. 4 — гнейсовидный «гранит» вблизи кварцевых прожилков; ан. 5 — «гранит» с голубым кварцем; ан. 6 — слюдисто-кварц-полевошпатовый метасоматит; ан. 7 — кварц-полевошпатовый и полевошпатовый метасоматит. В скобках — число проб.

Выборочное среднее содержание ( $\bar{x}$ ) и выборочная дисперсия ( $S^2$ ) бериллия в породах слюдисто-полевошпат-гегтгельвиновых месторождений

Статистические данные	Ан. 1 (129)	Ан. 2 (148)	Ан. 3 (47)	Ан. 4 (34)	Ан. 5 (25)	Ан. 6 (20)	Ан. 7 (16)
$\bar{x}$	0,0021	0,0026	0,0022	0,0022	0,0035	0,0008	0,0042
$S^2$	<0,0001	>0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001

Ан. 1 — гнейсовидный «гранит» с розовато-красным полевым шпатом; ан. 2 — гнейсовидный «гранит» с розовато-серым полевым шпатом; ан. 3 — гнейсовидный «гранит» вблизи кварцевых прожилков; ан. 4 — «гранит» с голубым кварцем; ан. 5 — тонкогнейсовидный «гранит», мелкозернистый; ан. 6 — массивный «гранит»; ан. 7 — гранит-порфир. В скобках — число проб.

наблюдаются в гегтгельвинсодержащих слюдисто-кварц-полевошпатовых и полевошпатовых метасоматитах.

2. По среднему содержанию натрия разновидности гранитоподобных пород и метасоматитов значимо не различаются, за исключением гнейсовидных их разновидностей вблизи кварцевых прожилков.

3. Повышенное среднее содержание лития характерно для более ослюде- ных разновидностей гранитоподобных пород и метасоматитов, в которых более интенсивно проявлена третья стадия.

4. Среднее содержание рубидия повышается в гегтгельвинсодержащих метасоматитах, что, по-видимому, связано с присутствием в них решетчатого микроклина и амазонита, характеризующихся повышенным содержанием рубидия.

5. В метасоматитах наблюдается весьма незначительное накопление цезия по сравнению с гнейсовидными «гранитами».

6. Калий-натриевое отношение в метасоматитах по сравнению с гнейсовидными «гранитами» увеличивается в два раза, что подтверждает решающую роль калия для формирования бериллиевого оруденения (рис. 49).

7. Пониженное значение калий-рубидиевого отношения характерно для всех метасоматических пород. Особенно низкое калий-рубидиевое отношение устанавливается в гегтгельвинсодержащих слюдисто-кварц-полевошпатовых метасоматитах.

8. Разновидности гнейсовидных гранитоподобных пород («гранитов») по содержанию бериллия весьма близки и значимо не различаются. Они характеризуются повышенными средними содержаниями бериллия, в 3—4 раза по высшающими кларк для нормальных гранитов и гранитов субстрата. Наиболее высокие содержания бериллия устанавливаются в гранит-порфирах и метасоматитах.

9. Для выявления попарных корреляционных связей бериллия с фтором, кремнием, алюминием, калием, натрием, рубидием, литием, цезием, калий-рубидиевым, калий-натриевым отношениями статистически обработаны результаты анализов 150 проб, отобранных по гнейсовидным гранитоподобным породам и рудным метасоматитам. Проведенные исследования показали наличие значимых слабых положительных корреляционных связей бериллия с железом ( $r = 0,49$ ), алюминием ( $r = 0,42$ ), калием ( $r = 0,31$ ), калий-натриевым

отношением ( $r = 0,23$ ); слабых отрицательных связей между бериллием и натрием ( $r = -0,19$ ). Корреляция бериллия с фтором, кремнием, рубидием, литием, цезием, калий-рубидиевым отношением не проявлена.

Между калием и натрием установлена слабая отрицательная связь ( $r = -0,30$ ), а между калием и рубидием — слабая положительная связь ( $r = 0,22$ ).

Ниже приводятся основные выводы по геохимическим особенностям пород слюдисто-полевошпат-гегтгельвиновых месторождений.

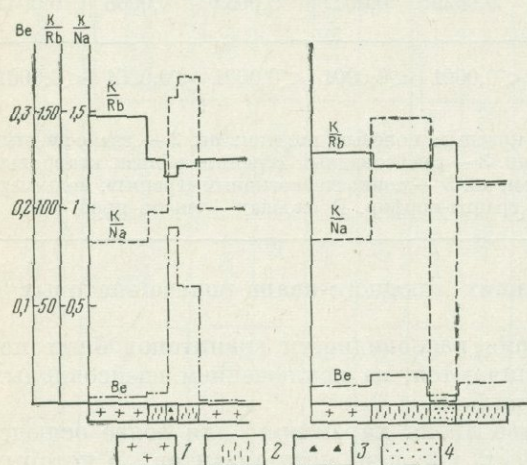


Рис. 49. Диаграмма атомных индикаторных отношений и содержания бериллия (в условных единицах) вкост простирания тел слюдисто-полевошпатовых метасоматитов.

1 — «граниты» с голубым кварцем; 2 — слюдисто-полевошпатовые метасоматиты; 3 — слюдисто-полевошпатовые метасоматиты с богатой гегтгельвиновой минерализацией; 4 — альбитовые метасоматиты

пределение содержаний довольно равномерное, о чем свидетельствуют малые значения их дисперсий. Особенно выдержанными содержаниями характеризуются гнейсовидные гранитоподобные породы, что указывает на выравнивание состава в процессе их образования. Последнее, учитывая значительные объемы этих пород, могло произойти за счет полного переплавления субстрата и магматического замещения в условиях интенсивных тектонических движений. Переплавляемые и замещаемые породы при этом также имели выдержанный состав, вероятнее всего отвечающий гранитам. Только в приконтактных частях сохранялись небольшие реликты и ксенолиты кровли, представленной метаморфизованными осадочно-эффузивными образованиями. Значительная анизотропия физико-химических свойств пород этих частей обусловила локализацию в них основных рудных зон.

3. Характерная черта гнейсовидных гранитоподобных пород — широкое развитие в них кварцевых, сидерофиллит-кварцевых и кварц-алюмофторидных прожилков. «Граниты» около прожилков окварцованы и содержат меньше калия и натрия. Это противоречит существующим взглядам на происхождение прожилков в результате выноса кремнезема из боковых пород. Образование прожилков сопровождается существенным привнесом кремния в эти специфические гранитоподобные породы с одновременным выносом щелочей.

1. **Метасоматические породы гранитного состава** в пределах слюдисто-полевошпат-гегтгельвиновых месторождений обогащены калием, литием, рубидием, отчасти цезием, бериллием, оловом, цирконием, молибденом, цинком, торием, фтором и обеднены магнием, кальцием, железом, марганцем, титаном, барием и стронцием. Содержания хрома, кобальта, никеля и ванадия очень низкие и не улавливаются анализами. Для пород характерно относительно низкое калий-рубидиевое отношение (50—57), высокое калий-натриевое (1,44—1,56) и высокий коэффициент железистости (10—14), обусловленный пониженным содержанием магния в породах. По этим признакам породы четко отличаются от интрузивных гранитов и других пород субстрата.

2. Различия в содержании большинства элементов в метасоматических породах не существенны. Распределение содержаний довольно равномерное, о чем свидетельствуют малые значения их дисперсий.

4. В рудных метасоматитах устанавливаются повышенные содержания калия, рубидия, железа, алюминия, бериллия, цинка, серы. В них увеличивается также калий-натриевое отношение. Калий-рубидиевое отношение несколько уменьшается в разностях метасоматитов, содержащих амазонит. Выявлена слабая положительная корреляционная связь между бериллием и железом ( $r = 0,49$ ), бериллием и алюминием ( $r = 0,42$ ), бериллием и калием ( $r = 0,31$ ), бериллием и калий-натриевым отношением ( $r = 0,23$ ), а также слабая отрицательная связь между бериллием и натрием ( $r = -0,19$ ). С другими элементами (фтором, кремнием, рубидием, литием, цезием) бериллий не коррелируется.

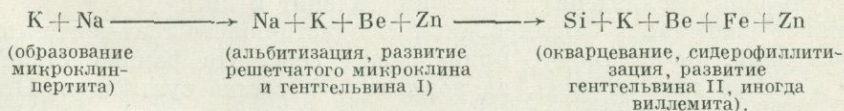
При формировании метасоматитов бериллий, цинк, калий, рубидий и сера привносятся высокотемпературными растворами. Повышенные содержания железа и алюминия, по-видимому, отражают особенности химизма среды рудоотложения. Большая часть таких метасоматитов, вероятно, приурочена к реликтам и переработанным ксенолитам сланцев и гнейсов.

5. В целом метасоматический процесс развивается в направлении снижения щелочности и нарастания кислотности — полевошпатовые ассоциации сменяются кварцевыми и слюдисто-кварцевыми, к концу процесса определенное значение приобретают фтор и углекислота. В такой же последовательности меняется характер бериллиевой минерализации — вместо гентгельвина ранних щелочных стадий процесса при повышении кислотности развивается фенакит.

## В. О физико-химических условиях формирования оруденения

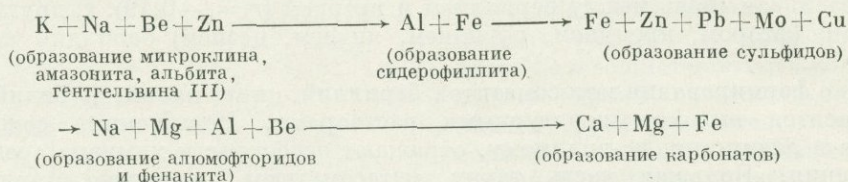
Минералообразование на слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождениях связано с поступлением по глубинным тектоническим зонам высокотемпературных растворов, отличающихся повышенной щелочностью. Эти растворы на раннем этапе процесса активно взаимодействовали с породами субстрата, вызывая их перекристаллизацию и метасоматическое изменение (микроклинизацию, альбитизацию, сидерофиллитизацию и окварцевание). Процесс развивался при некотором падении щелочности в условиях постепенного снижения температуры (рис. 50).

Формирование метасоматических пород происходило при интенсивных тектонических деформациях, на что указывает широкое развитие гнейсовидных текстур и бластокатакластических, лепидогранобластовых и гранобластовых структур. Гентгельвин I генерации образуется в сильно щелочных условиях, несколько позже решетчатого микроклина и альбита, но до развития кварца и сидерофиллита. С последними связано выделение гентгельвина II генерации. Образование гентгельвина II происходило при некотором повышении роли кремния (окварцевание) и железа (сидерофиллитизация). Для первого этапа минералообразования ряд изменений активностей оснований может быть представлен следующим образом:



При дальнейшем развитии процесса (II этап) минералообразование осуществлялось в прожилках и жилах как метасоматическим способом, так и выполнением открытых трещин. При этом значительную роль, по-видимому, играли процессы перекристаллизации.

Переход ко II этапу связан с существенным изменением в характере растворов, по данным изучения газово-жидких включений, высокотемпературные преимущественно пневматолитовые растворы сменялись пневматолито-гидротермальными и типично гидротермальными. Смена минерального состава прожилков по мере падения температуры позволяет наметить следующий ряд изменений активностей оснований (кремний проявляет активность на всем протяжении II этапа):



Этапы	Стадии	Минералы	700	650	600	550	500	450	400	350	300	250	200	150	100
			I	Первая	Микроклин-пертит	—									
Вторая	Решетчатый микроклин	—													
	Альбит	—													
Третья	Кварц	—													
	Гентгельвин I	—													
II	Первая	Кварц	—												
		Гентгельвин II	—												
	Вторая	Кварц	—												
		Кварц	—												
	Третья	Сульфиды	—												
Кварц		—													
Четвертая	Криолит	—													
	Ведерит и др.	—													
	Флюорит	—													
	Фенакит	—													
Пятая	Сидерит	—													

Рис. 50. Температурные условия формирования слюисто-полевошпат-гентгельвиновых метасоматитов (в °C)

Параллельно намечается следующий ряд изменений активностей анионов: сера → фтор → углекислота. Образование гентгельвина III происходит в наиболее ранних прожилках в ассоциации с микроклином, альбитом и кварцем. Повышение активности фтора приводит к разложению гентгельвина и перетложению бериллия в форме фенакита. Недостаток кальция в породах обуславливает появление в прожилках, наряду с небольшим количеством флюорита, разнообразных алюмофторидов. Локальное развитие в прожилках также имеют сульфиды (молибденит, сфалерит, галенит и др.).

Важное значение в формировании слюисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождений, по-видимому, принадлежит сере. На ранних стадиях сера входит в состав гентгельвина, на поздних — в состав сульфидов. Отсутствие сульфидов в парагенезисе с гентгельвином и развитие виллемита, по-видимому, объясняется тем, что при высоких температурах (выше 400° C) сера присутствует в виде недиссоциированных молекул газа H<sub>2</sub>S (Бетехтин, 1955). Только при снижении температуры до 350° C и переходе растворов в типичные гидротермы начинают образовываться сульфидные минералы.

Состав газовой-жидких включений в кварцах II этапа указывает на невысокую минерализацию и сравнительно выдержанный химический состав растворов, в которых существенную роль играли бикарбонаты, хлориды, частично фториды натрия, кальция и магния. Сульфат- и карбонат-ионы в составе включений не обнаружены.

Таким образом, формирование оруденения на слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождениях представляет процесс взаимодействия сложных по составу растворов с вмещающими породами. Определяющей чертой этого процесса является закономерное изменение режима кислотности — щелочности растворов в условиях падения температуры и, по-видимому, давления. В целом процесс характеризуется повышенной щелочностью, относительно низкой активностью серы, сравнительно восстановительными условиями и высокими температурами развития бериллиевой минерализации (500—300° С). Именно эти условия и определяют развитие в рудах гентгельвина.

## 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМФИБОЛ-АЛЬБИТ-ЛЕЙКОФАНОВОГО ТИПА

Месторождения амфибол-альбит-лейкофанового типа располагаются в зонах активизации платформ и часто приурочены к горстам, ограниченными сбросами. Протерозойские образования, слагающие районы месторождений, претерпели интенсивную милонитизацию с последующей гранитизацией и метасоматозом. В результате этих процессов образовались гранитоидные породы, которые пересекаются мощными диабазовыми дайками. Гранитоиды и диабазы разбиты серией разнонаправленных нарушений. По пологим нарушениям образуются рудные тела.

### А. Стадийность и зональность рудоотложения

На одном из месторождений амфибол-альбит-лейкофанового типа рудный метасоматоз наиболее интенсивно проявился в мощной дайке диабазов и в меньшей степени в гранитоидах, вмещающих дайку. В пределах рудного поля диабазы интенсивно амфиболитизированы. Менее измененные диабазы сохраняются на небольших участках, преимущественно на глубоких горизонтах (200—300 м). В состав их входит: плагиоклаз № 68—85 (56%), оливин (4%), авгит (4%), эгирин (28%) и акцессорные апатит, ильменит, пирит и циркон.

Амфиболитизация диабазов проявляется в замещении оливина, эгирин и авгита роговой обманкой и актинолитом, происходит деанортитизация плагиоклаза и образование по нему мелких чешуек биотита. Появляется новообразованный плагиоклаз более кислого состава. Состав породы определяется преобладанием плагиоклаза (до 64%), роговой обманки и актинолита (до 35%). Реликтовые зерна оливина и авгита отмечаются в наименее измененных участках. В небольшом количестве присутствует эгирин. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, гематитом, пиритом, молибденитом и сфалеритом. Структура породы меняется от диабазовой до гранобластовой. Амфиболитизированные диабазы участками альбитизированы. Альбитизированные диабазы отличаются более светлой окраской. В них происходит интенсивная деанортитизация плагиоклазов. Увеличивается количество альбита. Роговая обманка и актинолит хлоритизированы. Появляются кварц, эпидот и большое количество кальцита. Из акцессорных присутствуют магнетит, ортит, цирколит, сфен, пирит и апатит.

Непосредственно рудному процессу предшествуют биотитизация пород, проявляющаяся вдоль тектонических рудоконтролирующих нарушений. Рудовмещающими являются пологопадающие разрывные трещины, вдоль которых отмечаются зоны дроблений. Мощность зон дробления колеблется от единиц до первых десятков метров.

Биотитизация более широко развита, чем рудный метасоматоз, и проявляется преимущественно в лежащем и висячем боках рудных тел в виде зон мощностью до 1 м (рис. 51) или развивается самостоятельными участками. Переход от амфиболитизированных диабазов к биотитовым породам постепенный, но происходит на коротком интервале. Породы отличаются темно-бурой окраской и нечетким пятнистым строением. Биотит развивается в виде различно ориентированных чешуй по реликтовым лейстам плагиоклаза, темноцветным минералам и образует скопления неправильной формы размером до 1,5 мм. Биотит относится к высокожелезистой разновидности.

Участками и зонами биотитовые метасоматиты амфиболитизированы, альбитизированы, окварцованы и содержат рудную минерализацию. Состав биотит-кварц-альбитовых метасоматитов: биотит (до 29%), альбит (43%), кварц (19%), амфибол (3%), кальцит (4%); в небольшом количестве встречаются даналит, фенакит, бастнезит, еще более редки ильменит, гематит, анатаз, ортит, циркон и циртолит, сфен, лейкофан.

В участках наиболее интенсивных тектонических нарушений проявились амфиболитизация, альбитизация и окварцевание пород, приведшие к полному замещению амфиболитизированных диабазов с образованием жилообразных рудных

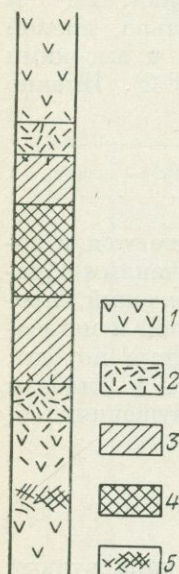


Рис. 51. Схема строения метасоматитов.

1 — амфиболитизированные диабазы; метасоматиты: 2 — кварц-альбит-биотитовые, 3 — кварц-альбит-амфиболитовые, 4 — амфибол-кварц-альбитовые, 5 — зоны дробления

метасоматитов амфибол-кварц-альбитового состава, сложенных новообразованными минералами, не содержащими реликтов диабазов. Состав этих метасоматитов очень непостоянен, содержание основных породообразующих минералов колеблется в широких пределах.

Образование амфиболов, альбитизация и окварцевание пород очень близки по времени и протекают совместно в пространстве. Различный минеральный состав метасоматитов определяется интенсивностью проявления того или иного процесса.

Амфиболы преимущественно представлены магнезиорибекитом (10—32%), встречаются эгирин и диопсид (1—10%). В отличие от темноцветных минералов региональной стадии амфиболитизации, темноцветные минералы локальной стадии метасоматоза отличаются свежим обликом. Они образуют гнездообразные скопления или обособленные зерна. Альбитизация (альбит № 2—4) накладывается на все виды метасоматитов, но наиболее богаты амфибол-альбитовые метасоматиты. Альбит (от 30 до 55%) присутствует в виде мелких лейст или изометричных зерен, слагая гранобластовый агрегат. Со стадией альбитизации связано образование основной массы бериллиевых и редкоземельных минералов: лейкофана, бритолита, чевкинита, циртолита; иногда отмечается флюорит.

Лейкофан преимущественно присутствует в виде отдельных мелких табличек (0,01—0,5, редко 1—1,5 мм) и располагается между зернами альбита или альбита и кварца, иногда в межзерновых пространствах амфиболов. Окварцевание непосредственно следует за альбитизацией, кварц образует гнездообразные или прожилкообразные скопления. С кварцем или амфиболами ассоциируются фенацит, даналит, ортит, монацит, редко берилл.

Рудные метасоматиты четко отличаются от вмещающих их биотит-кварц-альбитовых метасоматитов и амфиболитизированных диабазов более светлой, часто пятнистой окраской и плотностью. Если плотность амфиболитизированных диабазов равна 2,67 г/см<sup>3</sup>, то амфибол-кварц-альбитовых метасоматитов 3,44 г/см<sup>3</sup>.

Более поздней является гематитизация, она приурочена к зонам повышенной трещиноватости пород и накладывается на рудные зоны или амфиболитизированные диабазы. Гематит развит в ассоциации с кварцем и образует пластинчатые кристаллы или выделения неправильной формы.

Карбонатизация проявлена интенсивно. Карбонаты в рудных телах составляют до 20%. Расположение прожилков карбоната иногда секущее по отношению к основному направлению рудных тел. Помимо прожилков отмечается гнездообразная и рассеянная вкрапленность карбонатов. Развита кальцит, сидерит, доломит, родохрозит. Значительное место в рудах занимает бастнезит, который отдельными зернами или выделениями неправильной формы проникает по границе зерен амфиболов или кварца. Преимущественно он образует псевдоморфозы по ортиту и бритолилу.

Хлоритизация (тонкие прожилки пенница) на месторождениях развита широко и проявляется в основном в замещении амфиболов в амфиболитизированных диабазах.

В гранитоидах, вмещающих дайки диабазов как и на других месторождениях формации полевошпатовых метасоматитов, широко проявилась региональная микроклинизация пород. Количество микроклин-пертита в наименее измененных поздними процессами гранитоидах составляет до 60%.

Микроклин нерешетчатый, слабо пертитизирован. Преимущественно намечаются ленточные пертиты распада и только в участках наиболее сильного дробления и изменения пород происходит разрастание пертитов до образования нечетковыраженных зерен полисинтетически сдвойникового альбита. Триклинность 0,92—0,93; по внешнему облику, содержанию рубидия, данным инфракрасной спектроскопии близок к микроклинам региональной стадии метасоматоза слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа месторождений.

В зонах тектонических сдвиговых нарушений процессы изменения гранитоидов носят несколько иной характер, чем в гнейсовидных гранитоидных породах слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа месторождений. Весь процесс характеризуется меньшей интенсивностью локальных метасоматических процессов. В отличие от указанных гнейсовидных гранитоидных пород в них проявлены амфиболитизация и эгиринизация.

Рибекит и эгирин в отдельных участках гранитоидов составляют до 40%. В ряде случаев они приурочены к зонам дробления и встречаются в ассоциации с альбитом, где образуют зерна, ориентированные согласно с расположением новообразованных минералов. В других участках темноватые минералы слагают обособленные пятнистые скопления; во всех случаях они в значительной степени замещены карбонатом и хлоритом. Вместе с темноватыми минералами отмечаются редкие зерна торита, монацита, циркона.

Альбитизация в зонах дробления проявлена очень широко и выражена более интенсивно, чем в гнейсовидных гранитоподобных породах слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа месторождений. Количество альбита колеблется от 20 до 40%. Альбит преимущественно встречается в виде мелкозернистого агрегата в ассоциации с кварцем, рассекающим микроклин-пертит, но отмечается и лейстовидный альбит, прорастающий микроклин-пертит. Ориентировка лейст альбита не совпадает с направлением микропертитов.

Окварцевание в гранитоидах амфибол-альбит-лейкофанового типа месторождений наиболее интенсивно проявилось узкими локальными зонами. По видимому, окварцевание связано не с привнесом кремнезема, а с перекристаллизацией кварца в процессе метасоматоза. Мелкозернистый кварц развивается по зонам дробления или образует прожилковидные и жилкообразные скопления, иногда содержащие вкрапленность флюорита. В отличие от слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа месторождений в гранитоидах амфибол-альбит-лейкофанового типа месторождений бериллиевая минерализация проявлена слабо и представлена редкими мелкими зернами фенакита, образующими включения в кварце, даналитом и реже гентгельвином, приуроченными к кварц-альбитовому мелкозернистому агрегату. Участками встречается в заметных количествах гадолинит. Вкрапленность гадолинита развита в метасоматически измененных гранитоидах и в секущих кварц-флюоритовых прожилках (Зубков и др., 1970). Кроме того, отмечаются редкие зерна ортита и цирколита.

Гематитизация в гранитоидах проявилась интенсивно и приурочена к участкам повышенной трещиноватости пород. Гематит в ассоциации с кварцем образует пластинчатые выделения и скопления зерен неправильной формы, окрашивая породу в темно-бурый цвет. К кварц-гематитовым скоплениям приурочены мелкие, редкие призмочки бертрандита. Также интенсивно в гранитоидах проявилась карбонатизация пород. Отмечаются гнездообразные и прожилкообразные скопления, вкрапленность кальцита, родохрозита, сидерита, с которыми ассоциируется поздний бастнезит. Хлоритизация в гранитоидах проявлена слабо и выражается в развитии хлорита типа пеннина по темноцветным минералам.

В результате образуются зоны альбит-кварц-микроклиновых метасоматитов, близкие к гранитоидам по внешнему облику, минеральному составу и плотности.

## Б. Поведение элементов-индикаторов в рудообразующем процессе

Региональная амфиболитизация диабазов сопровождается небольшим выносом кальция, магния, глинозема, увеличением кремния, калия, натрия и закисного железа (табл. 28). Отношение  $\frac{Al}{Si}$  меняется от 0,48 в диабазах до 0,43 в альбитизированных и амфиболитизированных разностях, коэффициент щелочности составляет 0,23 в диабазах и 0,31—0,34 в амфиболитах, отношение  $K/Na$  меняется от 0,12 до 0,24, отношение  $\frac{Fe^{3+}}{Fe_{общ}}$  изменяется от 0,033 до 0,145. Отмечается некоторое увеличение ванадия, хрома и цинка.

Резкое изменение состава пород происходит при локальном метасоматозе. Кварц-альбит-биотитовые метасоматиты характеризуются увеличением кремнезема, закисного железа, натрия, калия и уменьшением глинозема, окисного железа, магния, кальция, углекислоты (рис. 52). Соответственно резко меня-

## Химический состав диабазов и метасоматитов, вес. %

Компоненты	Диабазы		Амфиболитизированные диабазы		Кварц-альбит-биотитовые метасоматиты			Кварц-амфибол-альбитовые метасоматиты			
	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6	Ан. 7	Ан. 8	Ан. 9	Ан. 10	Ан. 11
SiO <sub>2</sub>	46,10	45,34	45,52	46,72	46,6	50,74	51,62	58,97	59,02	58,93	59,57
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,81	0,92	0,95	0,84	0,85	0,59	0,43	0,71	0,50	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,58	17,85	17,59	17,39	15,98	15,13	15,40	9,73	10,63	11,00	10,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	0,59	1,57	2,66	4,20	3,56	1,60	5,37	4,79	4,73	4,42
FeO	8,48	8,40	8,51	7,03	7,26	7,40	3,17	0,18	1,65	1,68	2,21
MnO	0,14	0,14	0,15	He опр.	He опр.	0,57	0,11	He	He	0,85	0,75
MgO	9,86	9,52	9,50	7,91	8,54	7,38	5,07	5,91	4,64	5,66	5,61
CaO	9,32	8,85	8,03	11,2	4,97	2,28	10,75	6,21	5,19	3,63	3,57
BeO	—	—	—	0,007	0,010	—	—	0,39	0,43	—	—
Na <sub>2</sub> O	2,30	2,40	2,72	2,93	3,54	4,08	4,70	6,93	6,27	6,93	6,43
K <sub>2</sub> O	0,45	0,57	0,79	1,05	3,95	3,84	1,0	0,57	0,62	0,87	1,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,39	0,39	He опр.	He опр.	0,26	0,40	He	He	0,76	0,168
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,34	2,52	3,43	» »	» »	1,68	1,46	То же	То же	2,53	1,11
CO <sub>2</sub>	He опр.	He опр.	0,43	0,6	3,80	1,63	He опр.	1,60	2,60	1,35	He опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,15	0,17	He опр.	He опр.	0,19	0,13	He	He	0,17	0,16
F	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,44	He опр.	0,03	0,05	0,71	0,65
SO <sub>3</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	0,06	0,06	0,15	То же	Следы	He опр.	Следы	He опр.
ΣTR	То же	» »	То же	0,3	0,3	—	—	2,65	1,23	—	—
П. п. п.	1,42	2,59	—	—	—	—	3,78	—	—	—	2,47
Сумма	99,82	100,13	99,73	98,847	100,08	100,18	99,78	98,97	97,83	100,3	99,59

ются коэффициенты: отношение Al/Si составляет 0,40—0,35; щелочность 0,57—0,72; возрастает отношение K/Na. Увеличивается отношение Fe<sup>3+</sup>/Fe<sub>общ</sub> до 0,4. Происходит дальнейшее увеличение количества циркония, лития. В заметных количествах появляются бериллий, редкие земли. Образование кварц-амфибол-альбитовых метасоматитов сопровождается увеличением кремнезема, закисного железа, натрия, углекислоты (коэффициент щелочности возрастает до 1,2), фтора, цинка, циркония, бериллия, редких земель; уменьшением глинозема (коэффициент глиноземистости равен 0,20—0,22), окисного железа, магния, кальция, калия.

Наиболее показательно изменение агпаитности и глиноземистости (рис. 53). В соответствии с этими величинами породы четко разделяются на три группы: 1) оливиновые диабазы; амфиболитизированные и альбитизированные диабазы, 2) кварц-альбит-биотитовые метасоматиты и 3) кварц-амфибол-альбитовые метасоматиты.

## Химический состав метасоматически измененных гранитоидов, вес. %

Компоненты	Гранитоиды (ср. по 13 пробам)	Гранитоиды из лежащего бока дайки	Метасоматически измененные гранитоиды		
	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5
SiO <sub>2</sub>	74,36	75,48	71,56	72,76	73,38
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,28	0,35	0,30	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,39	11,32	11,68	12,15	11,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	1,94	3,20	2,72	2,78
FeO	0,70	0,94	0,77	0,88	1,79
MnO	0,04	0,06	0,28	0,16	Не опр.
MgO	0,49	0,26	0,78	0,46	0,39
CaO	0,78	0,28	0,64	0,57	0,50
BeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,067
Na <sub>2</sub> O	3,16	2,65	5,0	4,98	5,70
K <sub>2</sub> O	5,34	5,94	4,27	4,17	2,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,29	0,29	0,20	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,62	0,21	0,44	0,47	»
CO <sub>2</sub>	0,04	Не опр.	Не опр.	0,10	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,07	0,04	0,04	Не опр.
F	0,02	0,01	0,13	0,06	0,03
SO <sub>3</sub>	0,07	Не опр.	Не опр.	Следы	Следы
П. п. п.	Не опр.	0,25	0,41	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,95	99,98	99,84	100,02	99,22

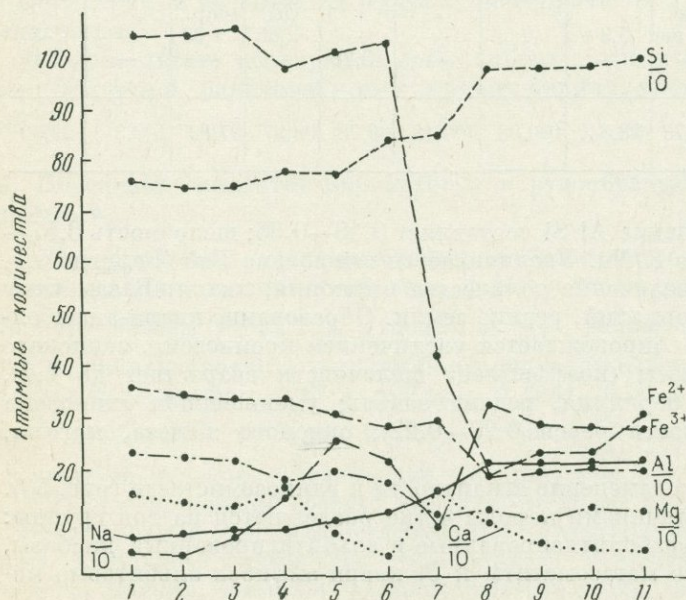


Рис. 52. Диаграмма миграции вещества в процессе кремний-щелочного метасоматоза диабазов.

1 — оливковые диабазы; 2 — амфиболитизированные диабазы; 3 — 7 — кварц-альбит-биотитовые метасоматиты; 8 — 11 — кварц-амфибол-альбитовые метасоматиты

Гранитоиды амфибол-альбит-лейкофанового типа месторождений представляют собой кварц-микроклиновые породы с роговой обманкой и биотитом. Отношение Al/Si составляет 0,20; агаптитность 0,86—0,21, железистость 0,66. Отношение K/Na 1,11—1,37 K/Rb 92—103. Гранитоиды характеризуются постоянной примесью свинца, цинка, циркония, рубидия.

Различия в содержании большинства компонентов в гранитоидах и в зонах их метасоматического изменения не существенны (табл. 29). Количество кремнезема и глинозема почти не меняется. Также мало меняется кальций и магний, рубидий. При метасоматозе происходит уменьшение количества калия и возрастание натрия. Отношение K/Na изменяется от 1,11—1,37 в гранитоидах до 0,56—0,25 в зонах метасоматического изменения. Метасоматоз сопровождается увеличением количества железа, бериллия, лития, циркония, редких земель. Летучие (фтор и сера) существенной роли не играют, в более заметных количествах присутствует углекислота.

## В. О физико-химических условиях формирования оруденения

Наиболее благоприятны для метасоматоза диабазы. Этому способствовала их региональная амфиболитизация, сказавшаяся на изменении физических свойств пород (плотности, пористости) и химического состава (освобождение некоторого количества магния и кальция в результате замещения оливина и других темноцветных роговой обманкой и актинолитом и деанортизации плагиоклазов).

Интенсивная тектоническая проработка пород, благоприятные физико-химические свойства диабазов привели к полному замещению диабазов с образованием кварц-амфибол-альбитовых метасоматитов. В распределении метасоматитов отмечается четкая зональность.

В гранитоидах метасоматические процессы проявились более слабо. Региональная микроклинизация пород по характеру очень близка к микроклинизации, проявившейся в среднезернистых и крупнозернистых гранитоподобных породах слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа месторождений на флангах рудного поля.

Основная масса бериллиевых и редкоземельных минералов связана со стадией альбитизации и окварцевания пород. По данным Л. В. Ганзеевой (1972), температура образования метасоматитов установлена в интервале 400—500° С (альбитизация) и 200—300° С (окварцевание).

Метасоматический процесс характеризуется ведущей ролью натрия, кремния и железа в диабазах, натрия и железа в гранитоидах.

Приуроченность рудного метасоматоза к протяженным, хорошо проработанным тектоническим нарушениям проявляется в существовании более окислительной обстановки минералообразования по сравнению со слюдисто-полевошпат-гентгельвиновым типом месторождений, особенно на конечных стадиях процессов (появление гематита, бертрандита).

Специфика метасоматического процесса отразилась на характере бериллиевой минерализации. Щелочная среда минералообразования, наличие

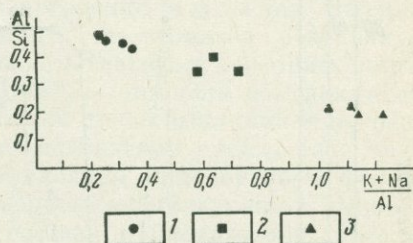


Рис. 53. Диаграмма агаптитность — глиноземистость метасоматитов, образующихся по диабазам.

1 — оливиновые и амфиболитизированные диабазы; 2 — кварц-альбит-биотитовые метасоматиты; 3 — кварц-амфибол-альбитовые метасоматиты

в растворах кальция, освобождающегося при деанортитизации плагиоклазов, привели к тому, что основным бериллиевым минералом на месторождении становится лейкофан. Обогащенность растворов редкими землями сказалась на образовании гадолинита, железом и цинком — даналита и гентгельвина. Окислительная обстановка способствовала появлению бертрандита и берилла.

Летучие — фтор и сера — в метасоматитах присутствуют в небольшом количестве (рис. 54). Более заметных концентраций достигает углекислота,

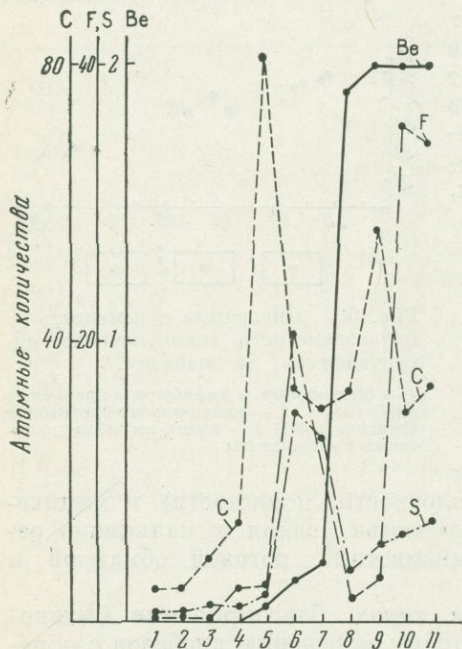


Рис. 54. Диаграмма миграции летучих компонентов и бериллия в процессе кремний-щелочного метасоматоза диабазов. Условные обозначения см. на рис. 52

На заключительных стадиях минералообразования перенос бериллия и в основном редких земель происходил, по-видимому, в форме карбонатных комплексов, на устойчивость которых указывают И. Н. Говоров и А. А. Стунжас (1968).

**Выводы.** При сравнении месторождений слюдисто-полевошпат-гентгельвинового и амфибол-альбит-лейкофанового типа можно отметить следующее.

1. Месторождения формации бериллиеносных полевошпатовых метасоматитов связаны с зонами активизации древнего фундамента и приурочены к долгоживущим глубинным тектоническим зонам регионального плана. В пределах этих зон отмечается интенсивное развитие метасоматических процессов, что приводит к преобразованию пород фундамента в метасоматические породы субщелочного и щелочного ряда, близкие по составу к интрузивным граносиенитам, сиенитам и щелочным гранитам.

2. Месторождения относятся к протерозойским тектоно-магматическим циклам. Возраст оруденения 1200—1450 млн. лет.

особенно в заключительные стадии процесса, что выражается в карбонатизации пород и образовании бастнезита.

Поскольку рудные метасоматиты имеют сложный состав, содержат бериллий, редкие земли, кремний, алюминий, цинк, цирконий можно предположить, что перенос элементов-комплексобразователей осуществлялся сложными комплексами, менявшимися в ходе эволюции растворов. Вероятно, перенос бериллия в натриевых щелочных растворах может осуществляться в виде гидроксилфторбериллатных комплексов. С увеличением концентрации щелочного раствора или при повышении температуры более 300°С возрастает количество гидроксильных анионов и уменьшается содержание фтора. Возможно, комплексы типа  $\text{Be}(\text{OH})\text{F}^{2-}$  имели место в отдельных стадиях метасоматического процесса.

Ввиду малой концентрации фтора нельзя отрицать возможности существования комплексов типа  $\text{Be}(\text{OH})^{2-}$ , которые характерны для щелочных растворов в интервале рН 7—10,5, что близко к нашим условиям (рН раствора при осаждении лейкофана составляет 7,6).

3. Минералообразование связано с процессом щелочного метасоматоза, непосредственно следующим за региональной микроклинизацией пород (слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый тип) или несколько оторванной от нее (амфибол-альбит-лейкофановый тип). Температурный интервал процесса составляет 300—500° С для первого типа и 200—400° С — для второго.

4. Ведущая роль в процессе минералообразования на амфибол-альбит-лейкофановом месторождении принадлежит натрию, а на слюдисто-полевошпат-гентгельвиновом — калию.

5. Различные вмещающие породы и несколько иная тектоническая обстановка обусловили известные различия в составе и строении рудных тел. На слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождениях метасоматоз развивался преимущественно по гнейсовидности, осложненной согласными тектоническими зонами, в результате чего образовались метасоматические тела неправильной и реже жиллообразной формы. Для них характерны тупое выклинивание, разветвление. На амфибол-альбит-лейкофановом месторождении рудные тела приурочены к четким тектоническим зонам, что обусловило жиллообразную форму рудных тел. Метасоматоз на слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождениях протекал по породам гранитного состава и биотитовым гнейсам с образованием гентгельвинсодержащих метасоматитов слюдисто-кварц-полевошпатового состава.

На амфибол-альбит-лейкофановых месторождениях метасоматоз в основном проходил по диабазам. Образуются рудные тела кварц-амфибол-альбитового состава с лейкофаном, отличные от вмещающих диабазов. В гранитоидах рудные метасоматические процессы проявились слабо.

6. Отличия в составе рудообразующих растворов и различные условия минералообразования обусловили различный состав бериллиевой минерализации. На слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых месторождениях в алюмосиликатных породах в условиях относительно закрытых систем (при наличии серы) основным бериллиевым минералом становится гентгельвин при подчиненном развитии фенакита и бертрандита. На амфибол-альбит-лейкофановых месторождениях рудоотложение проходило в более открытой системе и в более окислительных условиях. Обилие кальция способствовало образованию лейкофана при подчиненном развитии фенакита, бертрандита, берилла, гадолинита, даналита.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Самым сложным и дискуссионным вопросом в объяснении образования гидротермальных бериллиевых месторождений является выяснение природы и источника растворов, выносящих громадные количества фтора и бериллия. Все высказанные по этому поводу точки зрения могут быть сведены к следующему.

1. Фтор, щелочи, бериллий и другие редкие элементы выносятся сквозь-магматическими (трансмагматическими) растворами из мантии или из нижних частей коры или же выносятся этими растворами только щелочи и фтор, а бериллий мобилизуется из тех метаморфических, осадочных и изверженных пород, через которые просачиваются эти растворы. Фтор не реагирует с породами до тех пор, пока растворы находятся в надкритическом состоянии, поскольку находится в форме слабодиссоциированных комплексов.

2. Рудные растворы возникают вследствие метаморфогенных процессов, водный раствор выжимается из водосодержащих силикатов, выделяющаяся вода весьма агрессивна и воздействует на минералы метаморфических пород, мобилизуя из них бериллий и фтор.

3. Из глубины привносится раствор, богатый щелочами, который оказывает метасоматическое воздействие на нормальные биотитовые граниты. Вследствие развития калиевого метасоматоза из плагиоклаза мобилизуется бериллий, а при мусковитизации биотита из последнего высвобождается фтор. Источниками редких элементов и фтора являются материнские граниты, в которых интенсивно развиваются метасоматические процессы.

4. Рудный раствор возникает при фракционной кристаллизации палингеной гранитной магмы. Фтор и литофильные редкие элементы накапливаются в остаточных поровых растворах конечных дифференциатов магматических комплексов вследствие низких комбинированных коэффициентов распределения. При окончании кристаллизации расплавы растворов поднимаются по межзерновому пространству, вступая во взаимодействие с уже выкристаллизовавшимися минералами и интенсивно их замещают. Бериллий удерживается фтором в поровых растворах и частично мобилизуется из олигоклазов при их микроклинизации и деанортизации.

При решении этой проблемы и выборе варианта, наиболее отвечающего фактическому материалу, следует принимать во внимание следующие обстоятельства.

а. В преобладающем большинстве случаев гидротермальные месторождения бериллия располагаются в надинтрузивной, надкупольной зоне вокруг мелких массивов гранитов, представляющих собой конечные дифференциаты интрузивных комплексов. Они характеризуются вполне определенными геохимическими и петрохимическими особенностями, в частности, обогащены бериллием. Как правило, наблюдается зональное расположение рудной минерализации вокруг этих массивов. Оторвать образование самих бериллиевых месторождений от интрузивов, над которыми они располагаются, невозможно.

б. Бериллиеносные гранитные массивы этого типа приурочены к региональным зонам глубинных разломов и представляют собой палингенные

образования анхизвектического состава — выжатые по тектоническим зонам выплавки коры, что однозначно доказывается существующими определениями изотопного состава стронция.

в. Чем более жестким является фундамент, на котором развивается интрузивный магматизм, чем больше разрыв во времени между завершением формирования складчатого фундамента и возобновлением тектоно-магматической деятельности, тем обычно возникающие интрузивы более щелочны и в них более интенсивно проявлены процессы щелочного (калиевого и в меньшей степени натриевого) метасоматоза. В отдельных случаях при развитии тектоно-магматической активизации в пределах древних щитов интрузивный процесс четко не проявляется и уступает место мощному калиевому метасоматозу — калишпатизации, которая развивается вдоль зон глубинных разломов, преобразуя метаморфические породы различного состава в гранитоподобные образования.

г. Рудному процессу, как правило, предшествует щелочной главным образом калиевый метасоматоз, интенсивность которого резко возрастает по мере перехода от месторождений, формирующихся на заключительных этапах развития складчатых зон, к областям автономной активизации консолидированных складчатых структур и далее к зонам активизации древних щитов. В этой же последовательности меняется и характер его проявления. В складчатых областях щелочной метасоматоз проявлен преимущественно в пределах самих гранитных интрузивов, локализуясь главным образом в их подкупольных участках; при этом он носит в большинстве случаев явно выраженный автометасоматический характер.

В областях активизации консолидированной складчатости, где связь бериллиевых месторождений с региональными тектоническими зонами выражена более четко, щелочной метасоматоз проявлен шире, он захватывает не только тела материнских интрузивов, которые нередко преобразуются в своеобразные микроклиниты, но и проявляется вдоль самих тектонических зон, в пределах которых нередко можно наблюдать как отдельные порфиробласты микроклина среди зон катаклизмов, так и участки интенсивной микроклинизации и альбитизации.

Наконец, в областях активизации древних щитов процессы микроклинизации развиваются вдоль глубинных разломов и носят региональный характер. Калиевому метасоматозу подвергаются кристаллические сланцы, гнейсы, метаморфизованные древние эффузивы, преобразованные в амфиболиты, древние пегматитовые тела и любые другие породы, слагающие район, при этом они превращаются в микроклиновые породы, напоминающие граносиениты или сиениты. В этом случае микроклинизация носит ярко выраженный наложенный, аллометасоматический характер. Вследствие проявления калиевого метасоматоза наблюдаются следующие явления:

— растворение и переотложение кварца, образующего сливные очковые выделения или мелкие прожилки во внешних ореолах зон микроклинизации;

— развитие процесса натриевого метасоматоза — альбитизации, особенно при микроклинизации, протекающей по породам, обогащенным плагиоклазом. Альбитизация следует за микроклинизацией, но интенсивность ее проявления в целом обычно значительно меньше, развита она более локально, но в то же время имеет тенденцию к усилению в апикальных участках гранитных массивов или зон метасоматоза вплоть до появления почти мономинеральных альбититов;

— высвобождение из пород подвергающихся замещению элементов-примесей, в том числе бериллия. Поскольку содержание бериллия в амфиболах и олигоклазах примерно в 2—3 раза выше, чем в микроклине, а в состав кислого

альбита (№ 3—5) в отличие от олигоклаза бериллий входит только в весьма ограниченном количестве, то развитие микроклина по амфиболам и олигоклазам неминуемо приводит к выносу бериллия, на что обращал неоднократно внимание А. А. Беус. Такое же явление будет проходить и при деанортизации плагиоклаза. Как сложится дальнейшая геохимическая история высвобождающегося из олигоклаза и других минералов бериллия, будет ли он мобилизован с образованием промышленных концентраций или будет фиксироваться в форме одиночных акцессорных минералов (берилла, гадолинита, фенакита и др.), выявляющихся среди зон микроклинитов или альбититов, — это зависит от ряда факторов. Здесь же важно подчеркнуть два обстоятельства: первое — интенсивность проявления дорудной минерализации тем значительней, чем более четко месторождение контролируется тектоническими зонами, и второе — интенсивно проявленный щелочной метасоматоз (микроклинизация и последующая альбитизация) неминуемо приводит к высвобождению бериллия из пород субстрата, по которому он развивается, и если эти породы были обогащены бериллием и создавались условия для его дальнейшей концентрации, то могут возникать крупные месторождения. Поэтому щелочной метасоматоз как бы подготавливает условия для возникновения месторождений.

д. Бериллиевое оруденение в рассмотренных гидротермальных месторождениях в преобладающем большинстве случаев сопровождается концентрацией фтора. Последний фиксируется в кислых алюмосиликатных породах в форме топаза, реже флюорита, слюд типа циннвальдита — лепидолита и флогопита — биотита; в основных и карбонатных породах — в форме флюорита, реже селлаита; в щелочных гранитах и зонах щелочного метасоматоза — в форме криолита, флюоцерита, гагаринита, фторкарбонатов редких земель, полилитнионита и многочисленных алюмофторидов, ассоциирующихся и часто развивающихся по криолиту (веберит, прозопит, томсенолит, эльнасолит, пахнолит, ральстонит, нейборит и др.). Ассоциация бериллий — фтор настолько характерна, что имеет первостепенное поисковое значение. В то же время при наличии рассеянной акцессорной вкрапленности бериллиевых минералов в микроклинизированных гранитах или зонах микроклинизации существенных концентраций фтора не наблюдается. Это обстоятельство позволяет считать, что основную роль в экстракции и концентрации бериллия играет фтор, при этом перенос бериллия происходит в форме разобранных выше гидрооксофторидных или карбонат-фторидных комплексов в интервале температур от 440° до 150° С (по данным изучения газовой-жидких включений).

Наиболее дискуссионный вопрос, который возникает при анализе постмагматического рудообразования, сводится к выяснению источника фтора, в значительных количествах сопутствующего бериллиевой минерализации. Привносится ли он из глубины подкоровыми растворами, мобилизуется из биотитов, апатитов и других минералов при их замещении или, наконец, просто накапливается при процессах дифференциации гранитной магмы — этот вопрос нельзя считать в настоящее время решенным. По данным А. Д. Щеглова (1968) фтор является наиболее характерным элементом для месторождений, связанных с областями тектоно-магматической активизации, что предполагает привнос его глубинными растворами.

е. Геохимическая история бериллия, помимо термодинамических условий, в значительной степени определяется активностями в растворах щелочей и фтора, а также соотношением калия и натрия. В этой связи все разнообразие ассоциаций бериллиевых минералов в природе зависит в первую очередь от этих факторов, что наглядно показано в данной работе.

ж. Помимо экстракции бериллия летучими, в первую очередь фтором, для образования его месторождений необходимы условия для концентрации этих летучих в определенных участках и распада комплексных соединений бериллия с образованием нерастворимых его соединений — минералов. Такие условия создаются при наличии благоприятной структурно-тектонической обстановки, которая обуславливает накопление летучих фторокомплексных соединений бериллия в пределах относительно узких зон, и соответствующей среды, способствующей распаду этих соединений и рудообразованию. Естественно, такая среда в первую очередь — карбонатные породы (известняки), далее любые породы повышенной основности, обогащенные кальцием (массивы габбро, перидотитов, змеешников, диоритов, гранодиоритов, основных эффузивов, измененных амфиболитов, прослой эпидот-хлорит-актинолитовых пород среди кристаллических гнейсов и т. д.). При этом рудообразование происходит непосредственно при переходе растворов из кислой алюмосиликатной среды в основную, богатую кальцием. В этой связи в локализации рудных тел первоочередную роль играет литологический состав вмещающих пород.

3. Как вытекает из рассмотрения ионных потенциалов элементов и геохимии бериллия в месторождениях, связанных с гранитами различной щелочности, следует ожидать ассоциации бериллия с бором, вольфрамом, оловом, молибденом, танталом и ниобием в кислых породах и цинком, свинцом, торием, редкими землями, цирконием, ниобием, танталом и молибденом в субщелочных и щелочных. При постмагматических процессах и переносе этих элементов-комплексообразователей с соответствующими адендами (F, OH, CO<sub>2</sub>) происходит их разделение, фракционирование в пространстве (вследствие различных полей устойчивости их комплексных соединений), что приводит к появлению четко выраженной вертикальной и горизонтальной зональности (Зональность гидротермальных..., 1974). Как правило, в первом случае тантал и ниобий (которым сопутствуют в небольшом количестве олово, вольфрам и литий) сохраняются и накапливаются в апикальных частях материнских интрузивов, в то время как почти весь бериллий, основная масса вольфрама и олова выносятся в надинтрузивную область. В случае субщелочных пород в самих интрузивах накапливаются ниобий, тантал, цирконий, частично торий, редкие земли, в ближайшем экзоконтакте локализуются бериллий, редкие земли, торий, а в дальнем экзоконтакте — бериллий, цинк, свинец, барий. Уран из этих массивов выносятся, по-видимому, на наибольшее расстояние и полностью теряет связь с интрузивами.

Из анализа всего приведенного материала следует.

1. Для образования крупных гидротермальных месторождений бериллия необходимо благоприятное сочетание ряда факторов, в частности:

— повышенное содержание бериллия в исходных материнских интрузивных породах или в субстрате, по которому протекают метасоматические процессы. В интрузивных породах это повышенное содержание достигается в остаточных расплавах, возникающих вследствие процессов фракционной кристаллизации палингенных аллохтонных магм;

— развитие процесса щелочного метасоматоза, способствующего высвобождению бериллия, находящегося в рассеянном состоянии в породообразующих минералах гранитов или в породах субстрата;

— появление значительного количества фтора, экстрагирующего бериллий и отгоняющего его в надинтрузивную область;

— существование особой структурно-тектонической обстановки (наличие хорошо проработанных тектонических зон и специфических структурных

«ловушек»), которая способствовала бы локализации рудных растворов в определенных участках;

— наличие вмещающих пород, обогащенных кальцием, играющих роль осадителей рудной минерализации.

2. Приведенный выше фактический материал свидетельствует о том, что гранитные интрузивные комплексы и сопровождающие их жильные дайковые серии, экзоконтактовые ореолы изменения вмещающих пород, как и зоны метасоматической переработки самих гранитов и постмагматические рудные образования (жильные, вкрапленно-прожилковые, сплошные метасоматические тела), располагающиеся в надинтрузивных участках, необходимо рассматривать как единую взаимосвязанную и взаимообусловленную рудномагматическую систему, приобретающую специфические особенности в различных геологоструктурных и тектонических условиях (Ginsbourg а. е., 1974). В зависимости от развития этой системы в позднекладчатый период развития орогенных областей или в зонах автономной тектоно-магматической активизации ранее консолидированных складчатых структур, или в зонах активизации древних щитов образуются: в первом случае граниты нормального ряда обычно повышенной щелочности и аляскиты, сопровождаемые постмагматическими гидротермальными месторождениями бериллия с фтором, литием, оловом, вольфрамом, ниобием, молибденом, висмутом, иногда бором, во втором — субщелочные и щелочные гранитоиды с гидротермальным бериллиевым оруденением, которому сопутствуют редкие земли, ниобий, тантал, циркон, свинец, цинк, висмут, молибден, а в третьем — щелочные полевошпатовые метасоматиты с тем же оруденением, что и в предыдущем случае.

Таким образом, можно говорить о трех как бы параллельных ветвях постмагматических месторождений, возникающих в областях различного тектонического режима, с которыми связаны рудные формации. Во всех случаях эти рудно-магматические системы контролируются разрывными нарушениями различных порядков и связаны с проявлениями в пределах глубинных разломов высоких тепловых потоков, обуславливающих интенсивную гранитизацию земной коры. Однако в типично складчатых областях эти процессы приводят к возникновению гранитных выделов, обогащенных летучими, которые выжимаются вдоль разломов в верхние структурные этажи. В процессе их дифференциации происходит обогащение последних интрузивных фаз летучими и редкими элементами, в частности бериллием. В зависимости от глубины их формирования возникают либо редкометалльные бериллийсодержащие пегматиты, либо редкометалльные граниты, сопровождаемые гидротермальными бериллиевыми месторождениями разных формаций и минеральных типов, определяемых  $p$ — $T$  условиями формирования и состава вмещающих пород. Источником бериллия, по-видимому, являются породы нижних частей коры, из которых происходит выплавление палингенных гранитных магм. Дальнейшая история бериллия определяется условиями отделения летучих от расплавов. В зависимости от тектонической истории становления каждого конкретного рудного района и сочетания перечисленных выше благоприятных для рудообразования условий возникают в одних случаях мелкие рудопроявления бериллия, в других — крупные его месторождения.

В условиях тектоно-магматической активизации древних щитов повышенные тепловые потоки проявляются в пределах глубинных разломов, уходящих на весьма значительную глубину и сказывающихся на смещениях поверхности Мохоровичича. Вдоль этих разломов протекает и интенсивная метасоматическая переработка древних пород щитов, приводящая к появлению зон прираз-

ломных полевошпатовых метасоматитов, с которыми связано бериллиевое оруденение. Видимой связи оруденения с какими-либо определенными интрузивами здесь не устанавливается. В данном случае приходится допускать привнос щелочей, в первую очередь калия и части редких элементов (ниобия, тантала, циркония, редких земель) потоками глубинных растворов. Учитывая же резко пониженные содержания бериллия в типично мантийных образованиях, можно предположить мобилизацию его из пород коры.

Месторождения, располагающиеся в зонах тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей, во всех отношениях занимают как бы промежуточные положения между разобранными выше случаями. Связь их с субщелочными и щелочными гранитоидами при широком развитии дорудной микроклинизации свидетельствует скорее всего о выплавлении этих гранитоидов из пород коры, сопровождаемом привносом в существенных количествах калия. Не исключено также, что щелочные гранитоиды возникают вследствие выплавления гнейсов, метасоматически переработанных процессами микроклинизации и альбитизации, как это представляют Ф. Р. Апельцин и другие исследователи (1967 г.).

В конечном итоге можно сделать вывод: все многообразие постмагматических гидротермальных месторождений бериллия обусловлено геолого-структурным положением и тектонической обстановкой формирования интрузивов гранитоидов, глубиной и влиянием состава вмещающих пород.

## СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Аб — альбит	Пир — пирит
Акт — актинолит	Пл — плагиоклаз
Амф — амфибол	Пр — пироксен
Ап — апатит	Прт — протолитионит
Бер — берилл	Пши — полевои шпат
Берт — берtrandит	Рог — роговая обманка
Би — биотит	Сел — селлаит
Гр — гранат	Сф — сфен
Ильм — ильменит	Топ — топаз
Ка — кальцит	Фен — фенакит
Кв — кварц	Фг — флогопит
Кор — корунд	Фл — флюорит
Марг — маргарит	Хл — хлорит
Мгт — магнетит	Хрб — хризоберилл
Ми — микроклин	Эв — эвклаз
Муск — мусковит	Эп — эпидот
Олг — олигоклаз	Эф — эфесит
Орт — ортоклаз	

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 247 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин и др.
- Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., ОНТИ ВИМС, 1973. 355 с.
- Бериллий в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1969, № 8, с. 952—963. Авт.: Л. В. Таусон, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин и др.
- Берtrandит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. — «Геология месторождений редких элементов», вып. 27, 1965. 169 с. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова и др.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 125—278, 457—520.
- Бетехтин А. Г. Роль вмещающей среды в процессах эндогенного рудообразования. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1957, т. 86, вып. 2, с. 191—197.
- Беус А. А. Геохимия бериллия. — «Геохимия», 1956, № 5, с. 75—91.
- Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распространения в них редких элементов. — В кн.: Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960<sub>1</sub>, с. 52—64.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960<sub>2</sub>, 329 с.
- Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. — В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 178—194.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972. 295 с.
- Беус А. А. Уточненный подсчет среднего содержания бериллия в литосфере. — «Геохимия», 1974, № 2, с. 308—309.
- Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М., «Недра», 1967. 159 с.
- Беус А. А., Минеев Д. А. К геологии и геохимии изумрудноносной зоны Музо-Коскуэз, Восточные Кордильеры (Колумбия). — «Геология рудных месторождений», 1974, № 4, с. 18—30.
- Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 67—75.
- Беус А. А., Соболев Б. П., Диков Ю. П. К геохимической истории бериллия в процессах высокотемпературного послемагматического минералообразования. — «Геохимия», 1963, № 3, с. 297—304.
- Бородин Л. С. О некоторых основных вопросах геохимии редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1962. 94 с. (Труды ИМГРЭ, вып. 9).
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962. 186 с.
- Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 5, с. 3—5.
- Ганзеева Л. В. О минеральном составе редкоземельно-бериллиевых щелочных метасоматитов. — «Редкие элементы», 1972, вып. 7, с. 112—124.
- Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1975. 248 с. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова и др.
- Георгиевская М. Г. К вопросу о ритмично-витиевато-полосчатой текстуре рудных тел некоторых контактово-метасоматических месторождений. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 101, № 5, с. 929—933.
- Геотектогены Казахстана и редкометальное оруденение. Алма-Ата, «Наука», 1972. Т. I, с. 3—219; т. II, с. 272—281. Авт.: Г. Н. Щерба, В. В. Степанов, А. В. Кудряшов и др.

Геохимическая характеристика цвиттеров — нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы). — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 3, с. 690—693. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Ц. Гундсамбуу и др.

Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. (Симпозиум. Доклады.) Иркутск, 1970, с. 146—189.

Гинзбург А. И. Пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия. — «Геология месторождений редких элементов», 1959, вып. 4, с. 4—13.

Гинзбург А. И. Особенности концентрации и рассеяния редких элементов в эндогенных процессах. — В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 188—195.

Гинзбург А. И. Особенности геохимии редких земель и сопутствующих им радиоактивных элементов. — В кн.: Геология постмагматических, ториево-редкометалльных месторождений. М., Атомиздат, 1972, с. 130—148.

Гинзбург А. И. Источники рудного вещества в эндогенных месторождениях литофильных редких элементов. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 4, с. 44—52.

Гинзбург А. И., Архангельская В. В., Шацкая В. Т. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых. — «Разведка и охрана недр», 1973, № 1, с. 11—17.

Гинзбург А. И., Иовчева Э. И. Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия). — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Наука», 1975, с. 113—129.

Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., «Недра», 1974. 193 с.

Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 1, с. 62—74.

Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интрузирующих их гранитов. Тр. 2-го Всесоюз. петрографического совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 15—19.

Говоров И. Н. Редкометалльные грейзены в карбонатных породах. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III. М., «Наука», 1966, с. 156—184.

Говоров И. Н., Стунжас А. А. Формы переноса бериллия и зональность его месторождений при щелочном метасоматозе. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 396—401.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 298 с.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970. 232 с.

Гребенщиков Р. Г. Некоторые структурно-термодинамические закономерности анионного изоморфизма в поликомпонентных системах. — «Геохимия», 1970, № 7, с. 788—795.

Заболотная Н. П. Некоторые особенности бериллиеносных интрузий на примере одного из районов Советского Союза. — В кн.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 246—261.

Заболотная Н. П. Месторождения бериллия. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М., «Недра», 1974, с. 303—353.

Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. — «Геология месторождений редких элементов», вып. 18, 1962, с. 3—93.

Закономерности образования и размещения вольфрамового оруденения Забайкалья. М., ОНТИ ВИМС, 1976. 206 с. Авт.: Б. С. Чернов, Т. И. Гетманская, С. Б. Могилевкин и др.

Зональность гидротермальных бериллиевых месторождений. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. I. М., «Наука», 1974, с. 239—266. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, Т. И. Гетманская и др.

Зубков Л. Б., Парибок В. И., Черняховский А. Б. Гадолит из метасоматически измененных гранитов кристаллического фундамента Русской платформы. — «Докл. АН СССР», т. 192, № 3, 1970, с. 633—636.

Зубков Л. Б., Галаджева Н. И. Лейкофан из зон альбитизации диабазов в докембрии Русской платформы. — «Минер. сб. Львов. гос. ун-та», 1974, № 28, вып. 2, с. 72—76.

Иванов С. П. О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. Проблемы металлогении Тянь-Шаня. М., «Наука», 1970, с. 20—47.

- К а з а н с к и й В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972. 240 с.
- К а з и ц ы н Ю. В., Р у д н и к В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968. 363 с.
- К а л е н о в А. Д. Грейзены Восточной Монголии и некоторые особенности их генезиса. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 2, с. 37—48.
- К а р а е в а З. Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. — «Докл. АН СССР», т. 179, № 6, 1968, с. 1436—1439.
- К а р п о в а Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», т. 155, 1968, с. 224—250.
- К л а р к С. П. мл. Теплопроводность. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, с. 423—442.
- К о в а л е в А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 90—96.
- К о в а л е н к о В. И. Распределение фтора в дайке топазсодержащего кварцевого кератофира (онгонита) и предполагаемая растворимость фтора в гранитных расплавах. — «Геохимия», 1973, № 1, с. 57—66.
- К о г а р к о Л. Н., К р и г м а н Л. Д. Структурное положение фтора в силикатных расплавах. — «Геохимия», 1973, № 1, с. 49—56.
- К о з е р е н к о В. Н. Главные черты геологического строения и особенности эндогенной металлогении активизированных областей земной коры. — «Геол. сб. Львов. геол. о-ва», 1972, № 13, с. 69—75.
- К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С., Р у б М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 7—25.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1947, № 2, с. 35—49.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—13.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 112 с.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., «Наука», 1973. 288 с.
- К о р о л е в А. В., Ш е х т м а н П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965. 493 с.
- К о р о л е в Н. Н. О роли карбонатов в гидротермальных процессах замещения. Ташкент, 1959, с. 35—48. (Тр. Среднеаз. политехн. ин-та, вып. 6).
- К о с а л с Я. А., С у х о р у к о в Ф. В. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1965, с. 116—132.
- К о с а л с Я. А., Д м и т р и е в а А. Н. Температурные условия формирования лейкофан-флюоритовых метасоматитов. — «Докл. АН СССР», № 6, т. 241, 1973, с. 1433—1435.
- К у з н е ц о в Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- К у з н е ц о в Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел. — «Геология и геофизика», 1966, № 6, с. 3—15.
- К у з н е ц о в Ю. А., Я н ш и н А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1965, с. 65—78.
- К у з н е ц о в Ю. А., Я н ш и н А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — «Геология и геофизика», 1967, № 10, с. 108—121.
- К у р и я н о в а И. И. О метасоматических образованиях месторождений мусковит-флюорит-бериллового типа. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 4, с. 406—416.
- К у р и я н о в а И. И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций бериллиевых месторождений грейзеновой формации. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 3, с. 272—285.

- Лисицына Г. А., Омельяненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в грейзенах, связанных с аляскистыми гранитами Кураминского хр. (Ср. Азия). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 2, с. 50—58.
- Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения. — «Труды ИГН», вып. 134, 1951, с. 10—14.
- Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., «Недра», 1972. 350 с.
- Луговской Г. П., Руб А. К. О топазах одного из массивов метасоматически измененных оловоносных и редкометалльных гранитов. — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1969, с. 255—270.
- Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения аксессуарных минералов в изверженных породах. — «Труды ИМГРЭ», 1961, вып. 6, с. 17—55.
- Ляхович В. В., Овчинников Л. Н. Некоторые черты геохимии гранитоидов и их рудоносность. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 47—82.
- Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959. 279 с.
- Маракушев А. А. Анализ парагенезисов скаполита. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 2, с. 52—70.
- Материков М. П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР. М., «Недра», 1974. 140 с.
- Мейер Ч., Хемли Д. Околорудные изменения вмещающих пород. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 148—210.
- Менерт К. Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 106 с.
- Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Тезисы докладов VII Всесоюз. металлогенического совещ. Иркутск, 1973. 213 с.
- Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометальное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1974, с. 42—53. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. Д. Козлов и др.
- Минералогия гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1976. 251 с. Авт.: А. И. Гинзбург, И. И. Куприянова, М. И. Новикова и др.
- Нагибина А. С. Мезозойские структуры Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 181—202.
- Назарова А. С. Особенности метасоматизма при образовании флюорит-фенакит-берtrandитовой минерализации. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 216—225.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты и связанные с ними полезные ископаемые. М., «Недра», 1964. 274 с.
- Некоторые результаты определения относительных температур образования кварц-молибденитовых месторождений методом декрепитации. — В кн.: Минерал. термометрия и барометрия. Т. II. М., «Наука», 1968, с. 183—190. Авт.: Е. И. Котов, А. В. Тимофеев, А. Д. Хотеев и др.
- Обер Ж. Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов (м-ния Монтебра и Эшассер, Франция). — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 78—90.
- Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 5, с. 12—30. Авт.: И. И. Куприянова, Н. П. Заболотная, М. И. Новикова и др.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры. Тр. 4-го совещ. по экспериментальной минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 83—95.
- Онтоев Д. О. Основные черты и особенности химизма гидротермальных изменений вмещающих пород редкометальных месторождений Джидинского рудного поля. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 207—216.
- Орлова А. В. Литологические факторы и их значение для размещения эндогенного оруденения. — В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964, с. 7—75.
- Перцев Н. Н. Скарны. Магматический и послемагматический этапы образования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 6, с. 3—15.

Петров Л. Л. Поведение бериллия при формировании гранитоидных пород. Ежегодник по работам 1970 г. Ин-т геохимии СО АН СССР. Иркутск, 1971, с. 98—105.

Петров Л. Л. Поведение бериллия при кристаллизации гранитоидных расплавов. — «Геохимия», 1973, № 6, с. 824—838.

Петрова З. И., Петров Л. Л. Бериллий в минералах гранитоидов. — «Геохимия», 1965, № 5, с. 629—632.

Пополитов Э. И., Петров Л. Л., Коваленко В. И. К геохимии бериллия в среднепалеозойских интрузиях Северо-Восточной Тувы. — «Геохимия», 1967, № 7, с. 813—821.

Потенциальная рудоносность магматических образований на примерах эндогенных месторождений (олова, бериллия, лития, цезия, тантала), генетически связанных с гранитоидами. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 146—189. Авт.: Ф. Р. Апельцин, А. И. Гинзбург, В. В. Архангельская и др.

Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 83—146. Авт.: И. Н. Говоров, П. Г. Недашковский, Г. Б. Левашев и др.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. — «Советская геология», сб. 53, 1956, с. 170—185.

Распределение и связи бериллия и фтора в породах и минералах Джидинского палеозойского комплекса гранитоидов. — «Геохимия», 1969, № 1, с. 106—112. Авт.: Е. В. Гостецкая, Л. Л. Петров, З. И. Петрова и др.

Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука», 1971. 236 с. Авт.: В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Л. П. Зоненшайн и др.

Руб М. Г. Грейзены Юго-Западного Приморья и их генезис. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии гранитных пород. — «Труды ИГЕМ», 1957, вып. 5, с. 97—163.

Руб М. Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатель богатства магмы летучими. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1969, № 1, с. 45—59.

Руб М. Г., Коптев-Дворников В. С. Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 3—46.

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

Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., «Наука», 1974. 230 с.

Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969. 264 с. Авт.: М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др.

Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1947, ч. 76, № 6, с. 231—243.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.

Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. Изд-во АН СССР, 1958, с. 289—301.

Соболева Г. И., Тугаринов И. А., Хитаров Д. Н. О роли кальция и магния вмещающих пород в процессе формирования хризоберилловой минерализации. — «Геохимия», 1972, № 11, с. 1392—1396.

Ставров О. Д. К проблеме гранита и его рудоносности с позиции геохимии рубидия. — «Геохимия», 1971, № 10, с. 1192—1208.

Строение массивов редкометалльных гранитов и особенности их генезиса. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972, с. 131—161. Авт.: Г. П. Луговской, В. В. Матиас, И. Н. Тимофеев и др.

Тугаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 110—208, 314—331.

Таусон Л. В., Анфилов В. Н., Коваленко В. И. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, Иркутск, 1970, с. 216—262.

Тектоника Евразии. (Гл. ред. А. Л. Яншин). М., «Наука», 1966. 117 с.

Тимофеев И. Н. Вопросы фациального соответствия гранитоидов и метаморфических образований (на примере Памира и других регионов). — В кн.: Материалы второго среднеазиат. регион. петрогр. совещ. Душанбе, «Дониш», 1971, с. 29—34.

Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконтролирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруднения. — «Советская геология», 1968, № 10, с. 7—13.

- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным. — «Геохимия», 1968, № 12, с. 1419—1436.
- Факторы, влияющие на эндогенное распределение и концентрацию бериллия и лития. — «Минеральное сырье», 1963, вып. 7, с. 18—28. Авт.: В. В. Щербина, Л. И. Игнатова и др.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963. 117 с.
- Хитаров Д. Н. Результаты исследования химического состава газовой-жидких включений во флюоритах из грейзенов. — В кн.: Минерал. термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 212—218.
- Ходаковский И. Л. Исследования в области термодинамики водных растворов при высоких температурах и давлениях. Автореф. дис. М., ГЕОХИ АН СССР, 1975. 53 с.
- Шабьнин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарпов. М., «Недра», 1974. 280 с.
- Шабьнин Л. И., Заревич И. П. Об относительной роли доломитов в формировании гипабиссальных скарново-рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 6, с. 41—52.
- Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — «Геология месторождений редких элементов», 1961, вып. 12—13, с. 1—77.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971. 148 с.
- Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—442.
- Щерба Г. Н. Геотектогены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970. 183 с.
- Levinson A. A. Beryllium-fluorine mineralisation at Aguachile Mountain, Coahuila, Mexico. — «Am. Miner.», v. 47, 1—2, 1962, pp. 67—74.
- Sandell E. B. Beryllium content of igneous rocks. — «Geoch. et Cosm. Acta», v. 2, N 4, 1952, pp. 211—216.
- Staatz M. H., Griffiths W. R. Beryllium-bearing tuff in the Thomas Range, Juab Connty, Utah. — «Econ. geol.», v. 56, 5, 1961, pp. 941—950.
- Whytaker E. J. W., Muntus R. Ionic radii for use in geochemistry. — «Geoch et Cosm. Acta», v. 34, N 9, 1970, pp. 945—956.
- Zen E-a n. Components, phass and criteria of chemical equilibrium in rocks. — «Am. Sci. J.», v. 261, N. 10, 1963, pp. 929—942.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. <i>А. И. Гинзбург</i> . . . . .	3
<b>Глава I. Основные черты геохимии бериллия. <i>А. И. Гинзбург</i></b> . . . . .	5
1. Геохимические особенности бериллия . . . . .	5
2. Поведение бериллия на магматическом этапе . . . . .	11
3. О формах переноса и условиях концентрации бериллия . . . . .	20
<b>Глава II. Бериллиеносные зоны и закономерности их размещения. <i>Н. П. Заболотная</i></b> . . . . .	24
1. Типы бериллиеносных зон . . . . .	24
2. Закономерности размещения бериллиеносных зон и структурные условия локализации месторождений бериллия . . . . .	25
3. Эпохи формирования месторождений бериллия . . . . .	38
<b>Глава III. Бериллиеносные магматические комплексы. <i>Н. П. Заболотная</i></b> . . . . .	46
1. Геологические условия формирования бериллиеносных магматических комплексов . . . . .	46
2. Петрохимические особенности пород бериллиеносных магматических комплексов . . . . .	49
3. Геохимические особенности пород бериллиеносных магматических комплексов . . . . .	65
<b>Глава IV. Влияние вмещающих пород на формирование месторождений бериллия. <i>Е. П. Шпанов</i></b> . . . . .	75
1. Основные закономерности формирования рудовмещающих толщ в складчатых областях . . . . .	76
2. Влияние подстилающих пород на процессы рудообразования . . . . .	79
3. Околорудные изменения вмещающих пород . . . . .	82
4. Экранирующее влияние вмещающих пород . . . . .	90
5. Влияние вмещающих пород на морфологию рудных тел . . . . .	91
6. Особенности минерального и химического состава руд полного замещения . . . . .	92
<b>Глава V. Особенности формирования бериллиевого оруденения, связанного с гранитами. <i>И. И. Куррянова</i></b> . . . . .	99
1. Фации глубинности гранитов и рудные формации связанных с ними бериллиевых месторождений . . . . .	100
2. Минеральные типы и фации грейзенов . . . . .	109
А. Грейзены биотитового типа . . . . .	110
Б. Грейзены топазового типа . . . . .	127
В. Грейзены кварцевого типа . . . . .	129
Г. Грейзены мусковитового типа . . . . .	130
Д. Стадийность грейзенового процесса . . . . .	138
3. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций грейзеновых месторождений бериллия . . . . .	143
А. Парагенетические ассоциации грейзенов . . . . .	143
Б. Парагенетические ассоциации бериллиевых минералов . . . . .	151
<b>Глава VI. Особенности формирования бериллиевого оруденения, связанного с щелочными и субщелочными гранитоидами. <i>М. И. Новикова</i></b> . . . . .	161
1. Месторождения флюорит-фенакитового типа . . . . .	161
2. Месторождения флюорит-фенакит-берtrandитового типа . . . . .	167
3. Месторождения флюорит-лейкофанового типа . . . . .	177
4. Геохимические особенности формирования оруденения . . . . .	178
А. Особенности химического состава . . . . .	178

Б. Химизм проявления процессов метасоматоза и рудообразования . . .	184
В. Поведение элементов-индикаторов в рудообразующем процессе . . .	187
<i>Глава VII. Особенности формирования бериллиевого оруденения, связанного с полевошпатовыми метасоматитами зон активизации древних щитов.</i>	
<i>В. Т. Шацкая, Е. П. Шпанов</i>	192
1. Месторождения слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа . . .	192
А. Стадийность и зональность метасоматоза и рудоотложения . . .	193
Б. Химизм процессов метасоматоза и рудообразования . . .	197
В. О физико-химических условиях формирования оруденения . . .	205
2. Месторождения амфибол-альбит-лейкофанового типа . . .	207
А. Стадийность и зональность рудоотложения . . .	207
Б. Поведение элементов-индикаторов в рудообразующем процессе . . .	210
В. О физико-химических условиях формирования оруденения . . .	213
<i>Заключение. А. И. Гинзбург</i> . . .	216
Список принятых сокращений минералов . . .	222
Список литературы . . .	223

ИБ № 673

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
БЕРИЛЛИЯ**

Редактор издательства Э. Д. Соломатина  
Переплет художника Г. А. Петрова  
Художественный редактор В. В. Евдокимов  
Технический редактор Н. В. Жидкова  
Корректор Е. И. Микрякова

---

Сдано в набор 13/X 1976 г.  
Подписано в печать 1/III 1977 г.  
Т-00599. Формат 70 × 100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2.  
Печ. л. 14,5. Усл. п. л. 18,7. Уч.-изд. л. 18,76.  
Тираж 630 экз. Заказ 1296/6007-4.  
Цена 2 р. 70 к.

---

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

Ленинградская типография № 6 Союзполиграф-  
прома при Государственном комитете Совета  
Министров СССР по делам издательств, полиграф-  
фии и книжной торговли. 196006, Ленинград,  
Московский пр., 91.

---

## Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»  
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ  
НОВЫЕ КНИГИ

**ГОРЖЕВСКИЙ Д. И., ЧЕКВАИДЗЕ В. Б., ИСАКОВИЧ И. З.**  
**Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков.** 15 л. 1 р. 64 к.

На основе количественных соотношений основных и второстепенных компонентов в рудах месторождений колчеданно-полиметаллической формации и геологического строения рудных полей выделяется пять подформаций: барит-полиметаллическая, собственно полиметаллическая, переходная к колчеданно-полиметаллической, колчеданно-полиметаллическая и медноколчеданная. Приводятся тектонические позиции каждой из выделенных подформаций и закономерности их размещения в пределах региона. Рассматриваются термодинамические и генетические факторы становления месторождений. Выявленные закономерности используются для обоснования методов поисков месторождений (преимущественно в скрытом залегании) на территории рассматриваемого региона.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений.

**ПРОГНОЗНАЯ оценка рудоносности вулканогенных формаций.**  
30 л. 3 р. 35 к.

В книге описаны теоретические основы эволюции процесса рудообразования в ходе истории развития подвижных зон земной коры. Рассматриваются геодинамический, энергетический и химический аспекты последовательной смены условий тепло- и массопереноса, магмообразования, метаморфизма и рудообразования на разных стадиях развития подвижных зон (рифтовые зоны, океанические хребты, эвгеосинклинали, орогены, зоны активизации и др.). Развивается концепция эволюции глубинного интрателлурического потока, изменяющегося во времени, но устойчивого в пространстве, которое определяется как магматическая или металлогеническая провинция или ее структурный этаж с определенным и закономерным парагенезисом вулканогенных формаций. Показана эволюция интрателлурического потока и форм тепло- и массопереноса по этапам от глубин суперметаморфических процессов в мантии до субвулканических условий гидротермального рудообразования.

Книга предназначена для геологов, занимающихся изучением, прогнозированием и оценкой месторождений полезных ископаемых.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:*

№ 47 — 199178. Ленинград, В. О., Средний проспект, 61  
№ 59 — 127412. Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

---

2078

2р.70к.

И Е Д Р А