

ГЕОЛОГИЯ
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ
ТОРИЕВО-
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



АТОМИЗДАТ • 1972

ГЕОЛОГИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ТОРИЕВО-РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Под редакцией
д-ра геол.-минерал. наук
В. А. НЕВСКОГО



МОСКВА
АТОМИЗДАТ 1972

Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. М., Атомиздат, 1972, 408 стр. (Авт. В. А. Невский, А. И. Гинзбург, П. С. Козлова, Д. О. Онтоев, Ф. Р. Апельцин, И. И. Куприянова, В. С. Кудрин, Е. М. Эпштейн)

В работе дана генетическая классификация постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, рассмотрены закономерности их пространственного размещения и геологические условия формирования. Показана пространственная и генетическая связь этих месторождений со щелочными и субщелочными породами различных формаций. Охарактеризованы типы структур рудных полей и месторождений и особенно те из них, которые обнаруживают пространственную и генетическую связь с трубками взрыва и интрузивами и вулкано-интрузивами центрального типа. Описаны важнейшие геохимические особенности редких земель, тория, урана и других элементов, обуславливающие их совместное нахождение в месторождениях. Дано развернутое описание важнейших типов пневмато-гидротермальных, высоко-, средне- и низкотемпературных гидротермальных ториево-редкометалльных месторождений. В заключительной части книги приведена сравнительная оценка промышленной значимости различных типов месторождений.

Рисунков 86, таблиц 37, библиография 170 наименований.

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние десятилетия как в нашей стране, так и за ее пределами появилось большое число работ, посвященных геологии и минеральному составу постмагматических месторождений радиоактивных и редких элементов (главным образом редких земель). Среди них можно назвать серию обобщающих работ по геологии, минералогии и геохимии редких земель [29, 31, 45, 88, 108, 144], по геологии тория [55, 107], радиоактивных элементов [104]. Имеются также статьи и книги по отдельным типам месторождений, в которых концентрируются редкие земли, торий, уран и другие элементы. К их числу относятся работы по карбонатам [28, 136, 155], альбититовым месторождениям и др.

Обобщение обширного материала по геологии постмагматических месторождений перечисленных элементов показало, что они в большинстве случаев встречаются совместно. Эти месторождения, как правило, имеют сложный многокомпонентный состав и обнаруживают пространственную и генетическую связи со щелочными и субщелочными породами. Поскольку торий в рассматриваемых месторождениях постоянно присутствует, то их целесообразно называть ториево-редкометалльными месторождениями.

В зависимости от положения в постмагматическом процессе данные месторождения существенно различаются между собой по составу полезных компонентов. В частности, для пневмато-гидротермальных альбититовых ториево-редкометалльных месторождений характерно сочетание тория, редких земель и урана с танталом, ниобием и цирконием. В высокотемпературных гидротермальных ториево-редкометалльных месторождениях торий и редкие земли обычно встречаются совместно с ураном, вольфрамом, молибденом, оловом и бериллием, в средне- и низкотемпературных месторождениях — с ураном, свинцом, цинком и медью. Значительно различаются между собой ториево-редкометалльные месторождения, связанные с различными формациями щелочных пород.

В настоящей работе дана классификация постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, показана их приуроченность к наиболее консолидированным участкам земной ко-

ры — краевым частям древних платформ, щитов, срединных массивов и зон ранней консолидации складчатых областей. Подчеркнуто влияние глубинных разломов на закономерности их размещения.

В отдельной главе проанализирован вопрос о связи их с интрузивными породами. Значительное место отведено характеристике особенностей структур рудных полей и месторождений. Наибольшее внимание сосредоточено на структурах месторождений, связанных с трубками взрыва, интрузивами и вулканоплутонами центрального типа. Рассмотрены геохимические особенности месторождений.

Во второй половине книги дано описание различных типов постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, при этом основное внимание обращено на детально изученные типы. В то же время приводится информация и о типах месторождений, которые стали нам известны сравнительно недавно и по которым отсутствует обширная литература. К числу последних относится большинство пневмато-гидротермальных месторождений в контактовых роговиках, скарновые месторождения, многие средне- и низкотемпературные и другие месторождения.

В основу работы положены материалы многолетних исследований авторов; использованы обширные литературные данные.

Введение, первая глава и заключение написаны В. А. Невским и А. И. Гинзбургом, вторая глава — П. С. Козловой, третья — В. А. Невским, четвертая — А. И. Гинзбургом, пятая — А. И. Гинзбургом и Е. М. Эпштейном. Первый раздел шестой главы написан Ф. Р. Апельциным и В. С. Кудриным, второй и шестой — В. С. Кудриным, третий — В. А. Невским и П. С. Козловой, четвертый и месторождения в контактовых роговиках и карбонатных породах — В. А. Невским, пятый — И. И. Куприяновой, седьмой — Ф. Р. Апельциным. В седьмой главе первый и четвертый разделы написаны В. А. Невским, второй и шестой — В. А. Невским и П. С. Козловой, третий — И. И. Куприяновой при участии В. А. Невского, пятый — Д. О. Онтеевым. В восьмой главе четвертый раздел написан Д. О. Онтеевым, остальные — В. А. Невским.

Авторы выражают благодарность В. И. Смирнову, Ф. И. Вольфсону, В. Н. Котляру, О. А. Воробьевой, И. Е. Сморгчову, В. И. Казанскому, Л. И. Лукину, Е. П. Солюшкину, А. И. Тишкину, Е. В. Свешниковой, В. А. Кононовой, Р. М. Яшиной, Е. Д. Андреевой за ценные замечания и советы в процессе подготовки рукописи к печати.

К сожалению, многие важные вопросы не получили в данной работе должного освещения. Объясняется это прежде всего слабой изученностью подавляющей части рассматриваемых постмагматических месторождений. В то же время мы надеемся, что вопросы, затронутые в книге, будут интересны для широкого круга геологов и помогут в поисках новых месторождений радиоактивных и редких элементов.

ГЛАВА 1

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ТОРИЕВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Известные к настоящему времени многочисленные постмагматические ториево-редкометалльные месторождения отчетливо обнаруживают пространственную и генетическую связь со щелочными и субщелочными породами различных формаций. Генетические их типы весьма разнообразны, и формируются они на всех этапах развития постмагматического процесса, начиная с раннего пневмато-гидротермального и кончая поздним, средне- и низкотемпературным. Наибольшее разнообразие типов месторождений связано в пневмато-гидротермальным и высокотемпературным гидротермальным этапами.

Конкретный тип ториево-редкометалльных месторождений определяется сочетанием четырех важнейших факторов: типом формаций материнских щелочных пород, с которым генетически связаны месторождения, положением минерализации в общем ходе постмагматического процесса, вмещающими породами и сочетанием тех или иных полезных компонентов. Ведущее значение имеют первые два фактора.

Выделяются три формации щелочных пород, с которыми связаны резко различающиеся между собой типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. К ним относятся формация ультраосновных щелочных пород, с которой пространственно и генетически связаны карбонатитовые месторождения, формация щелочных и нефелиновых сиенитов и, наконец, формация субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов.

Наиболее ярко отличия между месторождениями, связанными с различными формациями щелочных пород, проявляются в составе редких земель. Для постмагматических месторождений, пространственно и генетически связанных с формацией субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, характерно широкое развитие редких земель как цериевой, так и иттриевой групп. Обычно их соотношение в этих месторождениях составляет 1:1 или 2:3 в пользу цериевой группы. В месторождениях, связанных с формацией щелочных и нефелиновых сиенитов и с ультраосновными щелочными породами, практически развиты только редкие земли цериевой группы.

Имеются и другие отличия: например, сочетание тория и редких земель с бериллием, молибденом, вольфрамом и оловом наблюдается только в месторождениях, генетически связанных с формацией субщелочных и щелочных гранитов. В пневмато-гидротермальных альбититовых месторождениях, связанных с нефелиновыми сиенитами, главными полезными компонентами являются ниобий и цирконий при подчиненной роли редких земель цериевой группы и тория. В альбититовых месторождениях, связанных с щелочными гранитоидами, ведущее значение приобретают редкие земли комплексного иттриевого состава, а торий, уран, ниобий и тантал относятся к второстепенным компонентам.

Наконец, в альбититах, связанных с субщелочными гранитоидами, основным рудным компонентом является тантал, а редкие земли, торий, ниобий, цирконий, уран и олово — второстепенными, попутными.

Таким образом, в альбититовых месторождениях гранитоидного ряда с уменьшением щелочности материнских пород содержание редких земель и тория закономерно снижается, а относительное содержание тантала (по сравнению с ниобием) возрастает. Крайние члены редкометальных альбититовых месторождений гранитоидного ряда, связанные с породами наиболее низкой щелочности, практически не содержат редкоземельных элементов и тория и являются собственно танталовыми месторождениями.

Нельзя не отметить и другие закономерности. Намечается, что некоторые скарновые и высокотемпературные гидротермальные ториево-урановые месторождения, практически лишенные редких земель, связаны со щелочными и нефелиновыми сиенитами калиевого ряда.

В зависимости от положения минерализации в постмагматическом процессе выделяются следующие три большие группы ториево-редкометальных месторождений: 1) высокотемпературные пневмато-гидротермальные; 2) высокотемпературные гидротермальные; 3) средне-и низкотемпературные гидротермальные. Эти группы месторождений различаются между собой минеральными формами полезных компонентов и сопутствующих им элементов, температурой их образования и временем выделения, а также типами изменения вмещающих пород.

На некоторых высокотемпературных гидротермальных ториево-редкоземельно-молибденовых месторождениях кварц-микроклиновые и кварц-альбитовые жилы, характеризующие минерализацию раннего щелочного этапа, древнее даек аплитов, а кварц-мусковитовые жилы, сопровождающиеся грейзенизацией вмещающих пород, формировались после внедрения аплитов. На отдельных высокотемпературных гидротермальных ториево-урановых месторождениях минерализация раннего щелочного эта-

па древнее даек тингуантов. Рудные жилы с грейзеновой оторочкой около них моложе тингуантов.

На основе этих данных можно предполагать, что подавляющая часть пневмато-гидротермальных альбититовых месторождений образовалась до внедрения даек первого этапа. По-видимому, аналогичный относительный возраст имеет наиболее ранняя минерализация пневмато-гидротермальных ториево-редкометалльных скарновых месторождений и в контактовых роговиках.

Ранняя минерализация высокотемпературных гидротермальных ториево-редкометалльных месторождений в большинстве случаев древнее даек жильных пород второго этапа. С другой стороны, минерализация средне- и низкотемпературных месторождений моложе даек жильных пород второго этапа.

Активность растворов, из которых отлагались те или иные поствагматические минеральные образования, определяется особенностями их взаимодействия с вмещающими породами, а также типом отложения. В наиболее ранних и высокотемпературных пневмато-гидротермальных месторождениях отложение слагающих их минералов происходило главным образом путем метасоматического замещения вмещающих пород, которое обычно захватывало значительные площади. По этому признаку пневмато-гидротермальные месторождения можно называть ранними высокотемпературными метасоматитами.

В противоположность им на средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождениях большая часть минералов отлагалась путем заполнения открытых полостей. Для высокотемпературных гидротермальных месторождений характерно как метасоматическое замещение, так и заполнение открытых пустот. Количественные соотношения между ними на отдельных месторождениях колеблются в значительных пределах, в зависимости от типа вмещающих пород и их тектонической подготовки.

Температура образования месторождений получает определенное отражение в типах изменения вмещающих пород, а также в значительной мере и в минеральных формах тех или иных элементов. На месторождениях пневмато-гидротермальной группы наиболее характерными поствагматическими изменениями вмещающих пород являются микроклинизация, ранняя альбитизация, эгиринизация и амфиболитизация. Экспериментальные исследования И. П. Иванова [39] показали, что в условиях искусственной альбитизации алюмосиликатных пород образование альбита происходит при температурах ниже 500—520° С. При более высоких температурах из тех же растворов выделяется калинаровый полевой шпат.

Наиболее типоморфными минералами месторождений этой группы являются полевые шпаты (альбит, микроклин), пироксены (диопсид, эгирин), амфиболы (роговая обманка, тремолит, рибекит, арфведсонит), слюды (флогопит, биотит), а среди руд-

ных — ниобаты, тантало-и титано-ниобаты (эвксенит, приорит, фергюсонит и др.), силикаты редких земель (ортит, церит, бритаолит, мизерит, ринкит и другие), циркон, циртолит и др.

Основные стадии рудоотложения высокотемпературных гидротермальных месторождений обычно сопровождаются калишпатизацией, альбитизацией, эгиринизацией, биотитизацией, амфиболитизацией и грейзенизацией вмещающих пород. Среди рудных минералов этих месторождений ниобаты, тантало- и титано-ниобаты встречаются только в наиболее высокотемпературных месторождениях и, как правило, в незначительном количестве. Редкие земли наиболее широко представлены фосфатами (монацит, ксенотим) при более ограниченном распространении силикатов и малой роли карбонатов.

Для средне- и низкотемпературных месторождений наиболее характерна фельдшпатизация, карбонатизация, эпидотизация, серицитизация хлоритизация и окварцевание вмещающих пород. Типоморфными жильными минералами этих месторождений являются карбонаты (кальцит, сидерит, анкерит и др.), барит, кварц, халцедон, серицит, санидин, а среди рудных — гематит, карбонаты и фторкарбонаты редких земель (бастнезит, паризит, синхизит, анкилит и др.), а также сульфиды железа, свинца, цинка, в меньшей степени меди и других элементов. Характерно, что сульфиды нередко образуют значительные скопления, приобретающие практическое значение.

Существенное влияние на особенности постмагматических горюче-редкометалльных месторождений оказывают вмещающие их породы. Наиболее ярко это можно видеть в пневмато-гидротермальных и высокотемпературных гидротермальных месторождениях, формирование которых связано с растворами высокой интенсивности. В зависимости от типа вмещающих пород среди пневмато-гидротермальных месторождений выделяются следующие три подгруппы месторождений: 1) в гранитоидах (альбититовые); 2) в контактовых роговиках; 3) в карбонатных породах (скарновые). Месторождения этих подгрупп значительно различаются между собой по составу жильных и в какой-то мере рудных минералов, а также по ведущим и второстепенным полезным компонентам.

Карбонатитовые месторождения, залегающие среди ультраосновных щелочных пород, также характеризуются весьма своеобразным минеральным составом — подавляющая их масса сложена карбонатами — кальцитом, доломитом, анкеритом, в меньшей мере сидеритом. В то же время минеральный их состав весьма значительно изменяется в зависимости от типа пород, по которым они развивались. Так, например, кальцитовые карбонаты второй стадии при их развитии по гипербазитам имеют диопсид-флогопит-кальцитовый состав, а в тех участках, где они возникли по нефелиновым и щелочным сиенитам, появляются альбит-кальцитовые образования. При наложении второй ста-

дии на карбонатиты первой стадии, возникают карбонатиты с пониженным содержанием темноцветных минералов. Аналогичное влияние вмещающих пород можно показать и на карбонатитах других стадий их формирования.

На высокотемпературных гидротермальных месторождениях сложного ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинкового состава, в рудных телах, залегающих в зеленых амфиболовых сланцах, основным жильным минералом является биотит, в гранитоидах — кварц, мусковит, ортоклаз, серицит, а в известняках и доломитах — кальцит и анкерит. Влияние вмещающих пород на состав жильных минералов проявляется и на многих других высоко-, средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождениях.

Влияние вмещающих пород на состав рудных минералов хорошо видно на минеральных формах бериллия в пневмато-гидротермальных и высокотемпературных гидротермальных ториево-редкометалльных месторождениях. При развитии бериллиевого оруденения в карбонатных, основных или ультраосновных породах, лишенных алюминия или недосыщенных алюминием, основным бериллиевым минералом является фенакит. Для кислых алюмосиликатных пород типичны берилл, берtrandит и другие минералы.

Характерный пример влияния вмещающих пород на минеральный состав руд ториево-тантало-циркониево-редкоземельного альбититового месторождения описан Н. Е. Костиным и А. Я. Волженковой [54]. Исследователи показали, что в гранитах и гнейсах — породах, обедненных кальцием, фосфором и железом, но с избытком кремнекислоты, — рудные тела характеризуются широким развитием силикатов редких земель, тория и циркония при полном отсутствии флюорита, ксенотима и монацита. Наоборот, среди основных пород, представленных габбро-анортозитами, габбро и амфиболитами, в рудных телах получили широкое развитие минералы с высоким содержанием кальция и железа — ортит, сфен, флюорит, эпидот, гранат, перрьерит, чевкинит, ильменит, магнетит и др. Повышенное содержание в этих породах фосфора обусловило появление монацита и ксенотима.

Морфологические особенности рудных тел ториево-редкометалльных месторождений нередко в значительной мере определяются вмещающими породами. Известно, например, что крайне сложные по форме, неправильные метасоматические залежи обычно отмечаются в карбонатных породах. Примером могут служить скарные месторождения, а также многие высокотемпературные, реже средне- и низкотемпературные гидротермальные месторождения.

Важнейшей особенностью ториево-редкометалльных месторождений независимо от их генетического типа является сложный поликомпонентный состав руд. Наиболее характерным спут-

ником тория являются редкие земли, которые отмечаются в подавляющем большинстве ториево-редкометальных месторождений всех генетических типов. Другим не менее типичным рудным элементом этих месторождений является уран, который наблюдается совместно с торием почти во всех пневмато-гидротермальных месторождениях, но значительно реже (примерно в 25—30% случаев) обнаруживается в гидротермальных образованиях.

Железо, фиксирующееся в магнетите, гематите, реже в сидерите и гетите, встречается во всех генетических типах ториево-редкометальных месторождений, кроме альбититов. Наиболее часто и при том в значительных количествах оно отмечается в скарновых месторождениях, несколько реже — в контактовых роговиках. Среди гидротермальных образований оно в больших количествах установлено лишь на единичных месторождениях.

В месторождениях, связанных с высокотемпературными пневмато-гидротермальными процессами, совместно с торием и редкими землями обычно отмечается цирконий, ниобий, тантал. Для многих высокотемпературных гидротермальных ториеворедкометальных месторождений характерны молибден, вольфрам, олово и бериллий, для средне- и низкотемпературных — свинец, цинк, медь.

Таким образом, для постмагматических ториево-редкометальных месторождений обычны 3—4, а в альбититовых месторождениях нередко 5—6 полезных компонентов. В то же время важно подчеркнуть, что количественные соотношения полезных компонентов, в том числе редких земель и тория, в постмагматических месторождениях различных генетических типов обычно меняются в весьма широких пределах — от незначительных примесей до содержаний, определяющих основную ценность месторождений.

В некоторых сравнительно немногочисленных месторождениях железо-редкоземельного (Бастнез), редкоземельно-свинцово-цинкового (Галлинас Маунтинз) и редкоземельного типа (Берпо, Маунтин) торий не присутствует в сколько-нибудь значительных количествах. Тем не менее мы их также помещаем в группу ториево-редкометальных месторождений, так как по всей совокупности геологических и основных минералого-геохимических данных они безусловно относятся к этой группе и принципиально почти ничем не отличаются от редкоземельных месторождений того же типа, но содержащих торий. Незначительное содержание в них тория, по-видимому, обусловлено в этом случае металлогенической специализацией тех или иных провинций.

Поликомпонентность ториево-редкометальных месторождений прежде всего объясняется близостью геохимических свойств тория, урана и редких земель. С другой стороны, это в значительной мере объясняется тем, что главная или весьма значительная часть тория в его постмагматических месторождениях находится в виде изоморфной примеси в других минералах.

Вопросы классификации постмагматических ториево-редкометалльных месторождений привлекали внимание многих исследователей [29, 55, 88, 104, 107, 114]. При этом одни авторы затрагивали этот вопрос при классификации месторождений тория [55, 107], другие — редкоземельных месторождений [29, 88], третьи — месторождений радиоактивных элементов [104].

Некоторые авторы классифицировали месторождения только по их положению в общем постмагматическом процессе, другие, помимо этого, рассматривали в связь месторождений с теми или иными интрузивными формациями. У всех авторов конкретные типы месторождений определяются ведущими рудными и жильными минералами. По первому принципу построены классификации В. Н. Котляра и Б. В. Кристального, И. В. Чиркова, и Е. В. Хейнриха, по второму — А. Н. Гинзбурга, Л. Н. Журавлевой и других и Е. И. Семенова.

Наиболее дробно постмагматический процесс расчленен у Хейнриха, который помимо обособленной группы карбонатитовых месторождений выделяет пирометасоматические и гидротермальные месторождения высокой интенсивности, мезо- и эпитеермальные месторождения.

В. Н. Котляр и Б. В. Кристальный кроме карбонатитов рассматривают скарновые и гидротермальные месторождения, И. В. Чирков — карбонатиты и пневмато-гидротермальные, А. И. Гинзбург и Л. Н. Журавлева — пневмато-гидротермальные и гидротермальные.

А. И. Гинзбург и Л. Н. Журавлева среди интрузивных комплексов, с которыми генетически связаны редкоземельные месторождения, выделяют нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и граниты, субщелочные и аляскитовые граниты, ультраосновные щелочные породы и частично также граниты. Е. И. Семенов использует более дробное расчленение интрузивных формаций, выделяя породы кальциевого, натриевого и калиевого ряда. При этом среди натриевых пород щелочного ряда он, в свою очередь, выделяет породы кальциевой, натриевой и калиевой группы.

Приведенная в табл. 1 наша классификация постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, как мы уже отмечали, построена по четырем классификационным элементам: положению месторождений в общем постмагматическом процессе, генетической связи с интрузивными формациями щелочных пород того или иного типа, влиянию вмещающих пород и основным полезным компонентам месторождений. Многие постмагматические ториево-редкометалльные месторождения характеризуются весьма сложным полиминеральным составом, при котором выдвигать минеральный состав в качестве классификационного признака трудно, поэтому мы от этого отказались. Главными среди перечисленных классификационных элементов являются первые два.

Таблица 1

Классификация постмагматических ториево-редкометалльных месторождений

Группа	Под-группа	Формация	Типы месторождений
Пневмато-гидротермальные месторождения	В массивах субщелочных и щелочных пород (альбититовые)	Щелочные и нефелиновые сиениты	Редкоземельно - ториево-ниобиево-циркониевые Циркониево-ториево-редкоземельные Ториево-урано-ниобиевые
		Щелочные граниты	Ториево - тантало - циркониево -редкоземельные Ториево-циркониево-редкоземельно - ниобиевые Ториево-редкоземельно - циркониево -бериллиевые Ториево-редкоземельно-бериллиевые
		Субщелочные кварцевые сиениты	Ториево-ниобиево-танталовые
		Поля гранитизации метаморфических толщ	Ториево - редкоземельно-ниобиево-танталовые
	В контактовых роговиках	Щелочные и нефелиновые сиениты	Редкоземельно-урано-ниобиево-ториевые Железорудные ториево-урановые и урано-ториево-редкоземельные Урано-редкоземельно-ториевые
	В карбонатных породах (скарновые)		Редкоземельно-ториево-урановые Железорудные урано-ториевые, торий-урано-редкоземельные и редкоземельные Урано-ториевые Ториево-редкоземельные
Высокотемпературные гидротермальные месторождения	В ультраосновных-щелочных породах	Ультраосновные—щелочные породы	Тантало-ниобиевые карбонатиты
		Щелочные и нефелиновые сиениты	Ториево-редкоземельные с ниобием Ториево-урановые
		Субщелочные и щелочные граниты, гранитосиениты и сиениты	Ториево-редкоземельно-молибденовые и редкоземельно-урано-молибденовые Редкоземельно-вольфрамо-оловянные Железорудные ториево-редкоземельные

Группа	Под-группа	Формация	Типы месторождений
Высокотемпературные гидротермальные месторождения <			

По положению в постмагматическом процессе все месторождения отчетливо расчленяются на следующие три обособленные группы: 1) пневмато-гидротермальные или ранние высокотемпературные метасоматиты; 2) высокотемпературные гидротермальные; 3) средне- и низкотемпературные гидротермальные.

Для пневмато-гидротермальных месторождений, как мы уже отмечали, особенно ярко проявляется влияние вмещающих пород, поэтому для них выделяются три подгруппы — месторождения в массивах субщелочных и щелочных пород (альбититовые), месторождения в контактовых роговиках и месторождения в карбонатных породах (скарновые).

Выделяемые для различных групп и подгрупп типы ториево-редкометалльных месторождений, связанных с различными формациями щелочных и субщелочных пород, приведены в табл. 1.

При этом в группе пневмато-гидротермальных ториево-редкометалльных месторождений выделяется шестнадцать, в группе высокотемпературных гидротермальных семь, в группе средне- и низкотемпературных также семь типов месторождений, а всего тридцать типов постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

1. ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Имеющийся в настоящее время фактический материал дает возможность рассмотреть особенности процесса формирования многих постмагматических ториево-редкометальных месторождений, хотя надо сказать, что для значительной их части, которая еще слабо изучена, такой анализ пока невозможен.

Формирование подавляющей части постмагматических ториево-редкометальных месторождений связано с единым, но прерывистым и достаточно сложным многостадийным постмагматическим процессом. Исключением в этом отношении являются отдельные пневмато-гидротермальные альбититовые месторождения и в контактовых роговиках, образование которых в основном проходило на фоне единого и непрерывного процесса высокотемпературного щелочного метасоматоза.

Число стадий рудоотложения на отдельных месторождениях колеблется в значительных пределах — от 2—3 до 6—7 и более. Для многих месторождений со сложным многостадийным процессом формирования достаточно отчетливо выделяются этапы рудоотложения. Так, на ряде пневмато-гидротермальных альбититовых месторождений и высокотемпературных гидротермальных выделяются ранний щелочной этап и следующий за ним более поздний, с которым связано кислотное выщелачивание.

В частности, такие этапы намечаются на некоторых ториево-редкоземельно-молибденовых месторождениях. В первый этап, развивавшийся здесь до внедрения аплитов, формировались кварц-микроклиновые и следующие за ними более поздние кварц-альбитовые жилы, с оторочкой микроклизированных и альбитизированных вмещающих пород около них. Во второй этап, после внедрения аплитов, возникли кварц-мусковитовые жилы с грейзенизацией вмещающих пород вдоль них.

На некоторых ториево-урановых месторождениях в первый этап возникли ториеносные кварцевые жилы с интенсивной эгиринизацией вмещающих пород около них. После внедрения даек тингуаитов развивался второй этап, расчлененный на следующие четыре стадии: 1) кварц-торитовую; 2) кварц-браннеритовую; 3) кварц-барит-флюоритовую и 4) уранинит-смолковосульфидную. На контакте с кварц-торитовыми жилами вмещающие их щелочные и нефелиновые сиениты интенсивно грейзенизируются.

На некоторых высокотемпературных ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых гидротермальных месторождениях с ранним этапом связано образование грейзенов, несущих убогое ториево-редкометальное оруденение. Позже после внедрения гранофилов и следующих за ними лейкократовых и меланократовых даек развивался многостадийный второй этап,

ранние стадии которого сопровождалась ортоклазизацией и биотитизацией вмещающих пород.

Сложной историей развития характеризуется высокотемпературное гидротермальное ториево-ниобиево-редкоземельное месторождение Равалли Каунти (шт. Монтана, США). По Хейнриху и Левинсону [137], процесс его формирования расчленяется на шесть стадий, среди которых от ранних к более поздним, выделяются следующие: силикатная, редкоземельно-ниобиевая, карбонатная, сульфидная, анкилитовая и заключительная кварц-кальцит-баритовая.

На многих ториево-редкометалльных месторождениях процесс рудоотложения менее сложен и расчленяется всего на две-три стадии. К такому типу можно отнести некоторые высокотемпературные ниобийсодержащие торий-редкоземельные месторождения, среднетемпературные железорудные ториево-редкоземельные, редкоземельно-свинцово-цинковые типы Галлинас Маунтин (шт. Нью-Мексико, США), медно-ториево-редкоземельные типа Станкамискрааль в Южной Африке и др.

Трудно высказать определенные суждения о причинах отмеченных отличий в процессах формирования постмагматических торий-редкометалльных месторождений. В отдельных случаях, как, например, для ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений, доказано, что все основные особенности этих месторождений и прежде всего сложный процесс их формирования обусловлен их генетической связью с гипабиссальным рудоносным очагом. Наоборот, для целого ряда ториево-редкоземельных месторождений, характеризующихся сравнительно простой историей их формирования, предполагается их генетическая связь с глубинным магматическим источником.

Для многих ториево-редкометалльных рудных полей и месторождений характерно зональное размещение оруденения. При этом намечаются следующие три типа зональности: метасоматическая зональность, зональность отложения, зональность стадийности.

Метасоматическая зональность наиболее ярко проявлена на пневмато-гидротермальных месторождениях. Для ториево-редкометалльных скарновых месторождений она принципиально ничем не отличается от описанной Д. С. Коржинским [50] и В. А. Жариковым [37] метасоматической зональности скарновых месторождений свинца, цинка, меди и других элементов.

Достаточно характерна зональность этого типа на многих редкоземельно-урано-ниобиево-ториевых месторождениях в контактовых роговиках, которые пространственно и генетически связаны с массивами нефелиновых сиенитов. Здесь в процессе щелочного метасоматоза, в зоне экзоконтакта массивов нефелиновых сиенитов со сланцами, возникает следующая метасоматическая колонка (в направлении от контакта): 1) мономи-

неральный альбит (альбититы); 2) альбит-эгирин; 3) альбит-эгирин-микроклин; 4) альбит-арфведсонит-микроклин; 5) кварц-арфведсонит-микроклин; 6) кварц-альбит-микроклин-кальцит; 7) кварц-роговая обманка-биотит-альбит-углистое вещество; 8) неизменные сланцы.

В эндоконтакте нефелиновых сиентов возник следующий зональный ряд (от неизменных их разностей к контакту):

1) альбит-эгирин-нефелин-микроклин; 2) альбит-эгирин-нефелин; 3) альбит-эгирин; 4) альбит.

Полезные компоненты месторождений этого типа — уран, ниобий и торий (основной компонент) — связаны с торитом, пирохлором, которые занимают вполне определенное место в описанной метасоматической колонке. Пирохлор сосредоточен в альбититах, альбит-эгириновых и альбит-эгирин-микроклиновых породах зоны эндо- и экзоконтакта, а торит — только во внешних зонах (4—6) метасоматической колонки экзоконтакта. Сходные метасоматические колонки наблюдаются на большинстве ториево-редкометалльных альбититовых месторождений.

Ярко выражена метасоматическая зональность на карбонатитовых месторождениях. Так, среди карбонатитов первой стадии непосредственно у контакта с вмещающими гипербазитами и мельтейгитами размещаются авгит-диопсид-кальцитовые карбонатиты, которые с удалением от контакта сменяются форстерит-кальцитовыми, далее биотит-кальцитовыми и наконец практически мономинеральными кальцитовыми карбонатитами. Карбонатиты второй стадии у контакта с гипербазитами или мельтейгитами представлены диопсид-кальцитовыми, далее форстерит-кальцитовыми, затем флогопит-кальцитовыми и, наконец, мономинеральными кальцитовыми карбонатитами.

Зональность отложения, обусловленная последовательностью выделения из растворов минералов каждой стадии, часто отмечается в рудных телах многих гидротермальных ториево-редкометалльных месторождений. Наиболее часто она проявляется в зональном строении рудных тел в направлении от зальбандов к центру или наоборот.

Стадийная зональность, связанная с наложением ряда последовательных стадий, достаточно широко проявлена на постмагматических ториево-редкометалльных месторождениях. Обусловлена она, как это впервые показал С. С. Смирнов [91], сочетанием двух синхронных процессов — подачи рудоносным источником разновозрастных, качественно различных порций постмагматических растворов и развитием во времени и пространстве линейных разрывов или зон дробления и повышенной трещиноватости. Порции растворов проникали в верхние этажи и ярусы земной коры в периоды тектонического взламывания кровли рудоносного очага, когда происходило подновление ранее заложенных линейных разрывов и зон дробления и возникновение новых.

Стадийная зональность проявляется в изменении типа оруденения с глубиной или в горизонтальном положении. Обычно на глубину или в направлении к материнской интрузии в плане наблюдается смена минерализации поздних стадий рудоотложения более ранними.

На многих ториево-редкометалльных месторождениях стадийная зональность проявлена весьма слабо, при этом примерно единый тип минерализации выдерживается на значительных вертикальных интервалах, которые при благоприятных структурных условиях нередко достигают многих сотен метров — до 1 км и более. Часто в пределах единого месторождения такая стадийная зональность не обнаруживается, но выступает значительно более отчетливо в пределах рудных полей или даже рудного пояса. Отмеченный тип стадийной зональности наиболее широко распространен среди постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

Значительно реже встречаются ториево-редкометалльные месторождения с ярко выраженной стадийной зональностью, которую можно назвать контрастной. Она проявляется не только в рудных полях и месторождениях, но часто и в пределах отдельных рудных тел. Месторождения с таким типом стадийной зональности обычно характеризуются сравнительно небольшим вертикальным размахом оруденения (чаще не более 400-500 м) с резкой сменой типа минерализации на достаточно коротких вертикальных интервалах (многие десятки и первые сотни метров).

Весьма контрастная стадийная зональность наиболее ярко проявлена на некоторых ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях. По-видимому, этот же тип зональности характерен для высокотемпературного ториево-ниобиево-редкоземельного месторождения Равалли Каунти (шт. Монтана, США), для некоторых высокотемпературных ториево-редкоземельно-молибденовых месторождений и других. Нельзя не отметить, что ториево-редкометалльные месторождения с таким типом стадийной зональности обычно характеризуются сложным, многостадийным процессом формирования.

По особенностям пространственного размещения оруденения в рудных телах, месторождениях и рудных полях выделяется линейная и концентрическая стадийная зональность. Первая, встречающаяся значительно чаще, обычно наблюдается в кровле пологопогружающихся удлиненных интрузивов трещинного типа. Проявляется она или в серии линейно вытянутых рудных тел различного состава на месторождениях, или в ряде существенно различающихся по минеральному составу месторождений в пределах рудных полей.

Такие особенности пространственного размещения оруденения проявляются на некоторых ториево-редкоземельно-берил-

лиевых альбититовых и высокотемпературных гидротермальных ториево-редкометалльных месторождениях (Равалли Каунти, некоторые железорудные — ториево-редкоземельные, отдельные ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения).

Концентрически зональное размещение оруденения обычно наблюдается в месторождениях, пространственно и генетически связанных с интрузивами и вулканоплутонами центрального типа, куполами или штокообразными телами. Проявления ее установлены как в пределах трубок взрыва и отмеченных магматических тел, так и в зоне их экзоконтакта. В последнем случае наблюдается серия концентрически размещенных рудных тел различного состава.

Характерные примеры концентрически зонального размещения оруденения можно видеть на многих месторождениях карбонатитов, а также на некоторых ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых и отдельных ториево-редкоземельно-молибденовых месторождениях.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения приурочены главным образом к жестким, консолидированным участкам земной коры. Они встречаются в краевых частях щитов, древних платформ, срединных массивов, а также в краевых частях зон ранней консолидации складчатых поясов. В то же время месторождения, связанные с различными интрузивными комплексами, существенно различаются между собой своей структурно-геологической позицией.

Так, главная масса карбонатитовых месторождений, пространственно и генетически связанных с комплексом ультраосновных щелочных пород, располагается в краевых частях древних платформ и щитов и лишь единичные — в складчатых поясах. Около 45% месторождений, связанных со щелочными и нефелиновыми сиенитами, располагается в пределах платформ и щитов и 55% — в складчатых поясах; с другой стороны, примерно 80% месторождений, обнаруживающих пространственную и генетическую связь с субщелочными и щелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами, сосредоточено в складчатых поясах и только 20% — в пределах древних щитов, платформ и срединных массивов.

В вертикальном разрезе 75% месторождений, связанных со щелочными и нефелиновыми сиенитами, располагается в нижнем структурном этаже, главным образом в древних толщах докембрия, и только 25% в среднем, в то время как среди месторождений, связанных со щелочными и субщелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами, наблюдается примерно рав-

ная их распространенность в породах как нижнего, так и среднего структурного этажа.

Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения отмечаются среди всех возрастных групп, начиная с докембрийских образований и кончая альпийскими (табл. 2). В то же

Таблица 2

Распространенность разновозрастных постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, %

Возраст месторождений	Месторождения, связанные			Все месторождения
	со щелочными и субщелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами	с нефелиновыми и щелочными сиенитами	с ультраосновными — щелочными породами	
Альпийский	7	30	36	28
Мезозойский	21	5	36	25
Герцинский	36	30	8	19
Каледонский	29	12	6	13
Докембрийский	7	23	14	15

время значение различных металлогенических эпох в образовании постмагматических ториево-редкометалльных месторождений далеко неравнозначно.

Так, основная масса месторождений (86%), связанных со щелочными и субщелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами, образовалась в герцинскую (36%), каледонскую (29%) и мезозойскую (21%) эпохи. Для месторождений, связанных с нефелиновыми и щелочными сиенитами, ведущее значение имели докембрийская (23%), герцинская (30%) и альпийская (30%) металлогенические эпохи, а для карбонатитовых месторождений — мезозойская (36%) и альпийская (36%). Если же рассматривать совместно все постмагматические ториево-редкометалльные месторождения, то здесь намечается отчетливая тенденция возрастания роли наиболее поздних металлогенических эпох.

В свете этих данных жесткие участки земной коры, представленные щитами, древними платформами, срединными массивами и зонами ранней консолидации складчатых поясов, к которым приурочена подавляющая масса постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, являются древними структурами земной коры, активизированными значительно более поздними тектоническими движениями.

В период активизации подновлялись древние глубинные разломы, значительно реже закладывались новые, которые и служили основными каналами для проникновения в верхние

горизонты земной коры трансмагматических растворов, щелочных и субщелочных магматических расплавов и связанных с ними постмагматических растворов.

Значительная часть постмагматических ториево-редкометалльных месторождений приурочена к складчатым поясам. Субщелочные и щелочные породы, с которыми связаны эти месторождения, обычно являются наиболее поздними магматическими образованиями субплатформенного этапа развития геосинклиналей.

Характерной особенностью геологических условий формирования большинства постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, особенно пневмато-гидротермальных и высокотемпературных гидротермальных, является тесная пространственная связь с материнскими интрузивами. Месторождения наиболее часто располагаются в зоне эндоконтакта интрузивов, реже в их экзоконтакте на незначительном удалении от него.

Данные о глубине формирования ториево-редкометалльных месторождений, основанные на реконструкции геологического разреза в момент рудообразования или на других достаточно точных методах, к сожалению, весьма ограничены.

Малые глубины характерны для многих средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений. В частности, на редкоземельно-свинцово-цинковом месторождении Галлинас Маунтин мощность перекрывающих его толщ в момент формирования достигала 500 м. Незначительная глубина (0,5—1 км) характерна для некоторых высокотемпературных гидротермальных ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений и отдельных ториево-редкоземельно-молибденовых (1,5 км). Большие глубины намечаются для некоторых пневмато-гидротермальных месторождений в контактовых роговиках (1,5—3 км) и для ряда альбититовых месторождений (2,5—3 км).

Сопоставив некоторые геологические и геофизические данные, можно утверждать, что вертикальная протяженность карбонатитов в интрузивах центрального типа ультраосновных щелочных пород достигает 6—8 км. Таким образом, нижние горизонты карбонатитовых месторождений, видимо, формируются на глубинах, приближающихся к 9—10 км. В то же время карбонатиты открытых интрузивов центрального типа, располагающиеся в жерлах вулканов, явно образуются на малых глубинах. По-видимому, можно достаточно уверенно говорить о значительной (5—6 км) и больше глубине формирования месторождений — ториево-редкометалльных альбититов зон гранитизации древних метаморфических толщ.

Имеются некоторые косвенные признаки глубины формирования месторождений. К числу их в первую очередь относится присутствие в рудах месторождений такого минерала, как ба-

рит, который, как известно, образуется в условиях сравнительно небольших глубин. Этот минерал отмечается в незначительных количествах лишь в единичных пневмато-гидротермальных месторождениях; среди высокотемпературных гидротермальных образований примерно 30% всех месторождений содержат его в ограниченном количестве, в отдельных случаях его больше. Еще чаще и в больших количествах барит встречается среди средне- и низкотемпературных месторождений. Здесь он обнаруживается нередко в значительных количествах примерно на 60% месторождений этой группы.

Таким образом, и конкретные геологические данные и некоторые косвенные признаки показывают, что постмагматические ториево-редкометалльные месторождения образуются в широком интервале глубин от дневной поверхности. Отчетливо намечается общая тенденция возрастания их глубинности от средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений, подавляющая часть которых явно формируется на малых глубинах, к высокотемпературным гидротермальным и пневмато-гидротермальным. Максимальная глубина характерна для месторождений зон гранитизации древних метаморфических толщин. Карбонатитовые месторождения при их огромной протяженности на глубину формируются в широком диапазоне глубин — от приповерхностных и малых глубин для их верхних горизонтов до глубинных для корневых частей.

Среди генетических особенностей постмагматических месторождений значительный интерес представляет вопрос об удаленности их от рудогенерирующих источников. К сожалению, решить вопрос можно только для детально изученных месторождений, чего нельзя сказать о большинстве известных к настоящему времени постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

Известны отдельные, хорошо изученные и описанные примеры месторождений, для которых намечаются определенные суждения об их положении относительно рудоносного очага [72]. В частности, гидротермальные месторождения сложного состава, на которых в числе основных полезных компонентов отмечаются торий, бериллий, редкие земли, свинец и цинк, явно формировались в условиях высоких градиентов температур, поэтому есть все основания думать, что они располагаются на незначительном удалении от породившего их приповерхностного рудоносного очага.

Такой вывод подтверждается следующими важнейшими геологическими особенностями этих месторождений: 1) тесной пространственной связью с материнскими интрузивами; 2) незначительной глубиной формирования от дневной поверхности; 3) сложным полиминеральным и поликомпонентным составом руд месторождений; 4) незначительным вертикальным размахом оруденения с резкой сменой типа минерализации на

коротких вертикальных интервалах; 5) сложным, многостадийным процессом формирования месторождений; 6) разнообразием типов изменения вмещающих пород на контакте с рудными телами; 7) резким изменением типа деформации вмещающих месторождение горных пород на коротких вертикальных интервалах. К этой же группе, возможно, следует относить и высокотемпературное гидротермальное месторождение Равалли Каунти (шт. Монтана и Айдахо, США) ториево-ниобиево-редкоземельного состава.

Имеются примеры детально изученных высокотемпературных гидротермальных месторождений ториево-ниобиево-редкоземельного состава, формирование которых происходило в обстановке с малым температурным градиентом. Это позволяет думать, что они располагаются на значительном удалении от породившего их глубинного магматического очага. Доказательством этому могут служить следующие их особенности: 1) отсутствие связи с материнскими интрузивными породами; 2) значительная глубина формирования от бывшей дневной поверхности; 3) сравнительно простой минеральный состав руд; 4) значительный вертикальный размах оруденения, при выдержанности типа минерализации на достаточно больших вертикальных интервалах; 5) ограниченность типов изменения вмещающих пород на контакте с рудными телами; 6) сравнительно несложный процесс формирования месторождений; 7) исключительная выдержанность типа деформации вмещающих месторождение горных пород на достаточно больших вертикальных интервалах.

Протяженность карбонатитов до 6—8 км по вертикали дает основание думать, что они также формируются на значительном удалении от породившего их магматического источника.

К сожалению, для значительной части постмагматических ториево-редкометалльных месторождений вопрос об их положении относительно рудоносного очага пока остается неясным.

При рассмотрении вопроса об удаленности постмагматических месторождений от породившего их магматического источника мы неизбежно сталкиваемся с вопросом о положении в оболочках Земли зон магмообразования и вторичных магматических очагов различных уровней и масштабов. Вопрос этот необычайно сложен и слабо изучен, поэтому в его трактовке еще очень много условного и гипотетического. Тем не менее мы считаем, что постановка его в настоящее время вполне оправдана.

Мы уже отмечали, что постмагматические ториево-редкометалльные месторождения пространственно и генетически, а точнее, парагенетически связаны с формациями следующих щелочных пород: 1) ультраосновных — щелочных; 2) щелочных и нефелиновых сиенитов; 3) субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов,

На основе геологических, геофизических и экспериментальных данных в настоящее время многие исследователи считают, что зарождение ультраосновной — щелочной магмы происходит в верхней мантии на глубине порядка 100 км.

Щелочные и нефелиновые снениты могут быть дифференциатами ультраосновной, базальтовой и гранитной магмы. В первом случае мы их относим к формации ультраосновных — щелочных пород. Базальтовая магма, как предполагают, зарождается на более высоких горизонтах верхней мантии, нежели ультраосновная — щелочная. Возникновение основной массы гранитной магмы связывают с зоной плавления так называемого «гранитного слоя» земной коры.

В то же время высказывается мнение [15], что дифференциация ультраосновной — щелочной и базальтовой магм, вероятнее всего, происходит не в зоне их зарождения, в верхней мантии, а где-то во вторичных очагах, в нижней части разреза земной коры. По-видимому, именно эти очаги, из которых ультраосновные — щелочные следует считать более глубинными, нежели базальтовые, и являются рудоносными источниками для многих постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

С другой стороны, для постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, связанных с формацией субщелочных и щелочных гранитов, рудоносными источниками могли быть как глубинные основные зоны зарождения гранитной магмы, так и гипабиссальные и приповерхностные вторичные малые магматические очаги.

Таким образом, сопоставив приведенные выше данные о трех типах постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, можно предположить их связь с тремя типами рудоносных магматических очагов. Специфические постмагматические ториево-редкометалльные месторождения, сформированные в обстановке высоких градиентов температур, по-видимому, связаны со вторичными малыми гипабиссальными и приповерхностными рудоносными очагами субщелочной и щелочной гранитной магмы.

Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения, формировавшиеся в условиях малых градиентов температур, вероятно, связаны с первичными глубинными очагами гранитной магмы и вторичными глубинными базальтовой магмы. Карбонатитовые месторождения, по-видимому, связаны со сверхглубинными вторичными очагами ультраосновной — щелочной магмы.

Сравнивая выделенные типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, нетрудно подметить, что здесь намечается определенная взаимосвязь основных особенностей месторождений и прежде всего вертикального размаха оруденения с глубиной рудоносного магматического источ-

ника. Месторождения с малым вертикальным размахом оруденения связаны с гипабиссальными и приповерхностными источниками, месторождения с значительной протяженностью оруденения на глубину — с глубинными источниками гранитной и, возможно, базальтовой магмы и, наконец, месторождения с огромной вертикальной протяженностью оруденения (карбонаты) — со сверхглубокими рудоносными очагами.

Конечно, высказанные здесь представления следует рассматривать как первую и при том довольно грубую схему, весьма уязвимую для критики. Авторы хотели бы подчеркнуть, что основой ее являются реальные и притом детально изученные типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

ГЛАВА 2

РУДОНОСНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ ТОРИЕВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большинство ториево-редкометалльных месторождений, и особенно пневмато-гидротермальные и высокотемпературные гидротермальные, обнаруживают тесную пространственную связь с материнскими интрузивами. Они, как правило, располагаются непосредственно в зоне эндоконтакта массивов, реже в их экзоконтакте, на незначительном удалении от него.

При решении вопроса о генетической связи ториево-редкометалльных месторождений с определенными интрузивными породами помимо пространственной их связи мы использовали следующие дополнительные критерии: 1) часто наблюдаемое зональное размещение оруденения около материнского массива; 2) близость возраста месторождения и соответствующих магматических пород; 3) единый структурный контроль; 4) элементы геохимического родства между ними и др.

Однако в некоторых случаях, особенно для многих средне- и низкотемпературных месторождений, конкретные критерии для решения вопроса об их генетической связи с интрузивными породами отсутствуют. Как правило, эти месторождения значительно чаще, чем более высокотемпературные, размещаются во вмещающих породах, в кровле массивов. В этом случае установление связи их с данными массивами в известной мере является условным.

Известные к настоящему времени многочисленные ториево-редкометалльные месторождения обнаруживают не только пространственную, но и генетическую связь с вполне определенными магматическими формациями, отличающимися повышенной щелочностью слагающих их пород и характерным для каждой из них комплексом рудоносных метасоматитов.

В настоящее время четко выделяются три формации щелочных пород, с которыми связаны различные типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений: I — формация ультраосновных — щелочных пород, с которыми пространственно и генетически связаны карбонатитовые месторождения; II — формация щелочных и нефелиновых сиенитов, несущая ториево-редкоземельное оруденение с ураном и ниобием, и III — формация субщелочных и щелочных гранитоидов, сопро-

вождаемая ториево-редкоземельной минерализацией с бериллием, оловом, молибденом и вольфрамом. Как будет показано ниже, каждая из указанных формаций щелочных пород характеризуется своей металлогенической специализацией, в значительной степени определяющей многие специфические особенности рассматриваемых ториево-редкометалльных месторождений и прежде всего основные их полезные компоненты.

Прежде чем перейти к характеристике рудоносных магматических формаций, развитых в районах ториево-редкометалльных месторождений, следует указать, что имеющиеся в литературе сведения по данному вопросу довольно скудны.

Наиболее полно охарактеризована лишь карбонатитовая ультраосновная — щелочная формация. В литературе также имеется небольшое число работ, посвященных описанию магматизма отдельных ториево-редкометалльных месторождений, связанных с другими формациями щелочных пород. Во многих же случаях приводимая авторами краткая характеристика магматизма недостаточна для того, чтобы получить представления о закономерностях формирования рудоносных магматических комплексов, об особенностях состава, петрохимии и геохимии слагающих их пород, о закономерностях распределения в них редких и радиоактивных элементов, об их генезисе и т. д. Довольно часто исследователи ограничиваются лишь перечислением магматических образований в их возрастной последовательности. Поэтому обобщение и систематизация этих отрывочных данных является довольно трудной задачей.

В этой главе сделана попытка систематизировать накопленные в литературе материалы по рудоносным магматическим формациям, развитым в районах ториево-редкометалльных месторождений. Большую часть третьего раздела составляют материалы автора, а четвертый целиком написан по результатам его личных исследований.

1. ФОРМАЦИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ — ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Формация карбонатитовых ультраосновных — щелочных пород широко распространена. К настоящему времени известно не менее 150 массивов этих пород, из них 75 в Африке, 45 в СССР, 15 в Канаде, 6 в Бразилии, 4 в Западной Европе, 5 в США.

Изучению и характеристике этой формации посвящены многочисленные публикации, что вызвано главным образом промышленной ценностью связанных с ней карбонатитовых месторождений, являющихся крупными источниками ниобия, тантала, циркония, тория, редких земель, фосфора, железа, флогопита, вермикулита и др.

Многочисленные литературные данные показывают, что, несмотря на различное геолого-тектоническое положение и некоторые вариации петрографического состава, комплексы карбонатитовых ультраосновных — щелочных пород представлены сходными сериями пород, обнаруживающими большое петрохимическое и геохимическое родство. Слагаемые ими массивы характеризуются довольно однообразным строением и единой последовательностью формирования.

Ультраосновные — щелочные породы в большинстве случаев образуют массивы и вулканоплутоны центрального типа, приуроченные к древним консолидированным участкам земной коры, активизированным более молодыми тектоническими движениями. Такими участками являются краевые части щитов и древних платформ, срединные массивы и зоны ранней консолидации складчатых поясов.

Массивы ультраосновных — щелочных пород отчетливо контролируются глубинными длительно существующими разломами, по которым происходили крупные блоковые перемещения. Часть из них приурочена к «сквозьструктурным» разломам, достигающим на глубину верхней мантии [85, 111]. В пределах складчатых зон массивы ультраосновных — щелочных пород крайне редки. Для них также характерна приуроченность к крупным разломам в зонах завершенной складчатости.

Для многих провинций характерно цепочечное расположение плутонов и вулканоплутонов ультраосновных — щелочных пород вдоль зон разломов (Восточно-Африканская, Карело-Кольская и др.).

В большинстве случаев массивы ультраосновных — щелочных пород имеют трубообразную или штокообразную форму с круглыми контактами и округлым или овальным поперечным сечением. Для массивов, приуроченных к краевым швам древних платформ и щитов, характерна эллипсоидальная форма горизонтального сечения, вытянутая вдоль контролирующих их разломов.

Площадь их составляет несколько десятков квадратных километров. В краевых частях платформ встречаются массивы карбонатитовых ультраосновных — щелочных пород площадью, равной многим сотням и даже тысячам квадратных километров (Гулинская интрузия — около 2000 км²). Многие из них сопровождаются серией мелких штоков и радиальных и кольцевых даек.

Возраст массивов карбонатитовых ультраосновных — щелочных пород зависит от времени заложения или обновления глубинных разломов. В литературе описаны массивы докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Не менее половины из них имеют мезозойский и кайнозойский возраст. В СССР наиболее распространены массивы палеозойского возраста.

История формирования интрузивов и вулканоплутонов ультраосновных — щелочных пород обычно достаточно сложна и длительна (см. табл. 14). Особенно это касается массивов с наиболее полно выраженной дифференциацией, в которых выделяются до 7—8 отдельных интрузивных фаз и несколько этапов постмагматической деятельности. К сожалению, возраст многих комплексов устанавливается условно из-за отсутствия геологических данных, а данных по определению абсолютного возраста сравнительно мало. Поэтому продолжительность становления этих массивов установить не представляется возможным. По данным В. А. Кононовой и др. [47], Ковдорский массив в Карело-Кольской провинции формировался на протяжении около 300 млн. лет.

Некоторые исследователи [20] считают, что процесс формирования указанных массивов более сложный и периоды внедрения ультраосновной и щелочной магмы резко разорваны во времени и связаны с различными тектоническими циклами.

Массивы карбонатитовых ультраосновных — щелочных пород имеют обычно сложное концентрически-зональное строение. Они состоят из ряда простых интрузий, приуроченных к кольцевым и коническим разломам и располагающихся в определенной последовательности. А. А. Полканов [81] выделяет среди них наиболее распространенные центрипетальные структуры, когда наиболее древние интрузивы располагаются по периферии, а молодые — ближе к центру, и менее распространенные центрифугальные структуры с обратной последовательностью образования интрузивных тел (Вуори-Ярви и Большой Ковдор в Карело-Кольской провинции, некоторые массивы Восточной Сибири и др.). В центральной части этих структур часто располагаются тела карбонатитов.

Последовательность формирования ультраосновных — щелочных комплексов и этапы развития метасоматических процессов в магматическую и постмагматическую стадии описаны в гл. 5. В данном разделе мы кратко остановимся лишь на общих закономерностях формирования этих комплексов, особенностях вещественного состава и их петрохимических и геохимических особенностях на примере Маймеча-Котуйской провинции — одной из наиболее интересных и хорошо изученных провинций земного шара. Она расположена на северной окраине Сибирской платформы в зоне сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой и Хатангской впадиной. В пределах этой провинции известно более 15 массивов ультраосновных — щелочных пород, характеризующихся большим разнообразием петрографического состава пород, что является, очевидно, следствием различного уровня эрозийного среза, а также интенсивности проявления постмагматических процессов. Причем наиболее эродированные из них характеризуются и более сложным составом.

Самым крупным (площадью около 2000 км²) и наиболее полно дифференцированным является Гулинский массив, который изучался многими исследователями и неоднократно описывался в литературе [35, 115, 116]. Он представляет собой сложный вулканоплутон центрального типа, формирование которого началось с излияния лав основного, щелочно-базальтового и ультраосновного состава. Затем произошло образование многофазного плутона, имеющего в плане слегка эллипсовидную форму и концентрически-зональное строение, обусловленное, по мнению Л. С. Егорова [35], сочетанием кольцевых и конических интрузивов со штокообразными телами, выполнявшими кальдеры обрушения. Им выделено семь последовательных фаз внедрения (начиная с более древних): 1) дуниты, перидотиты, пироксениты; 2) меймечиты; 3) рудные перидотиты и пироксениты, биотит-авгитовые перидотиты; 4) мельтейгиты, малиньиты, шонкиниты; 5) щелочные перидотиты (хатангиты); 6) ийолиты и мельтейгиты; 7) щелочные и нефелиновые сиениты.

Е. М. Эпштейн [115] объединяет их в четыре крупных этапа; некоторые из них насчитывают несколько фаз: I — гипербазиты (дуниты, перидотиты, пироксениты, рудные пироксениты, меймечиты); II — щелочные гипербазиты (хатангиты); III — ийолит-мельтейгиты; IV — щелочные и нефелиновые сиениты.

Аналогичная последовательность формирования ультраосновных щелочных комплексов характерна и для других массивов не только Маймеча-Котуйской провинции, но и других провинций мира. Процесс их формирования начинается всегда с внедрения ультраосновного (дуниты, оливиниты, далее перидотиты и пироксениты), а затем щелочно-ультраосновного (щелочные перидотиты и мелилитсодержащие породы) расплава. Позже образуются щелочные породы, сначала бесполовошпатовые (ийолиты и мельтейгиты), а затем нефелиновые и щелочные сиениты.

Следует подчеркнуть, что щелочные породы занимают обычно очень малый объем магматических тел по сравнению с более ранними ультраосновными образованиями, а в некоторых массивах они отсутствуют совсем (Кондер на Алданском щите и др.).

По мнению О. А. Воробьевой [25], подчиненное развитие щелочных пород является следствием малых содержаний щелочей в первоначальном ультраосновном расплаве, при дифференциации которого могла обособляться производная щелочная (ийолитовая) магма в ограниченном количестве.

Существенную роль в формировании пород ийолит-мельтейгитового состава играл, очевидно, и метасоматический процесс нефелинизации. В результате взаимодействия щелочного расплава с пироксенитами, перидотитами, дунитами и другими породами ультраосновного и основного состава происходит

нефелинизация последних с образованием различных контактово-метасоматических нефелинсодержащих пород типа ийолитов, мельтейгитов и тералитов [4, 22, 34, 48].

В сложении ультраосновных — щелочных массивов принимают участие разнообразные интрузивные, субвулканические и вулканические, контактово-реакционные и метасоматические (карбонатиты) образования. Вулканические проявления обычно предшествуют интрузивным, и в результате эрозии почти полностью бывают уничтожены, сохраняясь лишь в кальдерах опускания отдельных массивов. Состав эффузивных пород меняется от ультраосновных до щелочных (оливиниты, авгититы, пикритовые порфириды, лимбургиты, мелилитовые и нефелиновые базальты, нефелиниты, трахибазальты, трахиты и др.). К этой группе пород относятся и меймечиты (Гулинская интрузия), содержащие прослой туфов, лапиллей и бомб [35]. Они состоят из вкрапленников оливина и клинопироксена, заключенных в вулканическое стекло.

Незначительным распространением пользуются пирокластические породы — туфы, туфобрекчии и лавобрекчии, — состоящие из обломков эффузивных пород и выполняющих жерловины и трубки взрыва.

Интрузивные породы комплекса характеризуются полнокристаллической структурой и массивной текстурой. Дуниты сложены главным образом оливином (80—85%), титано-магнетитом (15%) и небольшим количеством авгита. Последний отсутствует в оливинитах, и количество его увеличивается в перидотитах за счет оливина. Пироксениты сложены авгитом, диопсидом и титано-магнетитом. Количество последнего сильно возрастает в рудных пироксенитах и перидотитах (до 30%).

В щелочных гипербазитах (хатангитах) помимо оливина и авгита появляется нефелин (15—25%), небольшая примесь щелочного полевого шпата и биотита. Содержание нефелина сильно возрастает в ийолит-мельтейгитах. В них присутствуют эгирин-диопсид и небольшое количество микроклина и оливина.

Щелочные сиениты сложены анортоклазом, эгирином и эгирин-салитом, к которым в нефелиновых сиенитах прибавляется нефелин (20—40%).

Акцессорные минералы в породах карбонатитоносных ультраосновных — щелочных комплексов немногочисленны. Главными из них являются титано-магнетит, апатит, сфен, перовскит, реже и в меньших количествах присутствуют ильменит, меланит, магнетит, пирит, рутил, хромит. В щелочных породах появляется циркон.

Формирование ультраосновных — щелочных комплексов сопровождалось значительными изменениями вмещающих пород, причем каждая последующая фаза оказывала контактовое воздействие не только на вмещающие породы, но и на более ранние магматические тела комплекса.

На контакте с дунитами и перидотитами отмечается орого-
викование или мраморизация вмещающих пород, а на контакте
с щелочными перидотитами — биотитизация дунитов и перидо-
титов.

Наиболее интенсивный контактовый метаморфизм связан с
образованием щелочных пород комплекса. Внедрение щелоч-
ного расплава обычно сопровождалось активным взаимодей-
ствием его с окружающей средой, что привело к возникновению
вокруг массивов мощных контактово-реакционных зон и обра-
зованию новых типов щелочных пород — нефелиновых, пирок-
сеновых, пироксен- и мелилитсодержащих метасоматитов
(фенитов). Состав последних в основном определяется исход-
ным составом вмещающих пород. Так, вдоль контакта нефели-
новых сиенитов со сланцами отмечается обычно образование
биотитовых нефелиновых сиенитов, которые через пироксен-би-
титовые нефелиновые сиениты и пироксеновые и биотит-пирок-
сеновые фениты переходят постепенно в хлорит-серицит-кварце-
вые сланцы. Для этих фенитов характерны пойкилобластовые и
диабластовые структуры и полосчатые текстуры. Полимиктовые
песчаники в контакте с нефелиновыми сиенитами превращены в
калишпат-флогопит-эгириновые метасоматиты. На контакте би-
титовых нефелиновых сиенитов и ийолит-мельтейгитов разви-
вается калишпатизация последних до образования лейкократо-
вых щелочных сиенитов типа умпекита или пуласкита с одно-
родной структурой и массивной текстурой.

Петрохимические и геохимические особенности ультраосновных — щелочных комплексов

Химические исследования различных пород комплекса пока-
зывают их петрохимическую близость.

Породы Гулинского массива (рис. 1) образуют единый
петрохимический ряд, характеризующийся постепенным измене-
нием состава пород от дунитов и перидотитов через щелочные
перидотиты и недосыщенные кремнеземом породы — мельтейги-
ты и ийолиты — к резко пересыщенным щелочами нефелиновым
и щелочным сиенитам. Эта эволюция химического состава пород
совпадает с последовательностью их образования и отражает
главное направление магматической дифференциации при фор-
мировании Гулинского плутона.

Для всех пород массива характерна резкая недосыщенность
кремнеземом и относительно высокая концентрация щелочей,
железа, титана и кальция. В ходе магматической дифферен-
циации происходит постепенное уменьшение количества магния
и увеличение содержания кремнезема, алюминия, щелочей и
кальция.

Особенности химизма пород Гулинского массива приведены
в табл. 3. Данные по молекулярным соотношениям главных

Таблица 3

Особенности химизма пород Гулинской интрузии*

Номер анализа (см. рис. 1)	Порода	Молекулярные отношения					
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	Na ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O
		Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ +FeO +MgO	CaO	K ₂ O	Al ₂ O ₃
1	Дунит	91,9	0,4	0,1	30,6	1,0	1,4
2	Перидотит	74,9	0,3	0,2	5,8	1,25	1,0
3	Пироксенит (рудный)	20,3	0,4	0,35	1,1	—	0,2
4	Меймечит	26,9	0,6	0,1	12,5	2,0	0,26
5	Биотит-авгитовый перидотит	19,5	0,4	0,2	5,3	0,7	0,45
6	Пироксен-мелилитовый перидотит	13,8	0,3	0,2	1,4	4,4	0,6
7	Хатангит-пикрит	13,5	0,3	0,2	3,7	1,4	0,6
8	Нефелиновый долерит	6,7	0,5	0,35	1,0	3,5	0,7
9	Хатангит	8,7	0,3	0,35	1,5	2,4	0,7
10	Мельтейгит-якупирангит	13,1	0,6	0,5	0,7	1,6	0,9
11	Мельтейгит	7,4	0,7	0,4	0,6	2,3	0,85
12	Ййолит	5,1	0,4	0,5	0,7	3,3	1,0
13	Ййолит-уртит	2,9	0,7	0,4	0,5	4,9	0,8
14	Шонкинит	6,5	0,7	0,6	0,5	1,0	1,0
15	Малинит	4,7	0,4	0,6	0,6	2,2	0,8
16	Нефелиновый сиенит	5,5	1,3	0,5	0,6	0,6	1,0
17	Щелочный сиенит	7,7	0,8	0,4	0,6	0,9	1,1
18	Нефелин-мелилитовая порода	4,8	0,6	0,4	0,5	3,5	0,8

* Вычислено на основании химических анализов, заимствованных из работы [111].

окислов показывают, что они менялись в значительных пределах для пород ранних и более поздних фаз. Высокое содержание магния в породах ранних фаз (дунитах, перидотитах, рудных пироксенитах, меймечитах, биотит-авгитовых перидотитах, пироксен-мелилитовых породах и хатангит-пикритах) отражает наличие в породах большого количества магнезиального оливина. Отношение MgO/CaO постепенно уменьшается в связи с повышением роли в породах более поздних фаз авгита, диопсида, эгирин-диопсида и эгирина. В щелочных породах (мельтейгитах, щелочных и нефелиновых сиенитах) оно становится меньше единицы за счет преобладания CaO над MgO.

Для большинства пород комплекса характерно преобладание закисного железа над окисным. Но отношение Fe₂O₃/FeO постепенно увеличивается от более ранних пород к поздним и в нефелиновых сиенитах оно равно 1,3 очевидно, в связи с присутствием в них эгирина в качестве цветного минерала.

Отношение суммарного количества железа к магнию также увеличивается от ранних пород (0,1—0,35) к более поздним (0,4—0,6) за счет уменьшения содержания MgO.

Характерной особенностью химического состава пород Гулинского массива является резкое преобладание Na_2O над K_2O ,

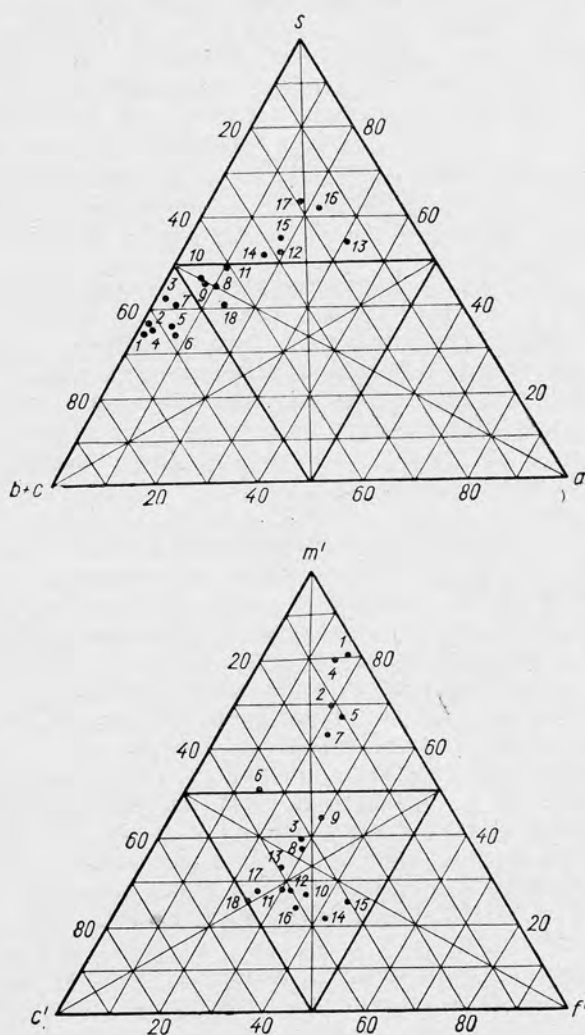


Рис. 1. Диаграмма химических составов пород Гулинской интрузии (номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 3; a , b , c , s , f' , m' , c' — числовые характеристики по А. Н. Заварицкому).

что фиксируется в повышенном содержании нефелина и эгирин-диопсида при сравнительной бедности калишпатом и биотитом. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для большинства пород больше 1,

Только в биотитовых перидотитах и щелочных и нефелиновых сиенитах оно меньше 1 за счет увеличения содержания биотита в первых и анортоклаза — во вторых.

Коэффициент агпаитности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ пород в основном меньше 1. Только в щелочных породах он равен 1—1,1 за счет повышенного содержания щелочей, преимущественно натрия. Высокое значение (1,—1,4) коэффициента агпаитности в дунитах и перидотитах связано с ничтожным содержанием в них алюминия. Отсюда и очень высокая кремнекислотность ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) указанных пород (74—91%), которая постепенно уменьшается от пород ранних фаз к более поздним за счет более интенсивного увеличения содержания Al_2O_3 по сравнению с кремнеземом.

Для пород массива характерно присутствие летучих компонентов (CO_2 , P_2O_5 , H_2O и др.), содержание которых увеличивается в породах поздних фаз. Это связано с накоплением летучих компонентов в остаточных порциях расплава. В процессе их внедрения происходили газовые взрывы с образованием очень крупных (первые сотни метров до 1 км в диаметре) трубок взрыва, выполненных обломками вмещающих пород и цементирующими пикритовыми порфиритами или анкеритовыми карбонатитами.

Сходные петрохимические особенности имеют ультраосновные — щелочные комплексы и других провинций мира. Так, для ультраосновных — щелочных пород Карелии и Кольского полуострова [64] также характерны: 1) недосыщенность кремнеземом; 2) повышенные содержания щелочей ($\text{Na} > \text{K}$) и алюминия; 3) пересыщенность кальцием, железом и титаном; 4) повышенные концентрации фосфора, фтора, ниобия, тантала, циркония, скандия, галлия, стронция, бария и др., что является веским доказательством комагматичности всех пород комплекса. По мнению А. А. Кухаренко и М. П. Орловой [64], ведущим процессом при их формировании является процесс магматической дифференциации щелочно-ультраосновной магмы, резко недосыщенной кремнеземом и содержащей повышенные количества CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 , а также CO_2 , P_2O_5 , H_2O и других летучих компонентов.

Закономерная повторяемость комагматических серий пород в ультраосновных — щелочных комплексах мира является следствием отсутствия сколько-нибудь заметного влияния вмещающей среды и отсутствия ассимиляции их внедряющейся щелочно-ультраосновной магмой.

Для пород ультраосновных — щелочных комплексов характерны повышенные содержания фосфора, титана, хлора, бария, ниобия и редких земель цериевой группы. В родоначальной магме содержание этих элементов было недостаточным для образования самостоятельных минералов, поэтому в породах ранних фаз (дунитах, перидотитах и пироксенитах) они присут-

ствуют лишь в виде изоморфной примеси в породообразующих и акцессорных кальцийсодержащих минералах (пироксенах, амфиболах и апатитах). В процессе магматической дифференциации происходило накопление фосфора, хлора, бария, редких земель цериевой группы в расплаве, что способствовало образованию редкоземельных минералов в щелочных дифференциатах поздних фаз. В последних появляются такие минералы, как перовскит, сфен и апатит, обогащенные торием и редкими землями цериевой группы. При этом перовскит содержится нередко в значительных количествах и является породообразующим минералом. Химический состав перовскитов [63] в процессе магматической дифференциации закономерно эволюционирует от ранних фаз к поздним, обогащаясь редкими землями (главным образом церием и лантаном), ниобием, торием, ураном, цирконием и другими элементами.

Ультраосновные-щелочные породы характеризуются также низкими содержаниями урана и тория при значительном преобладании последнего. Ториево-урановое отношение $(Th/U) = 2 \div 4$. Наиболее низкие содержания этих элементов отмечаются в самых ранних членах комплексов, представленных дунитами, перидотитами и пироксенитами. В процессе формирования комплексов происходит постепенное увеличение содержания урана и тория. Однако иногда отмечаются отклонения от данной закономерности. Так, в процессе формирования одного из массивов ультраосновных — щелочных пород содержание урана в интрузивных породах закономерно возрастает от ранних фаз (пироксениты — $4,2-2,7 \cdot 10^{-4}\%$) к поздним (щелочные сиениты — $9,2 \cdot 10^{-4}\%$), а содержание тория, наоборот, уменьшается [соответственно от $(9,3-11,7) \cdot 10^{-4}\%$ до $5,8 \cdot 10^{-4}\%$]. Вследствие этого ториево-урановое отношение в процессе формирования указанного массива уменьшается от 2—4 до 0,6—0,9. Самостоятельных минералов эти элементы не образуют, а присутствуют в виде изоморфной примеси в перовскитах, сфенах, цирконах и других минералах.

Характерными элементами-примесями ультраосновных — щелочных пород являются скандий и ванадий. В ранних членах комплексов (дунитах, перидотитах и пироксенитах) появляются хром, никель и кобальт, которые не характерны для пород более поздних фаз и карбонатитов.

Обобщая материал о геохимических особенностях ультраосновных — щелочных комплексов, отметим закономерное увеличение содержания ниобия, редких земель цериевой группы, тория, урана, циркония и других элементов в направлении от ранних членов комплекса к более поздним параллельно с возрастанием их щелочности и кремнекислотности. Причем в родоначальной щелочно-ультраосновной магне перечисленные элементы повышенных концентраций по сравнению с кларком не образуют. В процессе же ее дифференциации происходило

накопление редких и радиоактивных элементов в остаточном расплаве, обогащенном щелочами и углекислотой. Очевидно, в этих условиях они образовывали легкорастворимые комплексные соединения со щелочными металлами и углекислотой и могли длительное время удерживаться в расплаве и накапливаться в самых поздних продуктах магматического и особенно постмагматического процесса (карбонатитах).

Ю. М. Шейнманн [110], В. С. Соболев [93], А. А. Кухаренко и М. Н. Орлова [64] и другие считают, что изверженные породы карбонатитовосной щелочно-ультраосновной формации являются дифференциатами единой родоначальной щелочно-ультраосновной магмы, возникшей в результате плавления подкорового вещества эвглитового или перидотитового состава.

А. П. Виноградов [23] высказал предположение о возможной аналогии процессов выплавки вещества земной коры из мантии механизму зонного плавления. На основании экспериментальных данных зонной плавки каменных метеоритов, близких по составу перидотитам, он пришел к выводу, что в процессе выплавки и дегазации легколетучих веществ из мантии происходит разделение вещества мантии на дуниты и базальтическую магму.

По представлениям Ю. М. Шейнманна [111], В. В. Белоусова [15] и др., зарождение щелочно-ультраосновных и базальтовых магм происходит на глубине 100—150 км, что в значительной мере подтверждается геофизическими данными. Основываясь на анализе геологического материала и экспериментальных исследованиях Иодера и Тилли, к аналогичным цифрам (100 км) приходят А. А. Кухаренко и М. Н. Орлова [64].

Избирательная приуроченность ультраосновных — щелочных пород к зонам крупных разломов глубинного заложения свидетельствует о связи их с подкоровыми горизонтами, где, по представлениям О. А. Воробьевой [25], Ю. М. Шейнманна [110] и др., возникают первичные магмы, обогащенные щелочами.

В то же время высказываются мнения [15], что дифференциация щелочно-ультраосновной магмы вероятнее всего происходит не в зоне ее зарождения в верхней мантии, а где-то во вторичных очагах, расположенных в нижней части разреза земной коры. Об этом свидетельствуют случаи загрязнения магмы гранитным материалом коры (например, интрузия Маунтин-Пас в США, некоторые интрузии Алдана — Кондер и др.).

2. ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

Щелочные и нефелиновые сиениты пользуются значительным распространением в районах развития постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. Они представляют

собой сложные гетерогенные образования, которые могут являться производными ультраосновной, базальтовой и гранитной магм. Первые описаны нами в составе формации ультраосновных — щелочных пород, а последние — в составе формации субщелочных и щелочных гранитоидов.

Настоящий раздел посвящен характеристике щелочных и нефелиновых сиенитов, являющихся производными щелочно-базальтовых расплавов. По мнению О. А. Воробьевой [25], «базальтовая магма занимает особое место в истории щелочного магматизма. Появление нефелиновых сиенитов и их эффузивных аналогов (фонолитов) совместно со щелочными базальтами может быть только следствием длительной дифференциации родоначальной базальтовой магмы, происходящей в глубинных очагах задолго до извержения и внедрения».

По характеру щелочности щелочные и нефелиновые сиениты резко разделяются на две группы: 1) щелочные породы натриевого ряда с резким преобладанием натрия над калием; 2) щелочные породы калиевого ряда с обратным соотношением щелочей. В связи с этим они отличаются не только минеральным составом и петрохимическими и геохимическими особенностями, но и характером сопутствующей им постмагматической минерализации.

Щелочные породы натриевого ряда

Со щелочными и нефелиновыми сиенитами натриевого ряда пространственно и генетически связана большая группа пневмато-гидротермальных (альбититовых) и высокотемпературных гидротермальных ториево-редкоземельных месторождений с ниобием, цирконием и ураном. Они слагают массивы, штокообразные и дайкообразные тела с крутыми контактами (75—90°). Реже отмечаются воронкообразные формы с крутыми внешними контактами. Поверхность контакта часто осложнена многочисленными апофизами, отходящими во вмещающие породы согласно с их слоистостью. Мощность этих инъекций колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров.

Массивы приурочены к крупным региональным разломам в областях завершенной складчатости, срединных массивах и в краевых частях щитов и древних платформ, а более мелкие тела — иногда к интенсивно нарушенным ядрам антиклинальных структур.

Массивы щелочных и нефелиновых сиенитов обычно залегают несогласно по отношению к слоистости вмещающих пород. В горизонтальном сечении они имеют более или менее изометричные очертания. Но нередко бывают удлинены вдоль тектонических нарушений.

Размеры массивов варьируют от нескольких до первых сотен квадратных километров, а возраст — от докембрийского до тре-

тичного. Наиболее распространены массивы герцинского и альпийского возраста.

Массивы щелочных пород различны по строению. Среди них выделяются одно- и многофазные интрузивы. Первые характеризуются сравнительно однородным составом и сложены нефелиновыми сиенитами и их пегматитами. Иногда в них отмечаются шлировидные обособления полевошпатовых уртитов (ювитов).

Вторые обычно приурочены к зонам долгоживущих глубинных разломов и имеют сложную историю формирования. В первый этап образовались нефелиновые сиениты и их пегматиты, а во второй — кварцсодержащие и бескварцевые сиениты и сиенит-аплиты и их пегматиты полевошпатового и кварц-полевошпатового состава.

Нефелиновые сиениты, слагающие основную часть массивов, обычно представлены средние- и крупнозернистыми породами с четко выраженной трахитоидностью. Они сложены главным образом нефелином и микроклин-пертитом. Темноцветные минералы представлены эгирином, эгирин-диопсидом, арфведсонитом или рибекитом. Акцессорные минералы — сфен, апатит, титано-магнетит, циркон, флюорит, эвдиалит, минералы группы ловенита, пирохлор и др.

Эти породы характеризуются высоким содержанием щелочей ($\text{Na} > \text{K}$) и глинозема при низком содержании железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$), небольшом количестве CaO и MgO . Постоянно присутствуют летучие компоненты — фосфор, сера, хлор, фтор, CO_2 , H_2O .

В зависимости от отношения щелочей к алюминию выделяются агпаитовые (более 1), хибинитоподобные (около 1) и миаскитовые (менее 1) нефелиновые сиениты. В миаскитовых разновидностях коэффициент агпаитности $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} < 1$, а $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}} \approx 1$. Главными породообразующими минералами миаскитов являются микроклин-пертит (60—80%), нефелин (10—15%), биотит и гастингсит, акцессорными — циркон, сфен, апатит, малакон, монацит, ортит, эшинит и др. Для них характерна трахитоидная (гнейсовидная) или полосчатая текстура.

В агпаитовых нефелиновых сиенитах сумма молекулярных количеств щелочей больше молекулярных количеств алюминия. Среди щелочей резко преобладает натрий. В минеральном составе данных пород возрастает роль нефелина, эгирина и арфведсонита. Среди акцессорных минералов отмечаются эвдиалит, лампрофиллит и др.

Щелочные сиениты занимают обычно подчиненное положение, имеют мелкозернистое сложение и состоят главным образом из микроклин-пертита. Из темноцветных присутствуют эгирин, эгирин-диопсид, эгирин-геденбергит, арфведсонит или рибекит. Нередко в них отмечается небольшое количество кварца,

акцессорные — циртолит, пирохлор, гадолинит и др. Щелочные сиениты по химизму относятся к группе пород, насыщенных кремнекислотой; в них калий преобладает над натрием.

Щелочные сиенит-аплиты сложены альбитизированным анортитом и почти лишены темноцветных минералов.

Щелочные и нефелиновые сиениты характеризуются повышенным содержанием редких элементов. Наиболее типичны среди них цирконий, ниобий, тантал, редкие земли цериевой группы, иттрий, торий, литий, галлий, бериллий, титан, марганец, стронций и др. Торий всегда преобладает над ураном. Еще более высокие концентрации перечисленных элементов отмечаются в продуктах постмагматического изменения щелочных пород (микроклинитах, альбититах и биотит-карбонатных породах).

Внедрение щелочного расплава оказывает интенсивное воздействие на вмещающие породы. Сланцы превращены в полосчатые роговики. Известняки мраморизованы и скарнированы и превращены в кальцифиры и пироксеновые породы. Значительное контактное воздействие оказывают нефелин-сиенитовые интрузии на вмещающие габбро и пироксениты, вызывая интенсивную нефелинизацию последних. Габбро превращены в лейкократовые эссекситы и бедные нефелином пуласскиты с характерной пойкилогранобластовой структурой. При взаимодействии щелочного расплава с вмещающими породами кислого состава (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и др.) вокруг массивов образуются мощные эндоконтактные зоны безнефелиновых биотитовых сиенитов, а экзоконтакты обычно сложены пироксен-полевошпатовыми фенитами.

Постмагматические изменения щелочных и нефелиновых сиенитов можно разделить на два типа: аутометасоматические (проявлены слабо по всей площади массивов — пертитизация микроклина, канкринитизация и либнеритизация нефелина, замещение эгирин-авгита щелочным амфиболом) и постмагматические (в большинстве массивов получили более широкое развитие и приурочены к зонам контактов, апофизам и разломам).

Постмагматические изменения протекали в несколько последовательных стадий: 1) стадия калиевого метасоматоза — микроклинитизация; 2) стадия натриевого метасоматоза (получила наибольшее развитие; с ней связана интенсивная альбитизация щелочных и нефелиновых сиенитов и их микроклинитизированных разновидностей; конечным ее результатом является образование мономинеральных альбитовых и альбит-эгириновых пород, к которым приурочена основная масса рудных концентраций); 3) стадия железо-кальциевого метасоматоза (пользуется подчиненным развитием и приводит к образованию лепидомелана, канкринита, кальцита, флюорита и др.); 4) стадия кремнекислотного выщелачивания — грейзенизация, окварцевание (слабо проявлена только в отдельных массивах).

Щелочные породы калиевого ряда

Особое место в группе щелочных и нефелиновых сиенитов занимают щелочные породы калиевого ряда. Они отличаются как по минеральному составу, так и по своим петрохимическим и геохимическим особенностям.

Щелочные породы калиевого ряда в пределах ториево-урановых месторождений образуют обычно сложные многофазные вулкано-интрузивы центрального типа, приуроченные к узлам пересечения глубинных разломов в краевых частях щитов и древних платформ или в областях сочленения срединных массивов с геосинклинальными зонами. Формирование их связано с более поздней тектонической активизацией указанных участков земной коры, которая проявлялась в значительных глыбовых перемещениях и интенсивной магматической деятельности, приведшей к образованию вулкано-интрузивных комплексов пород щелочноземельного и щелочного (калиевого) состава.

Массивы имеют сложное строение, обусловленное чередованием во времени и пространстве интрузивных и вулканических фаций, а также широко проявленными процессами щелочного метасоматоза.

Формирование комплексов большей частью начиналось с вулканических извержений, которые привели к накоплению довольно мощных толщ (до 1500 м) эффузивно-пирокластических пород (лейцитовых базальтов, лейцитовых фонолитов, лейцитовых и трахитовых порфиров и их туфов и туфобрекчий).

Значительное распространение получили и субвулканические образования того же состава. Затем в эту толщу внедрилась основная масса интрузивных пород — нефелиновых и эгириновых сиенитов, шонкинитов, псевдолейцитовых сиенитов и псевдолейцититов.

Формирование массивов заканчивается внедрением жильных пород и образованием трубок взрыва и постмагматической минерализаций.

Известны случаи [17], когда формирование комплексов начинается с внедрения щелочных и нефелиновых сиенитов, шонкинитов, сиенит-порфиров и щелочных пегматитов, образующих сложный лакколлит. Затем по тектоническим разрывам, разбивающим этот лакколлит на отдельные блоки, происходило излияние щелочных лав и выбросы пирокластического материала с образованием на его поверхности слоистых вулканических куполов, трубок взрыва и пластовых залежей, застывших между поверхностью лакколита и кровлей осадочных пород. Они состоят из последовательно чередующихся слоев лав трахитового, фонолитового и тингуантового состава с их туфобрекчиями и пепловыми туфами. Широкое развитие в составе эффузивного комплекса имеют также дайкообразные и неправильные субвулканические тела пород того же состава, секущие не только

породы лакколита, но и ранние купола эффузивов и пирокластов.

В заключительный этап формирования массивов произошло внедрение пород жильной серии (минетт, псевдолейцитовых тингуаитов, тингуаитов и сельвсбергитов, эгириновых гранитов и грорудитов).

Интрузивные породы обычно составляют основную часть массива. Они представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами; псевдолейцитовыми сиенитами и псевдолейцититами, шонкинитами, пегматитами и дайковыми породами. Преобладающее развитие имеют нефелиновые и щелочные сиениты.

Нефелиновые сиениты характеризуются средне- и крупнозернистым строением и трахитоидной текстурой; состоят из калиевого полевого шпата, нефелина, эгирина и эгирин-авгита. В зависимости от содержания нефелина, часто замещенного либнеритом, состав породы меняется от ювитов до уртитов. В отличие от нефелиновых сиенитов натриевого ряда в нефелине из описываемых пород химическим анализом установлено значительное (до 5%) содержание калия, присутствующего в форме твердого раствора кальсилита.

Эгириновые сиениты также характеризуются трахитоидной текстурой и по составу соответствуют пуласкитам. Они сложены главным образом калиевым полевым шпатом, эгирином и эгирин-авгитом и небольшим количеством биотита и меланита.

Псевдолейцитовые породы и псевдолейцититы связаны постепенными переходами как с нефелиновыми, так и с эгириновыми сиенитами.

По содержанию темноцветных минералов среди них выделяются лейкократовые и меланократовые разновидности, а по размерам псевдолейцитов — мелкозернистые (1—2 мм) и среднезернистые (3—5 мм). Переходы между ними постепенные. Эти породы состоят главным образом из псевдолейцита, эгирина и эгирин-авгита, меланита и биотита, количественные содержания которых варьируют в значительных пределах.

Псевдолейциты имеют изометричную, округлую или слабоэллипсоидную форму с резкими очертаниями. Они сложены призматическими кристаллами анортклаза, образующего микропегматитовые срастания с нефелином, нередко замещенным либнеритом, цеолитом и карбонатом. Вокруг них часто наблюдается сегрегация мелких чешуек биотита и зерен меланита.

В отдельных случаях псевдолейциты имеют расплывчатые очертания и, возможно, образовались метасоматическим путем [70].

В меланократовых разновидностях содержание темноцветных минералов увеличивается до 50—60%, и порода по составу близка к псевдолейцитовому шонкиниту.

Щелочные пегматиты пользуются небольшим развитием. Они составляют мощные (от нескольких до сотен метров) и протяжен-

ные (до нескольких сот метров) крутопадающие тела, приуроченные к зонам тектонических нарушений внутри массива, значительно реже — во вмещающих породах.

По составу среди пегматитов выделяются эгирин-биотит-полевошпатовые, эгирин-полевошпатовые и нефелин-эгирин-полевошпатовые, содержащие всегда лампрофиллит, лопарит и другие минералы.

Породы дайковой серии завершают формирование вулканогинтрузивного комплекса. Они представлены псевдолейцитовыми тингуаитами, сельвсбергитами, грорудитами и эгириновыми гранитами и единичными дайками минетт.

Тингуаиты и сельвсбергиты образуют многочисленные дайки, главным образом в пределах массива щелочных пород, и нередко связаны между собой постепенными переходами за счет уменьшения (до полного исчезновения) вкрапленников псевдолейцита и нефелина в сельвсбергитах.

Тингуаиты представлены темно-зеленой породой с плотной основной массой и порфировыми выделениями псевдолейцита, полевого шпата, эгирин-авгита и биотита. Основная масса имеет трахитоидную структуру и состоит из ориентированных в одном направлении лейст калинатрового полевого шпата, иголок эгирина и эгирин-авгита и подчиненного количества зерен нефелина.

Сельвсбергиты имеют вид плотной порфировой породы серо-зеленого цвета с вкрапленниками кали-натрового полевого шпата и подчиненного количества эгирина. Основная масса состоит из спутанных иголок эгирина.

Грорудиты и эгириновые граниты слагают дайки и неправильные тела, секущие все вышеописанные интрузивные и эффузивные образования.

Грорудиты отличаются от тингуантов и сельвсбергитов более светлой окраской и присутствием во вкрапленниках кварца (5—10%). Они имеют также порфировую структуру. Во вкрапленниках отмечается кали-натровый полевой шпат, в меньшем количестве — кварц (до 10%) и эгирин. Основная масса состоит из лейст калишпата и иголок эгирина.

Эгириновые граниты представлены среднезернистой породой серого цвета с порфировидной гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены главным образом калиевым полевым шпатом и кварцем и подчиненным количеством эгирина (5—15%).

Грорудиты и эгириновые граниты часто являются цементом эруптивных брекчий, слагающих трубообразные тела размером несколько сот метров в поперечнике, приуроченные к наиболее высоким участкам рельефа. Брекчии состоят из угловатых или слабо оплавленных обломков сильно эгиринизированных, фельдшпатизированных и окварцованных щелочных и нефелиновых сиенитов, псевдолейцитовых сиенитов и пегматитов, эффузивных

и пирокластических образований и кристаллических пород фундамента, сцементированных трахитами, тингуанитами, грорудитами и эгириновыми гранитами.

Акцессорные минералы в описываемых щелочных породах калиевого ряда немногочисленны и представлены магнетитом и титано-магнетитом, апатитом, сфеном, галенитом. Эпизодически встречаются циркон, ильменит, анатаз, рутил, пирит, халькопирит, корунд, меланит и др. В поздних дифференциатах щелочной магмы, представленных эгириновыми гранитами и кварцевыми сиенитами, содержится больше циркона и появляется флюорит, а в натриевых метасоматитах (эгиринитах) — лампрофиллит, лопарит и торит. Для всех пород, за исключением пегматитов и нефелиновых сиенитов, характерно отсутствие тантало- и титанониобатов, обычных акцессорных и рудных минералов щелочных пород.

Необходимо подчеркнуть исключительную бедность акцессорными примесями щелочных пород калиевого ряда, с которыми пространственно и генетически связаны ториево-урановые месторождения, что заметно отличает их от других щелочных пород.

Внедрение щелочного расплава сопровождалось интенсивным контактово-реакционным взаимодействием его с вмещающими породами. Благодаря широко развитым процессам магматического замещения в экзоконтакте массивов образуется мощная (до нескольких сот метров) зона контактово-метасоматических пород, состав которых зависит от состава замещаемых пород. На контакте с известняками образуются полосчатые нефелиновые сиениты и их меланократовые разности и гнейсо-видные шонкинитоподобные сиениты, а в экзоконтакте — диопсид-тремолитовые и мономинеральные диопсидовые породы и перекристаллизованные мраморы.

В гнейсо-гранитах широко проявлен процесс фенитизации, а в щелочных породах отмечается образование меланократовых разностей биотитсодержащих нефелиновых сиенитов, калиевых пуласкитов и нордмаркитов. Меланократовые нефелиновые сиениты периферических частей массивов характеризуются обычно такситовыми текстурами и резким непостоянством состава. Нередко в них сохраняются не полностью ассимилированные ксенолиты вмещающих пород.

Внедрение нефелин-сиенитового расплава в толщу ранее образованных вулканогенных пород сопровождалось перекристаллизацией и ороговикованием щелочных эффузивов. Фонолиты превращены в роговики, имеющие состав нефелиновых сиенитов.

Значительные контактовые воздействия оказывали и поздние члены вулкано-интрузивных комплексов не только на вмещающие породы, но и на более ранние магматические тела этих комплексов. Так, внедрение эгириновых гранитов и квар-

цевых сиенитов сопровождалось слабой эгиринизацией вмещающих пород и образованием в них эгириновых и эгирин-полевошпатовых прожилков.

Значительным развитием в щелочных породах описываемых комплексов пользуются постмагматические изменения. Среди них отмечаются аутометасоматические преобразования щелочных пород под влиянием остаточных межпоровых растворов. Они выражаются в слабой пертитизации калиевого полевого шпата и либнеритизации нефелина.

Более широко развиты постмагматические метасоматические процессы, проявленные в две стадии, последовательно сменявшие во времени одна другую. Наиболее ранним является калиевый метасоматоз, который имеет площадное распространение и выражается в биотитизации пород, замещении анортоклаза микроклином, а нефелина — либнеритом.

Последующий натриевый метасоматоз проявлен локально, только вдоль тектонических нарушений, и сопровождается интенсивной эгиринизацией щелочных пород и калиевых метасоматитов до образования почти мономинеральных эгиринитов. С этим процессом связано выделение лампрофиллита, лопарита, торита и сульфидов меди и свинца. В некоторых массивах наблюдается сильная альбитизация щелочных пород.

Петрохимические и геохимические особенности щелочных пород калиевого ряда. Щелочные породы вулcano-интрузивных комплексов характеризуются общими чертами химизма: высоким содержанием щелочей с резким преобладанием калия над натрием, недосыщенностью глиноземом и кремнеземом и недостатком извести.

Они обычно образуют единый петрохимический ряд от лейцитовых базальтов до фонолитов, трахитов и нефелиновых сиенитов, характеризующийся уменьшением основности и возрастанием щелочности и кремнекислотности. Диаграмма химизма одного из вулcano-интрузивных комплексов (рис. 2) хорошо иллюстрирует эти закономерности. Приведенные в табл. 4 данные по молекулярным соотношениям главных окислов показывают, что они менялись в значительных пределах для пород ранних и более поздних интрузивных фаз и эффузивных образований.

Кремнекислотность пород ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) постепенно увеличивается от шонкинитов (7,25—7,5), нефелиновых и щелочных сиенитов и их излившихся аналогов (5,6—8,1) к эгириновым гранитам (10,1). Это является следствием возрастания кислотности щелочного расплава в ходе магматической дифференции. Ранние члены комплекса характеризуются недосыщенностью кремнекислотой, а в эгириновых гранитах количество свободного кремнезема достигает 18%. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьирует от 1,4 до 7,1, и только в фонолитовых и трахитовых порфирах оно составляет 0,5—0,6. Содержание Na_2O резко повышает-

Особенности химизма щелочных пород вулcano-интрузивного комплекса*

Номер анализа (см. рис. 2)	Порода	Молекулярные отношения					
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	K ₂ O	K ₂ O+Na ₂ O
		Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO	CaO	Na ₂ O	Al ₂ O ₃
1	Эгириновый гранит	10,1	2,4	0,9	0,3	2,7	1,04
2	Кварцевый сиенит	7,3	1,6	0,6	0,9	1,8	0,9
3	Псевдолейцитовый тингу-аит	5,5	1,7	0,8	0,2	1,8	1,2
4	Тингуаит	6,6	2,3	0,7	1,0	1,8	1,3
5	»	8,5	4,4	0,7	0,7	1,4	1,65
6	Псевдолейцитовый тингу-аит	5,8	0,9	0,75	2,1	51,0	0,96
7	Сельвсбергит	5,8	0,95	0,8	0,2	0,8	1,07
8	Фонолитовый порфир	6,1	3,3	0,6	3,7	0,5	1,06
9	»	6,2	2,2	1,0	0,08	0,5	1,02
10	»	6,2	2,0	0,7	1,1	0,5	1,1
11	»	6,0	1,9	0,8	0,5	1,1	1,0
12	Щелочной трахитовый порфир	5,9	1,2	0,7	0,4	0,6	0,97
13	То же	6,0	1,2	0,8	0,5	1,5	0,96
14	Щелочной трахит	5,6	1,2	0,6	2,0	18,1	0,91
15	Шонкинит-порфирит	7,25	0,7	0,3	1,2	2,6	0,96
16	»	7,5	8,8	0,3	1,2	3,2	0,84
17	Щелочной эгириновый сиенит	6,6	0,5	0,6	0,6	2,1	1,0
18	То же	6,5	0,95	0,8	0,2	7,1	1,07
19	»	7,1	12,0	0,4	1,1	1,4	0,98
20	Нефелиновый сиенит	8,1	1,2	0,8	0,2	3,2	1,3
21	Нефелиновый сиенит метасоматический	6,4	1,6	0,7	1,9	49,0	0,97

* Вычислено на основании химических анализов, заимствованных из работы Т. В. Билиной и др. [17].

ся в метасоматитах, богатых эгирином. Коэффициент агапитности (K_2O+Na_2O/Al_2O_3) для всех пород комплекса составляет 1—1,3 и только в шонкинитах уменьшается до 0,84.

Окисное железо в породах преобладает над закисным железом и магнием, а отношение суммы железа к сумме железа и магния варьирует от 0,6 до 1,0. Исключение составляют шонкинит-порфириты, где это отношение равно 0,3, так как для меланократовых членов комплекса характерны относительно высокие содержания магния и кальция. В лейкократовых разностях содержание этих элементов резко уменьшается.

Перечисленные выше особенности химизма щелочных пород калиевого ряда приближают их к щелочным породам агапитового типа, но отличаются обратным соотношением щелочей.

Характерными элементами-примесями калиевых щелочных пород комплекса являются барий, стронций, титан, ванадий,

марганец и фосфор, содержание которых во много раз превышает кларк для кислых пород. Они входят в состав кали-натро-

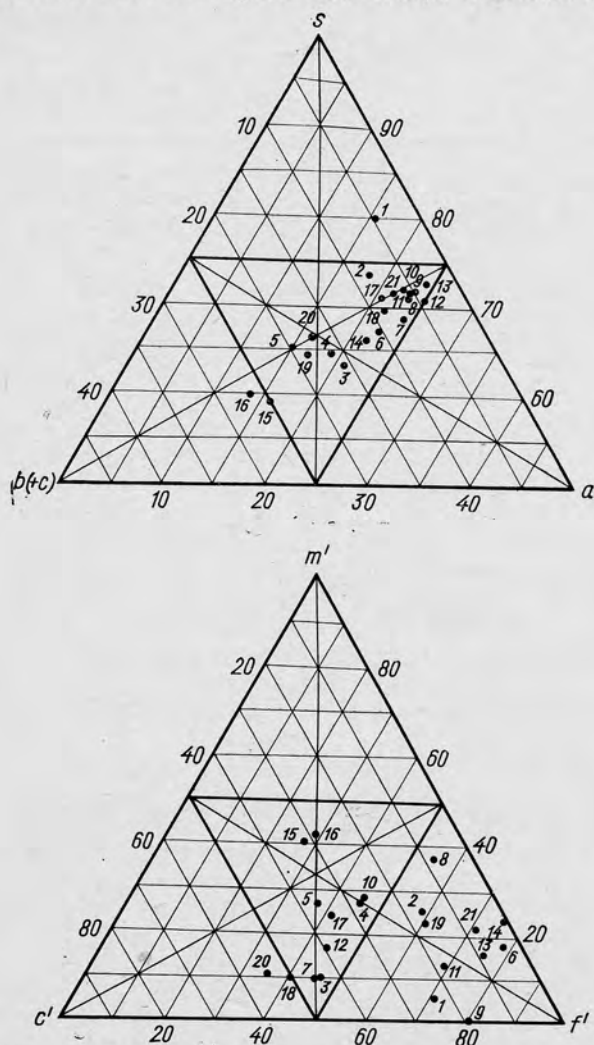


Рис. 2. Диаграмма химических составов (щелочных пород вулканно-интрузивного комплекса (номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 4; a, b, c, s, f', m', c' — числовые характеристики по А. Н. Заварицкому).

вого полевого шпата, эгирина, меланита, лампрофиллита, сфена, рутила, анатаза, апатита и др.

Широко распространены свинец, медь и хром, значительно меньше — бериллий, цирконий, ниобий и редкоземельные эле-

менты. В пегматитах появляется ниобий, несколько увеличивается содержание иттрия и иттербия, лантана и церия в метасоматитах и эгириновых гранитах.

Необходимо подчеркнуть исключительную бедность щелочных пород комплекса редкими и редкоземельными элементами, характерными для пород щелочного состава, что является, очевидно, следствием металлогенической специализации щелочной магмы, богатой калием.

Содержание радиоактивных элементов в щелочных породах комплекса обычно близко к кларковым для кислых пород и значительно ниже кларка для щелочных пород.

По данным Т. В. Билибиной и др. [17], торий присутствует в сравнительно небольших и примерно равных количествах $[(0,6 \div 1,0) \cdot 10^{-3}\%]$ во всех породах. Содержание урана увеличивается от нефелиновых ($3 \cdot 10^{-4}\%$) и эгириновых ($4 \cdot 10^{-4}\%$) сиенитов к молодым образованиям — эгириновым гранитам и грорудитам ($8 \cdot 10^{-4}\%$). Поэтому ториево-урановое отношение соответственно убывает от 3,0 до 1,5. В постмагматической минерализации, связанной со щелочными породами калиевого ряда, увеличивается содержание урана, тория, бария, стронция, фтора, титана, ванадия, марганца, меди, цинка, свинца, молибдена и других элементов, что является следствием их геохимического родства.

Особенности минерального состава пород, обусловленные высоким содержанием в них калия и недосыщенностью глиноземом, а также повышенные содержания таких элементов, как барий, стронций, титан, ванадий, марганец и фосфор, сближают эти породы с лейцит-базальтовой субформацией щелочно-габброндной формации [111]. Об этом свидетельствует и геологотектоническая позиция описываемых вулcano-интрузивных комплексов, приуроченных к краевым частям щитов и древних платформ, для которых характерен основной магматизм. На основании приведенных соображений можно предположить, что калиевые щелочные вулcano-интрузивные комплексы являются поздними дифференциатами базальтовой магмы.

3. ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Щелочные и субщелочные гранитоиды, с которыми пространственно и генетически связаны ториево-редкометалльные месторождения, получили развитие главным образом в областях завершённой складчатости, где формировались уже в субплатформенных условиях. Реже они располагаются в древних консолидированных участках земной коры, активизированных более поздними тектоническими движениями. Такими участками являются краевые части щитов и древних платформ, срединных массивов и зоны ранней консолидации складчатых поясов.

Щелочные и субщелочные гранитоиды слагают купола, штоки и небольшие трещинные интрузивы, приуроченные к разрывным нарушениям III, IV и более высоких порядков и узлам их пересечения и сопряжения.

В большинстве случаев массивы субщелочных пород имеют штокообразную форму с крутыми контактами и округлым или овальным поперечным сечением. Трещинные интрузивы обычно вытянуты вдоль контролирующих их разломов.

Массивы щелочных и субщелочных гранитоидов имеют значительно меньшие размеры по сравнению с массивами щелочно-ультраосновных пород. Площадь их горизонтального сечения изменяется от 1—2 до нескольких десятков квадратных километров.

Возраст массивов варьирует в очень широких пределах. Большая часть их имеет герцинский возраст. Несколько менее распространены каледонские и мезозойские массивы и еще реже встречаются субщелочные и щелочные гранитоиды докембрийского и альпийского возраста.

Большинство изученных массивов субщелочных гранитоидов характеризуется неглубоким эрозионным срезом, о чем свидетельствуют пологие контакты, наличие апофиз, останцов кровли, ксенолитов, а в некоторых случаях присутствие апикальных зон с порфировидными и аплитовидными фациями, а также резко проявленная в приконтактных участках пологая отдельность. На некоторых месторождениях массивы представлены двумя и более куполами, соединяющимися на небольшой глубине в единое интрузивное тело. Нередко встречаются слепые штоки.

Массивы щелочных и субщелочных гранитоидов сформированы на небольшой глубине от бывшей дневной поверхности, о чем свидетельствуют трубки взрыва, структурно-текстурные особенности пород и опацизация цветных минералов.

Внедрение гранитных расплавов повышенной щелочности сопровождалось значительными механическими усилиями, благодаря которым вокруг массивов возникли многочисленные радиальные трещины, заполненные апофизами последних.

Формирование интрузивных комплексов субщелочных гранитоидов представляет весьма сложный и длительный процесс, который во многих случаях прослеживается на протяжении десятков миллионов лет. Особенно это характерно для многофазных массивов с наиболее полно выраженной дифференциацией. В процессе их формирования обычно наблюдается последовательная смена пород в направлении появления все более кислых и щелочных разностей с ослабевающими признаками ассимиляции и гибридизма. В результате на ранних стадиях (I фаза) этого процесса преобладают интрузивы несколько повышенной основности (гранодиориты, граносиениты, иногда с краевой фацией кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов). Следующая, II фаза представлена обычно лейкократовыми биотито-

выми гранитами и, наконец, заключительная, III фаза — мелкозернистыми лейкократовыми или аляскиотовыми гранитами и щелочными гранитами. В некоторых районах в средние этапы формирования комплексов субщелочных гранитоидов появляются щелочные и нефелиновые сиениты.

Наиболее сложную историю формирования имеют массивы субщелочных гранитоидов, с которыми связаны ториево-редкоземельно-бериллиево-свинцово-цинковые месторождения, о чем будет сказано ниже.

Формирование массивов субщелочных гранитоидов, как правило, завершается жильными породами (аплитами, гранит-порфирами, гранит-аплитами, гранофирами, кварцевыми порфирами, кварцевыми фельзит-порфирами и др.).

Специфической особенностью магматизма некоторых ториево-редкоземельно-бериллиево-свинцово-цинковых и других месторождений является широкое развитие даек меланократовых пород (лампрофиров, диабазовых и диоритовых порфиритов), занимающих промежуточное возрастное положение между самыми поздними членами комплекса субщелочных гранитоидов и последующим оруденением. Они слагают протяженные дайковые пояса, приуроченные к зонам тектонических разломов, и не обнаруживают никакой пространственной связи с интрузивами субщелочных пород.

Сопоставление вещественного состава, химизма, аксессуарных минералов и элементов-примесей дает основание предположить, что субщелочные и основные породы в этих участках связаны с различными параллельно существовавшими магматическими источниками — гранитным и более глубоко залегающим базальтовым. Дайки меланократовых пород являются производными магматического очага основного состава и могут быть отнесены к формации самостоятельных малых интрузий [16, 112].

Формирование массивов субщелочных и щелочных гранитоидов часто заканчивается образованием трубок взрыва, выполненных неправильными угловатыми обломками вмещающих пород, а также более поздними щелочными и субщелочными породами и постмагматической минерализацией. Они располагаются над куполами субщелочных пород, в узлах пересечения сравнительно небольших разломов. Трубки взрыва имеют более или менее округлую, близкую к изометричной форму горизонтального сечения, реже неправильную, угловатую. Падение их вертикальное или близкое к нему. Стенки в большинстве случаев неровные, шероховатые. Размеры трубок изменяются от первых десятков до нескольких сот метров. Они прослеживаются на глубину не более 400—500 м.

Породы, слагающие массивы, отличаются значительным разнообразием типов. Большое влияние на их состав и связанную с ними постмагматическую минерализацию оказывает вмещающая среда, о чем речь пойдет ниже. Но большинство

массивов сложено довольно близкими по структуре и минеральному составу породами, отличающимися в основном лишь количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Они характеризуются среднезернистым, нередко порфировидным сложением, а лейкократовые и аляскитовые граниты — мелкозернистым, что позволяет предположить небольшую глубину их застывания. Структура пород гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Биотитовые граниты сложены микроклином (25—45%), кварцем (25—35%), альбит-олигоклазом (15—25%) и биотитом (5—7%). В лейкократовых разностях последний присутствует в незначительных количествах (1—3%). В эндоконтакте некоторых массивов за счет ассимиляции вмещающих пород в гранитоидах увеличивается содержание темноцветных минералов (биотита, роговой обманки) и уменьшается количество кварца и микроклина. Состав их в этих участках соответствует гранодиориту.

В граносиенитах по сравнению с биотитовыми гранитами увеличивается роль микроклина (до 60—80%) за счет уменьшения содержания кварца (10—15%). Присутствует альбит-олигоклаз (5—25%) и биотит (2—10%).

Состав кварцевых сиенитов изменяется от почти бескварцевых эгирин-диопсидовых и эгирин-авгитовых разностей до пород, содержащих значительное количество кварца (5—10%). Структура призматически-зернистая, обусловленная резко выраженным идиоморфизмом микроклина относительно темноцветных минералов и кварца.

Нефелиновые сиениты сложены микроклином (30—40%), нефелином (25—40%) и темноцветными минералами (10—35%), представленными эгирин-авгитом, эгирином или биотитом. Второстепенное значение имеют арфведсонит и баркевикит. Выделяются лейкократовые и меланократовые разности. В образовании последних большую роль играли процессы ассимиляции известкового материала. Нефелиновые сиениты часто обладают план-параллельной текстурой, обусловленной ориентированным расположением таблитчатых кристаллов микроклин-пертита и призматических кристаллов эгирин-авгита и эгирина.

Щелочные (рибекитовые) граниты связаны постепенными переходами с биотитовыми гранитами и отличаются от последних присутствием рибекита (0,5—15%) и эгирина (0—4%) в составе мафических минералов и альбита (20—30%) — среди калиевых. В незначительном количестве содержатся астрофиллит, арфведсонит, мусковит и реликты биотита. Структура нематогранобластовая. Эти породы образовались в результате интенсивных постмагматических изменений биотитовых гранитов при воздействии на них щелочных (натриевых) растворов.

Для субщелочных пород характерен и сходный состав акцессорных минералов. В них отмечается повышенное содержание цирколита, малакона, монацита, торита, ураноторита, ферриторита, флюорита, касситерита, молибденита. В заметных количествах иногда присутствуют: ксенотим, ортит, сфен, рутил, пироксор, колумбит, гагаринит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и др. Перечисленные акцессорные минералы являются ведущими компонентами руд ториево-редкометалльных месторождений, приуроченных к массивам субщелочных гранитоидов. Это свидетельствует о геохимической преемственности рудопроявлений с материнскими породами и об их генетическом родстве. Основная масса акцессорных минералов кристаллизуется в позднемагматическую стадию формирования пород из остаточного расплава, обогащенного редкими элементами. Они часто приурочены к поздним выделениям темноцветных минералов (см. рис. 6 и 7). Количество акцессорных минералов возрастает от более древних пород комплекса к наиболее молодым. Причем обогащение пород поздних фаз редкими элементами по сравнению с ранними бывает двух-трехкратное.

Петрохимические и геохимические особенности субщелочных гранитоидов

По химическому составу субщелочные гранитоиды ближе к среднему составу щелочного гранита и аляскита, но отличаются от последних несколько большей щелочностью, незначительным количеством щелочноземельных элементов (магния и кальция) и пониженным содержанием железа. Они пересыщены кремнеземом и глиноземом. В породах ранних фаз часто отмечается преобладание натрия над калием в составе щелочей. Породы, образовавшиеся в заключительные этапы формирования комплекса, характеризуются еще большей щелочностью за счет значительного возрастания роли калия.

Для субщелочных и щелочных гранитоидов характерны повышенные концентрации бериллия, ниобия, тантала, циркония, олова, молибдена, тория, иттрия, редких земель, вольфрама, свинца, цинка, висмута, мышьяка и других, которые являются главными компонентами сопровождающих их ториево-редкометалльных месторождений. Исследования показывают, что обогащение редкими элементами материнских пород бывает в 2—6 раз выше кларка.

Содержание тория в субщелочных гранитоидах обычно в 2—6 раз выше средних кларков соответствующих пород (по А. П. Виноградову), а урана — почти не превышает кларка. Отношение $(Th/U) > 3 \div 3,5$. Отмечается постепенное увеличение содержания тория и урана от ранних фаз к поздним, причем количество урана увеличивается несколько быстрее, поэтому отношение Th/U обычно уменьшается при переходе от ранних

фаз к поздним. Следовательно, в результате магматической дифференциации происходит накопление редких и редкоземельных элементов, иттрия и тория и урана в остаточных порциях расплавов, обогащенных кремнеземом и щелочами. Следует указать, что промышленные ториево-редкоземельные месторождения отмечаются в большинстве случаев в пространственной и генетической связи с хорошо дифференцированными многофазными интрузивными комплексами субщелочных и щелочных гранитоидов.

Главная масса указанных элементов сконцентрирована в акцессорных минералах. Торий и редкие земли в виде примеси присутствуют в ортите, цирконе, цитролите, сфене, апатите, монаците, ксенотиме, флюорите и в других акцессорных минералах. Торий образует также самостоятельные минералы: торит, ферриторит, ураноторит, торрианит, ураноторрианит и др. Редкие земли представлены в основном элементами цериевой группы, но в процессе магматической дифференциации происходит закономерное изменение состава редких земель в акцессорных минералах пород в сторону относительного накопления в них иттрия и элементов иттриевой группы. Роль последних еще больше увеличивается в постмагматических образованиях, завершающих формирование комплексов субщелочных гранитоидов.

Контактный метаморфизм вмещающих пород

Осадочные породы на контакте с массивами субщелочных и щелочных гранитоидов претерпели довольно интенсивные изменения, выражающиеся в их ороговиковании. Мощность ореола контактово-измененных пород обычно измеряется десятками и сотнями метров и зависит от положения контакта: при крутых контактах — меньше, а при пологих — до 1,5—2 км.

В песчано-сланцевых толщах ореол контактово-измененных пород нередко имеет отчетливую зональность, выраженную в последовательной смене (в направлении от контакта) высокотемпературных образований низкотемпературными. На отдельных массивах четко выделяется до пяти зон: биотитовая, биотит-амфиболовая, вторая биотитовая, хлорит-биотитовая, биотит-хлоритовая. Эти зоны в виде полос окаймляют массивы субщелочных гранитоидов. Роговики имеют массивную текстуру.

На контакте субщелочных гранитоидов с основными алюмосиликатными породами образуются пироксен-биотитовые роговики. Мощность их редко превышает несколько метров.

В карбонатных породах контактный метаморфизм сопровождается образованием форстерит-флогопитовых кальцифиров, везувиан-гранат-диопсидовых скарнов, диопсидовых и скаполит-клиноцоизит-тремолитовых роговиков. Мощность этих пород достигает нескольких метров.

Постмагматические изменения субщелочных и щелочных гранитоидов

На большинстве ториево-редкометалльных месторождений субщелочные и щелочные гранитоиды протерпели глубокие изменения, с которыми связана редкометальная минерализация. Их можно разделить на две группы: автометасоматические изменения, характеризующиеся площадным распространением и являющиеся результатом взаимодействия поровых растворов с твердыми породами. Это выразилось в замещении калишпата альбитом (пятнистая пертитизация), биотита — щелочным амфиболом (рибекитом или арфведсонитом); постмагматические изменения наиболее интенсивно проявлены в апикальных частях массивов, в зонах их эндо- и экзоконтактов, а также вдоль тектонических зон внутри массивов и радиальных апофиз последних. Эти изменения обусловлены в основном последовательно сменяющимися во времени процессами щелочного и кислотного метасоматоза. На ториево-редкометалльных месторождениях альбититового типа, связанных с щелочными и субщелочными гранитоидами, намечается следующая общая последовательность постмагматических процессов:

а) стадия калиевого метасоматоза (микроклиннизация, ортоклазизация);

б) стадия натриевого метасоматоза (альбитизация, рибекитизация, эгиринизация);

в) стадия железисто-литиевого метасоматоза (образование разнообразных железистых, литиевых и литийсодержащих слюд, а также магнетита);

г) стадия кремнекислотного выщелачивания (грейзенизация, окварцевание);

д) стадия фторуглекислотного выщелачивания (карбонатизация, образование карбонатных, флюоритовых и других прожилков). Интенсивность проявления отдельных стадий на ториево-редкометалльных месторождениях различна в зависимости от геолого-структурных условий их формирования и состава материнских пород.

С постмагматическими процессами связаны также интенсивные изменения вмещающих пород. Песчано-сланцевые породы превращены в полосчатые метасоматиты состава щелочных гранитов и сиенитов, образующие оторочки в экзоконтакте массивов. Максимальная (до нескольких метров) их мощность отмечается в апикальных частях куполов и участках с пологими контактами. Метасоматиты постепенно переходят в осадочные породы. При метасоматических преобразованиях кристаллические известняки скарнированы и интенсивно флюоритизированы (0,5—1 м, в раздувах до 3×5 м) и содержат микроклин, альбит, мусковит, циркон, торит, фенакит, берtrandит, амблигонит. В амфиболовых сланцах интенсивно проявлены процессы биотитизации и карбонатизации, а альбитизация проявлена слабее.

4. ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА СОСТАВ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Закономерная повторяемость комагматических серий пород в ультраосновных — щелочных комплексах мира является следствием отсутствия сколько-нибудь заметного влияния вмещающей среды и отсутствия ассимиляции их внедряющейся щелочно-ультраосновной магмой. Это, как правило, не характерно и для щелочных и нефелиновых сиенитов II формации, являющихся производными щелочно-базальтоидных расплавов. На состав же щелочных и субщелочных гранитоидов III формации и связанную с ними постагматическую минерализацию значительное влияние оказывает характер вмещающей среды в процессе дифференциации магматического расплава в жидком состоянии и по пути его следования к месту становления интрузии.

В качестве примеров ниже приведено описание магматизма двух изученных нами близких по возрасту и составу ториево-редкоземельно-бериллиево-свинцово-цинковых месторождений, расположенных в единой структурно-фациальной зоне. Вмещающими породами одного из них являются карбонатные и карбонатно-сланцевые толщи верхнего рифея, а другого — докембрийские кристаллические сланцы различного состава.

Массивы в карбонатных толщах

Ториево-редкометальное оруденение обнаруживает тесную пространственную связь с массивами пермских щелочных пород, сформировавшимися на небольшой глубине от существовавшей в то время дневной поверхности.

Породы щелочного состава слагают два небольших штокообразных тела и многочисленные дайки, приуроченные к узлам пересечения и сопряжения разломов в мощной толще известняков и доломитов верхнего рифея. Наиболее крупный (350×250 м) из них имеет в горизонтальном сечении овальную, несколько удлиненную в меридиональном направлении форму, осложненную радиальными апофизами. Контакты его в основном не крутые ($45-50^\circ$) в сторону малого (30×70 м) штока, находящегося в 700 м к северо-западу. По всей вероятности, оба штока являются сателлитами более крупного массива, расположенного на некоторой глубине от современного эрозийного среза. Об этом свидетельствует интенсивное скарнирование и мраморизация известняков на участке между штоками и присутствие в них наложенного комплекса минералов (циртолита, ферриторита и флюорита).

Штоки сложены лейкократовыми среднезернистыми, реже крупнозернистыми породами розоватого и кремового цвета, состоящими преимущественно из призматических кристаллов

полевого шпата и подчиненного количества ксеноморфных зерен кварца и эгирин-авгита. По составу они соответствуют кварцевым щелочным сиенитам. Структура призматически-зернистая, обусловленная резко выраженным идиоморфизмом калишпата относительно темноцветных минералов и кварца.

Помимо апофиз в экзоконтакте большого штока широкое развитие получили дайки щелочных сиенитов, имеющие самую различную пространственную ориентировку и в большинстве случаев крутое падение, близкое к вертикальному. Форма их неправильная, плитообразная, реже линзообразная; отмечаются коленчатые уступы и апофизы.

Нередко дайки приобретают очень сложную ветвистую форму, проникая в известняки по очень тонким неправильным трещинкам. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 1 м, длина — от нескольких метров до 40—50 м, иногда до 100 м.

Дайки сложены мелкозернистыми породами, состоящими из белого или розоватого полевого шпата и темно-зеленого эгирин-авгита. Иногда различаются очень мелкие зерна кварца. В отдельных дайках порода имеет порфировидный облик, благодаря присутствию небольшого количества более крупных (1,5—2 мм) зерен калишпата, реже эгирин-авгита. Выделяются кварцевые и бескварцевые разности жильных сиенитов. В последних иногда присутствуют единичные зерна нефелина. По содержанию темноцветных минералов различаются лейкократовые и меланократовые разности. Последние имеют ограниченное распространение и отмечаются только в эндоконтактовых частях даек или вокруг ксенолитов карбонатных пород. Появление их связано с ассимиляцией доломитизированных известняков щелочным расплавом (раствором).

Мелкие ксенолиты известняка полностью фенитизированы с образованием меланократовых эгирин-авгитовых сиенитов, которые в виде небольших пятен и шлиров довольно широко распространены в отдельных дайках (рис. 3).

Кварцевые разности жильных сиенитов по составу и структуре аналогичны породам большого штока, но отличаются повышенным содержанием эгирин-авгита и меньшим — кварца. Для бескварцевых сиенитов характерна бостонитовая структура и трахитоидная текстура, обусловленные субпараллельным расположением удлиненных кристаллов калишпата с извилистыми очертаниями.

Нередко в них наблюдается развитие пойкилобластовых структур благодаря присутствию в крупных (1,5—3 мм) зернах калишпата, реже эгирин-авгита, включений многочисленных лейст позднего альбита.

Узучение взаимоотношений щелочных сиенитов массивов и даек с вмещающими породами дает основание утверждать, что формирование их происходило путем внедрения магматического

расплава. Процесс внедрения магмы сопровождался, по-видимому, значительными механическими усилиями, о чем свидетельствует появление радиальных трещин вокруг массива, залеченных апофизами последнего.

Помимо инъекционных щелочных пород небольшое развитие на данной площади получили мелкозернистые бескварцевые эгирин-авгитовые сиениты, образовавшиеся в результате магма-



Рис. 3. Не полностью ассимилированные ксенолиты скарнированного известняка (темное) в сиенит-порфире (фото штуфа).

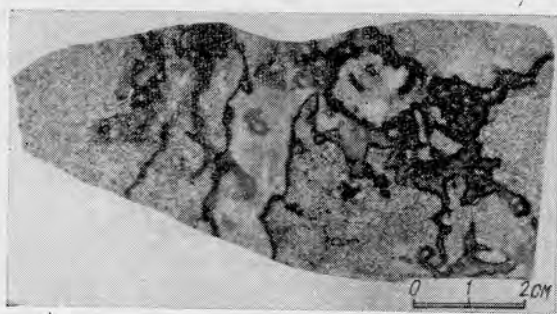


Рис. 4. Метасоматическое замещение известняка (светлое) мелко-зернистым сиенитом. По контакту темная каемка эгирин-диопсида (фото штуфа).

тического замещения доломитизированных известняков под воздействием магматического расплава и находящихся в равновесии с ним растворов [38, 51]. Они слагают неправильной формы участки с неровными фестонобразными очертаниями и

достигают нескольких метров в поперечнике. По контакту их наблюдается каемка темно-зеленого, а затем светло-зеленого

Таблица 5

Химический состав щелочных пород рудоносного массива, вес. %

Оксиды	Номер анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65,00	64,36	62,02	59,98	53,10	62,66	63,50	54,68	51,60
TiO ₂	0,16	0,22	0,31	0,26	0,35	0,36	0,24	0,20	0,13
Al ₂ O ₃	18,13	17,84	15,15	13,50	12,20	14,62	14,45	14,75	14,69
Fe ₂ O ₃	3,08	0,49	4,07	4,25	3,26	3,98	3,86	0,39	1,37
FeO	—	1,88	2,48	1,05	3,43	2,48	1,15	2,24	2,72
MnO	—	0,08	0,22	0,20	0,20	0,30	0,15	0,05	0,14
MgO	Следы	1,37	3,04	1,38	0,22	0,27	0,00	0,61	0,54
CaO	1,16	2,20	0,18	4,50	11,22	2,72	3,25	13,20	16,22
Na ₂ O	5,60	8,74	4,66	6,35	4,23	7,49	6,71	7,99	4,83
K ₂ O	5,70	0,48	6,97	3,90	6,55	4,73	4,35	0,41	4,19
П. п. п.	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,14	1,18	0,23	1,12	0,46	0,32	0,62	0,34	0,89
H ₂ O ⁻	—	0,18	0,16	0,70	0,06	0,10	0,20	0,00	0,23
P ₂ O ₅	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	1,44	—	2,52	4,67	—	—	3,61	—
Сумма	100,09	100,16	100,13	99,74	99,95	100,66	99,67	100,47	99,65
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	6,0	6,2	7,0	7,6	7,4	7,3	7,4	6,3	6,0
$\frac{\text{FeO}_3}{\text{FeO}}$		0,1	0,7	1,7	0,4	0,7	1,3	0,1	0,2
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$	1,0	0,46	0,45	0,54	0,93	0,91	1,0	0,7	0,8
$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$		0,87	18,8	0,44	0,02	0,1	—	0,06	0,05
$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	0,7	0,04	1,0	0,4	1,0	0,4	0,4	0,03	0,6
$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0,85	0,83	1,0	1,1	1,15	1,2	1,1	0,9	0,85

Примечание. Анализы № 1 и 2 — кварцевые щелочные сyenиты, № 3—5 — бескварцевые эгирин-авгитовые сyenиты, № 6 и 7 — кварцсодержащие эгирин-авгитовые сyenиты, № 8 и 9 — эгирин-авгитовые сyenиты метасоматические.

пироксена (рис. 4). Далее идет полоса скарнированных известняков, постепенно сменяющихся чистыми мраморизованными известняками.

Указанные породы имеют бостонитовую структуру и состоят из удлинено-призматических (в среднем 0,3—0,5 мм в длину и 0,1 мм в поперечнике) кристаллов пертитизированного калишпата с неровными извилистыми контурами, угловатые промежутки между которыми выполнены ксеноморфными зернами эгирин-авгита (0,1—0,2 мм). По структуре и составу они очень похожи на жильные бескварцевые эгирин-авгитовые сиениты, но отличаются почти полным отсутствием в них редких и редкоземельных элементов. В искусственных шлихах из данных пород обнаружены лишь единичные зерна циртолита, флюорита, молибденита и пирита. Эти метасоматические образования (табл. 5, анализы 8 и 9) по сравнению с жильными бескварцевыми щелочными сиенитами содержат меньше кремнезема, щелочей (одинаковое количество калия и натрия, иногда резко преобладает натрий за счет интенсивной альбитизации калишпата), Fe_2O_3 и MgO и, наоборот, характеризуются очень высоким содержанием извести (13—16%).

На площади описываемого месторождения магматическое замещение носило преимущественно инфильтрационный характер, поэтому состав конечных продуктов оказался близким составу инъекционных щелочных пород. Отличие заключается лишь в значительном дефиците SiO_2 , избытке извести и недостатке щелочей.

Наличие таких своеобразных щелочных пород, образовавшихся в результате метасоматической переработки и магматического замещения доломитов и известняков, позволяет предположить, что подобные явления пользовались более широким развитием на глубине. Щелочные породы описываемого месторождения образовались, по-видимому, за счет глубинного контактово-реакционного взаимодействия щелочно-гранитной магмы с карбонатными породами в завершающий период тектономагматической деятельности региона. В результате в периферической части магматического очага был создан ореол отраженной щелочности [38, 49, 51, 74, 118—120]. При соответствующей тектонической обстановке происходило внедрение щелочного расплава из этих участков вверх по тектоническим зонам с образованием небольших массивов и даек щелочных пород. О связи данных пород с гранитной магмой свидетельствует также присутствие в них таких характерных элементов кислых магм, как цирконий, гафний, ниобий, бериллий, олово, молибден, уран, торий, иттрий и редкие земли преимущественно иттриевой группы (гадолиний, диспрозий, гольмий, эрбий, иттербий, лютеций).

Петрохимические и минералого-геохимические особенности щелочных пород. В табл. 5 приведены результаты химических

анализов щелочных пород месторождения. По классификации А. Н. Заварицкого, они относятся к группе пород, богатых щелочами и слабо пересыщенных или слабо недосыщенных кремнеземом. Особенно пересыщены щелочами жильные сиениты.

По химическому составу кварцевые щелочные сиениты (анализы № 1 и 2) из массивов и апофиз ближе к нордмаркиту и отличаются пересыщенностью глиноземом, избытком кремнезема и пониженным содержанием MgO и CaO . Жильные сиениты (анализы № 3—7) отличаются пересыщенностью щелочами, повышенным содержанием извести и железа и меньшим глинозема, недостатком кремнезема, что является следствием десиликации малых порций магматического расплава при прохождении через толщу карбонатных пород. В результате образовались породы, более обедненные SiO_2 и Al_2O_3 и обогащенные известью.

Кремнекислотность пород, выраженная отношением SiO_2/Al_2O_3 , повышается в жильных сиенитах за счет уменьшения количества глинозема, связанного с уменьшением содержания микроклина и увеличением количества темноцветных минералов. С этим же, очевидно, связано и увеличение коэффициента апфайтности $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$, который в жильных сиенитах становится больше единицы. Отношение молекулярных количеств K_2O/Na_2O варьирует в значительных пределах в зависимости от степени пертитизации и альбитизации микроклина. В более или менее неизменных разностях оно равно единице. Щелочные породы характеризуются непостоянным отношением окисного и закисного железа (0,1—1,7) и незначительными содержаниями магния. Кальций присутствует также в небольших количествах (1—4,5%), и только в метасоматических сиенитах (анализы № 8 и 9) и в одном из образцов жильных сиенитов (анализ № 5) содержание его возрастает до 11—16%, что является следствием ассимиляции известняков.

Щелочные породы содержат летучие компоненты, из которых наиболее характерен фтор, менее — фосфор, уголекислота, сера, вода. С внедрением щелочного расплава, обогащенного летучими компонентами, связано образование трубок взрыва над куполами щелочных пород.

Щелочные породы содержат различные акцессорные минералы, состав которых в значительной степени зависит от состава пород. Для кварцевых разностей очень характерен циртолит, слагающий главную массу тяжелой неэлектромагнитной фракции. В меньшем количестве присутствуют флюорит, ураноторит, ферриторит, торит, малакон, ильменит, ортит. В виде единичных знаков отмечены циркон, анатаз, рутил, апатит, монацит, молибденит, халькопирит, касситерит, магнетит, самородный свинец, сфалерит, арсенопирит, пирротин и др.

В бескварцевых щелочных сиенитах, характеризующихся значительным дефицитом кремнекислоты и избытком извести

и щелочей, цирконий вместо простых силикатов образует сложные цирконо-силикаты кальция и натрия из группы эвколита-эвдиалита. В значительном количестве в этих породах присутствует флюорит, в меньшем — молибденит, ураноторит, торит, монацит, магнетит, галенит, пирит и другие минералы.

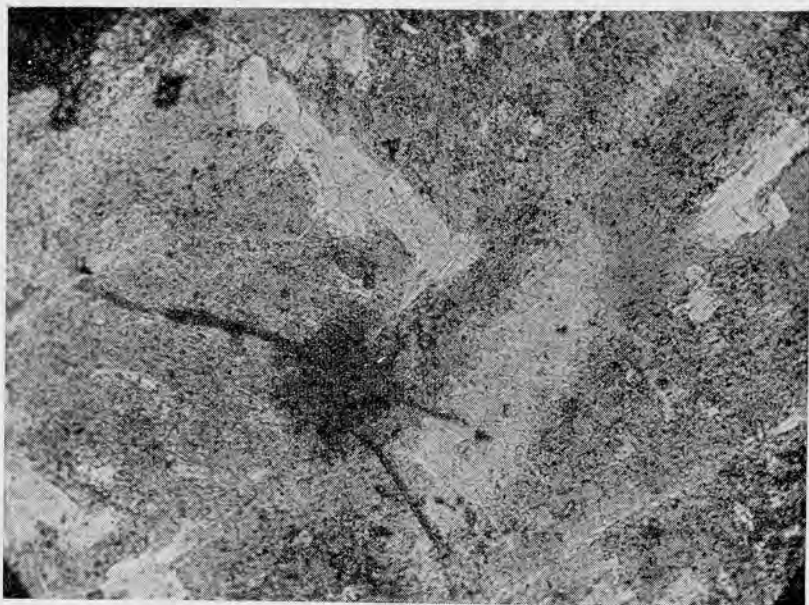


Рис. 5. Побурение и радиальные трещинки в калишпате вокруг включений ураноторита (без анализатора, $\times 90$).

Микроскопические исследования показали, что акцессорные минералы кристаллизовались в течение всего процесса формирования щелочных пород. Часть из них (циркон, магнетит, ураноторит) образовалась до выделения породобразующих минералов. Они заключены в калишпатах в виде идиоморфных кристаллов (рис. 5). Большинство же акцессорных минералов приурочено к поздним выделениям эгирин-авгита (рис. 6, а, б) или вместе с кварцем выполняют промежутки между зернами микроклина (рис. 7, а), что свидетельствует об их образовании в позднемагматическую стадию формирования породы из остаточного расплава, обогащенного редкими элементами и породившего постмагматические растворы, несущие редкометалльную минерализацию. Концентрация редких акцессорных минералов отмечается в участках интенсивного постмагматического изменения щелочных пород (грейзенизация), где наблюдаются

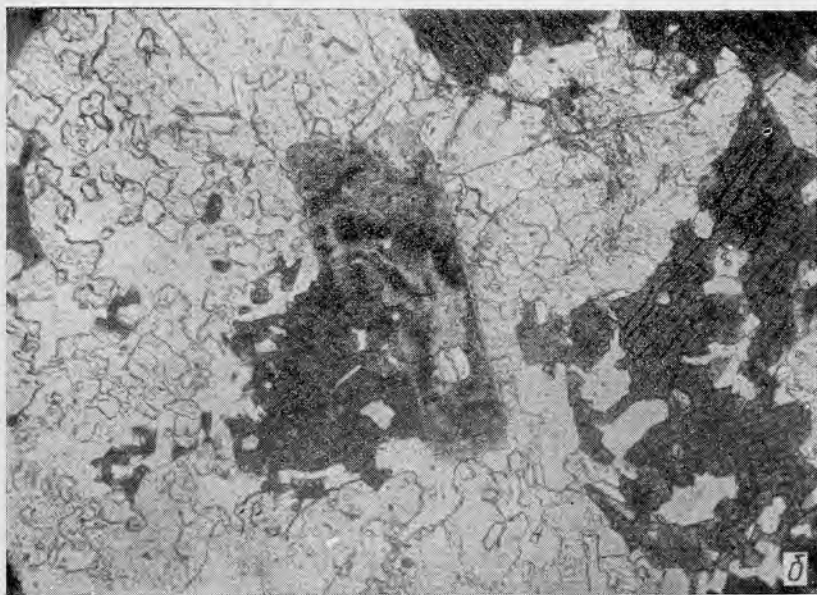
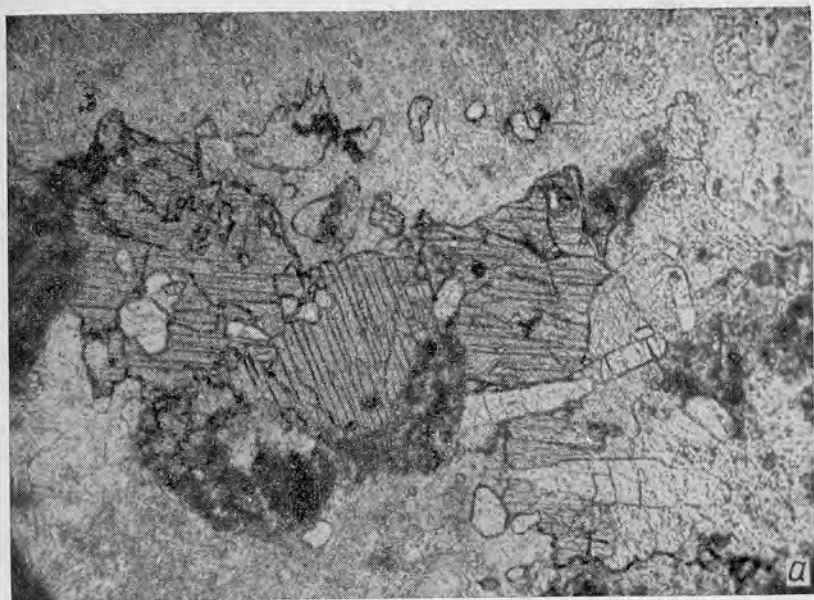


Рис. 6. Приуроченность зерен апатита (*a* — $\times 46$, без анализатора) и титанита (*б* — $\times 150$, без анализатора) к выделениям эгирин-авгита в щелочном сиените.

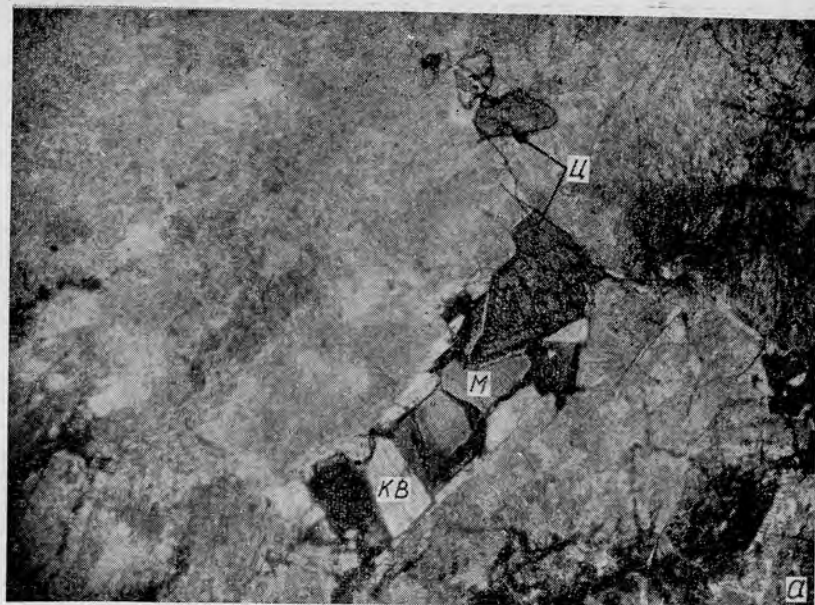


Рис. 7. Скопление циртолита (ц), малакона (м) и кварца (кв) в интерстициях зерен калишпата в кварцевом щелочном сиените (а — $\times 20$, без анализатора) и скопление зональных кристаллов циртолита в грейзенизированном кварцевом щелочном сиените (б — $\times 70$, без анализатора).

скопления зерен циртолита (см. рис. 7, б), эвдиалита, флюорита, ферриторита, касситерита и других минералов.

Акцессорные минералы щелочных пород месторождения отличаются сложным химическим составом. В них присутствуют такие элементы, как цирконий, ниобий, гафний, бериллий, олово, молибден, уран, торий, иттрий, редкие земли преимущественно иттриевой группы (гадолиний, диспрозий, гольмий, европий, иттербий, лютеций) и другие элементы. Только в эвдиалите в небольших количествах отмечены и редкие земли цериевой группы (лантан, церий, неодим, празеодим, самарий).

Многие из перечисленных элементов (цирконий, торий, бериллий, иттрий и редкие земли иттриевой группы) концентрируются в постмагматической минерализации месторождения, что можно рассматривать как дополнительный критерий генетического родства щелочных пород с редкометальным оруденением.

Щелочные породы описываемого ториево-бериллиево-редкоземельно-полиметаллического месторождения претерпели значительные постмагматические изменения, которые можно разделить на два этапа:

1) автометасоматический этап, характеризующийся площадным распространением в пределах штока и даек и приводящий к замещению калишпата альбитом (пятнистая пертитизация), эгирин-авгита — щелочным амфиболом (арфведсонитом или рибекитом), а нефелина — либнеритом;

2) постмагматический этап, в котором нами выделены ранне-щелочная стадия (скарнообразование), кислотная стадия (грейзенизация) и магнезиально-кальциевый метасоматоз, получивший небольшое развитие и выразившийся в появлении мелких гнезд и прожилок флогопита и кальцита с флюоритом и пиритом.

Внедрение сиенитовой магмы вызвало интенсивное скарнирование и перекристаллизацию вмещающих известняков и доломитов. Но наибольшее распространение получил процесс грейзенизации, приуроченный к радиальным апофизам массивов и дайкам щелочных пород, которые, очевидно, играли роль направляющих путей для грейзенизирующих растворов. В зависимости от первичного состава исходных пород возникли различные минеральные фации грейзенов: кварц-мусковитовые (по кварцевым щелочным сиенитам), мусковит-альбитовые (по бескварцевым щелочным сиенитам) и мусковит-флюоритовые (по известнякам и их доломитизированным разностям непосредственно на контакте с апофизами и дайками грейзенизированных щелочных сиенитов). Грейзены несут редкометальную и сульфидную минерализацию (флюорит, циртолит, малакон, молибденит, ферриторит, торит, монацит, карбонаты и фторкарбонаты редких земель, фенакит, галенит, пирит, халькопирит и другие минералы).

Тесная пространственная связь оруденения с щелочными породами, единый структурный контроль оруденения и даек и апофиз щелочных сиенитов, близость во времени образования и геохимическая преемственность свидетельствуют об их происхождении из единого магматического источника.

Массивы в силикатных породах

Ториево-бериллиево-редкоземельно-полиметаллическое месторождение приурочено к выступу древних докембрийских пород (гнейсы, кристаллические сланцы) среди интенсивно дислоцированных отложений нижнего и среднего палеозоя. Оруденение пространственно и генетически связано с субщелочными гранитоидами пермского возраста, слагающими трещинный интрузив и многочисленные дайки.

Массив имеет клиновидную форму, суживается к северо-востоку и полого погружается под толщу метаморфических пород. Он отчетливо контролируется региональным разломом, который определяет гребневидную форму его апикальной части. Последняя осложнена серией куполов, над которыми размещаются трубки взрыва, вмещающие редкометалльно-полиметаллическое оруденение.

Интрузив имеет незначительный эрозионный срез, о чем свидетельствуют останцы кровли, представленные ороговикованными и скарнированными сланцами.

Массив неоднороден по составу и имеет сложное многофазное строение. Он сформирован в два крупных этапа, каждый из которых завершался своими постмагматическими проявлениями.

К первому из них отнесена интрузия среднезернистых лейкократовых биотитовых гранитов главной фазы, слагающих основную часть массива. Они сопровождаются мелкими интрузиями аплитовых и порфириовидных гранитов и жильными аплитами и шлировыми пегматитами. С этим этапом связаны свои процессы минералообразования, выразившиеся в магматическую стадию в образовании эндоконтактных зон роговиков, а в постмагматическую — в развитии процессов грейзенизации, приуроченных к куполовидным выступам массива, и образовании жил и неправильных тел высокотемпературного молочно-белого кварца с незначительной вкрапленностью рудных минералов.

Второй этап пермского магматизма связан с внедрением поздних гранофиров и сопровождающих их жильных аплитов и сиенит-аплитов в трубчатые полости брекчированных пород. При этом подавляющая часть их контролируется кольцевыми, полукольцевыми и дуговидными разрывами, формирование которых связано с механической активностью гранитной магмы

и вырывающихся из нее газов. Здесь широко проявлены процессы щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания с образованием основного ториево-редкометального оруденения месторождения.

Интрузивные породы первого этапа. Биотитовые граниты представлены среднезернистыми розовыми и розовато-красными породами, сложенными кварцем (33,6%), микроклином (44%), олигоклазом № 24—25 (18,8%) и мелкими листочками буровато-черного биотита (3,5—4%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, флюорит, ферриторит, тантало-ниобат, монацит, магнетит, пирит. Структура гипидиоморфнозернистая. Ближе к контакту с амфиболовыми сланцами граниты становятся резко порфиroidными, а у самого контакта превращаются в типичные гранит-порфиры. Иногда в эндоконтакте массива отмечаются гибридизированные граниты с участками не полностью ассимилированных ксенолитов сланцев.

Аплитовые и порфиroidные граниты дополнительных интрузий слагают дайкообразные тела, прорывающие биотитовые граниты главной фазы. Обычно это средне- и равномернозернистая (реже — порфиroidная) порода красных и розовых оттенков, состоящая из кварца (38%), микроклин-пертита (60—65%) и биотита (0,1—1,3%). Акцессорные минералы — циркон, циртолит, ксенотим, флюорит, монацит, апатит, малакон, ферриторит, касситерит, пирит, халькопирит, галенит, магнетит; вторичные — кварц, альбит, серицит, мусковит, хлорит, карбонат, флюорит и красно-бурые гидроокислы железа. Порода обладает преимущественно гранулитовой микроструктурой. Иногда кварц образует в калишпате причудливой формы микропегматитовые вроски.

Вмещающие амфиболовые сланцы на контакте с гранитами превращены в массивные биотит-пироксеновые роговики мощностью 1—2 м. Граниты на контакте со сланцами и в куполовидных выступах массива становятся более мелкозернистыми.

Аплиты слагают небольшие по протяженности жилки мощностью 10—20 см, секущие лейкократовые граниты. Они представлены мелкозернистой породой, сложенной кварцем (40—42%) и полевым шпатом (58—60%). Акцессорные минералы — циртолит, флюорит, магнетит, пирит и единичные зерна касситерита, галенита, халькопирита, монацита, гематита.

Пегматиты образуют в гранитах небольшие шилы размером не более 1 м. Контакты их резкие. Они сложены крупными кристаллами слегка сероватого кварца и розовато-красного микроклина. Иногда отмечаются крупные зерна фиолетового флюорита.

Описанные пегматоидные образования и сопряженные с ними кварцевые прожилки, по-видимому, можно параллелизовать с догранофировым кварцем.

Интрузивные породы второго этапа. Гранофиры слагают мелкие (десятки метров в поперечнике) штокообразные тела, располагающиеся в трубчатых полостях брекчированных пород. В них отмечаются ксенолиты молочного кварца. Гранофиры представлены мелкозернистой породой кирпично-красного цвета, сложенной полевым шпатом (53—58%), кварцем (34—42%). Структура микропегматитовая, реже — микрографическая. В незначительном количестве в породе содержатся мелкие (0,3—0,5 мм) листочки зеленого биотита. Они заключены в массу хлорита с вкрапленностью магнетита, гематита, пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, флюорита, монацита, циртолита, касситерита, колломорфного малакона и других минералов.

Мелкозернистые сиениты слагают линзовидное тело. Они состоят из неравномерно зернистого агрегата неправильных, иногда лапчатых или изометричных зерен (0,1—0,8 мм) альбитизированного микроклина и подчиненного количества (около 10%) зерен кварца. Из аксессуарных минералов присутствуют: флюорит, циркон, монацит, малакон, касситерит и др., из вторичных — хлорит, серицит, сфалерит.

Послегранофировые аплиты в виде маломощных (10 см) жилков секут гранофиры и ранний догранофировый кварц или являются цементом кварцевых брекчий (рис. 8).

Аплиты — мелкозернистые красно-бурые породы, сложенные изометричными зернами кварца (36—42%) и грязно-бурого нерешетчатого микроклина (55—60%) размером 0,1—0,3 мм. Аксессуарные минералы — пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, гематит, магнетит, малакон, циртолит, монацит, флюорит, касситерит.

Сиенит-аплиты широко распространены в трубчатых телах, где они обычно цементируют обломки кристаллических сланцев или раннего догранофирового кварца. Единичные маломощные дайки этих пород встречены в амфиболовых сланцах вблизи трубок. Они представлены мелкозернистой бледно-розовой и розовато-красной породой, сложенной альбитизированным микроклином с незначительной примесью кварца. Аксессуарные минералы — флюорит, малакон, циртолит, монацит, ферриторит, магнетит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, касситерит и др. Структура аплитовая.

Для интрузивных пород кислого и субщелочного состава характерно повышенное содержание циртолита, малакона, монацита, торита и ферриторита, флюорита, касситерита, молибденита. В заметных количествах иногда присутствуют ксенолиты, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и др. Нередко отмечается тантало-ниобат. Циркон и апатит содержатся в ничтожных количествах и не во всех пробах. Для пород кислого состава характерны повышенные содержания бериллия, ниобия, циркония, олова, молибдена, тория, иттрия, и редких земель. Перечисленные аксессуарные минералы и элементы являются

главными компонентами месторождений рудного поля, что свидетельствует о геохимической преемственности рудопроявлений и их генетическом родстве с субщелочными гранитоидами.

Петрохимические особенности субщелочных пород. В табл. 6 приведены результаты химических анализов интрузивных пород

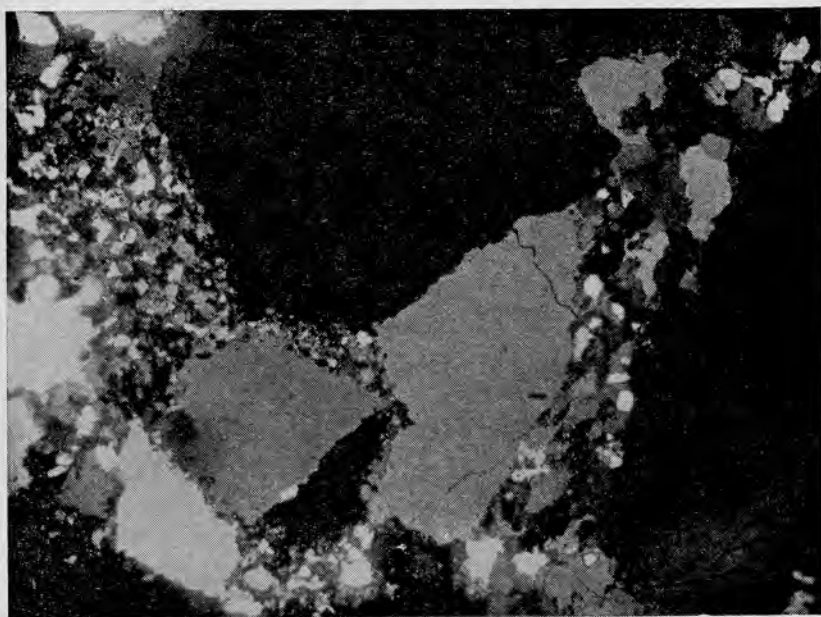


Рис. 8. Цементирование кварца послегранофировым аплитом ($\times 20$, с анализатором).

месторождения. Лейкократовые субщелочные граниты по химическому составу приближаются к среднему аляскиту, но отличаются присутствием небольшого количества биотита и меньшей щелочностью. Сопровождающие их аплиты по своему химизму очень близки к материнской интрузии. Гранофиры отличаются от субщелочных гранитов резким преобладанием калия над натрием в составе щелочей, меньшим содержанием кремнекислоты и большим количеством окисного и закисного железа, почти в шесть раз превышающим суммарное содержание железа в гранитах. Последнее обусловлено присутствием в полевом шпате гранофиров большого количества тонкодисперсных окислов и гидроокислов железа. Сопровождающие их аплиты обнаруживают химическое родство с гранофирами, отличаясь еще более резким преобладанием калия над натрием в составе щелочей и большим количеством щелочей, окисного железа и кремнекислоты.

Средние химические составы субщелочных

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Субщелочные граниты (среднее из 7 анализов)	74,87	0,09	12,28	1,62	0,89	0,03	0,31	0,82	3,40
Аплиты догранофировые (среднее из 2 анализов)	77,66	0,1	11,65	1,42	0,72	0,03	0,30	0,56	3,96
Гранофиры	71,88	0,22	12,21	3,08	2,75	0,25	0,24	0,52	1,84
Аплиты послегранофировые	73,08	0,32	9,29	5,25	2,17	0,14	0,30	0,70	0,80

Кремнекислотность пород ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) меняется в небольших пределах, повышаясь в наиболее молодых породах II этапа — послегранофировых аплитах параллельно с увеличением коэффициента апаитности $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ за счет снижения содержания глинозема в породе. В этом же направлении сильно возрастает роль калия в сумме щелочей, поэтому отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ резко увеличивается от 0,5 до 5,7. Все породы массива характеризуются постоянными малыми содержаниями магния и кальция. Отношение суммы железа к сумме железа и магния в породах I этапа равно 0,7, в породах II этапа увеличивается до 0,9, главным образом за счет увеличения содержания окисного железа.

Высокую степень окисленности железа в этих породах, очевидно, можно объяснить формированием их на очень малых глубинах.

Для пород месторождения характерны летучие компоненты — фтор, сера, CO_2 , P_2O_5 , H_2O . С обогащением ими гранитного расплава связано появление в заключительный этап формирования массива трубок взрыва, выполненных обломками вмещающих пород, а также пермскими магматическими породами и постмагматической минерализацией.

Таким образом, отмечается химическая близость интрузивных пород массива. Отличие заключается в том, что породы II этапа (гранофиры и сопровождающие их аплиты, сиенит-аплиты и сиениты) отличаются резко повышенным содержанием калия. Появление гранитных пород повышенной щелочности

Таблица 6

пород массива, вес. %

K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Сумма	Молекулярные отношения					
						$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
4,10	0,3	0,02	0,72	0,03	99,48	10,3	0,9	0,8	0,5	0,8	0,8
3,13	0,36	—	0,10	—	99,99	11,25	0,9	0,7	0,7	0,5	0,84
5,32 7,04	0,88 0,16	— —	0,36 0,44	0,10 —	99,56 99,69	10,0 13,4	0,5 1,1	0,9 0,9	0,7 0,5	1,9 5,7	0,7 0,96

характерно для заключительных этапов кислого магматизма в активизированных участках древних платформ и областей завершенной складчатости. Подобная геолого-тектоническая обстановка существовала и при формировании пермских кислых и субщелочных пород описываемого района. Об этом свидетельствует также их очень высокая железистость.

Повышение щелочности (калиевости) остаточного расплава сказалось и на специфике постмагматических процессов, с которыми связано ториево-редкометальное оруденение месторождения. Среди них широкое развитие получил щелочной метасоматоз, проявленный в две стадии. Наиболее ранним из них является калиевый метасоматоз, вызвавший ортоклазизацию гранофилов и сильную биотитизацию вмещающих их амфиболовых сланцев.

Натриевый метасоматоз является более поздним процессом, наложенным на ортоклазизированные гранофиры и вызвавшим интенсивную альбитизацию даек сиенит-аплитов и образование почти мономинеральных альбититовых пород, обогащенных рудными компонентами.

Постмагматические процессы на месторождении заканчиваются мощным окварцеванием гранофилов и образованием кварцевых жил с сульфидами цинка и свинца и самых поздних безрудных кварц-кальцит-флюоритовых жил.

Описанные нами примеры показывают, что ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения пространственно и генетически связаны с пермскими трещинными

интрузивами щелочных и субщелочных пород, сформированными на небольшой глубине от бывшей дневной поверхности. Породы характеризуются сходным составом акцессорных минералов и элементов-примесей и сопровождаются аналогичной постмагматической минерализацией.

Исключение составляет появление сложных цирконо-силикатов из группы эвдиалита в наиболее десилицированных разностях пород.

Для пород обоих массивов характерно повышенное содержание бериллия, циркония, олова, ниобия, молибдена, тория, иттрия, редких земель, среди которых отмечается некоторое преобладание элементов иттриевой группы, что характерно и для сопровождающей их постмагматической минерализации. Различие в составе материнских пород обоих массивов мы склонны объяснить процессами контактово-реакционного взаимодействия гранитной магмы с карбонатными породами, в результате которого произошло образование щелочных разностей. На контакте с силикатными породами образуются субщелочные гранитоиды.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Изверженные породы, с которыми пространственно и генетически связаны постмагматические ториево-редкометалльные месторождения, характеризуются повышенной щелочностью. Они объединяются в три формации: I — формация ультраосновных — щелочных пород; II — формация щелочных и нефелиновых сиенитов; III — формация субщелочных и щелочных гранитоидов.

2. Щелочные породы двух первых формаций в большинстве случаев слагают массивы и вулканоплутоны центрального типа, приуроченные к древним консолидированным участкам земной коры, активизированным более молодыми тектоническими движениями. Они отчетливо контролируются глубинными длительно существующими разломами, достигающими верхней мантии и играющими роль магмовыводящих каналов.

Субщелочные и щелочные породы третьей формации развивались в основном в областях завершенной складчатости, где формировались уже в субплатформенных условиях. Они слагают купола, штоки и небольшие трещинные интрузивы, контролирующиеся разрывными нарушениями третьего, четвертого и более высоких порядков и узлами их пересечения и сопряжения.

3. Массивы щелочных пород в большинстве случаев имеют трубообразную или штокообразную форму с крутыми контактами и округлым или овальным поперечным сечением. Нередко отмечается эллипсоидальная форма горизонтального сечения, вытянутая вдоль контролирующих их разломов. Массивы характеризуются достаточно крупными размерами, достигающими

в плане нескольких десятков квадратных километров, а в крайних частях платформ — иногда многих сотен и даже тысяч квадратных километров.

4. Возраст массивов щелочных и субщелочных пород варьирует в очень широких пределах. Известны массивы докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

5. Массивы щелочных пород двух первых формаций обычно имеют сложное концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием во времени и пространстве интрузивных и вулканических фаций, а также широко проявленными процессами щелочного метасоматоза. Они сформированы на небольшой глубине от ранее существовавшей дневной поверхности, о чем свидетельствуют присутствие трубок взрыва, а также текстурно-структурные особенности пород.

6. Формирование рудоносных магматических комплексов представляет весьма сложный и длительный процесс, который во многих случаях прослеживается на протяжении десятков миллионов лет. Оно обычно завершается многостадийной постмагматической минерализацией. Но на ториево-урановых месторождениях, связанных с щелочными породами калиевого ряда, на ториево-редкоземельно-бериллиево-свинцово-цинковых месторождениях, связанных с субщелочными гранитоидами, и на некоторых других ториево-редкометалльных месторождениях она проявлена в два этапа. Ранняя высокотемпературная минерализация начинает формироваться до завершения магматического процесса, в конце его, когда появляются поздние, малые по объему дифференциаты магмы, обогащенные летучими компонентами. По времени она предшествует внедрению даек и неправильных тел аплитов, гранофиров, сиенит-аплитов, тингуантов и других пород. Минерализация второго этапа проявляется после полного затухания магматической деятельности и является более поздней по отношению к перечисленным породам и орудуению I этапа.

7. Щелочные породы первых двух формаций образуют обычно единые петрохимические ряды, отражающие главное направление магматической дифференциации при формировании массивов. Эта закономерная повторяемость комагматических серий пород является следствием отсутствия сколько-нибудь заметного влияния вмещающей среды в процессе дифференциации магматического расплава в жидком состоянии и по пути его следования к месту становления интрузии. Это характерно для щелочных и субщелочных гранитоидов III формации, отличающихся пестрым составом.

8. Рудоносные магматические формации обладают общими геохимическими чертами, повышенной концентрацией в них титана, редких земель, циркония, ниобия, тория, урана, стронция, бария и характерными для каждой из них петрогеохимическими особенностями. Они обусловили геохимическую специ-

фику и различные геохимические типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений:

а) для ультраосновных — щелочных пород первой формации характерны повышенные содержания фосфора, титана, ванадия, скандия, хлора, бария, ниобия, редких земель цериевой группы и низкие содержания урана и тория ($\text{Th/U} = 2 \div 4$);

б) для щелочных и нефелиновых сиенитов натриевого ряда характерны повышенные концентрации циркония, гафния, ниобия, тантала, редких земель, галлия, лития, бериллия, тория, урана и др., причем щелочные породы агпаитового ряда более обогащены этими элементами, чем мнаскитовые.

Характерными элементами-примесями щелочных пород калиевого ряда являются барий, стронций, титан, ванадий, марганец и фосфор, содержание которых во много раз превышает кларк для кислых пород. Широко распространены свинец, медь и хром. Эти породы и сопровождающие их ториево-урановые месторождения очень бедны редкими и редкоземельными элементами;

в) для субщелочных пород третьей формации характерны повышенные концентрации бериллия, ниобия, циркония, олова, молибдена, тория, иттрия, редких земель, которые являются основными компонентами сопровождающих их постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

Главная масса редких и редкоземельных элементов, иттрия, тория, урана и других в щелочных интрузивных комплексах сосредоточена в акцессорных минералах, кристаллизующихся в позднемагматическую стадию формирования пород из остаточного расплава, обогащенного редкими элементами. Количество их возрастает от пород более ранних фаз к породам поздних фаз. Торий и редкие земли в виде примеси присутствуют в ортите, цирконе, циртолите, сфене, апатите, монаците, флюорите и других минералах. Торий образует также самостоятельные минералы: торит, ферриторит, ураноторит, торинит, ураноторинит и др. Редкие земли в основном представлены элементами цериевой группы. К концу магматического процесса увеличивается роль иттрия и редких земель иттриевой группы, особенно характерных для формации субщелочных и щелочных гранитоидов и сопровождающих их ториево-редкометалльных месторождений.

9. Тесная пространственная связь, возрастная близость, единый структурный контроль и геохимическая преемственность свидетельствуют о генетическом родстве ториево-редкометалльного оруденения с комплексами щелочных и субщелочных пород. Это может быть использовано в качестве магматогенного поискового критерия на ториево-редкометалльное оруденение. Наиболее перспективными в этом отношении являются апикальные части массивов, зоны контактов и апофизы от массивов щелочных и субщелочных пород.

10. Магматические формации ториево-редкометалльных месторождений резко отличаются от ураноносных, так как собственно урановые месторождения известны лишь в провинциях с гранитоидным магматизмом нормального ряда. Только в наиболее молодых породах этих гранитоидных комплексов, с которыми пространственно и генетически связаны урановые месторождения, намечается некоторая тенденция к возрастанию щелочности.

ГЛАВА 3

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как мы уже отмечали выше, большинство рассматриваемых ториево-редкометальных месторождений приурочено к глубоко-метаморфизованным породам нижнего структурного этажа консолидированных участков земной коры. Последние представлены краевыми частями щитов, древних платформ, срединных массивов и зон ранней консолидации складчатых областей, которые были активизированы более молодыми тектоническими движениями.

Такая позиция месторождения определила основные их структурные особенности и прежде всего ведущую роль крупных тектонических разрывов. Ранние периоды формирования рассматриваемых рудных полей и месторождений проходили на достаточно больших глубинах, в обстановке резкого преобладания пластической деформации горных пород. Это наложило отпечаток как на специфические особенности внутреннего строения древних, дорудных разломов, так и на особенности складчатых структур. Здесь наиболее часты теснопережатые складки с крутыми крыльями, изоклинальные и почти изоклинальные складки, а также нередко и складки сплющивания.

В более позднее время участки земной коры, вмещающие рассматриваемые рудные поля и месторождения, как правило, испытали значительное вздымание, с последующей эрозией вышележащих толщ. Поэтому формирование ториево-редкометальных месторождений в большинстве случаев происходило на сравнительно небольших глубинах. Вследствие этого непосредственно в предрудный период и в момент рудоотложения в пределах данных рудных полей и месторождений большое значение имела хрупкая деформация горных пород. Таким образом, на большинстве ториево-редкометальных месторождений наблюдается сложное сочетание широко проявленной ранней пластической деформации горных пород с более поздней наложенной хрупкой деформацией.

Среди известных к настоящему времени постмагматических ториево-редкометальных месторождений встречаются почти все типы структур рудных полей и месторождений, характерные для большинства постмагматических месторождений. Описание

их для месторождений свинца, цинка, меди, олова, урана, вольфрама и других элементов можно найти в работах специалистов геологоструктурного профиля (Крейтер В. М., Королев А. В., Вольфсон Ф. И., Великий А. С., Лукин Л. И., Сонюшкин Е. П., Невский В. А., Казанский В. И., Лаверов Н. П., Кушнарв И. П., Чернышев В. Ф., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В., Некрасов Е. М., Дружинин А. В. и др.).

Наряду с этим среди структур постмагматических ториево-редкометальных месторождений и их рудных полей имеются и такие, которые еще не описаны или чрезвычайно слабо освещены в современной геологической литературе. К ним относятся рудные поля в местах виргаций осей складок, связанные с трубками взрыва и интрузивами и вулcano-плутонами центрального типа, месторождения штокверкового типа. Их описанию ниже будет уделено значительно больше внимания.

Нельзя не отметить, что в целом структурные особенности значительного числа известных к настоящему времени постмагматических ториево-редкометальных месторождений изучены еще недостаточно, и в этом направлении геологам предстоит много работать.

1. СТРУКТУРА РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Типы структур рудных полей постмагматических ториево-редкометальных месторождений приведены в табл. 7. Здесь выделены главные структурные элементы, определяющие четыре группы структур рудных полей. К ним относятся массивы магматических пород, складчатые формы, крупные тектонические разрывы и сочетание складчатых форм и разрывных нарушений. В каждой группе выделены типы структур рудных полей (всего их 11).

Намеченные группы структур рудных полей контролируются тектоническими структурными элементами. Исключение в этом отношении представляет лишь первая группа, в которой наряду с тектоническими элементами важная роль принадлежит механической активности, внедряющейся магмы.

Рудные поля, приуроченные к массивам магматических пород

Среди этой группы выделяются рудные поля, приуроченные к контактам вмещающих пород с интрузивами, рудные поля в куполах, штоках и трещинных интрузивах, связанные с интрузивами и вулcano-плутонами центрального типа и с трубками взрыва. В свою очередь, для рудных полей зон контактов выделены следующие подтипы: 1) в контакте с карбонатными породами; 2) в контакте с силикатными породами; 3) в прогибах кровли массивов.

Типы структур рудных полей

Таблица 7

Главные структурные элементы	Типы структур рудных полей	Подтипы структур рудных полей	Примеры
I. Массивы магматических пород	В зонах контакта вмещающих пород с интрузивами	В контакте с карбонатными породами	Пневмато-гидротермальные железорудные U—Th, Th—U—TR и TR; TR—Th—U и другие месторождения
		В контакте с силикатными породами	Пневмато-гидротермальные U—Nb—Th, железорудные Th—U и Th—U—TR; U—Th—TR и Th—TR месторождения
		В прогибах кровли массива	Пневмато-гидротермальные TR—Th—U месторождения (Мери Кетлин)
	Связанные с куполами, штоками и трещинными интрузивами		Пневмато-гидротермальные Th—TR альбититовые месторождения, высокотемпературные TR—W—Sn и Th—TR—Mo месторождения
	Связанные с интрузивами и вулканоплутонами центрального типа		Карбонатиты, высокотемпературные, гидротермальные Th—TR—Mo и Th—U месторождения
	Связанные с трубками взрыва		Высокотемпературные гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn и среднетемпературные Fe—TR месторождения
II. Складчатые формы	Карандашевидные залежи в сводах мелких складок		Пневмато-гидротермальные железорудные Th—U месторождения (шт. Северная Каролина, США)

Главные структурные элементы	Типы структур рудных полей	Подтипы структур рудных полей	Примеры
III. Крупные тектонические разрывы	В зонах приоткрывания разломов в местах их искривления и развития сопряженных с ними разрывов		Ведущий тип структур рудных полей для многих постмагматических ториево-редкометалльных месторождений
	В местах развития разрывов, опережающих разломы		
	В местах расщепления разломов или их кулис на флангах по простиранию		
	В участках пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин		
IV. Сочетание складчатых форм и разрывных нарушений	В участках виргаций осей складок		Высокотемпературные гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn и другие месторождения
	В сводах антиклиналей, в месте пересечения их крутопадающими разломами		

Главные структурные особенности рудных полей зон контактов в большинстве случаев определяются морфологией кровли интрузивного массива, морфологией его контактов с вмещающими породами. Последние обычно тесно связаны с доинтрузивными структурными элементами. В частности, важную роль здесь часто играют складчатые структуры. Купола массивов нередко приурочены к сводам мелких брахиантиклиналей, а останцы кровли массива — к сводам брахисинклиналей. Известны примеры приуроченности куполов к узлам пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин.

Положение отдельных месторождений в пределах рудных полей рассматриваемого типа обычно определяется достаточно крупными разрывными нарушениями — сбросами, взбросами, сдвигами, сбросо-сдвигами, секущими зону контакта, а также узлами их пересечения и сопряжения.

В контакте с карбонатными породами скарны развиваются как непосредственно на контакте гранитоидов, так и в экзоконтакте, в участках переслаивания карбонатных пород с силикатными.

Ториево-редкометальное оруденение в большинстве случаев накладывается на скарны, что связано с особыми физико-механическими свойствами последних. Они являются не только наиболее хрупкими породами, но и породами с наиболее высокой эффективной пористостью.

Характерными примерами являются рудные поля скарновых редкоземельно-ториево-урановых месторождений района Банкрофт в Канаде, железорудные ториево-урано-редкоземельные месторождения центральной Швеции (месторождение Вильгельм), скарновые урано-ториевые месторождения острова Мадагаскара и др.

К рудным полям в контакте с силикатными породами относятся пневмато-гидротермальные урано-ниобиево-ториевые, а также железорудные ториево-урановые и ториево-урано-редкоземельные месторождения Филлипс и Олд-Бед (шт. Нью-Йорк, США), месторождение Скраб-Оукс (шт. Нью-Джерси, США) и др.

Рудные поля, приуроченные к прогибам кровли гранитных массивов, можно проиллюстрировать на примере скарновых редкоземельно-ториево-урановых месторождений Австралии в северо-западном Квинсленде. Наиболее крупным здесь является месторождение Мери Кетлин, приуроченное к останцу метаморфических пород нижнего протерозоя среди гранитов.

Рудные поля, приуроченные к сравнительно небольшим массивам щелочных и субщелочных пород (купола, штоки, трещинные интрузивы), характеризуются большой группой ториево-редкометальных месторождений, связанных с ранними высокотемпературными метасоматитами, представленными главным образом альбититами. Они размещаются в складчатых поясах, чаще среди метаморфических толщ нижнего структурного этажа, реже в различных ярусах среднего этажа.

Позиция этих рудных полей весьма характерна. Они располагаются в зонах перехода между разновозрастными складчатыми областями, например на стыке байкалитид и каледонид или в переходной области двух крупных структурно-фациальных зон — каледонско-докембрийского антиклинория и герцинского синклинория. Как правило, такие области осложнены продольными глубинными разломами, контролирующими размещение субщелочных и щелочных гранитоидов. Очень характерна по-

зияция рудных полей в клиновидных блоках, ограниченных глубинными разломами.

Купола, штоки и небольшие трещинные интрузивы щелочных и субщелочных пород, к которым приурочены рассматриваемые рудные поля, обычно непосредственно контролируются разрывными нарушениями третьего, четвертого и более высоких порядков и узлами их пересечения и сопряжения. Одни из них являются сопряженными или оперяющими глубинных разломов, другие относятся к складчатым тектоническим разрывам. Наблюдается и сочетание складчатых структур с разрывными нарушениями. Например, имеются штоки субщелочных гранитов, приуроченные к сводам антиклинальных складок в месте их пересечения поперечными тектоническими зонами, контролирующими дайковые пояса.

Ранние высокотемпературные метасоматиты обычно развиваются в тектонических зонах дробления внутри массивов, вдоль послеинтрузивных разломов и крупных трещин и узлов их пересечения и сопряжения. В некоторых случаях метасоматиты развиваются непосредственно на контакте щелочных пород с вмещающей их толщей как по гранитоидам, так и по контактирующим осадочным и метаморфическим породам.

Чаще всего такие метасоматиты располагаются в апикальных частях куполов или в области пологих контактов интрузивов. В этом случае возникают горизонтально залегающие или пологопадающие минерализованные тела, морфология которых тесно связана с общей формой контакта (рис. 9). Сравнительно простая форма таких тел в некоторых случаях осложняется дайкообразными апофизами, вдоль которых также развиваются метасоматиты.

Положение месторождений в рудных полях рассматриваемого типа определяется или размещением мелких массивов щелочных пород в пределах рудных полей или же распределением пространственно разобщенных зон доминерализационного дробления внутри единого обычно уже более крупного массива.

С куполами и штоками субщелочных и щелочных гранитов связаны также рудные поля редкоземельно-вольфрамо-оловянных и ториево-редкоземельно-молибденовых месторождений. Рудные жилы в пределах таких полей обычно связаны с единичными тектоническими трещинами скалывания или зонами скалывания в гранитах. Реже они пересекают и граниты и ороговированные вмещающие породы.

Среди массивов магматических пород особый интерес представляют интрузивы и вулканоплутоны центрального типа, а также трубки взрыва, выполненные магматическими породами, к которым приурочены многие постмагматические ториево-редкометалльные месторождения. С интрузивами и вулканоплутонами центрального типа связаны карбонатиты, высокотемпературные, гидротермальные ториево-редкоземельно-молибденовые

и ториево-урановые месторождения, с трубками взрыва — высокотемпературные гидротермальные ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковые и среднетемпературные гидротермальные железо-редкоземельные месторождения.

Положение отдельных интрузивов и вулканоплутонов центрального типа, а также трубок взрыва обычно определяется

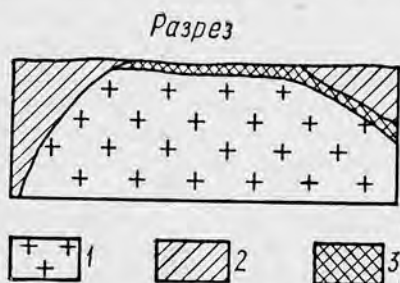


Рис. 9. Схема структуры месторождения альбититового типа:
1 — щелочные граниты; 2 — вмещающие сланцы, песчаники, алевролиты C_1 ; 3 — рудные метасоматиты.

глубинными разломами различных типов, а также узлами их пересечения и сопряжения с крупными тектоническими разрывами. В то же время особенности их внутреннего строения определяются нетектоническими деформациями, связанными с механической активностью магмы и вырывающихся из нее газов.

Рудные поля, главные структурные особенности которых определяются складчатыми формами

Этот тип структур рудных полей не имеет сколько-нибудь широкого распространения среди ториево-редкометалльных месторождений. В качестве единичного примера можно указать на ториево-урано-железорудные месторождения Северной Каролины (США), где рудные тела образуют неправильные «карандашевидные» залежи в сводах мелких складок в гнейсах. Длинные оси рудных тел ориентированы параллельно осям складок.

Рудные поля, главные структурные особенности которых определяются крупными тектоническими разрывами

Данный тип структур рудных полей наиболее характерен для ториево-редкометалльных месторождений. Крупные тектонические разрывы представлены разломами различных типов, среди которых особое значение имеют глубинные разломы.

Типы разломов. К настоящему времени геологами накоплен большой фактический материал, позволяющий выделять различные типы глубинных разломов. Классификация их дана в общеизвестных работах Пейве А. В., Хайна В. Е., Суворова А. И. и др., поэтому нам нет необходимости ее повторять. В табл. 8 перечислены основные типы глубинных разломов, развитых в районах распространения ториево-редкометалльных месторождений. В основу их систематики мы положили типы крупных

структур земной коры, которые они ограничивают, их протяженность по простиранию и на глубину и длительность геологической истории их развития.

Как видно из табл. 8, крупнейшими среди глубинных разломов континентов являются так называемые сквозьструктурные разломы. Термин «сквозьструктурные» впервые предложен

Таблица 8

Типы глубинных разломов районов развития ториево-редкометалльных рудных полей и месторождений

Типы глубинных разломов	Протяженность		Длительность геологической истории их развития
	по простиранию	на глубину	
Сквозьструктурные разломы	От многих сотен километров до 1000 км и более	До «базальтового» слоя земной коры и до верхней мантии	От многих сотен миллионов лет до 1 млрд. лет и более
Разломы, ограничивающие древние платформы и щиты	Многие сотни километров		
Межглыбовые разломы в краевых частях древних платформ и щитов	Сотни километров		
Межглыбовые разломы щитов	От многих десятков километров до 100 км и более	До зоны плавления «гранитного и базальтового слоев» земной коры	
Разломы складчатых областей, отделяющие зоны разновозрастной складчатости или на границе со срединными массивами	Многие десятки и сотни километров	До зоны плавления «гранитного слоя» земной коры	Сотни миллионов лет
Разломы областей разновозрастной складчатости, отделяющие блоки с различным геотектоническим режимом	Многие десятки километров		От многих десятков миллионов лет до первых сотен миллионов лет

Ю. М. Шейнманном, Ф. Р. Апельциным и др. в 1961 г. Он показывает, что разломы этого типа пересекают любые структуры континентов и проходят как бы сквозь них. Протяженность их по простиранию достигает от многих сотен километров до 1000 км и более, а длительность истории развития — от многих сотен миллионов лет до 1—1.5 млрд. лет. Разломы этого типа контролируют распределение ультраосновных и в том числе ультраосновных — щелочных пород, с которыми связаны ториево-редкометалльные карбонатиты. Поэтому можно думать, что на глубину они достигают не только базальтового слоя земной коры, но и верхней мантии Земли.

Наиболее ярким примером разрывных нарушений этого типа являются Великие Африканские разломы Восточной Африки, вдоль которых протягивается крупнейший в мире пояс карбонатитовых месторождений. К этой же группе глубинных разрывов Ю. М. Шейнманн относит разломы Рейнской и Норвежской провинции Европы, Приенисейской и другие, с которыми связаны карбонатитовые месторождения.

Разломы, ограничивающие древние платформы или так называемые краевые швы (по Н. С. Шатскому), общеизвестны. Они прослеживаются на многие сотни километров по простиранию и на глубину достигают базальтового слоя земной коры и верхней мантии. Межглыбовые глубинные разломы в краевых частях щитов и платформ обычно являются сопряженными с ними или оперяющими их. Они также контролируют карбонатитовые месторождения. Длительность истории их развития весьма значительна — многие сотни миллионов лет.

Следует отметить также межглыбовые разломы щитов, обычно контролирующие массивы щелочных и субщелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов, вулканоплутонические комплексы этих пород и связанное с ними ториево-редкометалльное оруденение. Они значительно уступают описанным выше разломам своей протяженностью не только по простиранию, но и на глубину, достигая лишь «базальтового слоя» коры. В то же время по длительности своей геологической истории развития они идентичны другим разломам щитов и древних платформ.

Глубинные разломы складчатых областей играют важную роль в определении закономерностей размещения щелочных и субщелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, с которыми связано ториево-редкометалльное оруденение. Протяженность их колеблется от многих десятков до сотен километров по простиранию и до зоны плавления «гранитного слоя» земной коры на глубину. Длительность геологической истории их развития намного короче, чем для основных разломов древних платформ и щитов, и обычно колеблется в пределах от многих десятков до сотен миллионов лет. Для зон одновозрастной складчатости можно выделить глубинные разломы не менее двух порядков.

В процессе длительной истории развития глубинных разломов нередко меняется знак перемещения их крыльев, а иногда и протяженность на глубину. С другой стороны, следует учитывать, что сама градуировка их глубинности до того или иного слоя коры или подкорового слоя является относительной, так как мощность коры на щитах и древних платформах значительно меньше, нежели в складчатых областях.

С глубинными разломами обычно сопряжены или оперяют их многие соскладчатые разломы, которые часто играют роль распределяющих или вмещающих структур как для магматических, так и для постмагматических образований.

Закономерности распределения магматических пород и постмагматических рудных полей и месторождений в зонах разломов тесно связаны с особенностями их внутреннего строения, поэтому мы рассмотрим и этот вопрос.

Некоторые особенности внутреннего строения разломов. Разломы, как известно, являются относительно узкими, но протяженными зонами с серией крупных тектонических швов, реже с одним главным швом, вдоль которых развивались те или иные перемещения прилежащих блоков горных пород. Швы обычно окаймлены полосами интенсивно деформированных пород. К последним относятся тектоническая глина, милониты, брекчия, зоны сгущения мелких трещин, зоны расланцевания и сматия.

Мощность зон разломов колеблется в широких пределах, в зависимости от его типа, геологических условий его формирования и физико-механических свойств горных пород, среди которых он проходит. Для крупнейших сквозьструктурных глубинных разломов она достигает многих километров, а иногда и нескольких десятков километров, а для сравнительно небольших соскладчатых разломов часто не выходит за пределы нескольких метров.

Разломы с серией крупных тектонических швов и с окаймляющими их полосами сильно деформированных пород, представленных глиной трения, милонитами, брекчией и зонами сгущения мелких трещин, характерны для среднего и верхнего этажа земной коры. В нижнем этаже, особенно в нижних его ярусах, внутреннее их строение совершенно иное. Здесь они представлены зонами расланцевания, с развитием бластомилонитов и бластокатаклазитов без тектонических швов с окаймляющими их продуктами хрупкой деформации горных пород. Только при подновлении таких разломов в условиях незначительных глубин от поверхности в зонах расланцевания появляются тектонические швы с глиной и другими интенсивно деформированными породами.

На рис. 10, а показан пример поперечного профиля сравнительно небольшого (протяженность по простиранию 750 м) ме-

ридионального крутопадающего разлома среди гнейсированных байкальских гранитов, прорывающих рифейские отложения.

За пределами зоны разлома граниты отчетливо гнейсированы, но степени их гнейсированности (число полосок, характеризующих гнейсированность на протяжении 1 м по мощности) трудно установить, так как характеризующие ее полосы не всегда отчетливы.

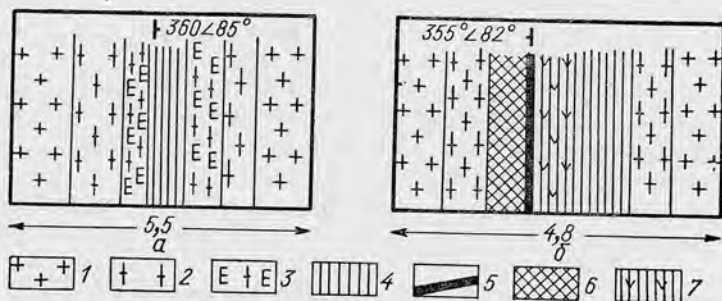


Рис. 10. Особенности внутреннего строения разломов нижнего структурного этажа, сформированных в условиях значительных глубин:

a — поперечный профиль (план) разлома, который не подновлялся после вздымания данного участка; *b* — поперечный профиль (план) разлома, который был подновлен после вздымания; 1 — гнейсированный гранит; 2 — интенсивно гнейсированный гранит (степень гнейсированности 300—500); 3 — интенсивно гнейсированный гранит с кварцевыми прожилками (степень гнейсированности 500—600); 4 — кварцево-сланцевые прожилки (степень сланцеватости 1500—2000); 5 — милонит; 6 — интенсивно гнейсированные граниты, раздробленные до тончайшей блоковости (расстояние между трещинами до 3—5 см); 7 — интенсивно рассланцованные порфи-риты (степень сланцеватости 500—600).

В периферической части зоны разлома развиты уже значительно более интенсивно гнейсированные граниты со степенью гнейсированности 300—500. В направлении от периферии разлома к его центру она возрастает. Еще ближе к центру зоны разлома прослеживается полоса интенсивно гнейсированных гранитов с многочисленными кварцевыми прожилками мощностью от первых миллиметров до 1—2 см. Степень гнейсированности гранитов в этой полосе составляет 500—600. Наконец, в центре зоны разлома проходит полоса кварцево-сланцевых сланцев со степенью сланцеватости от 1500—1800 до 2000 и более. Эти сланцы легко разбиваются на тончайшие листочки мощностью в доли миллиметров.

Переходы между отмеченными зонами постепенные. Каких-либо тектонических швов с оторочкой глинки или крупных трещин в зоне разлома не отмечается, так же как и не выделяется полос сгущения мелких трещин. Как установлено при детальном картировании по смещению даек жильных пород, сдвиговые перемещения по разлому достигают 13 м.

На рис. 10, б можно видеть поперечный профиль небольшого разлома того же типа, в том же районе, который был подновлен после вздымания данного участка и последующей его эрозии. В центре зоны разлома видны не только кварцево-сланцевые сланцы, но и интенсивно рассланцованные древние порфиристы (степень рассланцевания 500—600).

При подновлении разлома по контакту рассланцованных порфиритов возник тектонический шов с оторочкой тектонической глинки и окаймляющей его полосой интенсивно гнейсированных гранитов, раздробленных до тончайшей блоковости (расстояние между мелкими трещинами не более 3—5 см).

При перемещении по искривленным поверхностям швов в разломе возникают участки приоткрывания, играющие исключительно важную роль в определении закономерностей размещения магматических пород, рудных полей и месторождений. В процессе детальных структурных исследований на некоторых рудных полях ториево-редкометалльных месторождений установлено, что притертые и приоткрытые интервалы разломов резко различаются между собой по особенностям внутреннего строения. Первые обычно представлены единым тектоническим швом с тонкой оторочкой тектонической глинки и милонитов.

Для приоткрытых интервалов, наоборот, характерно усложненное внутреннее строение разломов. Помимо главного шва здесь, как правило, отмечается целая серия сопряженных с ним более мелких тектонических поверхностей. Поэтому этот интервал характеризуется не только повышенной общей мощностью зоны разлома, но и особенно повышенной суммарной мощностью интенсивно деформированных пород. К участкам приоткрывания часто бывают приурочены пластиновидные тектонические блоки инородных горных пород, затащенные в зону разлома в процессе перемещений вдоль него, а также дайки жильных пород повышенной мощности.

На рис. 11 показано внутреннее строение сравнительно небольшого крутопадающего разлома (протяженность по простиранию 600 м) север — северо-западного простирания, перемещения по которому происходили по типу левого сдвига (против часовой стрелки). В соответствии с этим его интервалы с простиранием 318—322° на северо-запад (рис. 11, б) оказались зонами приоткрывания, а участки с простиранием 340—345° (рис. 11, а) — сдавленными, притертыми. Внутреннее их строение совершенно различное. На притертом интервале разлом представлен единым тектоническим швом с оторочкой тектонической глинки мощностью около 50 см.

В зоне приоткрывания общая мощность зоны разлома достигает почти 12 м. При этом помимо главного тектонического шва в его лежащем боку отмечается еще пять параллельных и субпараллельных ему швов с оторочками тектонической глинки. Общая суммарная мощность полос интенсивно деформирован-

ных пород зоны разлома составляет более 5 м, в том числе тектонической глинки более 1 м, полос сгущения мелких трещин до тончайшей блоковости около 4 м. К приоткрытому участку приурочена дайка порфириров и дайка лампрофиров.

Помимо параллельных и субпараллельных главному тектоническому шву поверхностей смещения для разломов весьма

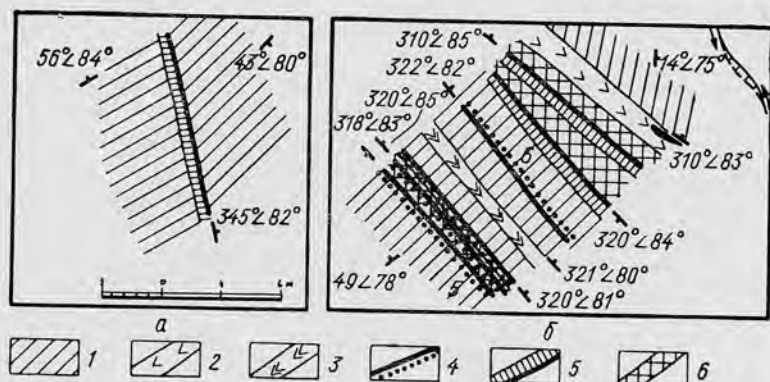


Рис. 11. Особенности внутреннего строения разлома на притертом интервале (а) и в зоне приоткрывания (б):

1 — вмещающие сланцы; 2 — порфириды; 3 — лампрофиры; 4 — тектонические швы с оторочкой глинки (указана мощность глинки, см); 5 — тектоническая глина; 6 — сланцы, дробленные до тончайшей блоковости.

характерны оперяющие их трещины скалывания и отрыва. Наиболее интенсивное развитие они получают в участках искривления разломов по простиранию и падению.

Для глубинных разломов различных типов очень характерны удлиненные пластиновидные тектонические блоки горных пород, затащенные в зону разлома в процессе перемещения вдоль него. Они, как мы уже отмечали выше, характерны для интервалов приоткрывания разломов.

Следует отметить, что разломы, представленные единым крупным тектоническим швом, сравнительно редки. Наиболее часто они выражены серией достаточно крупных, обычно кулисообразно расположенных швов. Очень характерно для многих разломов веерообразное расщепление их на флангах по простиранию и падению с образованием структуры «конского хвоста».

Типы структур рудных полей. Как показано в табл. 7, среди рудных полей, контролируемых разломами, выделяются следующие структурные типы: 1) в зонах приоткрывания разломов в местах их искривления и развития сопряженных с ними разрывов; 2) в местах развития разрывов, оперяющих разломы; 3) в местах расщепления разломов или их кулис на флангах по простиранию; 4) в участках пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин,

На рис. 12 показано рудное поле высокотемпературных гидротермальных ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений, приуроченное к области развития оперяющих разрывных нарушений глубинного крутопадающего разлома северо-восточного простирания, в месте его искривления по простиранию. Разлом уходит далеко за пределы рудного поля к юго-западу и особенно к северо-востоку и рассекает краевую часть зоны ранней консолидации складчатого пояса, сложенную рифейскими и нижнепалеозойскими метаморфическими образованиями.

В пределах рудного поля месторождения приурочены к местам пересечения оперяющих разломов крупными трещинами, к сопряженным с ними разрывам, реже к участкам развития оперяющих трещин скальвания.

На рис. 13 показано рудное поле высокотемпературных гидротермальных ториево-ниобиево-редкоземельных месторождений, которое располагается в зоне веерообразного расщепления крутопадающего сскадчатого разлома. Последний проходит среди байкальских гнейсированных гранитов и ориентирован согласно с плоскостями гнейсирования. Строение его кулисное. К главному шву разлома приурочены дайки байкальских рассланцованных порфиров.

Разлом уходит далеко за пределы рудного поля в запад — северо-западном направлении, а в зоне своего затухания на восточном фланге расщепляется на ряд более мелких разрывов, представленных зонами рассланцевания гранитов. К ним приурочены дайки древних рассланцованных порфиров, дайки микроклинитов, порфиров и лампрофиров, а также рудные жилы. Часть жил контролируется трещинами скальвания северо-западного и северо-восточного простираний.

На рис. 14 приведена схема геологического строения рудного поля высокотемпературных гидротермальных ториево-ниобиево-редкоземельных месторождений, расположенного в краевой

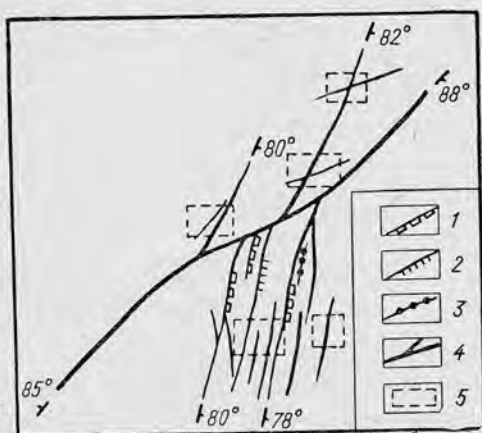


Рис. 12. Схема структуры рудного поля ториево - бериллиево - редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к области развития оперяющих разрывных нарушений глубинного разлома:

1 — дайки кварцевых порфиров; 2 — дайки порфиров; 3 — дайки метаморфизованных порфиров; 4 — разлом; 5 — площадь местоорождения.

зоне ранней консолидации складчатого пояса. Оно приурочено к клиновидному блоку, ограниченному глубинным разломом I

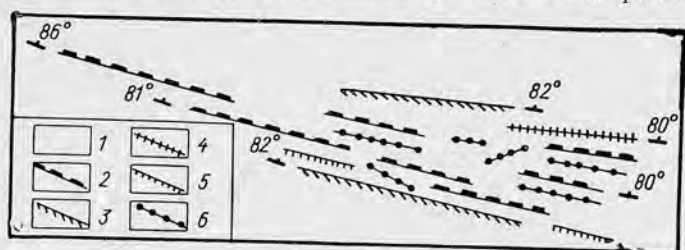


Рис. 13. Схема структуры рудного поля ториево-ниобиево-редкоземельных месторождений, приуроченных к зоне веерообразного расщепления крутопадающего складчатого разлома:

1 — древние гнейсированные граниты; 2 — древние рассланцованные порфиры и лампрофилы; 3 — зона рассланцевания; 4 — дайки микроклинитов; 5 — дайки порфиров и лампрофил; 6 — рудная жила.

и примыкающим к нему разломом II. В пределах клиновидного блока метаморфическая толща рифея смята в теснопережатую, почти изоклиналичную синклиналичную складку, длинная ось которой вытянута в субмеридиональном направлении.

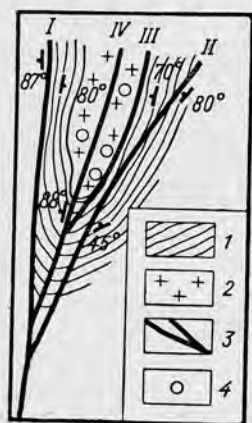


Рис. 14. Схема структуры рудного поля ториево-ниобиево-редкоземельных месторождений, приуроченных к зоне сопряжения разломов:

1 — метаморфическая толща рифея; 2 — байкальские гнейсированные граниты; 3 — разломы; 4 — площадь месторождений.

К сводовой части синклинали приурочено седловидное тело байкальских гнейсированных гранитов. Последнее в замковой части складки рассечено разломами IV, а по восточному контакту — разломом III. Ториево-ниобиево-редкоземельные месторождения рудного поля приурочены к зонам рассланцевания гнейсовидных гранитов, которые ориентированы согласно со сланцеватостью вмещающей метаморфической толщи.

Установлено, что рудные поля и месторождения непосредственно размещаются в зонах сравнительно небольших разломов четвертого, пятого и более высоких порядков, являющихся оперяющими или сопряженными с глубинными. Это положение по существу справедливо для всего разреза земной коры, в пределах которого встречаются постмагматические и в том числе ториево-редкометалльные месторождения.

Такая закономерность связана прежде всего с неоднородной проницаемостью разломов различных типов. Крупные разломы и прежде всего глубинные являются

высокопроницаемыми зонами; наоборот, сравнительно небольшие тектонические разрывы чаще не достигают дневной поверхности, и около них создается благоприятная для рудоотложения восстановительная обстановка.

Однако есть исключения из общей закономерности размещения постмагматических рудных полей и месторождений. В частности, в складчатых областях в среднем структурном этаже иногда отмечаются сравнительно редкие случаи приуроченности месторождений непосредственно к главному тектоническому шву глубинного разлома третьего порядка (в том случае, если разлом перекрыт экранирующими его более молодыми отложениями или к нему примыкают достаточно крупные по-

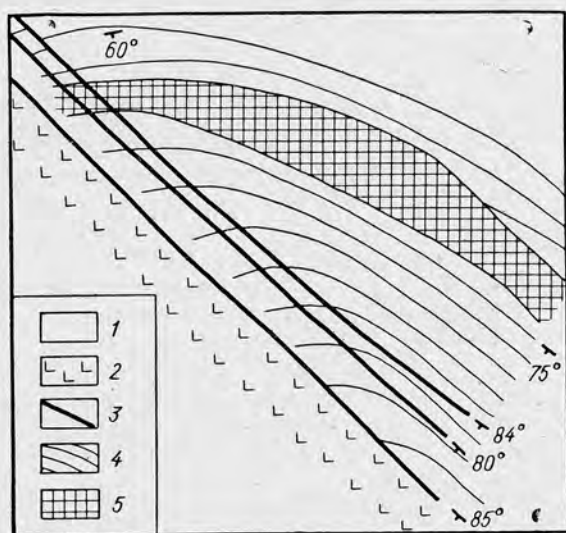


Рис. 15. Схема геологического строения фенакитового месторождения, расположенного в непосредственной близости к глубинному разлому третьего порядка:

1 — вмещающие сланцы; 2 — гранодиориты; 3 — разлом;
4 — изостраты слоистости сланцев; 5 — штокверковая рудная зона.

логопадающие экранирующие тектонические разрывы с мощной оторочкой глинки и милонитов).

В нижнем структурном этаже, где разломы имеют принципиально иное внутреннее строение, даже глубинные среди них имеют ограниченную проницаемость. Поэтому здесь рудные поля и месторождения не только приурочены к мелким тектоническим разрывам, но и часто встречаются в зонах достаточно крупных разломов.

В качестве примера на рис. 15 показана схема геологического строения фенакитового месторождения, расположенного в пре-

делах рудного поля с высокотемпературным гидротермальным ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковым оруденением. Пространственно разобщенные от ториево-редкоземельно-свинцово-цинковых руд бериллиевые рудные тела штокверкового типа приурочены к дуговидной рудной зоне, которая находится в непосредственной близости к глубинному разлому третьего порядка, прослеживаемому по простиранию на многие десятки километров. Глубинные разломы складчатых областей первого и второго порядка, как правило, не рудоносны даже в нижнем структурном этаже.

Рудные поля, главные структурные особенности которых определяются сочетанием складчатых форм и разрывных нарушений

Наиболее характерными для этой группы являются рудные поля, приуроченные к участкам виргаций осей складок, осложненных продольными глубинными разломами. Схема геологиче-

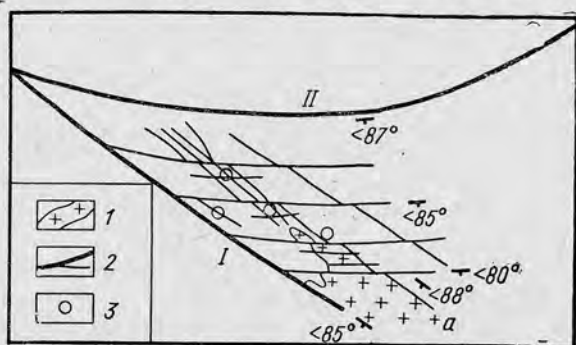


Рис. 16. Схема структуры рудного поля ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений, расположенных в зоне виргаций осей складок:

1 — субщелочные граниты; 2 — разлом; 3 — площадь месторождения.

ского строения одного из таких рудных полей с высокотемпературным гидротермальным ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковым оруденением приведена на рис. 16.

Рудное поле располагается в кристаллических сланцах докембрия, в краевой части зоны ранней консолидации складчатой области. Для нее характерны два направления простираания осей складок: основное — северо-западное и развитое к северо-востоку от рудного поля — северо-восточное. Складки северо-восточного направления при приближении к зоне складок северо-западной ориентировки постепенно изменяют свое простира-

ние до широтного и далее запад — северо-западного. Рудное поле располагается непосредственно в зоне виргаций осей складок.

Северо-восточное крыло антиклинория северо-западного простирания осложнено глубинным разломом *I*. Параллельно осям складок северо-восточного направления также прослеживается продольный глубинный разлом *II*. Таким образом, рудное поле располагается в клиновидном блоке, ограниченном глубинными разломами.

Параллельно и субпараллельно последним развита серия более мелких разломов, рассекающих площадь всего рудного поля на ряд обособленных блоков. Широтные разломы, параллельные и субпараллельные разлому *II*, одновременно являются оперяющими для разлома *I*.

К глубинному разлому *I* приурочен трещинный интрузив субщелочных гранитов, с которым пространственно и генетически связано ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковое оруденение. Кровля этого интрузива полого погружается к северо-западу. Она имеет форму раздвоенного гребня: при этом большой гребень прослеживается вдоль разлома *a*, а малый приурочен непосредственно к глубинному разлому *I*. Разлом *a* в юго-восточной части рудного поля, где он проходит вдоль контакта массива субщелочных гранитов, представлен единым крупным тектоническим швом. Далее к северо-западу он расщепляется вначале на три, а затем на четыре параллельные и субпараллельные ветви.

Вдоль разлома *a* прослеживается основная рудная зона рудного поля, в пределах которой установлены три месторождения. Вторая рудная зона проходит в непосредственной близости к глубинному разлому *I*. Здесь известно пока одно месторождение. Месторождения основной рудной зоны располагаются над скрытыми куполами субщелочных гранитов. Положение их в пределах основной рудной зоны определяется узлами пересечения разлома *a* секущими его широтными разрывами.

Встречаются рудные поля ториево-редкометалльных месторождений, приуроченные к сводам антиклиналей в месте пересечения их крутопадающими разломами. Схему геологического строения рудного поля такого типа можно видеть на рис. 17. Здесь карбонатная толща рифея, которая согласно подстилается и перекрывается мощными сланцевыми свитами, принимает участие в строении брахиантиклинали, длинная ось которой вытянута в широтном направлении. Шарнир складки довольно круто погружается к востоку.

Рудное поле расположено в карбонатных породах и приурочено к периклинальному замыканию брахиантиклинали в месте пересечения ее серией крутопадающих разломов широтного простирания. Последние являются оперяющими разрывными нарушениями глубинного разлома северо-западного простирания.

К разломам приурочены многочисленные дорудные дайки различного состава и возраста, а к одному из них — небольшой шток герцинских щелочных сиенитов, с которым пространственно и генетически связаны высокотемпературные гидротермаль-

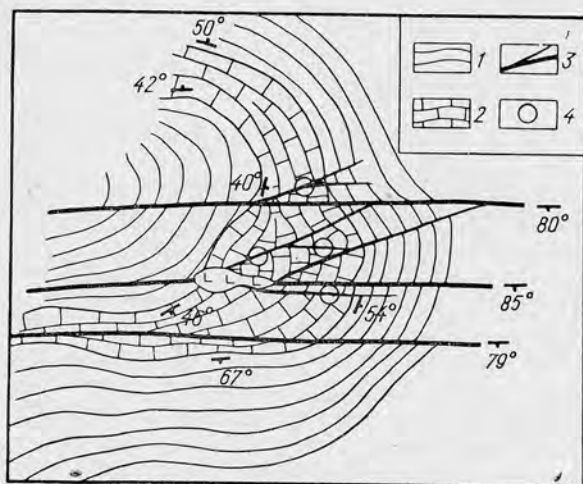


Рис. 17. Схема структуры рудного поля ториево-редкометалльных месторождений, приуроченных к сводовой части антиклинали, рассеянной крутопадающими разломами:
1 — сланцы; 2 — карбонатная толща; 3 — разлом; 4 — площадь месторождения.

ные ториево-бериллиево-свинцово-цинковые месторождения. Отдельные месторождения рудного поля приурочены к опоряющим широтным разломам трещинам скалывания, а также к сопряженным с ними нарушениям.

2. СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По главным структурным элементам мы выделяем пять групп структур постмагматических ториево-редкометалльных месторождений (табл. 9). К ним относятся месторождения, для которых главными структурными элементами являются: 1) складчатые формы; 2) разрывные нарушения; 3) сочетание складчатых форм и разрывных нарушений; 4) вулканоплутоны и интрузивы центрального типа и трубки взрыва; 5) контакты интрузивов с вмещающими породами. В каждой группе выделены соответствующие типы структур месторождений: в первой — два, во второй — пять, в третьей — два, в четвертой — четыре и в пятой — один. Всего, таким образом, намечается пятнадцать типов структур месторождений.

Месторождения, главные структурные особенности которых определяются складчатыми формами

Для этой группы характерны два типа структур месторождений — в сводах складок и в пластовых зонах на крыльях (см. табл. 9). Оба типа имеют ограниченное распространение.

Мы уже отмечали, что в шт. Северная Каролина (США) известны пневмато-гидротермальные железорудные ториево-урановые месторождения с карандашевидными рудными телами в сводах мелких складок в гнейсах.

Более многочисленны примеры ториево-редкометалльных месторождений, приуроченных к пластовым зонам на крыльях складок. К числу их относятся некоторые высокотемпературные гидротермальные месторождения ториево-ниобиево-редкоземельного состава и др.

Месторождения, главные структурные особенности которых определяются разрывными нарушениями

Рассматриваемая группа месторождений характеризуется следующими типами структур: 1) приуроченные к разломам, трещинам и зонам скалывания; 2) связанные со сложными тектоническими трещинами отрыва; 3) приуроченные к трещинам скалывания, а также к тектоническим и контракционным трещинам отрыва; 4) приуроченные к узлам пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин; 5) штокверкового типа.

Месторождения, приуроченные к разломам, крупным трещинам и зонам скалывания. Такие месторождения наиболее распространены. Линейный тип рудовмещающих структур этих месторождений определяет и морфологию их рудных тел, которые обычно представлены жилами, жилообразными и удлиненными линзовидными телами.

Рудоносные трещины скалывания обычно сопряжены с небольшими разломами, или являются оперяющими их разрывами, или закономерно ориентированы по отношению к складчатым структурам. В частности, выделяются продольные жилы, согласные с простираемостью осадочных и метаморфических пород, но секущие их по падению, а также крутопадающие тела, диагонально-ориентированные по отношению к оси складки. Иногда единичные трещины и зоны скалывания возникают по контакту пород с различными физико-механическими свойствами.

Жилы, приуроченные к крупным трещинам скалывания или к сравнительно небольшим разломам, обычно характеризуются значительной протяженностью по простираению и на глубину. При выдержанности элементов залегания рудовмещающих структур они, как правило, имеют сравнительно простую плитообразную форму; наоборот, при наличии искривлений по простираению и падению морфология их значительно усложняется.

Типы структур месторождений

Главные структурные элементы	Типы структур	Подтипы структур (по морфологии рудных тел и их ориентировке)	Разновидность подтипа структур	Примеры
I. Складчатые формы	В сводах складок	Субгоризонтальные столбчатые тела		Пневмато-гидротермальные железорудные TR—U месторождения (шт. Сев. Каролина, США)
	В пластовых зонах на крыльях	Жилы и жиллообразные залежи		Высокотемпературные, гидротермальные Th—Nb—TR месторождения
	Приуроченные к разломам, трещинам и зонам скалывания	Жилы и жиллообразные залежи, удлиненные линзы		Один из наиболее распространенных типов структур Th—TR месторождений
II. Разрывные нарушения	Приуроченные к сложным тектоническим трещинам отрыва	Плитообразные с уступами тела		Многие Th—TR месторождения различных генетических типов
	Приуроченные к трещинам скалывания, а также к тектоническим и кон-тракционным трещинам отрыва	Неправильные жиллообразные тела с резко меняющейся мощностью		Пневмато-гидротермальные и высокотемпературные гидротермальные Th—TR месторождения в массивах субшелочных и щелочных пород

III. Сочетание складчатых форм и осложняющих их разрывных нарушений	Принуроченные к узлам пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин	Трубчатые тела, штоки, линзы, гнезда, неправильные залежи	Многие пневмато-гидротермальные скарновые и альбититовые ториево-редкометалльные месторождения; высокотемпературные гидротермальные Th-Be-TR—Pb-Zn и Th-TR—Mo
Месторождения штокверкового типа	Разнообразные формы штокверковых залежи		Пневмато-гидротермальные скарновые и альбититовые месторождения, некоторые высокотемпературные гидротермальные Th-Be-TR—Pb—Zn и Nb—Th—TR месторождения
В сводах складок, осложненных разломами	Жилообразные, линзовидные, трубчатые тела, неправильные залежи		Высокотемпературные, гидротермальные, Th—Be—TR—Pb—Zn и другие месторождения
В крыльях складок, осложненных разломами	Неправильные метасоматические залежи		Пневмато-гидротермальные TR—Th—U месторождения (Мери Кетлин в Австралии и др.)

Продолжение табл. 9

Главные структурные элементы	Типы структур	Подтипы структур (по морфологии рудных тел и их ориентировке)	Разновидность подтипа структур	Примеры
IV. Вулкано-плутонии и интрузивы центрального типа, трубки взрыва	Месторождения с рудными телами в пределах трубок взрыва, вулкано-плутониев и интрузивов центрального типа	Со штокообразными рудными телами		Карбонаты, высокотемпературные, гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn месторождения, средне- и низкотемпературные гидротермальные Fe—TR месторождения
		С трубчатыми рудными телами	В геометрическом центре трубок и интрузивов	Карбонаты, средне- и низкотемпературные гидротермальные Fe—TR месторождения
		С кольцевыми, полукольцевыми и дуговидными рудными телами	Асимметрично в трубке и интрузиве	Карбонаты, высокотемпературные, гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn месторождения, средне- и низкотемпературные гидротермальные Fe—TR месторождения
			С двумя или тремя центрами кольцевых образований	

Месторождения с рудными телами в трубках взрыва и интрузивах и вулканоплутонических центрального типа и в их экзоконтактах	С рудными телами в форме неправильных метасоматических залежей, гнезд линз и жил	Высокотемпературные, гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn месторождения
	С рудными телами главным образом в форме жил и линз	Высокотемпературные, гидротермальные Th—U месторождения
	Со сложным сочетанием перечисленных выше форм	Высокотемпературные, гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn месторождения
	С рудными телами различной формы внутри трубок взрыва и со штоковыми верховым оруденением около них	Высокотемпературные, гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn месторождения
	С килообразными телами единого направления, секущими трубки, интрузивы и вулканоплутонические и вмещающие их породы	Pb—Zn месторождения
	С радиальными килообразными телами, секущими трубки и вмещающие породы	

Главные структурные элементы	Типы структур	Подтипы структур (по морфологии рудных тел и их ориентировке)	Разновидность подтипа структур	Примеры
IV. Вулкано-плутоны и интрузивы центрального типа, трубки взрыва		С различно ориентированными жилиобразными телами, секущими и трубки и вмещающие их породы		Pb—Zn месторождения
	Месторождения с рудными телами в экзоконтакте трубок взрыва, интрузивов и вулкано-плутонов центрального типа	С прямолинейными и дуговидными жильными телами в полукольцевых зонах, опоясывающих интрузивы центрального типа		Высокотемпературные, гидротермальные Th—TR—Mo месторождения
		С рудными телами различной формы в зонах повышенной деформации горных пород в экзоконтакте трубок		Высокотемпературные, гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn месторождения
		С жилиобразными телами единого направления в экзоконтакте трубок		

С жиллообразными рудными телами, единого направления			
С радиальными рудными телами	Месторождения с рудными телами в кровле скрытых на глубине трубчатых взрыва и интрузивов центрального типа		
С полукольцевыми и дуговидными рудными телами			
С прямолинейными и дуговидными жильными телами в дуговидных или полукольцевых зонах			Высокотемпературные, гидротермальные Th—Be—TR—Pb—Zn месторождения
Месторождения штокверкового типа			
V. Контакт интрузивов с вмещающими породами	В зоне контакта интрузивов и даек с вмещающими породами		Пневмато-гидротермальные месторождения в контактах роговиков, скарных и некоторые альбититовые Th—Zr—TR—Nb месторождения

В местах искривлений появляются оперяющие трещины отрыва и скалывания, к которым приурочены апофизы жил.

В процессе предминерализационных и внутриминерализационных перемещений по искривленным тектоническим поверхностям трещин возникают притертые и приоткрытые участки, мощности жил в которых существенно различаются. Как известно, при горизонтальных сдвигах по часовой стрелке (правый сдвиг) повышенная мощность жил наблюдается на интервалах с большим азимутом их простирания; при вертикальных перемещениях типа сброса максимальная мощность отмечается в наиболее крутопадающих участках.

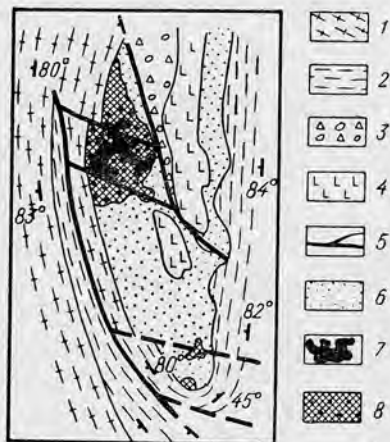


Рис. 18. Схема структуры редкоземельно-ториево-уранового месторождения Мери Кетлин:

1 — диопсид-скаполитовые гранулиты; 2 — кварциты и гранулиты; 3 — конгломераты; 4 — диориты; 5 — разломы и крупные трещины; 6 — зона гранатизации; 7 — рудное тело; 8 — вкрапленная минерализация.

В местах выклинивания по простиранию и падению нередко наблюдается веерообразное расщепление жил на мелкие прожилки, иногда образующие структуру конского хвоста. Параллельно и субпараллельно основным жилам часто располагаются более мелкие жилы и прожилки, приуроченные к сопряженным с ними трещинам скалывания.

К зонам скалывания обычно приурочена целая серия кулисообразно размещенных более коротких жил и жиллообразных тел. На рис. 19 показан пример месторождения, на котором

ториево-ниобиево-редкоземельные жилы приурочены к зонам скалывания среди рассланцеванных байкальских гнейсированных гранитов. В пределах этих полос граниты превращены в тонкосланцеватые (степень сланцеватости 1500—2000) кварцевослюдистые сланцы.

Наиболее крупная полоса рассланцевания располагается вблизи контакта гранитов с вмещающими их филлитовыми сланцами риферия. Ориентирована она согласно со сланцеватостью вмещающих пород. В пределах полосы рассланцевания рудные жилы размещены кулисообразно. Параллельно основным располагаются сопряженные с ними более мелкие жилы и прожилки. Кроме жил к зоне рассланцевания приурочены дайки древних рассланцеванных порфириров. Это показывает, что полоса рассланцевания имеет длительную и сложную исто-

рию своего развития. Заложена она была еще до регионального метаморфизма древних гранитов.

Иногда трещины скалывания, вмещающие жилы, еще в до-рудное время были рассечены со смещением секущими их разрывными нарушениями. В таких условиях нередко возникают сложные жильные и жилообразные рудные тела с размещением

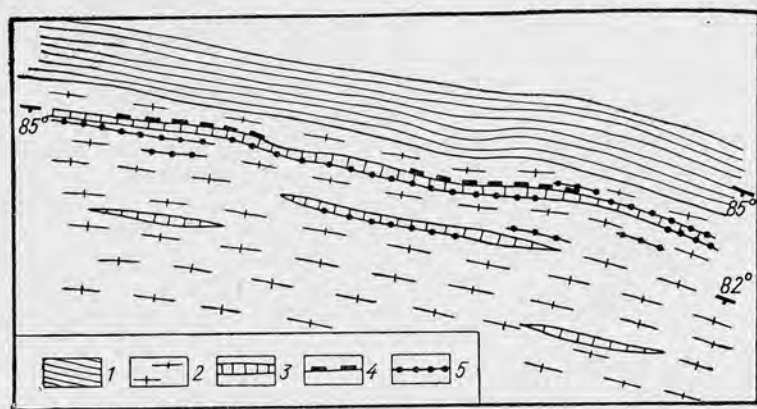


Рис. 19. Схема структуры ториево-ниобиево-редкоземельного месторождения, приуроченного к зонам скалывания:

1 — филлитовые сланцы рифея; 2 — байкальские гнейсированные граниты; 3 — зона рассланцевания гранитов; 4 — рассланцованные порфиры; 5 — рудная жила.

оруденения не только вдоль основных рудовмещающих структур, но и вдоль секущих разрывных нарушений. На рис. 20 можно видеть, как рудная жила размещается не только вдоль согласного контакта гнейсированных гранитов и вмещающих их рифейских сланцев, но и вдоль секущих этот контакт крутопадающих трещин скалывания.

На многих месторождениях рудные жилы связаны с трещинами и зонами скалывания единой ориентировки (см. рис. 19). Наряду с этим встречаются месторождения, в которых жилы приурочены к трещинам скалывания различных направлений. На рис. 21 показано ториево-редкометальное месторождение жильного типа, на котором наблюдаются три системы рудных жил. Одна из них приурочена к трещинам скалывания, согласным с гнейсированностью вмещающих их древних гранитов, две другие — северо-западная и северо-восточная — связаны с крутопадающими диагональными трещинами скалывания, секущими гнейсированность.

Месторождения, приуроченные к сложным тектоническим трещинам отрыва. На многих ториево-редкометальных месторождениях рудными телами являются интенсивно грейзенизированные и серицитизированные дайки щелочных и субщелочных гранитов и сиенитов, а также альбитизированные дайки апли-

тов, сиенит-аплитов и других жильных пород. При общей преобладающей плитообразной форме такие тела характеризуются некоторыми морфологическими особенностями, по которым они существенно отличаются от обычных жильных рудных тел. К ним относятся тупые окончания, резкие коленообразные раздувы и пережимы, сложные коленчатые и иногда совершенно неправильные формы.

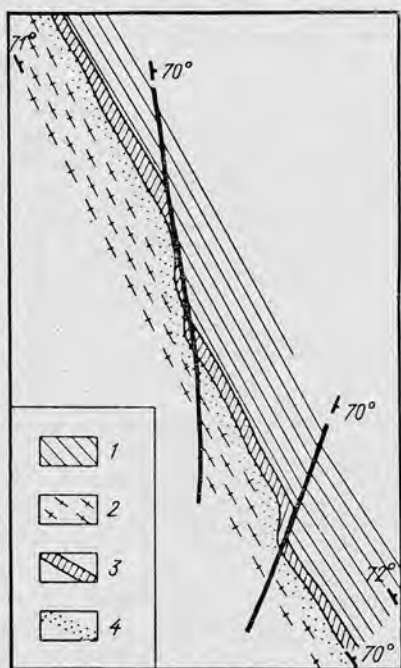


Рис. 20. Схема строения сложно-жильного тела ториево-редкометалльного месторождения: 1 — сланцы рифея; 2 — гнейсированные граниты; 3 — рудная жила; 4 — зона микроклинизации гранитов.

Рассматриваемые тела обычно приурочены к приоткрытым, кулисно размещенным трещинам скалывания и соединяющим их простым трещинам отрыва, иногда к двум, трем и более системам приоткрытых трещин скалывания, которые в момент рудоотложения представляли единое разрывное нарушение. Мы называем такие разрывы сложными трещинами отрыва. Значительно реже дайки бывают приурочены к простым трещинам отрыва либо к приоткрытым крупным, единичным трещинам скалывания. По протяженности по простиранию и на глубину рудные тела, связанные с измененными дайками жильных пород, в большинстве случаев значительно уступают жильным рудным телам, приуроченным к крупным трещинам скалывания.

Месторождения, приуроченные к трещинам скалывания, а также к тектоническим и контракционным трещинам отрыва. На ториево-редкоземельных месторождениях жильного типа среди интрузивных пород главная масса жил и особенно наиболее крупные среди них обычно приурочены к небольшим разломам или крупным тектоническим трещинам скалывания. Наряду с этим некоторые, обычно сравнительно небольшие, жилы часто связаны с контракционными трещинами отрыва. Среди них особенно характерны пологопадающие тела.

Примеры месторождений подобного структурного типа наиболее характерны для ториево-редкоземельно-вольфрамо-оловянных и ториево-редкоземельно-молибденовых месторожде-

ний. Встречаются они и на месторождениях других генетических типов, в изверженных горных породах. На месторождениях жильного типа среди осадочных и метаморфических горных пород жилы, приуроченные к простым тектоническим трещинам отрыва, встречаются сравнительно редко.

Все жильные тела, связанные с трещинами отрыва, характеризуются усложненной морфологией и ограниченными размерами по простиранию и падению. Особенно типичны для них резкие колебания их мощностей. Наиболее сложная форма отмечается для жил, связанных с тектоническими трещинами отрыва среди осадочных и метаморфических пород.

Месторождения в узлах пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин. В местах пересечения и сопряжения разрывных нарушений горные породы обычно обнаруживают повышенную деформированность, связанную с хрупкой деформацией. Проявление ее обнаруживается главным образом в виде брекчий и участков сгущения мелких трещин. Последние нередко расчленяют горные породы на мельчайшие блоки размером не более 1—3 см.

Приуроченные к таким участкам рудные тела характеризуются весьма своеобразными формами. Среди них наиболее часты трубчатые тела, имеющие ограниченные размеры горизонтального сечения и значительную протяженность на глубину. Форма горизонтального сечения труб разнообразна — от более или менее изометричной до неправильной удлиненной, овальной, эллипсоидальной, линзовидной и других форм. Возникают они обычно в узлах пересечения и сопряжения крутопадающих разрывов.

Весьма характерны для участков пересечения и сопряжения разрывных нарушений штокообразные и линзовидные залежи, а также гнездообразные рудные тела. Последние, как правило, возникают в местах пересечения и сопряжения крутопадающих и пологопадающих разрывов. Особенно сложные метасоматические залежи возникают в местах пересечения и сопряжения разрывных нарушений в легкозамещаемых карбонатных породах.

С узлами пересечения и сопряжения разрывных нарушений связаны многие, несущие торий, редкие земли и другие элементы высокотемпературные метасоматиты. Среди них следует отметить скарновые месторождения, ториево-редкометалльные альбититы, месторождения, приуроченные к альбитизированным щелочным гранитам и сиенитам, некоторые ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения. Рудные тела, приуроченные к узлам пересечения и сопряжения разрывных нарушений, встречаются на некоторых редкоземельно-молибденовых и других месторождениях.

Месторождения штокверкового типа. Разрывные нарушения, с которыми связаны рудные прожилки, образующие штоквер-

ки, по своей генетической природе неоднородны. Среди них выделяются тектонические трещины, трещины, связанные с механической активностью магмы, и контракционные.

Штокверки с сетью нетектонических трещин обычно наблюдаются в апикальных частях куполов, штоков, трещинных интрузивов и других магматических тел, а также в их кровле. Штокверки, образованные трещинами тектонического происхождения, встречаются в любых породах. Наиболее часто они приурочены к узлам пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин, к зонам единичных разломов, где они возникают за счет сопряженных и оперяющих их разрывов, к линейным зонам, сопряженным со складчатыми структурами, а также к дайкам и дайкообразным телам.

По типу ориентировки разрывных нарушений можно различать линейные штокверки, в пределах которых главная масса трещин ориентирована в едином направлении, и штокверки с неоднородной ориентировкой трещин.

Рудные тела штокверковых зон в большинстве случаев не имеют геологических границ, и контакты их обычно определяются принятым бортовым содержанием полезных компонентов. Вследствие этого контуры их нередко принимают довольно сложные очертания. Несмотря на это, общие особенности морфологии рудных тел и особенно морфологии самих штокверковых зон тесно связаны с генетической природой образующих их разрывных нарушений и с особенностями их ориентировки.

Форма штокверковых зон, связанных с трещинами нетектонического происхождения, обычно отражает общую морфологию выходов апикальных частей куполов, штоков или трещинного интрузива. Зоны штокверков, приуроченные к узлам пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин, наиболее часто приобретают очертания, в горизонтальном срезе близкие к изометричным. С линейными штокверками обычно связаны удлиненные штокверковые зоны и аналогичного типа рудные тела.

Штокверковый тип структур весьма характерен для ториево-редкометальных скарнов, альбититов, некоторых ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых, ниобиево-ториево-редкоземельных месторождений и др. Структурные особенности их в большинстве случаев, за исключением единичных примеров, изучены недостаточно. Описание месторождений штокверкового типа, связанных с трубками взрыва, приведено ниже.

Месторождения, главные структурные особенности которых определяются сочетанием складчатых форм и разрывных нарушений

В этой группе месторождений мы выделяем следующие два типа: 1) в сводах складок, осложненных разломами; 2) в крыльях складок, рассеченных разломами.

Примером первого типа могут служить некоторые высоко-температурные, гидротермальные ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения, приуроченные к зонам переклиналичного замыкания антиклинальных складок. Жилообразные, удлиненные линзовидные и трубчатые тела таких месторождений располагаются в перекрытых сланцами карбонатных породах, в месте пересечения периклинали крутопадающими разломами и крупными трещинами скалывания.

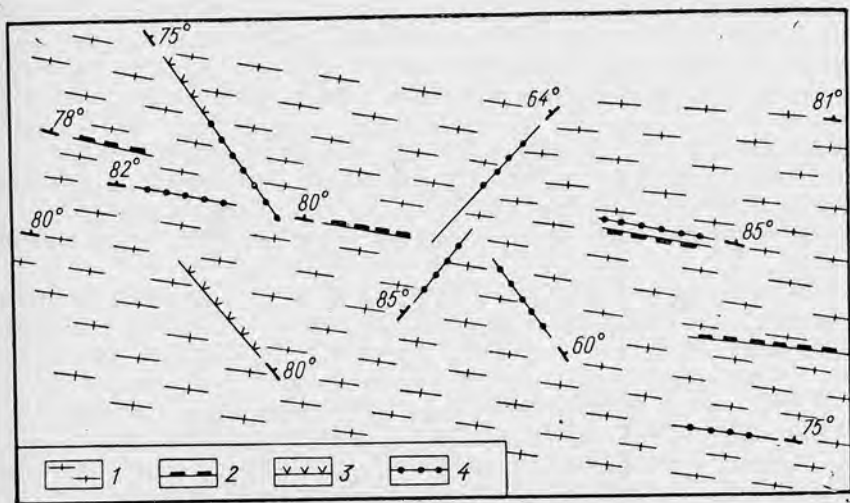


Рис. 21. Схема структуры ториево-ниобиево-редкоземельного месторождения с рудными жилами в зонах скалывания различных направлений:

1 — байкальские гнейсированные граниты; 2 — дайки древних расланцованных порфиритов; 3 — дайки порфиритов; 4 — рудная жила.

Приуроченные к продольным трещинам скалывания, жилообразные и линзовидные тела вытянуты согласно с простиранием карбонатных пород, но пересекают их по падению. Трубчатые тела сосредоточены в узлах пересечения и сопряжения разломов в крупных трещинах скалывания.

В качестве типичного примера ториево-редкометалльных месторождений, приуроченных к крыльям складок, осложненных разломами, можно указать на редкоземельно-ториево-урановое месторождение Мери Кетлин в Австралии. Оно приурочено к западному, слегка опрокинутому крылу тесно пережатой синклинальной складки, ось которой вытянута в меридиональном направлении (см. рис. 18). Крыло рассечено двумя сближенными субпараллельными, продольными крутопадающими разломами. Рудные тела сосредоточены в блоке скарированных пород между разломами, в месте пересечения его крупными диагональными трещинами скалывания.

Месторождения, связанные с трубками взрыва, вулcano-плутонами и интрузивами центрального типа

Трубки взрыва, интрузивы и вулcano-плутоны центрального типа — морфологически сходные крутопадающие столбообразные тела, различающиеся между собой по своим размерам, выполнению и механизму формирования. Максимальное поперечное сечение интрузивов центрального типа измеряется первыми десятками километров, в то время как для трубок взрыва такие сечения обычно не превышают 1,5—2 км. Интрузивы и вулcano-плутоны центрального типа сложены магматическими породами; в выполнении трубок взрыва важная роль принадлежит эруптивной брекчии. В механизме формирования интрузивов и вулcano-плутонов центрального типа главное принадлежит проплавливающему и протыкающему действию магматических расплавов. При образовании трубок взрыва ведущее значение имели газовые взрывы в процессе внедрения магматических расплавов, пересыщенных летучими компонентами.

В публикациях последних десятилетий приводится много примеров постмагматических месторождений пространственно, а во многих случаях и генетически связанных с трубками взрыва, интрузивами и вулcano-плутонами центрального типа.

После известных работ Локка формирование структур месторождений так называемой меднопорфировой формации большинство геологов связывало с внутриминерализационным обрушением. В настоящее время эти представления стали менее популярными. В то же время в свете новейших данных можно утверждать, что основные структурные элементы этих месторождений (брекчии, кольцевые и дуговидные дайкообразные тела и другие) возникли под действием механической активности внедряющейся магмы и вырывающихся из нее газов.

В настоящее время установлено, что с трубками взрыва, вулcano-плутонами и интрузивами центрального типа связаны многие месторождения меди, молибдена, олова, урана, ртути, железа, свинца, цинка, золота и других элементов. Структурным особенностям этих месторождений посвящена многочисленная литература (В. Н. Котляр, П. Д. Яковлев, В. А. Невский, В. М. Крейтер, Шумейкер, Г. И. Туговик, Н. П. Соловьев, Г. В. Ицксон, У. П. Джонстон, Д. Д. Лоуэлл, Д. В. Перри, Ф. Хоуэлл, И. Браун, К. Ричадр, Дж. Котрайт и др.). Таким образом, роль и значение этого структурного типа для постмагматических месторождений значительно больше, чем предполагали.

С трубками взрыва, вулcano-плутонами и интрузивами центрального типа связаны также ториево-редкоземельные карбонаты, железо-редкоземельные, ториево-редкоземельно-молибденовые, ториево-урановые и ториево-бериллиево-редкоземель-

но-свинцово-цинковые месторождения. Наиболее многочисленной является группа карбонатитовых месторождений, пространственно и генетически связанных с интрузивами и вулканоплутонами центрального типа ультраосновных щелочных пород.

Структура их обусловлена сложным сочетанием тектонических и нетектонических структурных элементов, при ведущей роли последних. Нетектонические разрывы связаны с механической активностью магмы и прорывающихся из нее газов, а также с гравитационными явлениями после оттока магмы. Тектонические структурные элементы определяют положение трубок взрыва, вулканоплутонов и интрузивов центрального типа и последующее усложнение их структуры в последние стадии их развития.

Структурно-геологическая позиция. Анализ многочисленных данных, накопленных мировой практикой, по закономерностям размещения трубок взрыва, вулканоплутонов и интрузивов центрального типа показывает, что они контролируются крупными разрывными нарушениями глубокого заложения. Трубки и интрузивы центрального типа, связанные с ультраосновным — щелочным комплексом, обычно контролируются наиболее протяженными по простиранию и в радиальном направлении глубинными разломами.

Примерами могут быть охарактеризованные выше так называемые сквозьеструктурные разломы, пограничные глубинные разломы на стыке древних платформ со складчатыми поясами (Восточно-Саянская провинция и др.), разломы в краевых частях древних платформ и, наконец, глубинные разломы в пределах складчатых поясов. Все они пересекают земную кору на всю ее мощность и проникают в верхнюю мантию.

Трубки и интрузивы центрального типа, связанные с гранитоидной щелочной формацией, контролируются глубинными разломами, которые на глубину, по-видимому, достигают зоны плавления гранитного слоя земной коры. Это обычно разломы, отделяющие области разновозрастной складчатости или тектонические блоки с существенно различным геотектоническим режимом внутри разновозрастных складчатых поясов.

В пределах зон глубинных разломов рассматриваемые интрузивы, вулканоплутоны и трубки чаще всего размещаются вдоль сопряженных с главным швом разломов второго и третьего порядка. При этом положение их определяется следующими структурными элементами:

- 1) локальными участками приоткрывания разломов в местах их искривления;
- 2) узлами пересечения и сопряжения разломов с более мелкими разрывными нарушениями;
- 3) узлами пересечения разломами контактов пород с существенно различными физико-механическими свойствами и

сложным сочетанием участков приоткрывания разломов с узлами их пересечения и сопряжения.

На рис. 22 приведены примеры структурно-геологической позиции трубок взрыва ториево-редкометалльных месторождений.

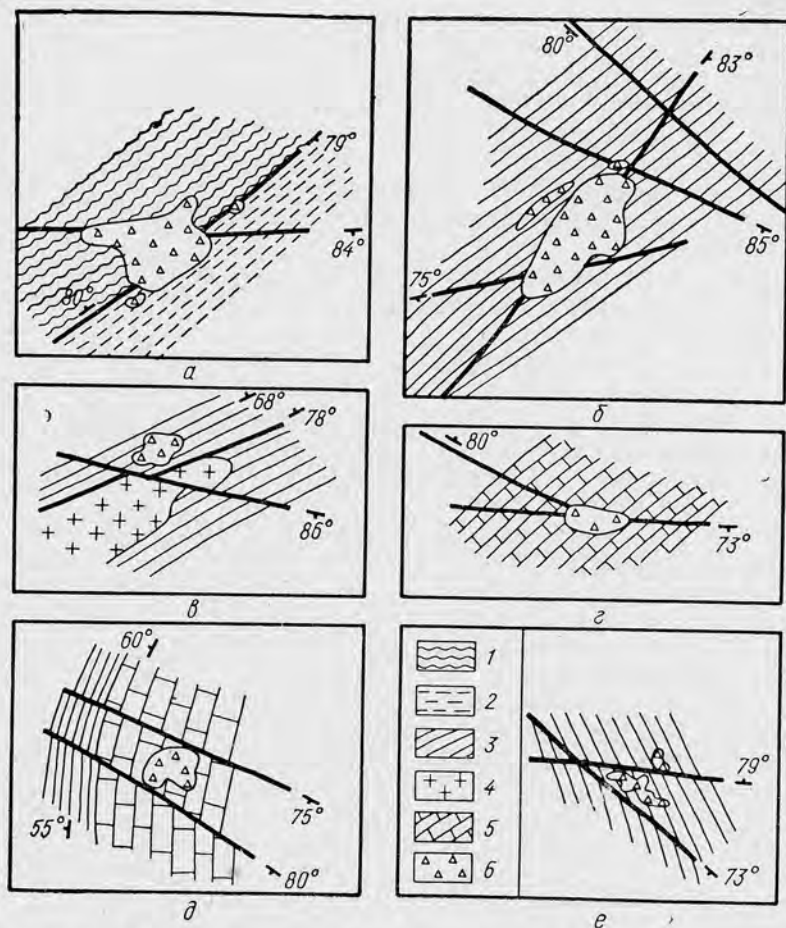


Рис. 22. Примеры структурно-геологической позиции трубок взрыва ториево-редкометалльных месторождений:

а — в узле пересечения сорванного контакта крутопадающим широтным разломом; б, в — в узле пересечения крупных крутопадающих трещин скалывания и разломов различных направлений; г, е — вблизи узлов пересечения крутопадающих разломов различных направлений; д — в узком тектоническом блоке, ограниченном субпараллельными крутопадающими разломами; 1 — альбит-актинолитовые сланцы; 2 — слюдистые сланцы; 3 — сланцы; 4 — щелочные граниты; 5 — известняки; 6 — брекчия.

ний. На рис. 22, а показана приуроченность трубки к участку пересечения сравнительно небольшим (протяженность по простиранию сотни метров) крутопадающим широтным разломом

сорванного контакта слюдистых сланцев с толщей альбит-актинолитовых пород. Они существенно различаются по своим физико-механическим свойствам. По сравнению с альбит-актинолитовыми породами слюдистые сланцы являются значительно более пластичными породами. С другой стороны, в определении положения трубки важное значение имело приоткрывание сложно искривленной поверхности сорванного контакта двух толщ. К северо-востоку от трубки контакт слюдистых и актинолитовых сланцев круто падает к юго-востоку, а юго-западнее ее — к северо-западу.

На рис. 22,б видна приуроченность трубки к сложному структурному узлу. Здесь крутопадающий разлом северо-восточного простирания, диагонально пересекающий вмещающие сланцы, пересекается субширотным разломом и крупной трещиной скалывания северо-западного направления. На рис. 22,г видна приуроченность трубки к зоне сопряжения крутопадающих разломов широтного и северо-западного простирания. На рис. 22,в и е показаны трубки, расположенные вблизи узлов пересечения разломов, а рис. 22,д — в узком тектоническом блоке, ограниченном субпараллельными тектоническими разломами.

По своему положению относительно дневной поверхности в момент формирования трубки взрыва и массивы центрального типа разделяются на открытые, представленные вулкано-интрузивными комплексами, и скрытые на глубине, сложенные интрузивными породами. В первом случае возникали типичные вулканы центрального типа, сложенные в приповерхностной части лавами, туфами и вулканическими брекчиями. С глубиной эти образования постепенно сменяются субвулканическими и полнокристаллическими интрузивными породами.

Открытые трубки взрыва известны на некоторых ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях. Открытые массивы центрального типа или вулканоплутоны ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами получили достаточно широкое распространение в Восточной Африке. Известны вулканоплутоны центрального типа щелочных и нефелиновых сиенитов, с которыми пространственно и генетически связаны ториево-урановые месторождения.

Встречаются трубчатые тела, которые в ранний период своего развития были скрыты на глубине, а позже достигали дневной поверхности. Характерно, что иногда на одном и том же месторождении отмечается сочетание трубок, достигавших дневной поверхности и скрытых на глубине.

Имеющиеся к настоящему времени данные показывают, что верхние части скрытых на глубине трубок взрыва и интрузивов центрального типа формировались на незначительной глубине от поверхности — от 400—500 до 1500—2000 м. По данным геофизиков, колонна ультраосновных — щелочных пород с карбо-

натитами прослеживается на глубину до 6—8 км [32]. Протяженность по вертикали расположенных в этих массивах трубок взрыва с пикритовым, альнеитовым и другими цементами — не установлена. Известные к настоящему времени трубки взрыва, связанные с внедрением субщелочных гранитоидов, прослеживаются на глубину не более 400—500 м.

Морфология, размеры и условия залегания. Трубки взрыва, вулканоплутоны и интрузивы центрального типа ториево-редкометалльных месторождений часто имеют более или менее округлую, близкую к изометричной форму горизонтального сечения. Значительно реже она бывает совершенно неправильная, угловатая. Очень часты несколько удлинённые овальные формы; весьма характерны полукольцевые, подковообразные и близкие к ним горизонтальные сечения; встречаются сечения грушевидные, неправильные треугольные, линзовидные, полигональные, значительно реже сильно удлинённые (рис. 23). Последние обычно вытягиваются вдоль разломов.

Отмеченные формы горизонтального сечения тесно связаны с генетической природой трубок. Образование их связано с мгновенной деформацией, обусловленной взрывными явлениями. Известно, что при мгновенной деформации не только хрупкие, но и пластичные тела, даже такие, как вар, разрушаются путем образования трещин отрыва.

Под воздействием вертикально направленного взрыва в горных породах возникали кольцевые цилиндрические и полуцилиндрические трещины отрыва с вертикально ориентированной осью цилиндра. Эти трещины и определяли контуры горизонтального сечения трубок. Особенно показательны в этом отношении сечения, близкие к подковообразным.

Падение трубок взрыва в большинстве случаев вертикальное или близкое к нему. Вверх по восстанию они нередко постепенно расширяются, образуя воронкообразные формы. Очень характерно для них также веерообразное расщепление вверх на серию более мелких тел.

Интрузивы и вулканоплутоны центрального типа ториево-редкометалльных месторождений имеют достаточно большие размеры с горизонтальным сечением до нескольких километров в поперечнике и с площадью в первые десятки квадратных километров. В краевых частях платформ встречаются интрузивы центрального типа с площадью горизонтального сечения в сотни квадратных километров.

Размеры трубок взрыва обычно значительно меньшие — от первых десятков метров до 1 км (максимум 1,5 км) в поперечнике. Нередко в пределах интрузивов и вулканоплутонов центрального типа встречается одна, а иногда и более трубок взрыва. Так, например, в некоторых массивах ультраосновных щелочных пород, с которыми связаны ториево-редкоземельные карбонатиты, отмечаются достаточно крупные трубки (диамет-

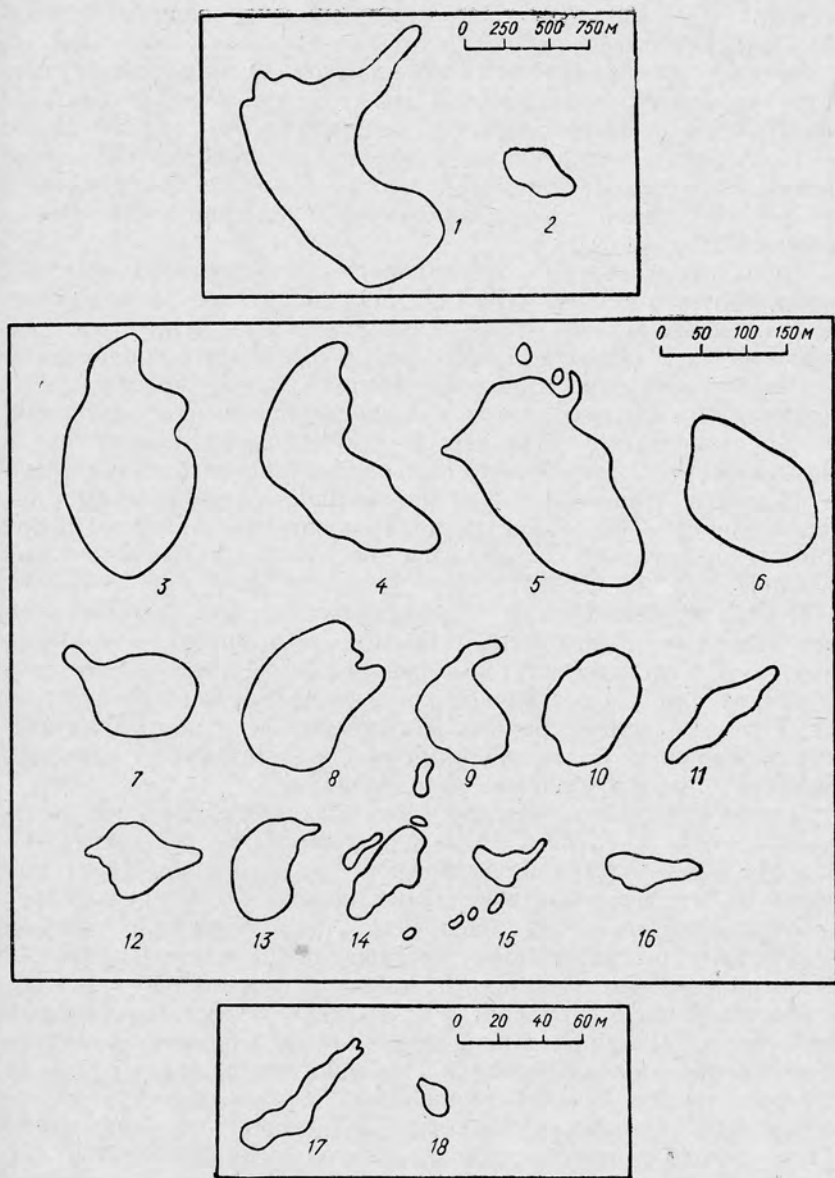


Рис. 23. Формы горизонтального сечения (1—18) и размеры трубок взрыва постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

ром около 1 км), выполненные обломками вмещающих пород и цементирующими их пикритовыми порфиритами, и более мелкие (сечение 120×130 м) с обломками, сцементированными поздними анкеритовыми карбонатами.

Иногда такие трубки размещаются в зоне экзоконтакта интрузивов центрального типа. Так, на одном из редкоземельно-молибденовых месторождений мелкие трубки (размером от 8—10 до 60 м в поперечнике) с обломками вмещающих гранат-биотитовых гнейсов, сцементированных аплитами, размещены в дуговидной рудной зоне, в экзоконтакте массива субщелочных гранитов (рис. 24,а).

Трубки взрыва обычно выполнены обломками вмещающих пород, магматическими телами и постмагматической минерализацией. Обломки, как правило, неправильные, угловатые, размером от мельчайших до глыб в 1—1,5 м и более в поперечнике.

Цемент обломков чаще всего контактовый, реже они цементируются магматическими и постмагматическими образованиями. Характерно, что милониты и тектоническая глина среди брекчий отсутствуют. Трубки и выполняющие их брекчий обычно не имеют ограничивающих их тектонических поверхностей. Перечисленные особенности показывают, что брекчий трубок взрыва значительно отличаются от обычных тектонических брекчий.

Стенки трубок взрыва в подавляющем большинстве случаев неровные, шероховатые. Очень часто трубки и особенно интрузивы и вулканоплутоны центрального типа имеют симметричное или асимметричное концентрически-зональное строение. При этом смена ранних магматических и постмагматических образований более поздними наблюдается как от центра к периферии, так и в обратном направлении.

История формирования интрузивов, вулканоплутонов центрального типа и трубок взрыва обычно является достаточно сложной и многоэтапной. Например, А. А. Фролов [102] для одного из массивов ультраосновных щелочных пород выделяет следующие этапы: 1) внедрение пироксенитовой магмы; 2) внедрение по периферии массива щелочных расплавов, с которыми связаны дуговидные дайки нефелиновых сиенитов; 3) прорыв газов и внедрение в брекчиевую полость пикритовых порфиритов; 4) образование карбонатитов, процесс формирования которых расчленяется на три последовательные стадии (с первой из них связано возникновение безрудных крупнозернистых кальцитовых карбонатитов, со второй — формирование мелкозернистых рудоносных кальцитовых карбонатитов и с третьей — образование анкеритовых карбонатитов и сопутствующего им ториево-редкоземельного оруденения).

Некоторые авторы считают, что процесс формирования рассматриваемых массивов ультраосновных щелочных пород более сложный и периоды внедрения пироксенитов и щелочной магмы

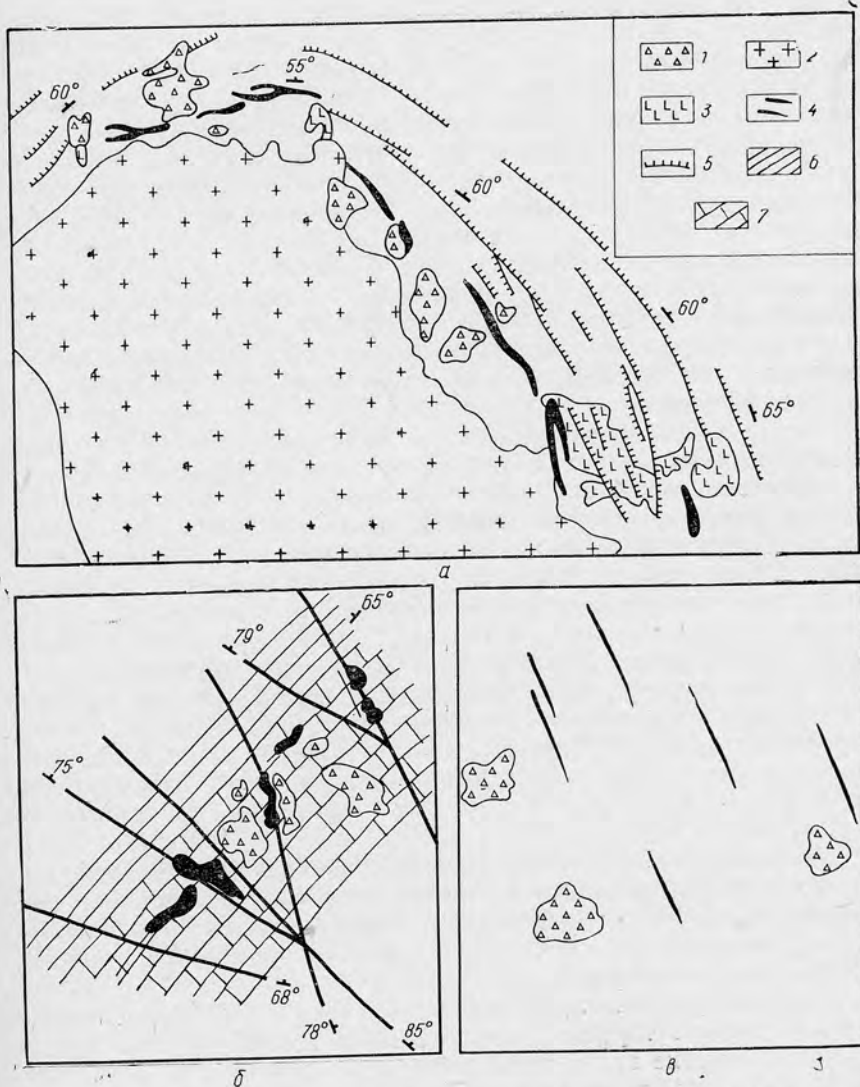


Рис. 24. Схема размещения трубок взрыва (брекчий) и рудных тел на ториево-редкометалльных месторождениях:

а — в экзоконтакте интрузива щелочных гранитов; *б, в* — около трубок взрыва и между ними; 1 — брекчия; 2 — щелочные граниты грейзенированные; 3 — аплиты; 4 — рудные жилы и тела; 5 — поздние жилы; 6 — сланцы; 7 — известняки.

здесь резко разорваны во времени и связаны с различными тектономагматическими циклами.

На одном из ториево-редкоземельно-молибденовых месторождений после внедрения субщелочного расплава образовалась серия мелких трубообразных тел аплитов и других тел брекчированных пород с аплитовым цементом. Позже развивался многостадийный постмагматический процесс. На отдельных ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях процесс формирования трубок взрыва развивался после внедрения трещинного интрузива щелочных сиенитов. Он расчленяется на семь основных этапов, среди которых первые шесть связаны с внедрением щелочных и субщелочных магматических расплавов, а седьмой — с многостадийным постмагматическим процессом. Завершение формирования рассматриваемых трубок произошло в послерудный восьмой этап, когда в периферические части трубок внедрились дайкообразные тела щелочных габброидов, связанные с послерудным тектономагматическим циклом.

Чаще всего рудообразование завершает общий процесс формирования трубок взрыва. На некоторых ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях соотношение между магматическими и постмагматическими процессами в период формирования трубок взрыва было более сложным. Здесь первый этап формирования трубок происходил после внедрения кислого субщелочного расплава, раскристаллизация которого привела к образованию трещинного интрузива субщелочных гранитов. С ним связано образование первых трубообразных брекчированных полостей и внедрение мелкозернистых аплитовидных и порфиroidных субщелочных гранитов. За ним следовал второй и третий этап, когда возникли неправильные и конические тела раннего высокотемпературного пегматоидного кварца и произошла грейзенизация субщелочных пород.

В четвертый этап в трубчатые тела внедрились гранофиры, в пятый — аплиты и сиенит-аплиты, в шестой — меланократовые жильные породы, в седьмой развивался основной постмагматический процесс и связанное с ним промышленное ториево-редкометальное оруденение.

Рассмотренные примеры показывают, что формирование трубок взрыва ториево-редкометальных месторождений происходит в поздние этапы развития рудоносных интрузивных комплексов, когда в процессе магматической дифференциации в соответствующих магматических бассейнах накапливались расплавы, обогащенные летучими компонентами.

В большинстве случаев почти все этапы формирования трубок связаны с взрывными явлениями. Более того, на детально изученных месторождениях доказано, что внедрение даже самых поздних порций гидротермальных растворов, с которыми

связано отложение минералов завершающих стадий рудоотложения, происходило на фоне газовых прорывов. Вследствие этого в трубках взрыва широко распространены разновозрастные брекчии и различного возраста брекчиевые дайки. Последние встречаются не только в трубках, но и в непосредственном их окружении.

Представлены брекчиевые дайки маломощными (10—15 см) дайкообразными телами ограниченной протяженности по простиранию (10—20 м). Контакты их неровные, шероховатые, с коленообразными уступами, которые свидетельствуют о том, что обломки здесь выполняют классические сложные трещины отрыва.

Среди неправильных угловатых обломков наиболее часты вмещающие породы, но встречаются и разнообразные изверженные породы и постмагматическая минерализация. Размеры обломков — от нескольких миллиметров до 2—3 см; более крупные обломки (до 5—7 см) сравнительно редки. В приальбандовых частях обломки обычно более мелкие, в центре, наоборот, крупнее.

Отмечается также, что состав мелкообломочных даек (обломки размером в несколько миллиметров в поперечнике) более разнообразен; сравнительно крупнообломочные дайки (обломки в 2—3 см в поперечнике), как правило, сложены почти исключительно обломками вмещающих их пород. Обломочный материал даек обычно сцементирован поздними магматическими образованиями (например, диабазовыми и диоритовыми порфиритами) и разнообразной гидротермальной минерализацией. Широко распространен также цемент спороксовения. В наиболее молодых брекчиевых дайках среди обломков встречаются минералы предпоследней стадии рудоотложения. Образование брекчиевых даек, по-видимому, связано с выдуванием мелких обломков в процессе газовых взрывов в возникшие в этот момент трещины отрыва.

Весьма характерно, что история развития трубок взрыва даже в пределах единого рудного поля неоднородна. В одних проявлены все этапы их формирования, в других отмечается выпадение отдельных из них. Наиболее часты случаи выпадения ранних или, наоборот, поздних этапов их развития.

Эти особенности истории развития конкретных трубок взрыва рудных полей тесно связаны с их рудоносностью. Рудовмещающими обычно являются более крупные трубки с наиболее полной историей их развития. Мелкие трубчатые тела с сравнительно короткой историей их развития, как правило, нерудоносны.

Среди интрузивов и вулканоплутонов центрального типа наиболее сложной и длительной историей развития характеризуются массивы с наиболее полно выраженной их дифференциацией. В этом отношении особенно показательны интрузивы

центрального типа ультраосновных щелочных пород с их концентрически-зональным размещением пироксенитов, ийолитов, уртитов, мельтейгитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. В противоположность им история развития многих слабо дифференцированных или вовсе не дифференцированных массивов щелочных и субщелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, как правило, является менее сложной.

Очень характерной особенностью сложной истории формирования трубок взрыва, вулcano-плутонов и интрузивов центрального типа с сопровождающей их постмагматической минерализацией является последовательная смена во времени типа деформаций слагающих их горных пород. Ранние этапы их развития сопровождаются мощной механической активностью магмы и бурно выделяющихся из нее газов. К поздним этапам эта активность заметно спадает, и в деформации горных пород, принимающих участие в их строении, все отчетливее начинает проявляться тектоническое воздействие.

В соответствии с этим магматические породы трубок взрыва и особенно наиболее ранние из них обычно наблюдаются в виде штоков, трубообразных и конических тел, кольцевых, полукольцевых и дуговидных даек, образование которых связано с нетектоническими деформациями. С нетектоническими деформациями связаны и некоторые прямолинейные разрывные нарушения — радиальные трещины отрыва, прямолинейные трещины скалывания, располагающиеся в направлении касательных к контурам трубчатых тел, а также размещенные по кольцевым, полукольцевым или дуговидным зонам.

Нетектонические деформации контролируют ранние постмагматические образования трубок взрыва, которые чаще всего размещаются непосредственно в трубках. Морфология, условия залегания и закономерности размещения поздней постмагматической минерализации в большинстве случаев определяются тектоническими деформациями. В соответствии с этим более поздние рудные тела и сопутствующая им минерализация размещены как в самих трубках, так и около них.

Структурные типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, связанных с трубками взрыва, интрузивами и вулcano-плутонами центрального типа. В данной группе мы выделяем следующие типы структур постмагматических ториево-редкометалльных месторождений: 1) с рудными телами в пределах интрузивов и вулcano-плутонов центрального типа и в трубках взрыва; 2) с рудными телами внутри трубок и интрузивов и вулcano-плутонов и в зоне их экзоконтакта; 3) с рудными телами в зоне экзоконтакта трубок, интрузивов и вулcano-плутонов; 4) с рудными телами в кровле скрытых на глубине трубок взрыва и интрузивов центрального типа.

В каждом типе, в зависимости от морфологии и особенностей пространственной ориентировки рудных тел, выделены

подтипы. В первом типе их шесть, во втором — четыре, в третьем — три и в четвертом — пять. Всего, таким образом, намечается 18 подтипов структур постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. Для отдельных подтипов намечены некоторые их разновидности (см. табл. 9).

Морфология рудных тел в пределах трубок взрыва, вулкано-плутонов и интрузивов центрального типа (первый тип) определяется особенностями их внутреннего строения. Наиболее характерными элементами в этом отношении являются радиальные, кольцевые и дуговидные разрывы и зоны дробления. В соответствии с этим для месторождений первого типа наиболее типичны штокообразные, трубчатые, кольцевые, полукольцевые и дуговидные рудные тела (рис. 25). Одни дуговидные рудные тела падают вертикально или почти вертикально и таким образом контролируются цилиндрическими поверхностями отрыва и их фрагментами, другие — под различными углами к центру массива или в обратном направлении и контролируются коническими поверхностями как отрыва, так и скалывания и их фрагментами.

Кольцевые, дуговидные и другие разломы и зоны дробления и связанные с ними рудные тела в одних случаях закономерно размещаются в направлении от геометрического центра трубки или интрузива центрального типа, в других располагаются асимметрично. Встречаются трубки и интрузивы с двумя (рис. 26), иногда даже с тремя центрами кольцевых структурных элементов. В свою очередь каждая кольцевая, полукольцевая или дуговидная зоны дробления представлены одной, двумя, значительно реже большим числом концентрически размещенных кольцевых разломов и зон дробления, вмещающих оруденение. Последние образования в месторождениях карбонатитов Вильям [169] назвал «структурой рулета»; а Эккерман [133] — структурой «конус в конус».

Нельзя не отметить, что иногда интрузивы центрального типа, особенно выполненные недифференцированными магматическими породами, лишены или почти лишены кольцевых и дуговидных разрывов, и последние в этом случае нередко проявляются в зоне экзоконтакта массивов.

Во многих трубках взрыва и интрузивах и вулкано-плутонах центрального типа на кольцевые образования нередко накладываются разломы или крупные тектонические трещины одного или нескольких направлений, к которым часто приурочены жилиобразные тела, уплощенные линзы и неправильные, чаще удлиненные, метасоматические рудные залежи. В узлах пересечения трещин возникают гнездообразные рудные тела. Таким образом, сочетание кольцевых и дуговидных разрывов (нетектонических) с наложенными линейными (тектоническими) создает наиболее сложную внутреннюю структуру трубок взрыва и интрузивов и вулкано-плутонов центрального типа.

Характерным примером является массив щелочных ультраосновных пород, показанный на рис. 27 [102]. Здесь ранние безрудные кальцитовые карбонатиты образуют асимметрично расположенное, крупное, овальное в горизонтальном срезе тело,

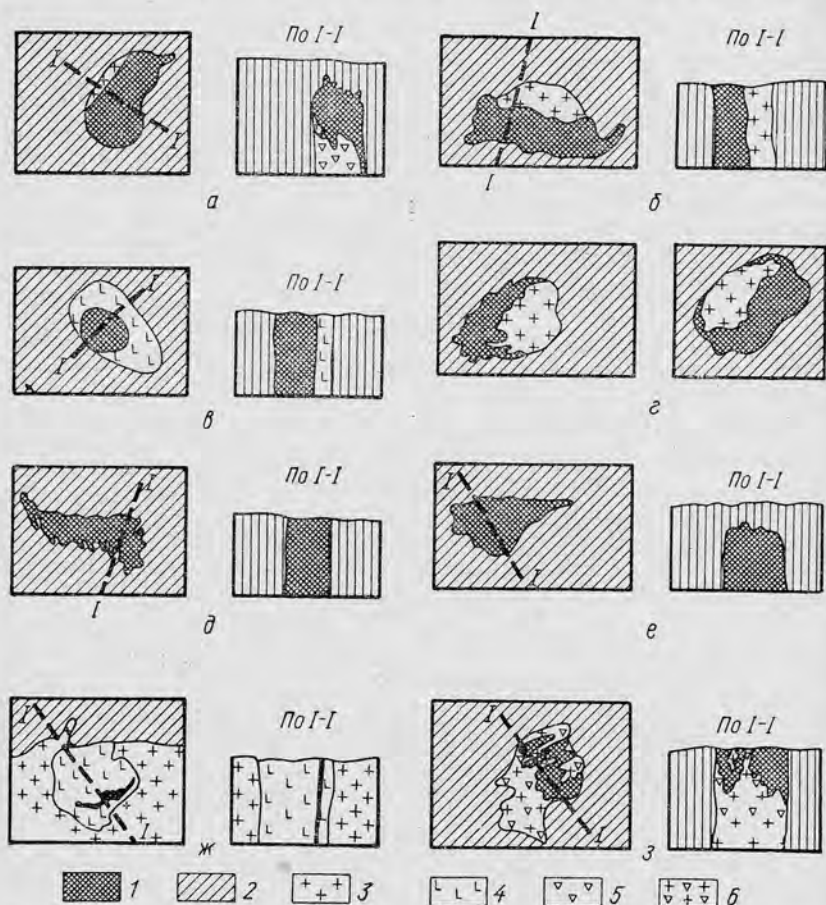


Рис. 25. Схема структуры постмагматических торнево-редкометалльных месторождений с рудными телами в пределах трубок взрыва и интрузивов центрального типа (а—з различные формы рудных тел):

1 — рудное тело; 2 — вмещающие породы; 3 — щелочные и субщелочные гранитоиды; 4 — щелочные ультраосновные породы; 5 — брекчии, сцементированные субщелочными гранитоидами.

контролируемое кольцевыми разрывами. Более поздние кальцитовые карбонатиты, несущие ниобиевое оруденение, образуют серию простых и усложненных линз северо-западного направления, которые контролируются разломом северо-западного простирания и сопряженными с ним трещинами. Завершающие

карбонатитовый процесс анкеритовые карбонатиты, несущие редкоземельное оруденение, представлены удлиненным линзовидным телом меридионального простирания.

На некоторых ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях, связанных с трубками взрыва, ран-

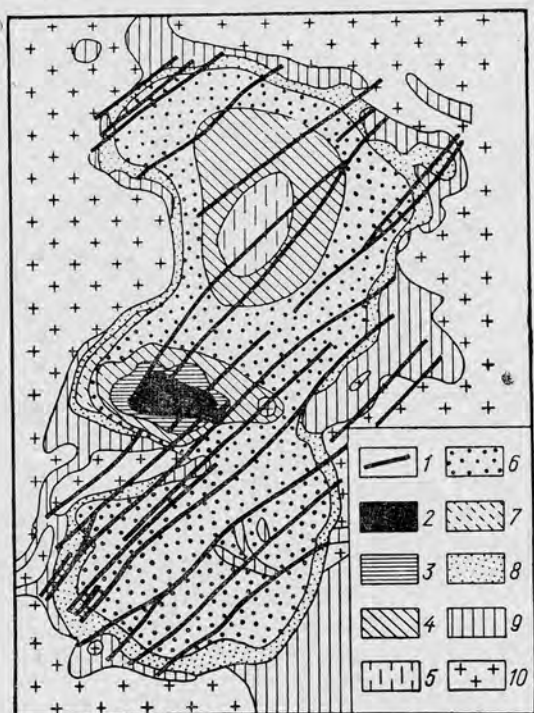


Рис. 26. Геологическая карта щелочно-карбонатитового комплекса Палабора в северо-восточном Трансваале:

1 — диабазовые дайки карру; 2 — карбонатиты; 3 — фосфориты; 4 — пегматоидное тело пироксен-вермикулит-оливинового состава; 5 — пегматоидное тело оливин-вермикулитового состава; 6 — пироксениты; 7 — глиммериты; 8 — фельдшпатизированные пироксениты; 9 — сиениты; 10 — древние граниты.

нее ториево-редкоземельное оруденение целиком контролируется кольцевыми и дуговидными зонами дробления. Более поздние свинцово-цинковые рудные тела контролируются как кольцевыми и дуговидными, так и линейными разрывами. В то же время завершающие постмагматический процесс безрудные флюорит-кальцит-кварцевые жилы контролируются только тектоническими разрывами, согласными со сланцеватостью вмещающих пород.

Яркий пример сочетания кольцевых разрывов с наложенными тектоническими, характеризующий структурные особенности массива ультраосновных — щелочных пород Палабора в северо-восточном Трансваале, можно видеть на рис. 26.

В целом следует подчеркнуть, что в большинстве случаев чем сложнее и длительнее геологическая история формирования

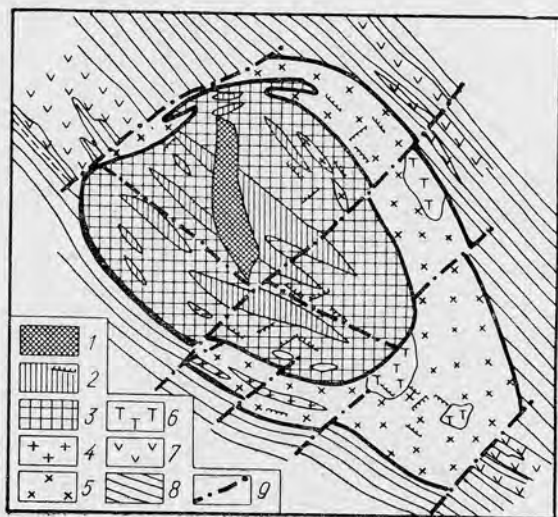


Рис. 27. Схема геологического строения массива щелочных ультраосновных пород и карбонатов [102]:

1 — анкеритовые карбонаты; 2 — рудные кальцитовые карбонаты; 3 — безрудные кальцитовые карбонаты; 4 — нефелиновые и щелочные сенинты; 5 — ийолиты; 6 — мельтейгиты и нефелиновые пироксениты; 7 — габбро-диабазы; 8 — сланцы и песчаники; 9 — тектонические нарушения.

интрузива и вулканоплутона центрального типа или трубки взрыва, тем сложнее их внутреннее строение. В частности, кольцевые и дуговидные разрывы ярче выражены в массивах и трубках с дробно дифференцированным магматизмом и с интенсивно проявленными ранними стадиями постмагматического процесса.

Нельзя не отметить, что в некоторых вулканоплутонах центрального типа, непосредственно приуроченных к узлу пересечения глубинных разломов, основным типом нарушений являются тектонические разрывы при полном или почти полном отсутствии кольцевых и дуговидных разломов и трещин. В этом случае рудные тела таких месторождений представлены жилами, жиллообразными и линзовидными телами и удлинёнными метасо-

матическими залежами. Размещение их определяется разломами и морфологией массива. Все рудные тела приурочены главным образом к оперяющим, реже к сопряженным с разломами разрывам, с максимальной их концентрацией в апикальных частях куполов массивов. Характерным примером структуры месторождений такого типа являются некоторые высокотемпературные гидротермальные ториево-урановые месторождения (рис. 28).

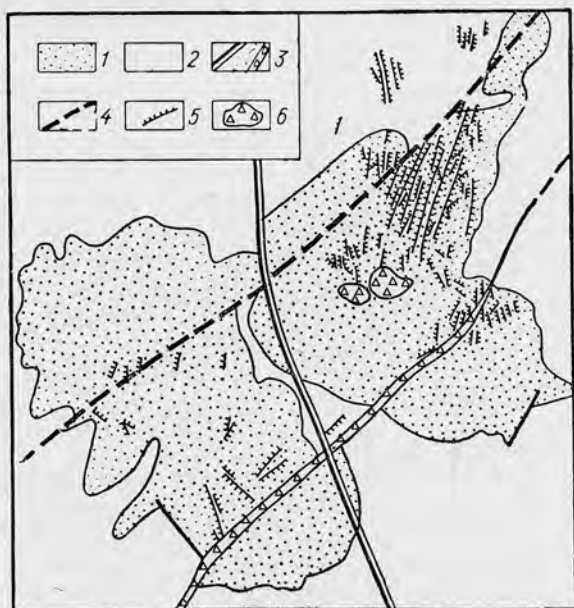


Рис. 28. Схема геологического строения щелочно-го вулканоплутона (по Т. В. Билибиной и др. с изменениями В. А. Невского):

1 — щелочные и нефелиновые сиениты и их эффузивные аналоги; 2 — вмещающие породы; 3 — глубинный разлом; 4 — сопряженный разлом; 5 — рудная зона; 6 — трубка взрыва.

Тела штокообразной формы особенно характерны для карбонатитов и для сложных ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений (см. рис. 26). Рудные тела трубчатой формы встречаются почти на всех ториево-редкометалльных месторождениях, связанных с трубками взрыва и интрузивами центрального типа. Формы горизонтального сечения трубчатых тел весьма разнообразны (см. рис. 25, б—е): округлая овальная; округлая изометрическая, приближающаяся к подковообразной; неправильная удлинённая, близкая к треугольной и др.

Кольцевые, полукольцевые и дуговидные крутопадающие и со средними углами падения (конические) рудные тела также

характерны почти для всех ториево-редкометалльных месторождений, приуроченных к трубкам взрыва и к интрузивам центрального типа. С другой стороны, неправильные метасоматические залежи гнезда и линзы (см. рис. 25, з) встречаются значительно реже.

Во втором структурном типе выделяются следующие подтипы месторождений: 1) с рудными телами различной формы внутри трубок взрыва и со штокверковым оруденением во вмещающих их породах (рис. 29); 2) с жильообразными рудными

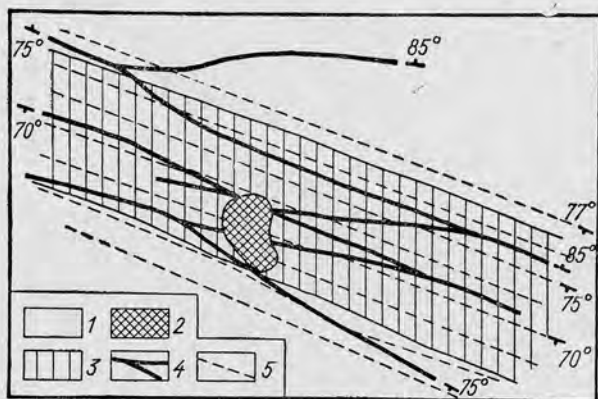


Рис. 29. Схема структуры ториево-редкометалльного месторождения с ториево-редкоземельно-свинцово-цинковым оруденением в трубке взрыва и бериллиевой минерализацией штокверкового типа во вмещающих сланцах:

1 — вмещающие сланцы; 2 — трубка взрыва; 3 — зона развития бериллиевой минерализации штокверкового типа; 4 — разлом; 5 — изостраты сланцеватости сланцев.

телами единого направления (рис. 30, а); 3) с радиальной ориентировкой (рис. 30, б); 4) неоднородной ориентировкой рудных тел (рис. 30, в), рассекающих как трубчатые тела, так и вмещающие их породы (см. табл. 9). В самих трубках в последнем случае наиболее часто отмечаются дуговидные и полукольцевые рудные тела.

Оруденение штокверкового типа около трубок взрыва встречается на некоторых ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях, где в трубках размещено ториево-редкоземельно-свинцово-цинковое оруденение, а во вмещающих их породах — пространственно-обособленное бериллиевое оруденение штокверкового типа (см. рис. 29). Описание штокверка приведено ниже.

Для месторождений с рудными телами в экзоконтакте трубок, интрузивов и вулканоплутонов центрального типа харак-

терны следующие подтипы: а) с прямолинейными и слегка дуговидными жильными телами в полукольцевых зонах, опоясывающих интрузивы центрального типа; б) с рудными телами различной формы в зонах повышенной деформированности горных пород в экзоконтакте трубок; в) с жилообразными телами единой ориентировки в экзоконтакте трубок.

На рис. 24, а показана схема геологического строения ториево-редкоземельно-молибденового месторождения, на котором прямолинейные и слегка дуговидные рудные жилы размещены в полукольцевой зоне, окаймляющей массив щелочных гранитов. Рис. 24, б иллюстрирует различно ориентированные неправильные метасоматические рудные тела около трубок взрыва и между ними. Приурочены они к зонам дробления разломов и крупных трещин. На рис. 26, в жилые рудные тела около мелких трубок взрыва вытянуты в одном направлении.

Для месторождений в кровле скрытых на глубине трубок и интрузивов центрального типа характерны в основном жильные и жилообразные тела. По особенностям пространственной ориентировки здесь также выделяются жилы единого простирания (рис. 31, а) и радиального расположения (рис. 31, б), а также приуроченные к полукольцевым и дуговидным зонам (рис. 31, в); иногда отмечаются полукольцевые жилообразные тела (рис. 31, в).

Помимо жильных и жилообразных тел в кровле трубок и интрузивов установлены также месторождения штокверкового типа, которые встречаются на отдельных ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях. На верхних горизонтах месторождений руды бериллиевые, глубже в них появляется незначительная примесь редких земель и тория.

Штокверки на месторождениях второго и четвертого структурных типов представлены бериллиеносными полевошпатовыми прожилками, выполняющими крутопадающие приоткрытые трещины скалывания. Прожилки имеют размеры от микроскопически малых до достаточно крупных — 10 м и более по простиранию и 10—12 см по мощности. Макропрожилки наиболее часто имеют размеры 5—8 мм по мощности и 2—3 м в длину.

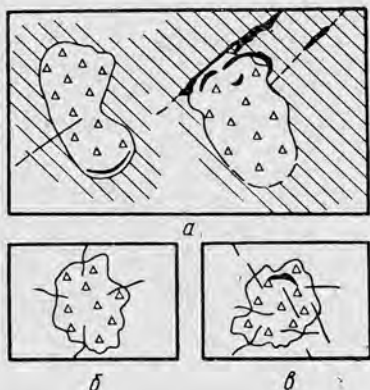


Рис. 30. Схема структуры ториево-редкоземельных месторождений с рудными телами внутри трубок взрыва и во вмещающих их породах с единой (а), радиальной (б), различной (в) ориентировкой рудных жил.

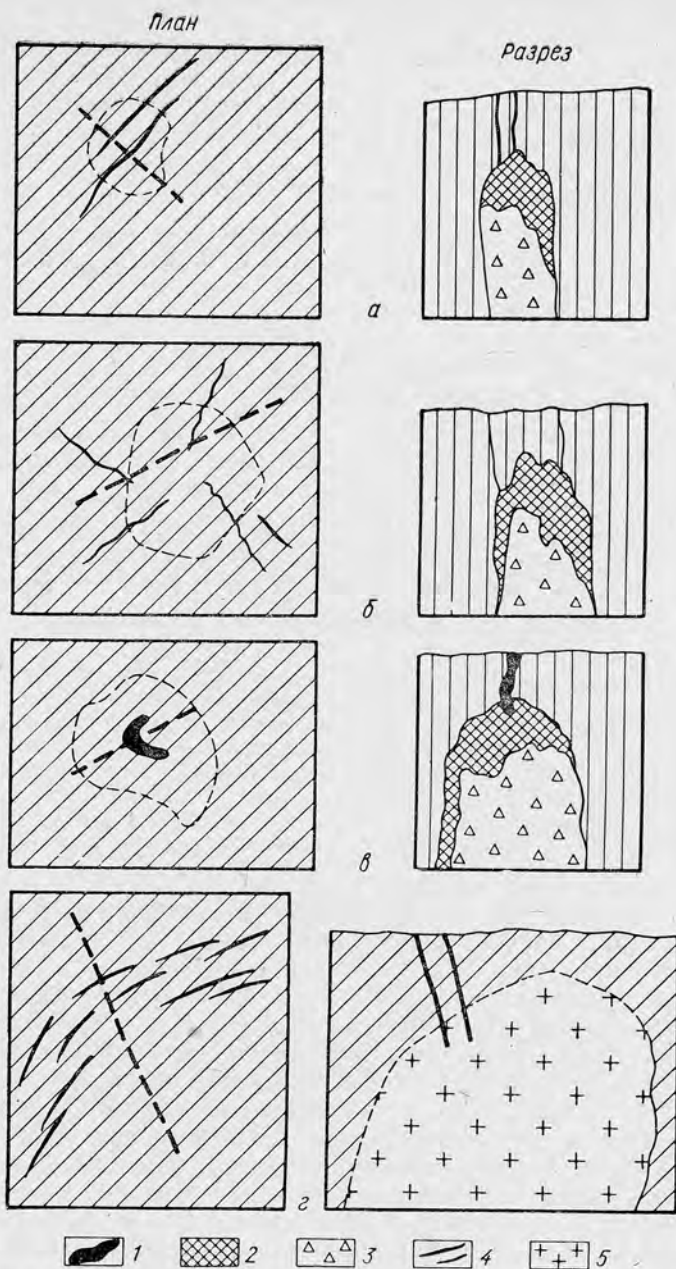


Рис. 31. Схема структуры ториево-редкометаллических месторождений с рудными телами в кровле скрытых на глубине трубо взрыва и интрузивов центрального типа:

а, б — единая и радиальная ориентировка рудных жил; в — дуговидное тело; г — жильные тела в дуговидной зоне; 1 — дуговидное рудное тело; 2 — метасоматическое рудное тело; 3 — брекчия; 4 — рудная жила; 5 — щелочные граниты.

Помимо рудных прожилков среди штокверков встречаются мелкие (до 8—10 см по мощности и до 30—40 см по простира-нию), неправильные по форме бериллиеносные полевошпатовые линзы, а также незначительные (1—5 см в поперечнике) гнез-дообразные их скопления и тонкая вкрапленность фенакита. На месторождениях второго структурного типа среди штокверков встречаются также редкие жилообразные тела бериллиеносного

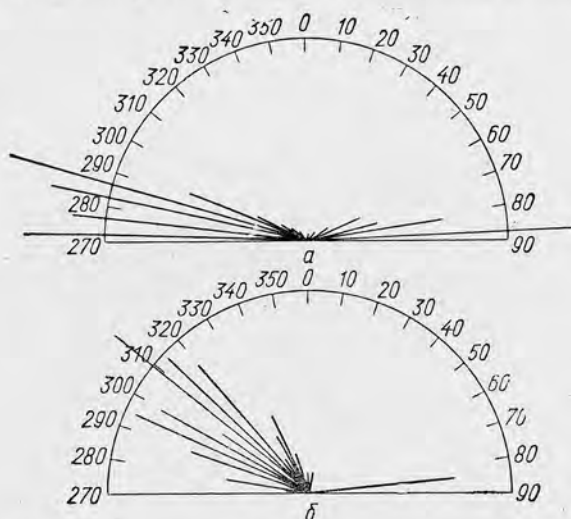


Рис. 32. Розы простираний бериллиеносных полево-шпатовых прожилков:

a — в зоне центрального замыкания синклинальной складки месторождения; *б* — в центральной части место-рождения.

полевого шпата. Мощность их достигает 1—1,5 м, а длина по простираанию — 25—30 м. Главная масса бериллия связана с макро- и микропрожилками и развитой около них тонкой вкрапленностью фенакита.

Штокверки около трубок и в их кровле являются линейными, так как большая часть полевошпатовых прожилков приурочена к продольным крутопадающим трещинам скалывания, ориентированным согласно с простираанием вмещающих пород, но пересекающим их под острым углом по падению. В соответствии с этим, на месторождениях, где вмещающие породы имеют достаточно выдержанное единое простираание, прожилки также в основном ориентированы в одном направлении.

На месторождениях с вибрирующими шарнирами складок ориентировка прожилков неоднородна. На рис. 32 приведены розы простираний рудоносных прожилков бериллиеносных штокверков в кровле скрытой на глубине трубки взрыва с ториево-редкоземельно-свинцово-цинковым оруденением. В зоне центрo-

клинального замыкания синклинальной складки, к которой приурочено месторождение, вмещающие его метаморфические сланцы имеют субширотное простирание ($267-287^\circ$); аналогичную ориентировку здесь приобрела и подавляющая часть рудоносных прожилков (рис. 32, а). В центральной части месторождения, где породы, слагающие синклиналь, вытянуты в северо-западном направлении ($295-320^\circ$), главная масса прожилков также имеет северо-западное простирание (рис. 32, б).

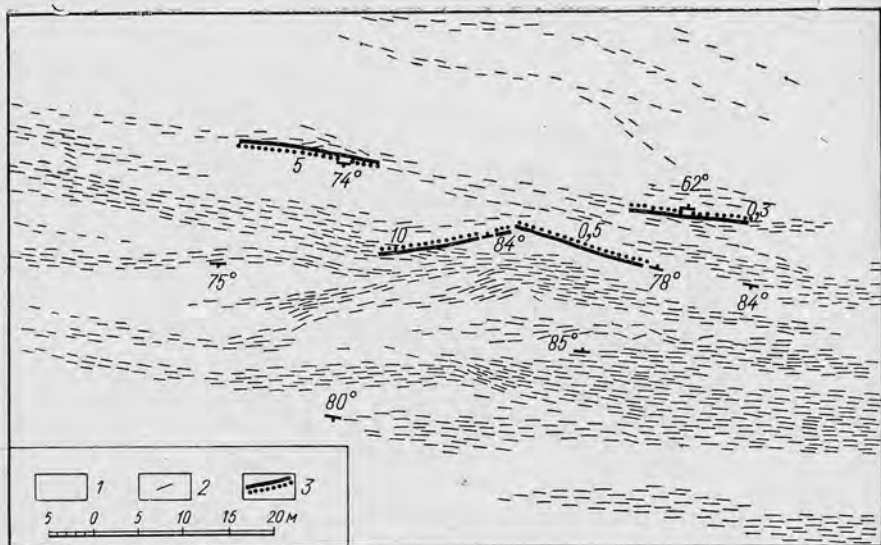


Рис. 33. Схема строения бериллиеносных субширотных зон скалывания: 1 — актинолитовые сланцы; 2 — бериллиеносные полевошпатовые прожилки; 3 — трещины скалывания с оторочкой тектонической глины (указана мощность глины, см).

Распределение бериллиеносных прожилков в рудных зонах месторождений неравномерное. Отмечается отчетливо выраженная тенденция концентрации их в зонах скалывания, пример которых показан на рис. 33. В пределах таких зон среднее расстояние между прожилками колеблется в пределах от 30—40 до 60—70 см, реже больше; расстояние между зонами скалывания варьирует в весьма широких пределах — от 2—2,5 до 25—30 м.

На некоторых месторождениях со штокверком около трубок наблюдается отчетливая тенденция к увеличению длины и отчасти мощности рудных прожилков от периферии всей штокверковой зоны к центру, вкрест ее простирания. Одновременно в этом же направлении возрастает насыщенность рудной зоны линзовидными и мелкими гнездообразными скоплениями полевого шпата с фенакитом (рис. 34). На месторождениях со

штокверками в кровле скрытых на глубине трубок последний заметно меняется на глубину на сравнительно коротких вертикальных интервалах (200—250 м). Прожилки на нижних горизонтах месторождения становятся мощнее, протяженность их увеличивается, но сеть становится более разреженной.

Линейный тип рудоносных штокверков дает основание думать, что приоткрывание рудовмещающих трещин скалывания и

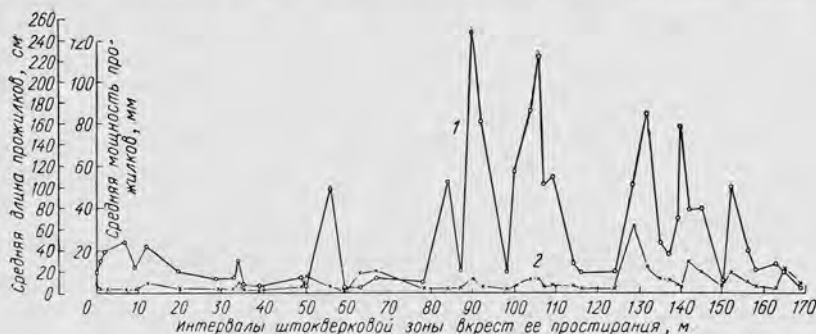


Рис. 34. Средние размеры бериллиеносных полевошпатовых прожилков в пределах штокверковой зоны:

1 — длина прожилков; 2 — мощность прожилков.

их выполнение происходили в условиях ориентированного тангенциального сдавливания. Характерно, что бериллиеносные полевошпатовые прожилки приурочены только к сравнительно мелким трещинам скалывания. Более крупные среди них, с отчетливой оторочкой тектонической глинки и милонита, как правило, не минерализованы. Это позволяет предполагать, что приоткрывание трещин происходило в обстановке проявления сравнительно слабого ориентированного давления. Специальные подсчеты на отдельных месторождениях показывают, что в момент приоткрывания рудовмещающих трещин скалывания пустотность в пределах всей штокверковой зоны месторождений не превышала нескольких десятых долей процента и только в наиболее насыщенных прожилками зонах скалывания достигала 2,5—3%.

Линейность штокверков определяет общую удлиненную форму рудоносных зон месторождений штокверкового типа. На месторождениях, приуроченных к крыльям синклинальных складок с центроклинальным их замыканием на фланге, такая полоса имеет дуговидную форму, согласную с ориентировкой складчатых структур (см. рис. 15). В тех случаях, когда месторождения приурочены к простым цилиндрическим складкам, шарниры которых не вибрируют, полоса штокверков обычно прослеживается в едином направлении вдоль контролирующих ее продольных крутопадающих разломов (см. рис. 29).

Рудными телами на месторождениях штокверкового типа как около трубок, так и в их кровле обычно являются участки вмещающих пород с максимальной насыщенностью рудными прожилками, мелкими линзами и гнездами, поэтому геологические границы рудных тел здесь отсутствуют. Рудные тела обычно имеют форму уплощенных крутопадающих линз и жил. Значительно реже отмечаются более сложные формы, связанные с комбинацией линз и жил. В рудных зонах дуговидной формы жилообразные и линзообразные тела, как правило, также дуговидно изогнуты.

Насыщенность штокверковых зон рудными телами как в плане, так и на глубину чаще всего неравномерная. Наиболее высокие коэффициенты рудоносности отмечаются в зонах центрально-клинального замыкания синклиналей, а также в участках, прилегающих к местам приоткрывания контролирующих штокверк продольных разломов.

Бериллиеносные штокверки создают своеобразный ореол около трубок взрыва с ториево-редкоземельно-свинцово-цинковым оруденением. Он распространяется на первые десятки метров от них вкрест простирания основных контролирующих их крутопадающих разломов и на сотни метров в направлении их простирания. По вертикали штокверки прослеживаются на всю глубину трубок по падению и на первые сотни метров в их кровлю.

Намечается определенная связь выделенных типов структур постмагматических ториево-редкометалльных месторождений с уровнем эрозионного среза трубок взрыва и интрузивов центрального типа. Первый и второй структурные типы месторождений в большинстве случаев характеризуют их достаточно глубокий эрозионный срез, а третий, наоборот, — весьма незначительный. Четвертый тип связан с трубками и интрузивами, скрытыми на глубине.

Заканчивая рассмотрение структур ториево-редкометалльных месторождений, связанных с трубками взрыва, вулканоплутонизма и интрузивами центрального типа, необходимо подчеркнуть одну общую для всех них весьма характерную особенность. Она выражается в проявлении на месторождениях этого типа своеобразной локальной структурной зональности.

В самих трубках взрыва и интрузивах центрального типа ведущее значение имеют нетектонические структурные элементы, возникновение которых связано с механической активностью магмы и вырывающихся из нее газов с последующими явлениями общего механизма их формирования. Во вмещающих породах около трубок взрыва и интрузивов центрального типа и в том числе в их кровле основными являются тектонические структуры.

В деталях эта зональность выглядит несколько сложнее. В самих трубках и интрузивах центрального типа нетектоническими являются структуры ранних и средних этапов их развития.

В завершающую стадию их формирования на нетектонические структуры накладываются тектонические разрывы. В то же время около трубок и интрузивов центрального типа создается своеобразный, обычно сравнительно узкий ореол нетектонических разрывных нарушений, который накладывается на более древние тектонические структуры вмещающих пород. На некотором удалении от трубок и интрузивов центрального типа развиты только тектонические разрывные нарушения.

В заключение необходимо подчеркнуть, что из рассмотренных четырех типов структур ториево-редкометалльных месторождений, связанных с трубками взрыва, вулканоплутонами и интрузивами центрального типа, важнейшим и наиболее широко распространенным является первый — с рудными телами внутри трубок и интрузивов.

Месторождения, главные структурные особенности которых определяются контактом интрузивов и даек с вмещающими породами

К этому структурному типу относятся пневматогидротермальные месторождения в контактовых роговиках, скарновые и некоторые альбититовые. Важнейшими структурными элементами таких месторождений обычно являются контакты интрузивов или даек с вмещающими их породами. В определении морфологических особенностей контактов особую роль играют складчатые формы вмещающих пород, а также рассекающие их доинтрузивные разломы.

В процессе тектонических деформаций контакты, как правило, являлись ослабленными зонами, вдоль которых прежде всего возникали тектонические разрывы. С другой стороны, во многих случаях (контакты силикатных и карбонатных пород) они одновременно являлись и наиболее благоприятными зонами для развития биметасоматоза и последующего рудоотложения.

В определении закономерностей распределения оруденения и морфологии рудных тел на рассматриваемых месторождениях исключительную роль играют разломы и крупные трещины скалывания, секущие контакт. Рудные тела месторождений зон контактов обычно характеризуются сложной и весьма разнообразной формой. Здесь встречаются своеобразные приконтактные залежи, линзы, неправильной формы гнезда, столбообразные и другой формы тела.

ГЛАВА 4

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Редкоземельные элементы (лантаноиды), иттрий, торий и в значительной степени уран очень сходны по своему поведению в эндогенных процессах. Эта общность геохимической истории такой большой группы элементов обусловлена в первую очередь сходством строения их электронных оболочек, что наглядно видно из табл. 10. Сходное строение наружных электронных оболочек обуславливает и общие закономерности их поведения в природных процессах и в первую очередь их литофильность, поскольку все они после потери валентных электронов имеют устойчивую восьмиэлектронную оболочку. Необходимо подчеркнуть, что все редкоземельные элементы, так же как торий и

Таблица 10

Строение электронных оболочек редкоземельных элементов, тория и урана

Атомный номер	Элемент	Атомный вес	Распределение электронов по электронным уровням																		
			K		L		M			N				O				P			R
			1s	2s	2p	3s	3p	3d	4s	4p	4d	4f	5s	5p	5d	5f	6s	6p	6d	7s	
39	Y	88,90	2	2	6	2	6	10	2	6	1		2								
57	La	138,91	2	2	6	2	6	10	2	6	10		2	6	1		2				
58	Ce	140,13	2	2	6	2	6	10	2	6	10	1	2	6	1		2				
59	Pr	140,91	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	2	6	1		2				
60	Nd	144,24	2	2	6	2	6	10	2	6	10	3	2	6	1		2				
61	Pm	(145)	2	2	6	2	6	10	2	6	10	4	2	6	1		2				
62	Sm	150,35	2	2	6	2	6	10	2	6	10	5	2	6	1		2				
63	Eu	151,96	2	2	6	2	6	10	2	6	10	6	2	6	1		2				
64	Gd	157,25	2	2	6	2	6	10	2	6	10	7	2	6	1		2				
65	Tb	158,91	2	2	6	2	6	10	2	6	10	8	2	6	1		2				
66	Dy	162,50	2	2	6	2	6	10	2	6	10	9	2	6	1		2				
67	Ho	164,93	2	2	6	2	6	10	2	6	10	10	2	6	1		2				
68	Er	167,26	2	2	6	2	6	10	2	6	10	11	2	6	1		2				
69	Tm	168,93	2	2	6	2	6	10	2	6	10	12	2	6	1		2				
70	Yb	173,04	2	2	6	2	6	10	2	6	10	13	2	6	1		2				
71	Lu	174,97	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	1		2				
90	Th	272,04	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10		2	6	2	2	
92	U	238,03	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	3	2	6	1	2	

уран, образуют в природе простые или сложные соединения с кислородом — окислы, силикаты, титано-тантало-ниобаты, фосфаты, карбонаты, а для урана известны также арсенаты и ванадаты. Кроме соединений с кислородом редкие земли и иттрий характеризуются четко выраженным сродством к фтору, что выражается в появлении как простых (иттрофлюорит, флюоце-

Таблица 11
Группировка редкоземельных элементов по ионным радиусам (по Грину)

Элемент	Ионный радиус, Å
La	1,14
Ce	1,07
Pr	1,06
Nd	1,04
Sm	1,00
Eu	0,98
Gd	0,97
Tb	0,93
Dy	0,92
Ho	0,91
Er	0,89
Tm	0,87
Yb	0,86
Lu	0,85

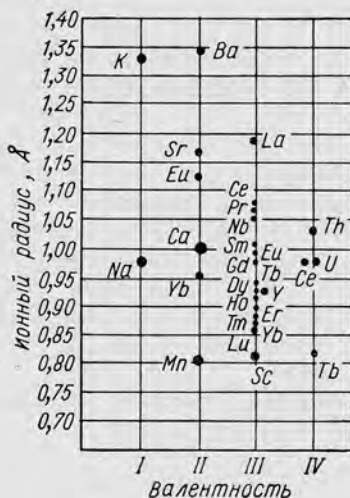


Рис. 35. Распределение элементов по величине ионного радиуса.

рит), так и особенно сложных фторсодержащих комплексных соединений (типа гагаринита), а также фторсодержащих карбонатов.

Вторая особенность указанных элементов, обуславливающая их постоянное совместное нахождение в природе, заключается в близости их ионных радиусов (табл. 11). Вследствие этого в эндогенных условиях получил широкое развитие изоморфизм между отдельными редкоземельными элементами и иттрием, торием и ураном. Из рассмотрения этой таблицы ионных радиусов можно сделать выводы, важные для понимания геохимической истории этих элементов.

1) несмотря на близость в целом величин ионных радиусов всех редкоземельных элементов (от 1,14 Å у лантана до 0,85 Å у лютеция), крайние легкие и тяжелые элементы все же отличаются друг от друга примерно на 25%, что определяет возможность их разделения в природных процессах и несколько различные пути их миграции;

2) уменьшение ионных радиусов по мере возрастания порядкового номера редкоземельных элементов происходит неравномерно, что хорошо видно из рис. 35. Все редкоземельные эле-

менты могут быть сгруппированы по величинам ионных радиусов (см. табл. 11). Обращает на себя внимание, что если лантан резко отделяется по величине своего ионного радиуса от церия, празеодима, неодима, а последние четко отделяются от следующей группы самария, европия, гадолиния, то разделение тяжелых лантановидов по величинам ионных радиусов может быть произведено только условно;

3) торий по величине ионного радиуса ближе всего подходит к церию, празеодиму, неодиму и самарию, европию, гадолинию, с которыми он постоянно ассоциируется в высокотемпературных эндогенных месторождениях. В то же время уран имеет ионный радиус, близкий к ионным радиусам лантановидов промежуточной группы, в частности, он такой же, как и у гадолиния. Это обстоятельство определяет возможность более широкого изоморфного вхождения урана в состав редкоземельных минералов по сравнению с торием;

4) иттрий по величине ионного радиуса не отличается от диспрозия и практически всегда тесно с ним ассоциируется.

Характерно также, что самые крайние из тяжелых лантановидов — лютеций и иттербий — по величине своих ионных радиусов близки к скандию, что определяет их совместное нахождение в ряде минералов.

Наконец, третьей особенностью, определяющей совместное нахождение в эндогенных условиях редких земель, тория и урана, является наличие у них единого общего геохимического аналога среди широко распространенных петрогенных элементов. Таким аналогом как иттрия и редких земель, так и тория, а также урана является кальций (см. рис. 35). Вследствие близости ионных радиусов кальция, редких земель, тория и урана минералы кальция в магматических процессах являются основными носителями рассматриваемых элементов. Процессы рассеяния и концентрации последних в значительной степени определяются соотношениями: $TR:Ca$, $Y:Ca$, $Th:Ca$, $U:Ca$. Поэтому геохимическую историю редких земель, тория и урана необходимо рассматривать на фоне изменения концентрации и активности кальция.

Несмотря на общность многих геохимических свойств лантановидов, размеры их ионов во многих случаях определяют их разделение в ходе развития геологических процессов. В этой связи возникает вопрос, следует ли редкие земли разделять на какие-либо подгруппы и как лучше всего изображать состав минералов или пород, содержащих редкоземельные элементы?

Как известно, в аналитической химии и геохимии было принято разделять лантановиды на две подгруппы: цериевую (обозначаемую обычно как ΣCe , TR_{Ce} или Ln_{Ce}) и иттриевую (ΣY , TR_Y или Ln_Y). Границу между этими подгруппами в аналитической химии принято проводить между европием и гадолинием.

Но с точки зрения строения их атомов (разделение на различные спины электронов на уровне $4f$) границу между этими группами целесообразно проводить между гадолинием и тербием. В последнее время наметилась вполне оправданная тенденция к выделению в самостоятельную подгруппу элементов, занимающих до известной степени промежуточное положение между цериевой и иттриевой подгруппой. Так, Л. С. Бородин [19] и Д. А. Минеев [69] при помощи корреляционного анализа доказали целесообразность разделения редких земель на три подгруппы: цериевую ($\Sigma Ce = La + Ce + Pr + Nd$), промежуточную, названную иттриевой первой подгруппой ($\Sigma Y_1 = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho$), и иттриевую вторую подгруппу ($\Sigma Y_2 = Er + Tm + Yb + Lu$).

Собранные Г. А. Бандуркиным [11] сведения о типах структур различных соединений редких земель подтвердили, что кристаллохимические границы различных модификаций однотипных соединений редких земель лежат между неодимом и самарием, между гольмием и эрбием.

Д. А. Минеев [68, 69] развил эти представления и широко применил трехкомпонентные диаграммы для изображения состава редкоземельных элементов. В последней своей работе он предлагает называть промежуточную подгруппу иттриевой, а подгруппу наиболее тяжелых лантаноидов — скандиевой. К выводу о необходимости выделения самостоятельной промежуточной группы редких земель пришел с совершенно иных позиций Л. Е. Эгель (1963), который справедливо указывает, что специфические физические свойства самария, европия и гадолиния (необычайно высокое эффективное сечение захвата тепловых нейтронов) делают их особо ценными в практическом отношении; в этой связи необходимо их выделять и характеризовать редкоземельные руды не только по содержанию в них элементов цериевой и иттриевой подгруппы, но и по содержанию элементов самариевой подгруппы, в которую он включает самарий, европий, гадолиний и тербий.

Несмотря на различные точки зрения и названия выделяемых подгрупп, разделение редкоземельных элементов на три подгруппы вполне целесообразно и удобно; что же касается названий подгрупп, то, для того чтобы избежать всяких недоразумений с иттриевой подгруппой, поскольку сам иттрий в нее не включается, лучше, по-видимому, от этого исторически сложившегося названия вообще отказаться и среди лантаноидов выделять следующие подгруппы: цериевую ($\Sigma Ce = La + Ce + Pr + Nd$), промежуточную, или самариевую ($\Sigma Sm = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho$), и иттербиевую ($\Sigma Yb = Er + Tm + Yb + Lu$).

Состав редкоземельных элементов в любых породах или минералах будет определяться соотношением этих трех подгрупп $\Sigma Ce : \Sigma Sm : \Sigma Yb$, при этом указанное соотношение будет меняться в ходе развития различных геологических процессов, но

в пределах этих трех подгрупп в ряде случаев приходится рассматривать и соотношение отдельных элементов. Это прежде всего относится к породам и минералам с резким превалированием элементов цериевой группы. В этом случае поведение лантана может отличаться от церия и неодима, и в связи с этим целесообразно проследивать отношение $La : (Ce + Pr + Nd)$, что было впервые подмечено Л. С. Бородиным [19]. Деление редких земель на подгруппы можно изобразить в виде схемы (рис. 36).

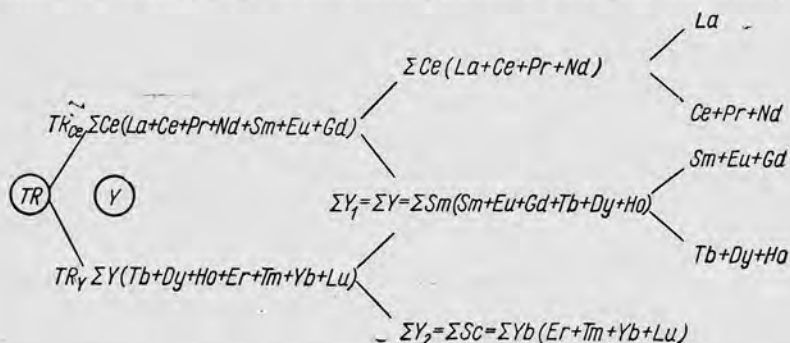


Рис. 36. Схема разделения редкоземельных элементов на подгруппы.

Состав редкоземельных элементов в минералах и породах удобно показывать графически. Предложено несколько способов для подобного изображения. При этом сумма всех редких земель (без иттрия) принимается за 100, а в процентах вычисляется содержание каждого редкоземельного элемента.

По оси абсцисс откладываются атомные номера элементов, а по оси ординат — содержание их в процентах. Соединив все нанесенные точки, получают ломаные линии, у которых максимумы приходятся на четные элементы, как это и следует из закона Олда — Харкинаса (метод В. М. Гольдшмидта).

На графике с координатами атомный номер — концентрация наносятся содержания редкоземельных элементов в логарифмическом масштабе. Соединив далее друг с другом все четные и отдельно нечетные элементы, получают прямые линии, характеризующие состав редкоземельных элементов (метод Е. И. Семенова, [86]).

На графике, предложенном В. М. Гольдшмидтом, соединяются все четные и нечетные элементы, в результате получают две конформные кривые (метод Р. Л. Баринского, [12]), позволяющие по содержанию четных элементов определять содержание нечетных.

Процентное содержание каждого редкоземельного элемента изображается графически по отношению к содержанию лантана и иттербия (лантановые и иттербиевые графики Л. С. Бородина). Этот метод позволяет легко выявлять корреляционные

связи, существующие между лантаном или иттербием и другими редкоземельными элементами.

Состав редкоземельных элементов изображается точкой на трехкомпонентной диаграмме. Этот метод, предложенный Д. А. Минеевым, наиболее удобен, поскольку позволяет на одной диаграмме показывать спектр состава редких земель множества минералов или пород, легко проследивать эволюцию изменения состава редких земель при различных процессах.

Для прослеживания изменения состава всех редкоземельных элементов Ю. А. Балашов и А. Я. Шараськин [10] предложили использовать метод семикомпонентных диаграмм В. Н. Лодочникова. Состав редкоземельных элементов может быть изображен на такой диаграмме в виде ломаного вектора с тремя фигуративными точками. Несмотря на большие преимущества одновременного рассмотрения изменения состава всех четных редких земель, пользоваться указанным методом и читать подобные диаграммы крайне сложно.

Указанные выше различные способы графического изображения состава редких земель в минералах и породах могут широко применяться для различных геохимических целей.

Если принять разделение редких земель на три группы $\Sigma(\text{La} - \text{Nd})$, $\Sigma(\text{Sm} - \text{Ho})$ и $\Sigma(\text{Er} - \text{Lu})$, то соотношение этих подгрупп с торием, ураном, иттрием, скандием, а также их порообразующими аналогами может быть изображено в виде-схемы, показанной на рис. 37. Из этой схемы, вытекающей из распределения элементов по величинам ионных радиусов (см. рис. 35), следуют некоторые важные для понимания геохимии редких земель и тория выводы, многие из которых были ранее сформулированы в работах В. В. Щербины, И. В. Швея [108], Л. С. Бородина [19] и Е. И. Семенова [86—89].

1. Большинство кальциевых минералов может содержать все редкоземельные элементы и иттрий. Изоморфизм между кальцием и редкими землями проявляется весьма широко, особенно в высокотемпературных условиях. Вхождение тех или иных редкоземельных элементов в состав кальциевых минералов определяется главным образом щелочностью — кислотностью тех растворов, из которых происходит образование минерала и связанной с ней активностью различных редкоземельных элементов.

2. Стронций в минералах может замещаться в небольшом количестве в первую очередь цериевыми землями, главным образом лантаном. В некоторых стронцийсодержащих минералах (нордит, лампрофиллит) лантан резко превалирует над всеми другими редкоземельными элементами. Следует указать, что и барий в небольшой степени способен замещаться наиболее крупным редкоземельным ионом — лантаном, что имеет место, например, в бариевых силикатах. Если учесть, что европий в природе легко переходит в двухвалентное состояние и что ионные радиусы Eu^{2+} и стронция близки (см. рис. 35), то становится

естественным появление во многих стронциевых минералах европия.

3. Очень важен вопрос о возможности замещения калия и натрия редкими землями и о вхождении в этой связи редких земель в состав полевых шпатов. Хотя для проявления такого изоморфизма необходима компенсация двух валентностей и в широких пределах такого замещения ожидать нельзя, тем не

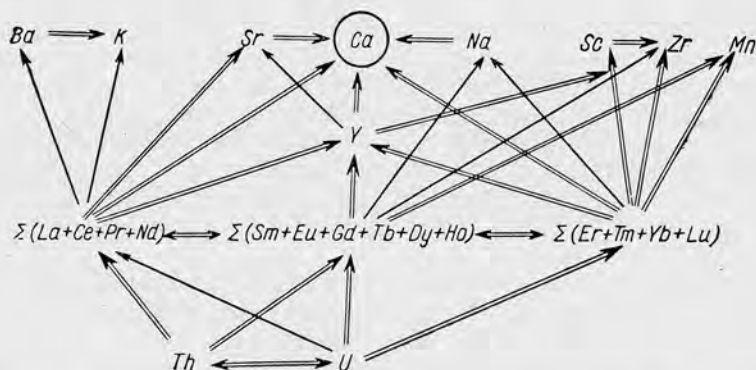


Рис. 37. Соотношение подгрупп редких земель с иттрием, ураном, торием, скандием, цирконием и породообразующими элементами.

менее многие анализы показывают незначительные содержания в полевых шпатах редких земель; при этом в состав калиевых полевых шпатов должны входить преимущественно цериевые земли, а в состав натриевых — иттрий и элементы самариевой и иттербиевой групп.

4. Наблюдается четко выраженная тенденция к изоморфизму между цирконием, иттрием, редкими землями самариевой и особенно иттербиевой групп; это выражается в том, что циркон и циркониевые силикаты постоянно обогащены этими элементами. Точно так же многие марганцевые силикаты (например, спесартиниты) могут обогащаться иттриевыми землями.

5. Вхождение тория и урана в кальциевые минералы в значительной степени зависит от наличия в них редких земель.

6. Изоморфизм между кальцием и редкими землями, так же как и между редкими землями, торием и ураном, зависит и от термодинамических условий. При высоких температурах он протекает в широких пределах, с уменьшением температур образования минералов он резко сужается. В этой связи, например, акцессорные монациты из гранитов постоянно содержат в значительных количествах торий, в то время как монациты из гидротермальных месторождений бедны торием и в то же время часто ассоциируются с торитом или ферриторитом. Как правило,

по мере уменьшения температуры образования минералов, изоморфная емкость их резко снижается.

7. Изоморфизм между кальцием, редкими землями, торием и ураном может иметь место только в случае компенсации валентностей, так же как и между цирконием и редкими землями или натрием и редкими землями. Эта компенсация валентностей в разных минералах осуществляется по-разному. Наиболее характерны при этом следующие схемы изоморфизма:

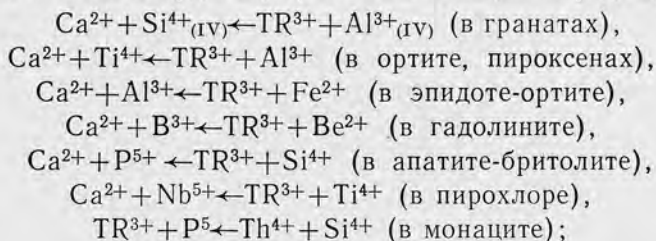
а) замещения происходят только в катионной части, например



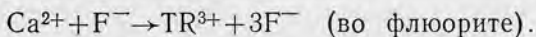
Эта схема является наиболее распространенной и весьма характерна для перовскита, сфена и многих других силикатов. Поскольку натрий почти всегда присутствует в расплаве или постмагматических растворах, то замещение кальция на редкие земли не встречает каких-либо трудностей. Точно так же может происходить замещение



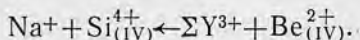
б) компенсация валентностей при замещении кальция на редкие земли осуществляется путем замещения катионов, находящихся в иной координации, нежели кальций и редкие земли:



в) компенсация валентностей осуществляется в анионной части путем увеличения числа анионов:



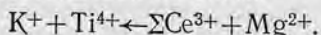
Значительно сложнее протекает замещение одновалентных ионов редкими землями. Так, в олигоклазе часто присутствуют в небольшом количестве редкие земли иттриевой группы, что позволило А. А. Беусу [13] предложить следующую схему изоморфизма:



Естественно, что при замещении в гранитах кислого плагиоклаза микроклином, т. е. при развитии микроклинизации, тяжелые лантаноиды не могут замещать калий и входить в состав микроклина. При этом процессе они высвобождаются одновременно с бериллием из плагиоклаза и при наличии соответствующей

щих условий, фиксируются в форме акцессорного гадолинита или фергюсонита и берилла.

В состав биотита могут в небольшом количестве входить редкие земли цериевой группы, при этом компенсация валентностей может осуществляться по схеме



Выше были рассмотрены факторы, определяющие совместное нахождение в природе редких земель, иттрия, тория и урана. Однако для понимания условий их концентраций не менее важно выяснить и причины их разделения в природных процессах. Впервые главнейшие факторы, определяющие разделение редких земель в ходе развития геологических процессов, были детально рассмотрены В. В. Щербиной. Сводятся они в основном к следующему.

1. По мере развития постмагматического процесса и уменьшения температуры происходит разделение тория, урана и редких земель. Выше уже указывалось, что если все высокотемпературные редкоземельные минералы (акцессорные — монацит, ортит, титано-тапталониты), минералы из пегматитов постоянно обогащены торием, в меньшей степени — ураном, то в состав низкотемпературных гидротермальных минералов редких земель торий и уран либо вообще не входят, либо они встречаются в весьма незначительных количествах. То же касается и минералов урана. Общеизвестно, что ураниниты пегматитов постоянно обогащены торием и редкими землями, при этом содержание редких земель в них нередко достигает 10% (клевеит), а содержание двуокиси тория доходит до 15% (бреггерит), в то же время ураниниты гидротермальных месторождений — настураны, практически не содержат этих элементов. Точно так же ториты пегматитов постоянно содержат уран, при этом содержание UO_2 в некоторых разновидностях достигает 17% (ураноторит), количество же редких земель в них может достигать нескольких процентов. Ториты из гидротермальных месторождений обычно бедны ураном и редкими землями.

Следует также отметить, что если высокотемпературные постмагматические месторождения редких земель имеют чаще комплексный состав, то по мере развития процесса и перехода к более низкотемпературным образованиям усиливается селективность состава редкоземельных минералов.

2. Разделение элементов группы редких земель, а также редких земель и тория в известной степени регулируется и кристаллохимическим фактором — различными размерами их ионных радиусов. Именно этим объясняются многие общеизвестные факты: преимущественное накопление иттриевых земель в циркониевых минералах, а цериевых — в стронциевых и бариевых; преимущественная ассоциация тория с редкими землями цериевой группы, а урана со всеми элементами группы редких зе-

мель и т. п. Следует только указать, что по вопросу о роли кристаллохимического фактора в разделении редких земель на страницах нашей печати развернулась острая дискуссия. Одни исследователи [86—88] отводят кристаллохимическому фактору первостепенную роль, другие [19] считают его второстепенным.

3. Разделение редких земель, а также тория и урана происходит вследствие уменьшения основности-кислотности среды. Как известно, степень основных или кислотных свойств элементов определяется прежде всего величиной их ионного потенциала (табл. 12). По мере увеличения ионных потенциалов уменьшаются основные и увеличиваются кислотные свойства элементов. Точно так же изменяются эти свойства по мере увеличения условного потенциала ионизации. Еще более резко выявляются различия основности редкоземельных элементов при сопоставлении их с иттрием (основность принята за единицу). Как следует из данных об относительной основности, самой характерной особенностью геохимии редкоземельных элементов, тория и урана является резкое различие в их кислотно-основных свойствах, что определяет некоторые особенности их поведения в различных природных процессах.

1. При изменении рН среды происходит разделение редкоземельных элементов, а также тория и урана. Особенно это касается постмагматических процессов, при которых кислотность растворов закономерно меняется. Естественно, что при этом будет происходить фракционирование редкоземельных элементов, тория и урана. В этой связи на ранней щелочной стадии будут концентрироваться преимущественно редкие земли цериевой группы, а в стадию кислотного выщелачивания — редкие земли иттриевой группы и уран. Фракционирование этих элементов выражается, с одной стороны, в появлении различных минералов, содержащих те или иные редкоземельные элементы, а с другой стороны — в изменении соотношений $\Sigma Y : \Sigma Ce$ и $U : Th$ в «сквозных» или «проходящих» минералах, выделяющихся в

Таблица 12

Ионный потенциал, условный потенциал ионизации и степень основности редкоземельных элементов, тория и урана (по Меллеру и Кремерсу [150])

Элемент	Ионный потенциал $w_i : R_i$	Условный потенциал ионизации по В. А. Жарикову ккал/г-атом	Относительная основность
Y	3,26	302	1
La	2,64	278	1235
Ce	2,80	298	185
Pr	2,83	—	33,3
Nd	2,88	—	23,5
Sm	3,00	—	8,4
Eu	3,06	—	4,2
Gd	3,09	—	2,6
Tb	3,23	—	—
Dy	3,26	—	1
Ho	3,30	—	1
Er	3,37	—	0,16
Tm	3,44	—	0,041
Yb	3,49	—	0,036
Lu	3,53	—	0,031
Th	3,92	385	—
U	4,15	470	—

широком интервале процесса и во всех зонах метасоматических колонок. Таким образом, сам ход развития постмагматического процесса неизбежно приводит к фракционированию редких земель, тория и урана. Эта дифференциация редкоземельных элементов, происходящая как во времени, по мере падения температуры и развития проходящей волны основности-кислотности, так и в пространстве (в разных зонах метасоматической колонки), прекрасно была показана Д. А. Минеевым [68] на примере развития метасоматических процессов в гранитоидах.

2. Различие в основности редкоземельных элементов определяет в значительной степени связь их с разными интрузивными комплексами. В частности, в щелочных комплексах и связанных с ними постмагматических процессах наблюдается накопление элементов повышенной основности — редких земель цериевой группы, а из радиоактивных элементов — тория.

Во многих массивах нефелиновых сиенитов редкие земли иттриевой группы встречаются в таком небольшом количестве, что практически вообще не фиксируются обычными аналитическими методами. В этом случае относительное изменение кислотности постмагматических растворов сказывается только на соотношениях в образующихся минеральных парагенезисах: $TR:Th; La:Ce$ и $\Sigma(La - Nd) : \Sigma(Sm - Ho)$.

3. Вследствие различных основных свойств редкоземельных элементов на их дифференциацию существенное влияние оказывает состав пород, вмещающих редкоземельную минерализацию. Так, при внедрении одних и тех же интрузивов в различные по составу вмещающие породы (кислые и основные) и развитии по ним метасоматических процессов в кислых алюмосиликатных породах появляются минералы, обогащенные редкими землями иттриевой группы, а в основных породах, обогащенных кальцием, — минералы существенно цериевого состава. Прекрасным примером подобной дифференциации могут служить метасоматические образования, связанные с интрузивами щелочных гранитоидов, описанные Н. Е. Костиным и А. Я. Волженковой [54]. Эти щелочные гранитоиды прорывают как гнейсы и более древние граниты, так и габбро-анортозиты и ортоамфиболиты. В гнейсах, гранитах, габбро-анортозитах и амфиболитах развиваются зоны микроклинизации, альбитизации, окварцевания, но состав редкоземельных и ассоциирующих с ними минералов в кислых и основных породах существенно иной:

В кислых породах (гнейсы, граниты)	В основных породах (габбро, амфиболиты)
Таленит $Y_2[Si_2O_7]$	Ортит $(CaCe)_2(Al, Fe)$
Иттриалит $(Y, Th)_2(Si_2O_7)$	$Al_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$
Абакумалит	Чевкиннит $Ce_2FeTi_2[SiO_4]_2O_4$
$(Y, Ce, Ca)_5 \times [(SiAl)O_4]_3F$	Перрьерит
Гадолинит $Y_2Be_2Fe[SiO_4]_2O_2$	Сфен $(Ca, Ce) Ti[SiO_4]O$

Фергюсонит $Y[NbO_4]$
 Малакон (Zr, Th) $[SiO_4]$
 Ураноторит (Th, U) $[SiO_4]$
 Ферриторит (Th, Fe) $[SiO_4]$

Монацит (Ce, Th) $[PO_4]$
 Флюорит CaF_2
 Бастнезит $Ce[CO_3]F$
 Ферриторит (Th, Fe) $[SiO_4]$

Очень интересно поведение в этих минеральных ассоциациях тория: в кислой среде он концентрируется совместно с ураном и редкими землями иттриевой группы, а в среде, богатой кальцием, он проявляется совместно с церием.

4. Из табл. 12 следует, что уран по своей основности резко отличается от всех редких земель и от тория. Из всех рассматриваемых элементов он характеризуется наиболее сильно выраженными кислотными свойствами. По своему потенциалу ионизации (470 ккал/г-атом для U^{4+} , 720 ккал/г-атом для U^{6+}) четырехвалентный уран приближается к таким элементам, как Fe^{3+} (441 ккал/г-атом) и Zr^{4+} (452 ккал/г-атом) а шестивалентный уран близок к W^{6+} (768 ккал/г-атом) и As^{5+} (782 ккал/г-атом). Это обстоятельство определяет известный «отрыв» урана от тория и редких земель в постмагматических процессах, вынос его на значительные расстояния от магматического очага и специфичность путей его геохимической миграции.

Поскольку малейшие колебания рН минералообразующих растворов сказываются на изменении соотношений редких земель иттриевой и цериевой групп, а также тория и урана, то несомненно, что отношения $\Sigma Y : \Sigma Ce$ или $\Sigma (Er - Lu) : \Sigma (Sm - Ho) : \Sigma (La - Nd)$, в несколько меньшей степени $U : Th$, являются чувствительными индикаторами кислотности-основности среды минералообразования (по их изменению в составе минералов можно судить об эволюции постмагматического процесса). Этими соотношениями можно пользоваться как своего рода лакмусовой бумагой в химии, для определения геохимической направленности гидротермального процесса.

4. Разделение редкоземельных элементов, тория и урана может происходить вследствие изменения окислительно-восстановительного потенциала в процессе рудообразования, связанного с резким повышением щелочности или с развитием интратрудной тектоники, приводящей к проникновению вдоль тектонических зон кислорода атмосферы. Естественно, что повышение кислородного потенциала приведет прежде всего к изменению валентного состояния урана, переходу его в U^{6+} и к выносу его в форме различных растворимых соединений. Следствием этого является прежде всего изменение соотношения $U : Th$. Окажет ли этот процесс какое-либо влияние на состав редкоземельных элементов? Как известно, до самого последнего времени было общепризнано, что все редкоземельные элементы, за исключением европия и церия, встречаются в природных условиях только в трехвалентном состоянии. Возможность нахождения их в двухвалентной форме ставилась под сомнение. В то же время по-

следние исследования спектров люминесценции ряда минералов, в первую очередь флюорита, с несомненностью показали наличие в их составе и двухвалентных ионов Sm^{2+} , Eu^{2+} , Yb^{2+} . Какова концентрация этих ионов в минералах, сказать трудно, но факт появления их не вызывает сейчас сомнения. Возможно, что в дальнейшем удастся по появлению редких земель в той или иной форме валентности оценивать окислительно-восстановительные условия образования минералов.

5. Разделение редкоземельных элементов, тория и урана, основано на различной устойчивости их комплексных соединений. Хотя редкие земли и не являются типичными комплексообразователями, они все же легко образуют растворимые комплексные соединения, в которых аддентами являются F^- , $[\text{CO}_3]^{2-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{PO}_4]^{3-}$. Устойчивость этих комплексных соединений редкоземельных элементов возрастает с увеличением их порядкового номера и уменьшается по мере повышения кислотности растворов. В этой связи при одних и тех же физико-химических условиях комплексные соединения иттриевых земель будут значительно более устойчивыми и растворимыми, чем цериевые; этим объясняется их большая миграционная способность. На лучшей растворимости комплексных карбонатных и сульфатных соединений иттриевых земель, по сравнению с цериевыми, основаны классические методы разделения этих элементов в аналитической химии.

Экспериментальные исследования, проведенные А. И. Тугариновым и др. [96], И. В. Александровым и др. [1], не оставляют сомнений в том, что важнейшим фактором разделения в природных условиях редкоземельных элементов является значительно большая миграционная способность комплексных соединений иттриевых земель по сравнению с цериевыми. Экспериментальные исследования А. И. Тугаринова и др. [96] показывают, что из щелочно-карбонатных растворов комплексных соединений типа $\text{Na}_3[\text{TR}(\text{CO}_3)_3]$ при уменьшении pH растворов при температуре порядка 300°C и давлении в 300 атм происходит осаждение редкоземельных элементов в следующем порядке: лантан, церий, празеодим, неодим, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций. При карбонатном же осаждении из растворов хлоридов, как показали данные Каррона и др. [126], при уменьшении pH лантан осаждается после самария и приведенный выше ряд имеет вид: церий, празеодим, неодим, самарий, лантан, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, иттрий.

Во всех случаях редкие земли иттриевой группы, находящиеся в форме комплексных соединений, дольше удерживаются в растворах и выпадают при более низких значениях pH, чем цериевые. Это обстоятельство определяет четко выраженную на некоторых типах месторождений тенденцию к накоплению ред-

ких земель иттриевой группы по отношению к цериевой на более поздних стадиях постмагматического процесса. Способность к комплексообразованию у тория больше, чем у редких земель, а у урана значительно больше, чем у тория. Это обстоятельство обуславливает очень высокую миграционную способность урана, который в форме комплексных соединений дольше других рассматриваемых элементов удерживается в карбонатных растворах и выносится на значительное расстояние, теряя фактически связь в гидротермальном процессе как с редкими землями, так и с торием. Следует подчеркнуть, что комплексные соединения тория в щелочно-карбонатных растворах по своей устойчивости стоят гораздо ближе к комплексным соединениям иттрия и редких земель иттриевой группы, чем цериевой. Этим объясняется некоторая двойственность поведения тория: в высокотемпературных процессах (например, в пегматитах) он следует за редкими землями цериевой группы, в низкотемпературных, гидротермальных процессах он ассоциируется с редкими землями иттриевой группы (например, весьма характерна ассоциация ферриторита и ксенотима).

6. Разделение редкоземельных элементов основано на различной летучести их комплексных соединений с фтором. Имеющийся фактический материал заставляет считать, что редкие земли иттриевой группы более легко образуют фторидные комплексные соединения, чем цериевые, и вследствие этого при высокотемпературных постмагматических процессах они отгоняются фтором. Доказательством этого положения могут служить следующие факты: а) преимущественное накопление во флюоритах редких земель иттриевой группы; б) широкое развитие в щелочных метасоматических образованиях гагаринита; в) накопление иттриевых земель в верхних, наиболее апикальных участках метасоматически измененных щелочных гранитов и смена их с глубиной цериевыми землями; г) исследования Д. А. Минеева, Ю. П. Дикова, Б. П. Соболева и В. Л. Боруцкой [69], которые провели оригинальный эксперимент. В автоклаве были размещены два тигля: в нижний помещали смесь окислов церия, лантана, иттрия и десятикратное количество NaF , в верхний — порошок олигоклаза. Автоклав был на $\frac{1}{3}$ заполнен раствором HF и нагревался до $+550^\circ\text{C}$ (при этом достигался перепад температур 50°). После 6 суток нагрева автоклава в верхнем тигле образовался YF_3 при почти полном отсутствии цериевых земель, в нижнем образовались фториды церия и лантана.

В то же время простые галоиды редких земель практически при температурах до 800°C не летучи.

В природных условиях все указанные выше факторы разделения редких земель действуют совместно, и разграничить их далеко не всегда представляется возможным.

Закономерности распределения редких земель и тория в изверженных породах. В связи с тем что только в последние годы

были разработаны методы количественного определения малых содержаний индивидуальных элементов группы редких земель, данных по их распределению в различных типах изверженных пород накопилось еще сравнительно мало. Данные эти приведены главным образом в работах А. П. Виноградова [24], А. И. Тугаринова [96, 98], Ю. А. Балашова [7—10], Е. И. Семёнова [88, 89], И. В. Швей [108], Д. А. Минеева [68], а для тория — в работах С. Д. Туровского [99, 100] и др.

Не приводя здесь всех опубликованных цифр, характеризующих распределение редких земель и тория в различных интрузивных комплексах, укажем только на главнейшие закономерности, которые выявляются при анализе всех существующих материалов.

1. Содержание редкоземельных элементов, иттрия и тория закономерно возрастает по мере перехода от гипербазитов к основным породам, средним, кислым и щелочным, при этом наиболее обогащены редкими землями щелочные породы агпаитового ряда, так что в целом как будто бы намечается определенная зависимость содержания редких земель в магмах от содержания в них щелочей.

2. Соотношение редких земель цериевой и иттриевой групп не сохраняется постоянным в ряду силикатные метеориты (хондриты) — гипербазиты и основные породы — граниты — нефелиновые сиениты, а закономерно изменяется, увеличиваясь в гранитах и нефелиновых сиенитах, как это видно из следующих цифр, приводимых в работах Ю. А. Балашова [7, 8] (табл. 13).

Таблица 13

Соотношение редких земель цериевой и иттриевой групп в различных породах

Породы	$TR_2O_3 \cdot 10^{-3} \%$	$\Sigma Ce / \Sigma Y$
Силикатные метеориты	0,06—0,2	0,4—0,5
Ультраосновные и основные породы	0,09—0,3	1,0—1,2
Граниты	2,7—5,5	1,2—12 (среднее 5)
Граносиениты, сиениты	3,5—7,0	2,4—10 (среднее 5,4)
Миаскитовые нефелиновые сиениты	1,6—3,5	3,7—6,5
Ультраосновные—щелочные породы	3,3	6,0
Нефелиновые сиениты	7—59	1,4—5,2
Среднее для земной коры		2,8

3. Содержание редких земель в основных и ультраосновных породах не подвержено значительным колебаниям, в то же время в гранитах, сиенитах и нефелиновых сиенитах различных регионов содержания редких земель и вариации их состава бывают весьма значительными.

4. При исследовании распределения редкоземельных элементов по различным интрузивным фазам гранитных и щелочных комплексов были отмечены два направления в эволюции состава редкоземельных элементов [7]. Первое направление приводит к накоплению в более молодых интрузивных фазах цериевой группы редкоземельных элементов по отношению к иттриевой, второе характеризуется накоплением иттриевых земель в конечных фазах. Причина подобных разных направлений дифференциации редких земель до настоящего времени не совсем ясна. В наиболее дифференцированных гранитных плутонах, где ранние фазы представлены габбро-диоритами и диоритами, средние фазы гранодиоритами, монцонитами, адамеллитами и гранитами, а поздние — аляскитовыми гранитами, наблюдается максимальное накопление редких земель в средних фазах, в которых наибольшее значение приобретает величина $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}$ (рис. 38). Подобные явления отмечены Ю. А. Балашовым [7] для гранитоидного комплекса Сусамыр (Центральный Тянь-Шань), а Е. И. Алексиевым [2] для витошского и росенского дифференцированных гранитных плутонов в Болгарии. Как отмечает Е. И. Алексеев, в этих плутонах наблюдается известная корреляция между соотношениями $\Sigma\text{Ce}:\Sigma\text{Y}$ и $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ в различных интрузивных фазах.

5. Незначительное содержание редких земель в расплаве, при одновременной высокой концентрации кальция, неблагоприятно для образования собственных акцессорных редкоземельных минералов. В такой обстановке все редкоземельные элементы рассеиваются в породообразующих кальцийсодержащих минералах (пироксен, амфибол, плагиоклазы, апатит).

Образование акцессорных редкоземельных минералов становится возможным только тогда, когда отношение $100 \cdot \Sigma\text{TR}_2\text{O}_3:\text{CaO} > 1$ [108], что имеет место в гранитах, щелочных гранитах и в нефелиновых сиенитах агпайтового ряда. При $100 \cdot \Sigma\text{TR}_2\text{O}_3:\text{CaO} > 1$ редкие земли цериевой группы фиксируются в собственных минералах, а редкие земли иттриевой группы по-прежнему остаются в основном в рассеянном состоянии и входят в состав плагиоклаза, циркона и граната — сфессартина, в редких случаях возникает ксенотим. Образование различных редкоземельных акцессорных минералов в магматических породах зависит от ряда факторов.

Важным является количество присутствующего в гранитном расплаве кальция. Если в гранитах кальция больше, чем это необходимо для связывания всего алюминия в плагиоклазе и роговой обманке, то избыточный кальций будет с присутствующей в расплаве P_2O_5 образовывать апатит. В этом случае все редкие земли и торий будут входить в состав ортита, частично рассеиваться в роговой обманке, плагиоклазе, сфене и апатите. В результате возникает характерная ассоциация роговая обманка — сфен-apatит — ортит, типичная для гранодиоритов,

адамеллитов, монцонитов и биотит-роговообманковых гранитов.

В случае, когда весь кальций израсходуется на образование плагиоклаза (т.е. когда $(Na+K+2Ca):Al < 1$), редкие земли

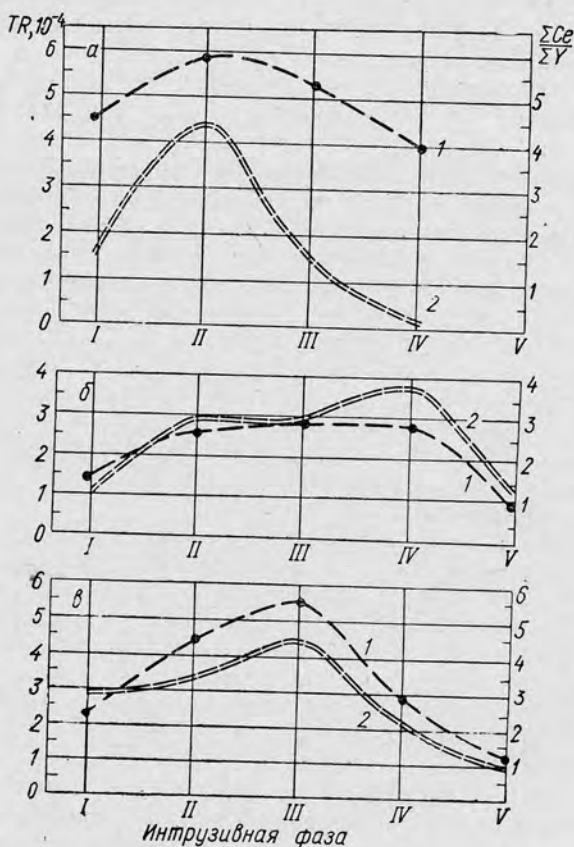


Рис. 38. Распределение редкоземельных элементов (1) и изменение отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ (2) в различных интрузивных фазах гранитных комплексов:

а — сусамырский pluton [7] (I — габбро-диориты и диориты; II — гранодиориты, тоналиты, граниты, адамеллиты, III — лейкократовые граниты; IV — жильные граниты, гранит-аплиты, аплиты); б — витошский pluton [2] (I — габбро, II — монцонит; III — сиенит; IV — лейкократовый граносиенит); в — росенский pluton [2] (I — диорит; II — монцонит, III — лейкократовый монцонит, IV — аплит, V — розовые поздние граносиениты).

преимущественно цериевой группы и торий будут связываться с P_2O_5 в монаците, реже образуется ксенотим.

Существенным является также щелочность магмы. По мере перехода от гранитов к субщелочным гранитоидам, щелочным гранитам, нефелиновым сиенитам миаскитового, а затем и аг-

паитового ряда закономерно меняется и состав акцессорных редкоземельных минералов по схеме:

Граниты	— монацит (или ортит)
Субщелочные и щелочные гранитоиды	— ортит, чевкинит
Нефелиновые сиениты миаскитового ряда	— бритолит
Нефелиновые сиениты агпаитового ряда	— ринколит, лопарит

Тип редкоземельных акцессорных минералов определяется также особенностями развития высокотемпературных метасоматических процессов в гранитоидах, в частности процесса микроклинизации. Как уже указывалось, развитие микроклина по плагиоклазу приводит к выносу из плагиоклаза элементов-примесей, которые не могут быть «приняты» кристаллической решеткой микроклина. Такими примесями в первую очередь являются редкие земли иттриевой группы, уран и бериллий. В случае отсутствия минерализаторов-экстракторов этих элементов (например, фтора) редкие земли не выносятся из массива, а, концентрируясь, дают начало поздним редкоземельным акцессорным минералам, обычно содержащим уран, — фергюсониту, эвксениту, гадолиниту.

6. В ультраосновных — щелочных породах и меланократовых агпаитовых нефелиновых сиенитах, характеризующихся рядом с высоким содержанием кальция и щелочей присутствием значительного количества титана, основным минералом, концентратом редких земель и тория является лопарит.

ГЛАВА 5

РУДОНОСНОСТЬ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Ранее были рассмотрены общая геология, магматизм и минералого-геохимические особенности ториево-редкометалльных месторождений. В данной главе и в последующих описаны конкретные типы ториево-редкометалльных месторождений.

Сложный процесс формирования карбонатитовых месторождений начинается с образования ранних высокотемпературных безрудных карбонатитов первой стадии и заканчивается средне- и низкотемпературными ториево-редкоземельными карбонатитами четвертой стадии. Из-за таких особенностей этих месторождений раздельное описание их высокотемпературных, средне- и низкотемпературных гидротермальных образований представляется нецелесообразным. Поэтому для карбонатитов мы отводим специальную главу, в которой рассматриваются важнейшие их геологические особенности.

Последнее десятилетие внимание широкого круга геологов было приковано к карбонатитам как к новому генетическому типу месторождений. До этого времени они рассматривались главным образом как редкая петрологическая разновидность эндогенных существенно карбонатных пород.

В Советском Союзе проблема поисков карбонатитовых месторождений была впервые затронута в работах Л. С. Бородина (1957), Ю. М. Шейнманна (1957), А. И. Гинзбурга, Е. А. Нечаевой, Ю. Б. Лавренева, Л. К. Пожарицкой (1958) и А. А. Кухаренко (1958) и Е. М. Эпштейна (1959).

За последнее десятилетие в результате детального изучения многих крупных массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов установлено, что с подобными массивами связаны крупнейшие промышленные концентрации не только ниобия и фосфора, но и многих других важнейших видов минерального сырья — железа и титана (Якупиранга, Ковдор), флогопита и вермикулита (Ковдор, Гули, Одихинча, Маган, Инагли, Красномайское и др.), а также редких металлов (ниобия, тантала, циркония, редких земель, тория), сырья для цементной и строительной промышленности. По мере дальнейшего изучения этих образований круг полезных ископаемых, связанных с ультраосновными — щелочными породами и карбонатитами, все более и

более расширяется. Так, в последние годы на отдельных массивах установлены повышенные концентрации урана, молибдена, свинца, цинка, меди, а также скопления глубокого асбеста, флюорита и ювелирных разновидностей хризолита.

Следует подчеркнуть, что в трактовке термина «карбонатиты» нет единого мнения. Наиболее часто под карбонатитами понимают существенно карбонатные (кальцитовые, доломитовые и анкертовые) породы эндогенного образования, пространственно и генетически связанные с массивами ультраосновного — щелочного состава.

К настоящему времени во всем мире известно более 150 массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (рис. 39), из них в странах Африки — 75, СССР — 45, Канаде — 16, Бразилии — 6, Западной Европе — 6 и США — 5.

В Советском Союзе ультраосновные — щелочные породы и карбонатиты были впервые изучены на Кольском полуострове Д. С. Белянкиным и В. И. Влодавцем, а впоследствии — Ц. Златкинд, А. Шалимовым, а на севере Сибирской платформы — Ю. М. Шейнманном. Работы по изучению карбонатитов в нашей стране наибольший размах приобрели начиная с 1956 г.

Существенный вклад в изучение карбонатитовых образований нашей страны внесли коллективы исследователей Ленинградского университета, ВСЕГЕИ, Северо-западного геологического управления и Кольского филиала АН СССР (А. А. Кухаренко, Н. А. Волотовская, М. П. Орлова, А. Г. Булах, О. М. Римская-Корсакова, Э. А. Багдасаров, А. С. Сергеев, Е. И. Нефедов, Г. А. Ильинский, Н. Б. Абакумова, В. И. Терновой, Б. И. Сулимов, Б. В. Афанасьев, Ю. М. Кирнарский и др.), НИИГА (Г. Г. Моор, Е. Л. Бутакова, Е. М. Эпштейн, Л. С. Егоров, Т. Л. Гольдбург, К. А. Шихорина, Л. И. Аникеева, Н. З. Евзикова, А. Ф. Михайлова, Э. А. Ланда и др.), ВИМС, СИБГЕОХИ, Иркутского и Якутского геологических управлений (Ю. М. Шейнманн, А. И. Гинзбург, Е. А. Нечаева, Л. К. Пожарицкая, Ю. Б. Лавренев, Е. М. Эпштейн, А. А. Фролов, В. С. Гайдукова, Т. Б. Здорик, Н. Ф. Шармин, Ю. А. Багдасаров, И. П. Паньшин, А. Я. Волженкова, В. С. Самойлов, С. В. Соколов, Л. Н. Журавлева, Л. А. Березина, О. К. Кожевников, И. И. Егоров, М. К. Силичев, И. Г. Волкодав, Г. С. Вахрамеев и др.), ИМГРЭ (Л. С. Бородин, Ю. Л. Капустин, А. Г. Жабин, А. В. Лапин), ИГЕМ (В. А. Кононова, А. А. Глаголев, И. Т. Расс).

1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов представляют собой, как правило, типичные образования активизированных зон платформ и участков завершенной складчатости (см. рис. 39). Наиболее характерной особенностью их

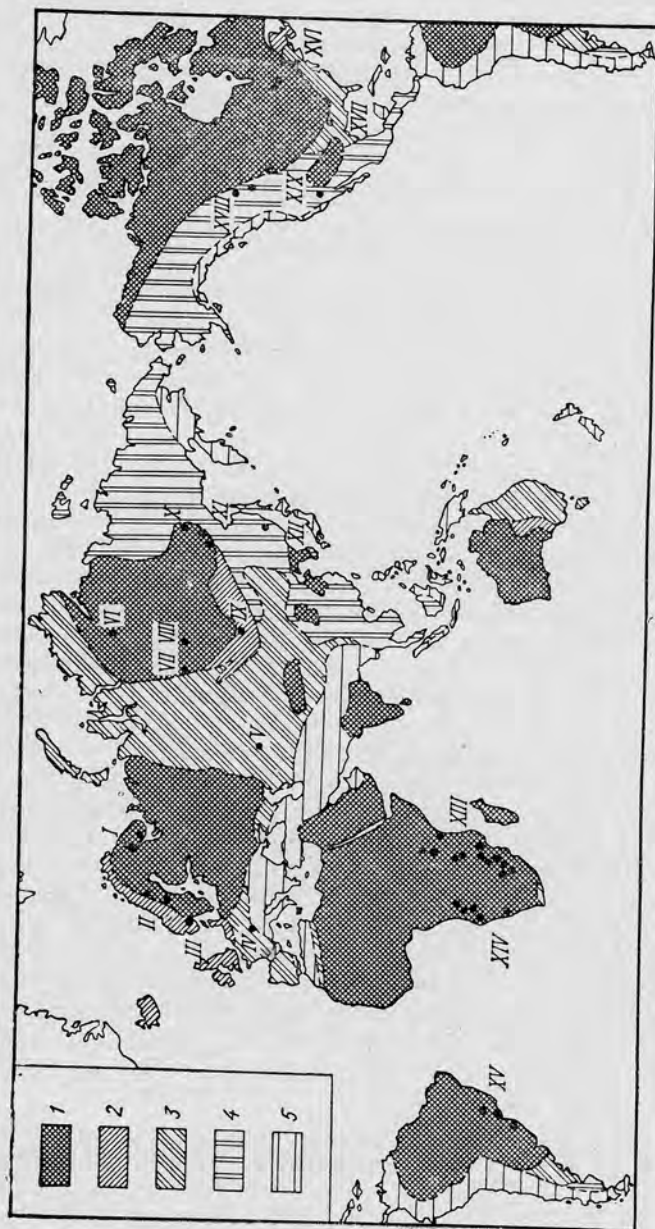


Рис. 39. Размещение провинций ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (на тектонической основе В. В. Белоусова):

1 — платформенные образования; 2 — каледониды; 3 — герцины; 4 — мезозойская складчатость; 5 — альпиды. Провинции: I — Кольская; II — III — Скандинавская; IV — Рейнская; V — Кокчетавская; VI — Северо-Сибирская (Маймека-Котуйская); VII — Енисейская; VIII — Чадобецкая; IX — Восточно-Саянская; X — Сетте-Дабанская; XI — Алданская; XII — Кокшаровская; XIII — Восточно-Африканская; XIV — Западно-Африканская; XV — Бразильская; XVI — Восточно-Канадская; XVII — Арканзаская; XVIII — Западно-Канадская; XIX — Колорадская.

размещения является приуроченность к зонам глубинных разломов, раскалывающих жесткие консолидированные глыбы. Судя по широкому развитию в составе массивов гипербазитов, а также по другим геологическим и геофизическим данным магма поступала по этим разломам из верхних слоев мантии с глубины 100—150 км [111].

Специфической чертой рассматриваемых массивов является их богатство щелочами, что объясняется замедленным подъемом магмы, способствующим ее дифференциации и формированию многофазных широкодифференцированных массивов, в которых и происходило накопление щелочей в поздних дериватах.

Можно выделить следующие четыре типа провинций ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (по Ю. М. Шейнманну с дополнениями авторов): 1) провинцию краевых частей платформ; 2) провинцию зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей; 3) провинции сквозьструктурных разломов; 4) провинции срединных массивов.

В провинциях первого типа массивы приурочены к глубинным разломам, проходящим параллельно краю платформ, и располагаются в участках сопряжения их с поперечными и диагональными тектоническими разрывами, на расстояниях от десятков до нескольких сот километров от края платформ. Внедрение интрузий происходило в связи с тектоническими движениями в прилегающих геосинклинальных областях или участках завершенной складчатости. В этой обстановке интрузивы обычно имеют в плане округлую или близкую к ней форму, концентрическое строение и представлены типичными массивами центрального типа. Для них характерно подчиненное развитие карбонатитов, по сравнению с силикатными породами.

В провинциях второго типа массивы приурочены к краевым швам и сопряженным с ними разрывам; они располагаются не только в активизированных частях самой платформы, но и в прилегающих к ней зонах консолидированной складчатости. Для таких массивов характерна эллипсоидная форма, а иногда это и типичные удлинённые трещинные тела. В них обычно отсутствуют дуниты и оливиниты, но широко развиты нефелиновые сиениты и карбонатиты. Последние нередко преобладают над силикатными породами. Формирование массивов в таких провинциях обычно происходит в период активного проявления глыбовой тектоники.

В провинциях третьего типа сквозьструктурные разломы раскалывают платформы вне зависимости от расположения складчатых областей (рис. 40). Специфической особенностью таких разломов является неоднократное их обновление на протяжении длительной геологической истории их развития, что приводит к локализации в их пределах разновозрастных массивов и связанных с ними карбонатитов.

Массивы рассматриваемых провинций обычно характеризуются округлой или эллипсоидальной формой и самыми различными количественными соотношениями слагающих их силикатных пород и карбонатитов.

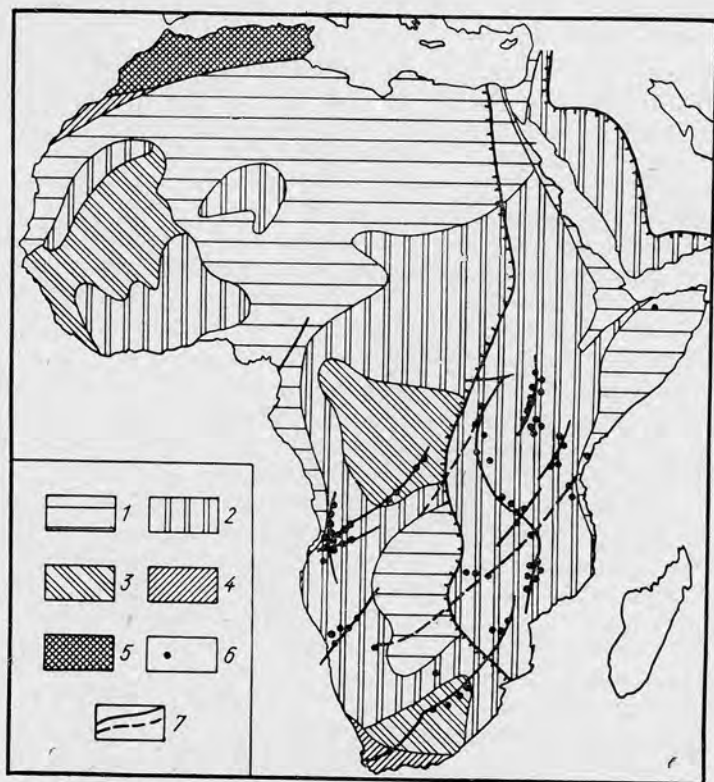


Рис. 40. Размещение массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов в Африке и связь их со сквозьструктурными разломами (на тектонической основе В. В. Белоусова):

1 — синеклизы на докембрийском складчатом основании, прогибавшиеся преимущественно в мезозое и кайнозое; 2 — синеклизы на докембрийском складчатом основании, прогибавшиеся преимущественно в палеозое; 3 — выходы докембрийского складчатого основания; 4 — антеклизы на герцинском складчатом основании; 5 — альпийские геосинклинали и парагеосинклинали; 6 — массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов; 7 — разлом.

Провинции четвертого типа пока еще слабо изучены. Массивы в этой обстановке чаще представлены линейно вытянутыми трещинными телами.

Для большинства провинций характерно цепочное расположение массивов вдоль глубинных разломов. В некоторых случаях эта закономерность значительно усложняется,

Возраст массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов зависит от времени заложения или обновления контролирующих их глубинных разломов. Известны массивы докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Не менее половины всех изученных массивов мира являются молодыми — мезозойскими и кайнозойскими.

2. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ — ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ И МЕСТО В НИХ КАРБОНАТИТОВ

Массивы ультраосновных — щелочных пород имеют обычно сложное строение и включают серии типичных интрузивных ультраосновных и щелочных пород, силикатные метасоматические образования, карбонатиты, посткарбонатитовые породы, нередко комплекс дайковых пород, а в некоторых провинциях — эффузивные и эруптивные образования (табл. 14 и 15).

Этапы магматической деятельности. Выделяются четыре этапа магматической деятельности, различающиеся по составу внедрившейся магмы, эволюционировавшей во времени от гипербазитовой к щелочно-гипербазитовой, далее к ийолит-мельтейгитовой до щелочно-сиенитовой. Лишь в весьма редких случаях в этих комплексах в качестве крайних членов появляются кварцевые сиениты.

Породы различных этапов отличаются друг от друга не только по составу, но и по времени образования. Как показали последние работы В. А. Кононовой (1966), между образованием пород различных этапов наблюдается иногда значительный разрыв во времени, который удается фиксировать по данным определения абсолютного возраста пород.

Подробная характеристика интрузивных пород каждого этапа дана в работах [35, 66, 65], поэтому мы на этом не останавливаемся.

В гипербазитовый этап ультраосновные породы представлены оливинитами, дунит-перидотитами и пироксенитами, нередко связанными постепенными переходами. Наибольшим распространением обычно пользуются пироксениты, которые в некоторых массивах внедряются в виде самостоятельных интрузивов, рвущих ранние гипербазиты.

Для гипербазитов характерно присутствие титаномагнетита, в некоторых случаях появляется перовскит, а иногда и мелилит. В отдельных массивах гипербазитов обнаружены платиноиды.

Для щелочно-гипербазитового этапа характерны биотитовые перидотиты и пироксениты, хатангиты и мелилитсодержащие интрузивные породы, отличающиеся присутствием первичного биотита. В некоторых массивах биотитовые перидотиты прорывают дунит-перидотиты. Иногда отмечаются интрузивные породы, переходные от перидотитов к мельтейгитам.

Схема последовательности развития интрузивного процесса в ультраосновных — щелочных комплексах

Этап	Породы	Минеральный состав пород			Характерные автосоматические минералы	Характерные экзоконтативные изменения магматической стадии
		породообразующие минералы	характерные акцессорные минералы	промышленные минералы		
Гипербазитовый	(Дунит-перидотиты) Пироксениты (Косыкиты)	Оливин, авгит-диопсид, титаномagnetит	Титаномagnetит, перовскит	Минералы группы плагиноклазов, титаномagnetит, перовскит	Серпентин	Оротовивание или мраморизация вмещающих пород
	Щелочно-гипербазитовый	Биотитовые перидотиты	Оливин, авгит-диопсид, биотит	Титаномagnetит, апатит	Клиногумит	Биотитизация гипероснов
Ийолит-мельтегитовый	Хатагиты	Оливин, авгит-диопсид, нефелин	Титаномagnetит, апатит		Клиногумит, канкринит	
	(Турьяниты, ункомпангиты и др.)	Меллитит, авгит-диопсид, нефелин, оливин	Титаномagnetит, апатит		Канкринит, цеболит, хуанит	
	(Якупирангиты), мельтегиты, ийолиты, (уртиты)	Диопсид или эгирин-диопсид, нефелин, (микроклин), (оливин)	Перовскит, апатит, сфен или шерломит, магнетит	Нефелин	Канкринит, либерит, натролит	Формирование нефелин-пироксеновых пироксен- и меллит-содержащих метасоматитов по гипербазитам, фенитизация вмещающих гранито-гнейсов
Щелочно-сиенитовый	Нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, субщелочные сиениты, (ювиты)	Анортит, нефелин, эгирин-саит или эгирин	Апатит, циркон		Канкринит, альбит, мусковит, содалит, анальцит	Микроклинизация ийолит-мельтегитов

Примечание. В скобках указаны малораспространенные породы и минералы.

Схема последовательности развития метасоматических процессов в ультраосновных—щелочных комплексах

Этап	Стадия	Породы	Минеральный состав пород			Примечание
			Породообразующие минералы	Характерные второстепенные минералы	Промышленные минералы	
Силикатных метасоматитов (нефелин-пироксеновых пород и автореакционных скарнов)	Магматическая	Нефелин-пироксеновые, нефелин-мелилитовые, мелилит-пироксеновые, флогопит-пироксеновые	Нефелин, авгит-диопсид, флогопит, меллит	Шорломит, магнетит, апатит	Флогопит, апатит	Образуется по гиперобазитам на фронте внедрения ийолитов
	Постмагматическая ранняя	Флогопит-диопсидовые, мелилитовые, меланит-пироксеновые, амфибол-пироксеновые, кальцит-диопсидовые и др.	Диопсид, меллит, меланит, роговая обманка, катафорит, флогопит, монтицеллит, кальцит	Апатит, волластонит, андрадит, кринит, магнетит, перовскит	Флогопит, апатит	
	Постмагматическая поздняя	Гидромелилитовые, тремолитовые и др.	Хуанит, цеболит, тремолит, кальцит	Везувиан, гроссуляр		
Карбонатитовый	Ранняя кальцитовая	Авгитдиопсид-кальцитовые, форстерит-кальцитовые, биотит-кальцитовые, кальцитовые	Авгитдиопсид, форстерит, биотит, апатит, кальцит	Магнетит, диазаналит, кальциртит	Магнетит, апатит	В фациях повышенного давления образуются пироксен-апатитовые и форстерит-магнетит-апатитовые и др. породы

Этап	Стадия	Породы	Минеральный состав пород			Примечание
			Породообразующие минералы	Характерные второстепенные минералы	Промышленные минералы	
Карбонатитовый	Кальцитовая	Диоксид-кальциевые, форстерит-кальцитовые, флюгопит-кальцитовые, кальцитовые	Диоксид, форстерит, реже гумит, флогопит или тетраферрифлогопит, апатит, кальцит	Магнетит, циркелит, бадделит, гагчетолит, пирохлор, пирротин, реже халькопирит	Гагчетолит, пирохлор, бадделит, апатит	В фациях повышенного давления образуются пироксен-apatитовые и форстерит-магнетит-apatитовые и др. породы
	Кальцит-доломитовая	Амфибол-кальциевые, амфибол-доломитовые, тетраферрифлогопит-доломито-доломитовые	Рихтерит, эккерманит, магнезиарфведсонит, серпентин, тетраферрифлогопит, кальцит, доломит	Брусит, апатит, пирит, пирохлор, ферсмит, эшинит, луешит, циркон	Пирохлор	
	Доломит-анкеритовая	Эгирин-доломитовые, амфибол-анкеритовые, альбит-анкеритовые, анкеритовые	Эгирин, арфведсонит, альбит, доломит, анкерит, сидерит	Пирохлор, эпидот, гроссуляр, сфен, ферсмит, барит, целестин, стронцианит, бастнезит, паризит, бербанкит, анкилит, колумбит, монацит, ураноторианит, торит, молибденит, галенит, сфалерит	Колумбит, бастнезит, паризит, молибденит	
Посткарбонатный		Флюорит-кальциевые, альбит-эпидот-кальцитовые, гематитовые	Альбит, флюорит, гематит, кальцит, эпидот, цеолиты	Биотит, хлорит, оргит, крокидолит, кварц, мусковит	Флюорит, гематит, крокидолит	

Ййолиты и мельтейгиты, представляющие ййолит-мельтейгитовый этап, как правило, образуют самостоятельные тела, прорывающие гипербазиты и щелочные гипербазиты. Во многих массивах содержание нефелина в породах рассматриваемого этапа варьирует в значительных пределах. В результате возникает ряд пород — от якупирангитов и мельтейгитов до ййолитов и уртитов. В некоторых массивах удается наблюдать прорывание мельтейгитов ййолитами.

По своей генетической природе во многих случаях породы рассматриваемой группы являются типичными интрузивными образованиями. В то же время некоторые исследователи (Л. С. Бородин, Г. Г. Моор, Е. Л. Бутакова, Л. С. Егоров, В. А. Кононова и др.) убедительно показывают, что нефелин в гипербазитах и вмещающих их породах развивается и метасоматическим путем. При интенсивном развитии этого процесса могут возникать породы, по составу отвечающие ййолит-мельтейгитам. Отдельные исследователи придают этому процессу исключительное значение и рассматривают ййолит-мельтейгиты как метасоматические образования.

В щелочно-сиенитовый этап происходит внедрение нефелиновых и щелочных сиенитов. Их специфической особенностью является отсутствие в них пороодообразующих щелочных амфиболов, вместо которых обычно присутствует эгирин-салит или эгирин. Сиениты, как правило, в той или иной степени альбитизированы, канкринитизированы вплоть до появления существенно канкринитовых пород. Нередко наряду с канкринитом появляются содалит, гакманит, анальцит, мусковит, биотит, кальцит.

Дайковая серия комплексов ультраосновных — щелочных пород весьма разнообразна по своему составу и времени появления. Морфологически она представлена дайками, штоками и трубками, которые чаще располагаются в пределах массивов, реже в зоне их экзоконтакта. Нередко каждой интрузивной фазе соответствуют близкие ей по составу свои дайковые породы. Иногда встречаются поздние дайки щелочных кимберлитоподобных пород, секущие все интрузивные породы, силикатные метасоматиты, а в отдельных случаях и карбонатиты.

К наиболее характерным среди пород дайкового комплекса относятся пироксениты, косьвиты, авгититы, лимбургиты, пикритовые порфириты, альнеиты, хатангиты, мельтейгиты, ййолит-пегматиты, оливковые мельтейгиты, шонкиниты, тингуаиты, нефелиновые и щелочные сиениты, сиенит-аплиты.

Наряду с типичными полнокристаллическими породами весьма характерны дайки гипабиссального облика. Нередко появляются взрывчатые образования, слагающие трубки альнеитов, пикритовых порфиритов и других кимберлитоподобных пород.

Этапы развития метасоматических процессов. В ультраосновных щелочных массивах обычно наблюдается широкая гамма

метасоматических нефелино-пироксеновых и скарноподобных пород, карбонатитов и посткарбонатитовых силикатно-карбонатных образований. С развитием метасоматических процессов связаны также и изменения вмещающих пород вокруг массивов.

Характерно широкое распространение силикатных метасоматических пород, развивающихся по гипербазитам, щелочным гипербазитам, реже по ийолит-мельтейгитам и нефелиновым сиенитам. К некоторым разновидностям силикатных метасоматитов приурочены флогопитовые месторождения.

Метасоматиты связаны с различными этапами магматической деятельности. В частности, с дунит-перидотитами обычно ассоциирует серпентинизация, с щелочными гипербазитами — клиногумитизация, возможно, биотитизация (автометасоматоз). Наибольшего развития метасоматический процесс достигает в период формирования щелочных пород, когда образуются нефелин-пироксеновые и скарноподобные породы.

По своему геологическому положению и особенностям образования среди силикатных метасоматитов выделяются две главные группы. К первой из них относятся метасоматиты по гипербазитам в экзоконтакте интрузивов ийолит-мельтейгитов. Состав их меняется от нефелин-пироксеновых непосредственно вблизи ийолит-мельтейгитов до пироксеновых, мелилит-пироксеновых, биотит- или флогопит-пироксеновых на удалении от них. Мощность ореола подобных пород может достигать сотен метров. К этой же группе относятся метасоматиты вокруг тел нефелиновых сиенитов, при их внедрении в ийолит-мельтейгиты, характеризующиеся появлением среди нефелин-пироксеновых пород калиевого полевого шпата и эгирина. Ореол изменений в этом случае достигает десятков метров, реже более.

Отмеченные метасоматические образования, в соответствии с представлениями Д. С. Коржинского, следует относить к метасоматитам магматической стадии.

Метасоматические породы магматической стадии по своему составу часто близки к интрузивным породам, что нередко создает значительные затруднения при решении вопроса об их генезисе, вызывает многочисленные дискуссии и иногда приводит к появлению у исследователей крайних точек зрения.

Ко второй группе силикатных метасоматитов относятся метасоматические породы, развивающиеся вдоль ослабленных зон по гипербазитам, щелочным гипербазитам, ийолит-мельтейгитам и метасоматитам магматической стадии. Зоны таких пород протягиваются на сотни метров и даже несколько километров, нередко захватывая породы различного состава. Их геологическое положение в общем случае не зависит от контактов интрузивных тел. По своему минералогическому составу они резко отличаются от состава вмещающих их интрузивных тел.

В гипербазитах и щелочных гипербазитах в их составе широкое распространение приобретают диопсид, флогопит, гранаты ряда меланита-андрадита, волластонит, магнетит, перовскит, апатит, кальцит, реже мелилит, монтичеллит, обыкновенная и щелочная роговая обманка, сфен. Среди более поздних образований отмечаются везувиан, гроссуляр, цеболлит и хуанит.

Залегание рассматриваемых пород, а также особенности их минерального состава дают основание относить их к постмагматическим, главным образом инфильтрационно-метасоматическим, образованиям.

Состав ряда силикатных метасоматических образований (кроме нефелино-пироксеновых) в целом близок к составу скарнов, что дало основание некоторым исследователям [116] называть их автореакционными скарнами.

Карбонатитовый этап. На одном из заключительных этапов образования массивов ультраосновных — щелочных пород возникают специфические существенно карбонатные породы — карбонатиты. На основе детальных петрологических и термометрических исследований выделяются четыре главные стадии (температурные фации) становления этих пород, которые с различной интенсивностью проявлены на многих массивах (см. табл. 14).

По целому ряду признаков (секущие прожилки, наличие реликов, развитие процессов замещения и др.) устанавливается, что ранние кальцитовые карбонатиты образуются позже всех интрузивных пород, в том числе нефелиновых и щелочных сиенитов, за исключением некоторых поздних даек, нередко секущих карбонатиты. Точно так же не вызывает сомнений, что ранние кальцитовые карбонатиты формируются позже нефелин-пироксеновых метасоматитов магматической стадии.

Дискуссии возникают вокруг вопроса о взаимоотношениях ранних кальцитовых карбонатитов и автореакционных скарнов. Одни исследователи [36, 139, 165], рассматривая кальцитовые карбонатиты как интрузивные образования, полагают, что подавляющая часть метасоматических пород развивается за счет гипербазитов на фронте внедрения карбонатитовой магмы. Другие [65, 78, 102, 117] считают как скарноподобные породы, так и карбонатиты результатом взаимодействия постмагматических высокотемпературных растворов с вмещающими гипербазитами и ийолит-мельтейгитами.

На карбонатитах не заканчивается процесс становления рассматриваемых комплексов. На многих массивах удается наблюдать поздние прожилки и жилы, секущие анкеритовые карбонатиты и имеющие флюорит-кальцитовый, эпидот-альбит-кальцитовый или цеолит-кальцитовый состав. Роль этих посткарбонатитовых образований в строении массивов в целом весьма невелика.

Из всего сказанного следует, что в образовании комплексов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов можно вы-

делить два типа процессов — магматический, при котором происходит формирование интрузивных пород, и метасоматический, на протяжении которого протекали процессы, приводившие к их преобразованию.

Все споры между разными исследователями в основном сосредоточиваются вокруг вопроса о том, где проводить границу между этими двумя процессами. Согласно одной точке зрения, магматический процесс заканчивается становлением нефелиновых сиенитов, и все другие образования, в том числе основная масса автореакционных скарнов и карбонатитов, являются постмагматическими. По представлениям других, магматическими являются все силикатные породы и ранние кальцитовые карбонатиты. Наконец, существует мнение, что все карбонатитовые образования, включая и поздние анкеритовые карбонатиты, являются магматическими породами. Авторы данной работы придерживаются первой точки зрения.

Возникает и другой вопрос: можно ли связать широко развитые явления, приводящие к образованию автореакционных скарнов и карбонатитов, с породами определенного магматического этапа. Некоторые исследователи [20] к таким породам относят завершающие магматический процесс сиениты. По представлениям авторов, правильное говорить о парагенетической зависимости, нежели о прямых генетических связях с определенными этапами интрузивной деятельности.

Экзоконтактные изменения вокруг массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов встречаются среди любых по составу вмещающих толщ — сланцев, песчаников, известняков, гнейсов, эффузивов и гранитоидов. В процессе формирования массивов происходит изменение вмещающих пород, иногда вплоть до их полного преобразования. Величина ореола замещения и интенсивность их преобразования зависят от ряда факторов: размера массивов, состава вмещающих пород, тектонической их подготовки и др. Обычно мощность измененных пород варьирует от нескольких десятков до сотен метров.

Вмещающие массивы ультраосновных — щелочных пород — гнейсы и гранитоиды — часто нацело изменены и превращены в лейкократовые породы, по составу близкие к щелочным сиенитам, которые получили название «фениты». Многие исследователи процесс образования экзоконтактных метасоматических зон трактуют как сложный, многоэтапный. При этом более поздние процессы здесь накладываются на более ранние, поэтому расчленить их достаточно трудно. Детальные исследования позволяют выделять лишь экзоконтактные изменения, происходящие на фронте внедрения интрузий (т. е. метасоматоз магматической стадии) и изменения постмагматические, связанные с образованием разновозрастных карбонатитов. Строение экзоконтактных ореолов обычно зональное.

На зоны фенитов отчетливо накладываются более поздние процессы, из которых наибольшую роль играет альбитизация, пространственно и генетически связанная с карбонатитами. К участкам альбитизированных пород и к альбититам нередко приурочено редкометальное оруденение, представленное в первую очередь гатчеттолитом. Среди фенитов часто встречаются поздние жильные тела и прожилки, секущие также альбититы, сложенные типичными гидротермальными минеральными ассоциациями.

3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Большинство массивов ультраосновных — щелочных пород представляет собой интрузивы центрального типа. Значительно реже встречаются трещинные, линейно вытянутые массивы. По условиям формирования, от которых зависят и особенности строения массивов, их можно разделить на «открытые» массивы и «закрытые», или «слепые».

Открытые массивы представлены вулканоплутоническими комплексами, формирующимися в условиях, когда ультраосновная — щелочная магма и ее дериваты достигали дневной поверхности. В этом случае возникали вулканы, жерла которых выполнены эффузивами, интрузивными породами и карбонатитами (рис. 41).

Подобного рода массивы широко распространены в Африке, где они приурочены к зоне сквозьеструктурного разлома. Обычно они имеют округлую, реже эллипсоидную форму горизонтального среза (общая их форма типичная трубчатая); часто резко выражены в рельефе в виде конусовидных холмов, сложенных в большинстве случаев туфами и агломератами с косой слоистостью, падающей от центра к периферии; на вершинах холмов иногда сохраняются кратеры — кальдеры опускания. Размеры подобного рода массивов обычно варьируют от 0,7—1 км до нескольких десятков квадратных километров. В составе этих массивов гипербазиты и щелочные гипербазиты, как правило, развиты незначительно; более широко распространены щелочные породы; центральные части этих массивов обычно сложены карбонатитами, которые нередко образуют большую часть массива. В отдельных случаях вокруг центральных карбонатитовых ядер наблюдаются флогопит-магнетит-апатитовые породы. Наиболее характерной особенностью массивов открытого типа является широкое распространение около них ультраосновных — щелочных эффузивов — авгититов, лимбургитов, нефелиновых и мелилитовых базальтов, нефелинитов и других пород; иногда эффузивы или субвулканические породы залегают и в самих массивах. В массивах подобного типа широко развиты также взрывные образования — вулканические брекчии, туфы, аг-

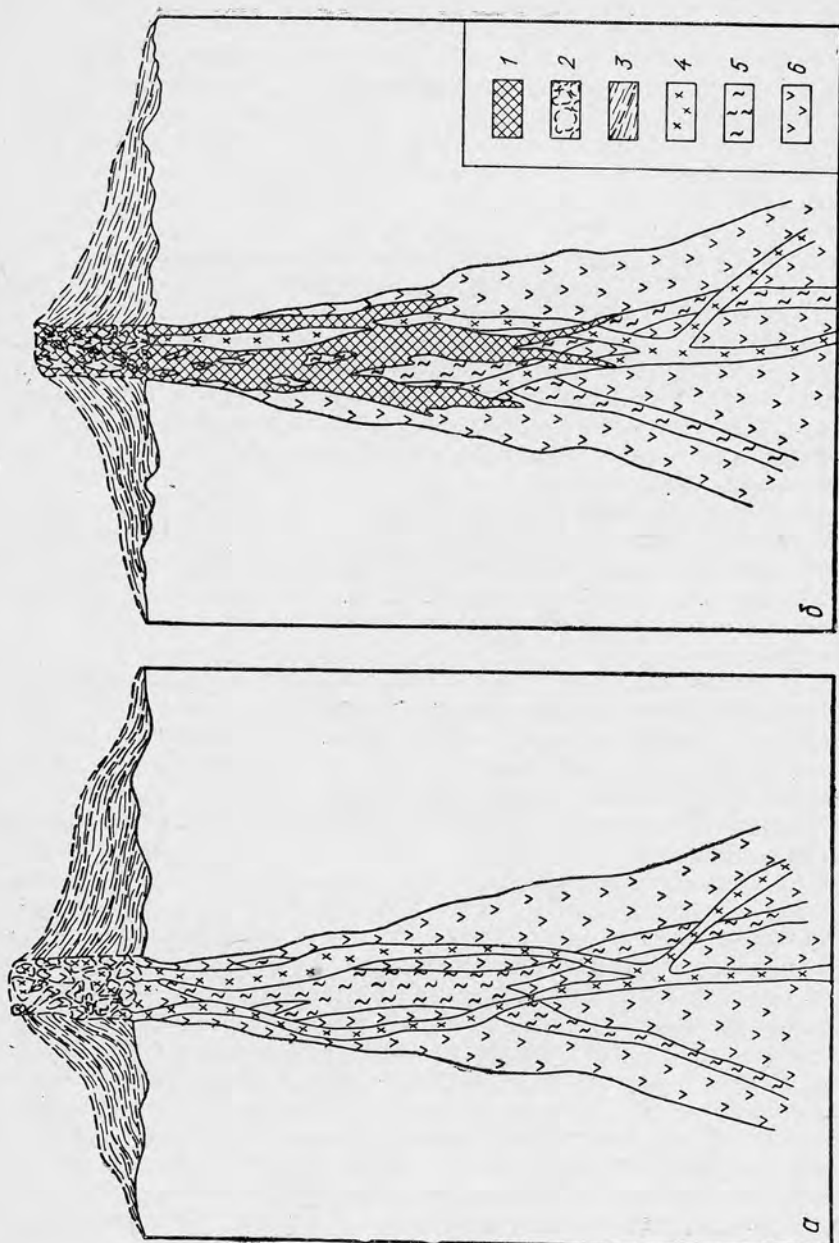


Рис. 41. Схема вертикальной зональности в массивах ультраосновных — щелочных пород открытого типа:
 а — до формирования карбонатов; б — после формирования карбонатов: 1 — карбонаты; 2 — породы жерловой фации; 3 — ультраосновные — щелочные эффузивы и их туфы; 4 — щелочные и нефелиновые сиениты; 5 — породы группы иоцитов; 6 — гипербазиты.

ломераты, автобрекчии и др. Для массивов рассматриваемого типа устанавливается вертикальная зональность, выражающаяся в уменьшении с глубиной роли карбонатитов за счет возрастания силикатных пород; среди последних все большее значение на глубину приобретают гипербазиты, при одновременном уменьшении количества щелочных пород (см. рис. 41).

Закрытые, или слепые, массивы в момент формирования не имели выхода на дневную поверхность. При общей трубчатой форме они чаще имеют эллиптическое, реже линейно вытянутое горизонтальное сечение. С глубиной для таких массивов намечается тенденция к возрастанию площади их горизонтального сечения.

Наиболее глубоко вскрытые массивы этого типа имеют эллипсоидную в плане форму и отчетливо выраженное кольцевое строение. Для менее эродированных массивов характерны линейно вытянутые формы; кольцевые структуры на этом уровне чаще вытесняются линейными.

Существенно меняются по вертикали и особенности внутреннего строения таких массивов. Так, резко преобладающие на глубине гипербазиты (80—90%) вверх по восстанию уступают место щелочным породам и прежде всего сиенитам (90%). В некоторых массивах с уменьшением глубины снижается роль карбонатитов. С другой стороны, если на глубоких горизонтах преобладают более ранние высокотемпературные карбонатиты, то в верхних частях наиболее развиты поздние — низкотемпературные [32].

Следует подчеркнуть, что различия в геологическом строении массивов открытого и закрытого типов теряются в случае глубокого эрозионного среза.

Имеющиеся к настоящему времени данные позволяют оценить вертикальный интервал развития карбонатитов не менее чем в 6—8 км.

В строении массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов отмечается горизонтальная концентрическая зональность. В одних случаях наблюдается смена наиболее древних пород более молодыми от периферии к центру (рис. 42), в других, наоборот, — наиболее молодые породы отмечаются по периферии массивов.

Характерной особенностью строения массивов ультраосновных — щелочных пород является широкое развитие в них даек щелочных пород и жил карбонатитов, располагающихся по кольцевым цилиндрическим и коническим разломам, а также по радиальным трещинам. Они локализуются как в пределах самих массивов, так и в зоне их экзоконтакта.

На основе обобщения имеющихся к настоящему времени материалов по особенностям внутреннего строения можно выделить следующие типы массивов ультраосновных — щелочных пород: 1) округлые, концентрические в плане массивы, в которых

центры кольцевых структур совпадают с геометрическим центром массива; 2) эллипсовидные в плане, эксцентрические массивы — центры их концентрических структур не совпадают с геометрическим центром; 3) эллипсовидные в плане концентрические массивы с двумя или большим количеством локальных

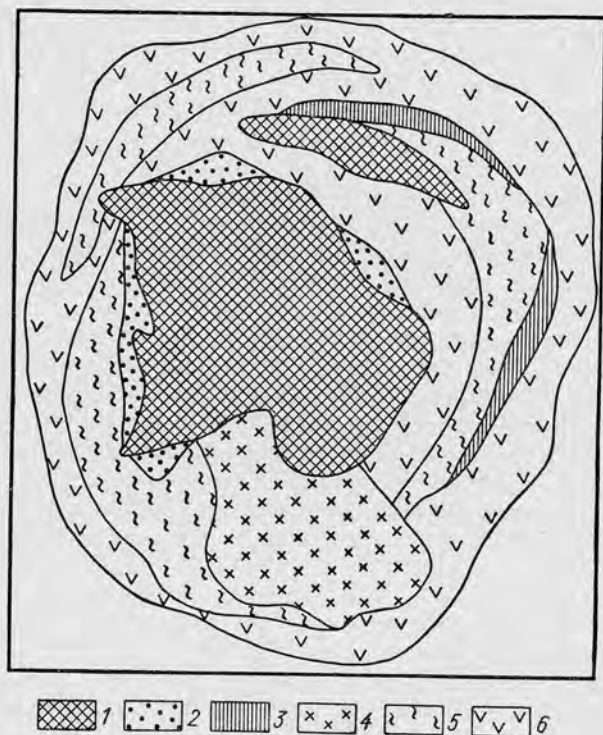


Рис. 42. Прямая горизонтальная зональность массивов ультраосновных — щелочных пород:

1 — карбонатиты; 2 — апатит-магнетит-форстеритовые породы; 3 — силикатные метасоматиты; 4 — сиениты; 5 — ийолит-мельтейгиты; 6 — гипербазиты.

концентрических структур; 4) сложные массивы, характеризующиеся сочетанием кольцевых и линейных разрывов; 5) удлинённые в одном направлении массивы с линейными разрывами.

Строение массивов часто осложняется наличием в них трубок взрыва, выполненных пикритовыми порфиритами, альенитами и другими кимберлитоподобными субвулканическими породами, а также брекчиями, в которых обломки представлены самыми различными породами массива и вмещающих толщ, а цементом служат мелкозернистые разновидности ультраосновных — щелочных пород или силикатные метасоматиты. В некоторых случаях трубки выполнены карбонатитовыми брекчиями.

4. СТАДИИ КАРБОНАТИТОВОГО ПРОЦЕССА И СВЯЗАННОЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ

Формирование массивов ультраосновных — щелочных пород завершается появлением значительных масс существенно карбонатных пород — карбонатитов, образующих неправильные по форме тела, напоминающие штоки, трубки, «пробки», выполняющие вулканические жерла, конические, кольцевые, цилиндрические, дуговидные или радиальные жилы, штокверки и линейно вытянутые жильные зоны. Эти скопления карбонатных пород могут достигать размеров, измеряемых квадратными километрами.

Карбонатиты представляют собой сложные образования, закономерно меняющие свой состав по мере развития процесса, что обусловлено возникновением их на протяжении значительного промежутка времени в условиях постепенного падения температур, изменения парциального давления летучих (в первую очередь CO_2 и H_2O), pH растворов и химической активности отдельных компонентов (главным образом кальция, магния, железа, натрия и калия). Следует также учитывать, что состав карбонатитов зависит от состава пород, по которым они развиваются.

Постоянное наличие среди карбонатитов реликтов пород ультраосновных — щелочных комплексов заставляет считать, независимо от точки зрения на генезис карбонатитов (магматической или гидротермальной), что на месте карбонатитов ранее существовали силикатные породы ультраосновных — щелочных комплексов, которые были либо частично ассимилированы карбонатной магмой, либо замещены при воздействии на них карбонатных растворов-флюидов.

Карбонатиты имеют специфические особенности, отличающие их от карбонатных образований иного происхождения:

1) они появляются в массивах ультраосновных — щелочных пород и могут пространственно ассоциировать со всеми разновидностями пород этого комплекса, в том числе и с их эффузивными аналогами;

2) появление карбонатитов не зависит от состава пород, вмещающих ультраосновной — щелочной массив (они известны среди гранитов, гранито-гнейсов, сланцев, песчаников, конгломератов, известняков, доломитов и других пород);

3) среди карбонатитов обычно наблюдаются останцы-реликты гипербазитов, ийолитов-мельтейгенитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, пикритовых порфиритов-альенитов и автореакционных скарнов (почти все они в той или иной степени карбонатизированы);

4) карбонатиты представляют собой многостадийные образования, характеризующиеся закономерной сменой породообразующих карбонатов. Каждой генерации карбонатов соответствует свой характерный минеральный парагенезис;

5) в строении карбонатитов различных стадий устанавливается определенная зональность, выражающаяся в изменении минеральных парагенезисов по мере удаления от контактов с силикатными породами;

6) в карбонатитах широко развита специфическая полосчатость, которая изменяется и усложняется по мере развития карбонатитового процесса. Для некоторых массивов, формирующихся в условиях малых глубин, характерно появление в карбонатитах взрывчатых брекчий;

7) карбонатиты характеризуются повышенным содержанием ниобия, фосфора, редких земель цериевой группы, стронция, бария, циркония, часто — тория, иногда — урана.

Детальное геологическое картирование крупнейших карбонатитовых массивов Сибири [80] позволило расчленить карбонатиты и выделить среди них четыре разновозрастные группы, соответствующие различным стадиям карбонатитового процесса (см. табл. 15 и 16). Это расчленение в известной степени сопоставляется с данными, полученными геологами, работавшими под руководством А. А. Кухаренко на массивах Кольского полуострова.

Ранние кальцитовые карбонатиты (первая стадия) состоят в основном из кальцита (30—70%), авгит-диопсида или форстерита (20—50%), биотита или железистого флогопита (5—20%), апатита (3—20%) и магнетита (1—10%). Количественные соотношения этих минералов могут сильно варьировать. Так, в отдельных участках содержание темноокрашенных минералов иногда достигает 80—90%. К типичным аксессуарным минералам относятся минералы группы перовскита (дизаналит), кальцирит и сфен.

Карбонатиты обычно крупно- или среднезернистые, иногда гигантозернистые, массивные, реже с атакситовыми и грубополосчатыми текстурами.

На контакте с гипербазитами и мельтейгитами обычно располагаются авгит-диопсид-кальцитовые карбонатиты, образующие с ними резкие, но чаще расплывчатые, неровные контакты. В эндоконтакте карбонатитов в этом случае иногда наблюдается концентрация апатита (до 20—70%).

По мере удаления от контакта с гипербазитами авгит-диопсид-кальцитовые карбонатиты сменяются форстерит-кальцитовыми, при этом по авгит-диопсиду развивается форстерит. Наряду с дизаналитом в них отмечается и кальцитрит.

В форстерит-кальцитовых карбонатитах иногда появляются гнездообразные участки, обогащенные апатитом и магнетитом, вплоть до образования магнетит-apatитовых руд с форстеритом.

При дальнейшем развитии процесса карбонатизации авгит-диопсид и форстерит замещаются биотитом и кальцитом, при этом образуются биотит-кальцитовые карбонатиты, состоящие

на 85—90% из кальцита и содержащие 3—10% биотита, 2—5% апатита и 1—5% магнетита. При последующей кальцизации возникают участки практически мономинеральных кальцитовых карбонатов.

Таким образом, в кальцитовых карбонатах наблюдается закономерная смена авгит-диопсида форстеритом, далее биотитом и в конечном итоге кальцитом.

Кальцитовые карбонаты второй стадии отличаются от более ранних существенно меньшим содержанием темноцветных минералов (не более 10—30%), возникновением диопсида вместо авгит-диопсида и флогопита вместо биотита. Если для карбонатов первой стадии типичны акцессорные минералы, содержащие титан и цирконий (сфен, дизаналит, кальцитрит), то для второй помимо отмеченных элементов, связанных с циркелитом и баделейтом, очень характерны также тантал, ниобий, уран и торий (гачеттолит, пирохлор).

Породы эти крупно- или среднезернистые, полосчатые, реже пятнисто-полосчатые. Их минеральный состав варьирует в зависимости от того, какие породы они замещают, от положения их по отношению к контактам исходных пород от глубинности формирования. При удалении от контактов с гипербазитами или мельтейгитами диопсид-кальцитовые карбонаты сменяются форстерит-кальцитовыми, далее флогопит-кальцитовыми и кальцитовыми карбонатами. Одновременно баделейт и циркелит сменяются гачеттолитом, а последний — пирохлором.

При развитии кальцитовых карбонатов второй стадии по нефелиновым и щелочным сиенитам, а также фенитам в передовых зонах появляются альбититы или альбит-кальцитовые породы с гачеттолитом. При наложении на карбонаты первой стадии во вновь возникающих породах, как правило, происходит снижение содержания силикатов.

Поздние кальцовые и доломитовые карбонаты третьей стадии характеризуются усложненным минеральным составом, сменой силикатов (пироксена и форстерита) гидроксилосодержащими силикатами, обычно щелочными амфиболами, серпентином и тальком, а также появлением доломита. Важнейшим ниобиевым минералом в них является пирохлор.

Карбонаты третьей стадии в большинстве своем мелкозернистые с четко выраженными полосчатыми текстурами. Среди них выделяются амфибол-кальцовые, амфибол-доломитовые, флогопит-доломитовые и доломитовые разновидности.

Содержание карбонатов в этих породах в среднем выше, чем в карбонатах двух предыдущих стадий. Из амфиболов присутствуют тремолит-актинолит, рихтерит, эккерманит и железистый эккерманит и магнезильной арфведсонит. Слюда представлена красно-бурым флогопитом. В период развития карбонатов третьей стадии более ранний форстерит замещается серпентином, реже — тальком или бруситом.

В карбонатитах третьей стадии обычно наблюдаются хондрит, магнетит, ильменит, апатит, пирит, сфен, рутил; редкоземельные минералы представлены пирохлором, луешитом, эшенитом, линдокитом, ферсмитом и цирконом.

Амфибол-кальцитовые карбонатиты широко распространены и чаще тяготеют к контактам с породами массива или рамы. Вследствие этого и развиваются они не только по породам ультраосновного — щелочного комплекса, но и по вмещающим их породам.

Поздние доломитовые и анкеритовые карбонатиты (четвертая стадия) характеризуются наиболее высоким содержанием карбонатов (чаще 85—95%), исчезновением кальцита и появлением наряду с доломитом параанкерита, нередко сидерита, а иногда и стронцианита. Силикаты в них (обычно не более 3—5%) представлены эгирином, арфведсонитом, хлоритом, эпидотом, алюмосиликаты — альбитом иgrossуляром. Характерно присутствие в этих породах типичных минералов мезо- и эпитермальных образований — флюорита, подолита, пирита, галенита, молибденита, сфалерита. Кроме того, обычно присутствуют барит, рутил, анатаз.

Ниобийсодержащие минералы представлены колумбитом и в меньшей мере низкотемпературной разновидностью пирохлора. Широким развитием в рассматриваемых карбонатитах пользуются редкоземельные карбонаты — бастнезит, паризит, реже бербанкит, карбоцернаит, анкилит, кордиалит и лантанит, иногда отмечается монацит.

Состав этих карбонатитов, как и в других случаях, зависит от состава пород, по которым они развивались. Эгирин-доломитовые карбонатиты возникают при наложении процессов четвертой стадии на силикатные породы и пироксен- или амфибол-кальцитовые карбонатиты. С удалением от контакта, а также при замещении форстерит-кальцитовых или амфибол-доломитовых карбонатитов образуются эгирин-анкеритовые, амфибол-анкеритовые, альбит-анкеритовые и анкеритовые породы. Наибольшим распространением пользуются, как правило, анкеритовые карбонатиты, нередко слагающие тела площадью до 1 км².

Карбонатно-силикатные породы посткарбонатитового этапа представлены тонкими прожилками, просечками и неправильными гнездообразными скоплениями, реже жилами кальцит-альбит-эпидотового, кальцит-эпидотового и цеолит-кальцитового состава. Помимо отмеченных минералов в них наблюдаются также баритокальцит, кварц — аметист или маргон, а также гематит и флюорит, а в залежках — иногда голубой асбест.

В этот же этап по ранее образованным редкоземельным минералам развивается ортит, а по пириту образуется магнетит. Часто отмечается также пересечение анкеритовых карбонатитов и фенитов тонкими прожилками кальцита, тонковолокнистого бледноокрашенного эгирина, альбита-клевеландита, ассоцииру-

ющих с зеленым биотитом и иногда игольчатым апатитом. Эгирин и биотит анкеритовых карбонатитов замещаются поздним хлоритом. На некоторых массивах с этим этапом связана интенсивная флюоритизация и гематитизация. Масштабы проявления карбонатно-силикатного этапа обычно несопоставимо малы по сравнению с масштабом любой из стадий карбонатитового процесса.

Из приведенной характеристики карбонатитов различных стадий следует, что существуют определенные закономерности в развитии единого карбонатитового процесса.

1. Ведущей закономерностью является последовательная смена карбонатитов; характерный для ранних стадий кальцит последовательно сменяется доломитом, а затем анкеритом и сидеритом. В посткарбонатитовый этап магнезиально-железистые карбонаты вновь сменяются кальцитом.

2. Особенностью карбонатитов является проявление в них специфической метасоматической зональности, отраженной в

Т а б л и ц а 16

Схема метасоматической зональности в карбонатитах (на примере массивов Сибири)

Стадия	Вмещающая порода	Зона колонки			
		1	1а	2	3
I	Гипербазиты	Авгитдиопсид I Биотит Кальцит I Дизаналит	Форстерит Биотит Кальцит I Дизаналит Кальциртит	Биотит Кальцит I Кальциртит	Кальцит I
II		Диопсид Флогопит I Кальцит II Циркелит	Хризолит Флогопит II Кальцит II Бадделент Циркелит Гатчеттолит	Тетраферрифлогопит I Кальцит II Пирохлор I	Кальцит II
III		Эккорманит Тетраферрифлогопит II Кальцит III Пирохлор II	Магноарфедсонит Тетраферрифлогопит III Доломит I Пирохлор III	Тетраферрифлогопит IV Доломит I Пирохлор IV	Доломит I
IV		Эгирин Альбит Доломит II Пирохлор V Бербанкит	Арфведсонит Альбит Анкерит Колумбит Анкилит	Альбит Анкерит Бастнезит	Анкерит

Примечание. Жирным шрифтом выделены породообразующие минералы, остальные минералы—редкометалльные.

табл. 16. Для каждой стадии карбонатитового процесса наблюдается своя закономерная смена минеральных парагенезисов. Подобный характер зональности, соответствующий метасоматической колонке, типичен для процессов инфильтрационного метасоматоза.

3. Наличие метасоматической зональности в строении карбонатитов свидетельствует о том, что основная их масса образуется метасоматическим путем. В то же время часть из них возникла в результате выполнения полостей. В общем случае в ранних карбонатитах резко превалировало замещение пород, а на поздних стадиях существенное значение приобрело заполнение полостей.

4. При развитии карбонатизации по силикатным породам (гипербазитам и ийолитам) происходил интенсивный привнос CO_2 и в несколько меньшей степени кальция. Для карбонатитов ранних стадий характерен интенсивный привнос фосфора, особенно в передовой зоне метасоматической колонки. Все остальные породообразующие элементы (кремний, алюминий, железо, магний, натрий, калий) претерпевали существенный вынос (рис. 43).

5. В процессе развития происходило изменение структурно-текстурных особенностей карбонатитов. Ведущим текстурным признаком карбонатитов является полосчатость, которую можно разделять на первичную и вторичную.

Первичная полосчатость возникает одновременно с формированием породы каждой стадии и выражается в чередовании полос почти чисто карбонатитовых с полосами, обогащенными силикатами, апатитом и магнетитом. Элементы залегания полосчатости, как правило, конформны контактам карбонатитовых тел. В пределах полос наблюдается ориентированное расположение зерен карбонатов, апатита, флогопита, биотита, амфибола и эгирина. Плоскость (001) слюд и плоскости двойникования карбонатов располагаются параллельно плоскости полосчатости, а кристаллографические оси *c* удлинённых минералов (apatита, эгирина, амфибола) лежат в плоскости полосчатости и определяют положение линейности [32]. Детали строения полосчатости свидетельствуют об ее происхождении одновременно с формированием самой породы метасоматическим путем.

Вторичная полосчатость карбонатитов возникает в зонах тектонических нарушений за счет неравномерного дробления и частичной перекристаллизации пород.

6. По мере эволюции состава породообразующих минералов карбонатитов изменяется и состав аксессуарных, в частности редкометалльных, минералов. Главная закономерность, проявляющаяся в массивах с наиболее полным развитием карбонатитового процесса, состоит в том, что минералы титана и циркония, весьма характерные для первых стадий (дизаналит, кальциртит, бадделейт), сменяются минералами циркония и ниобия (цирке-

лит), далее тантала и ниобия (гатчеттолит), затем ниобия (пирохлор, луешит) и на последних стадиях процесса минералами ниобия (ферсмит, колумбит и фергюсонит) и редких земель (бербанкит, анкилит, бастнезит, паризит, карбоцернаит, монацит, церит, ортит и др.).

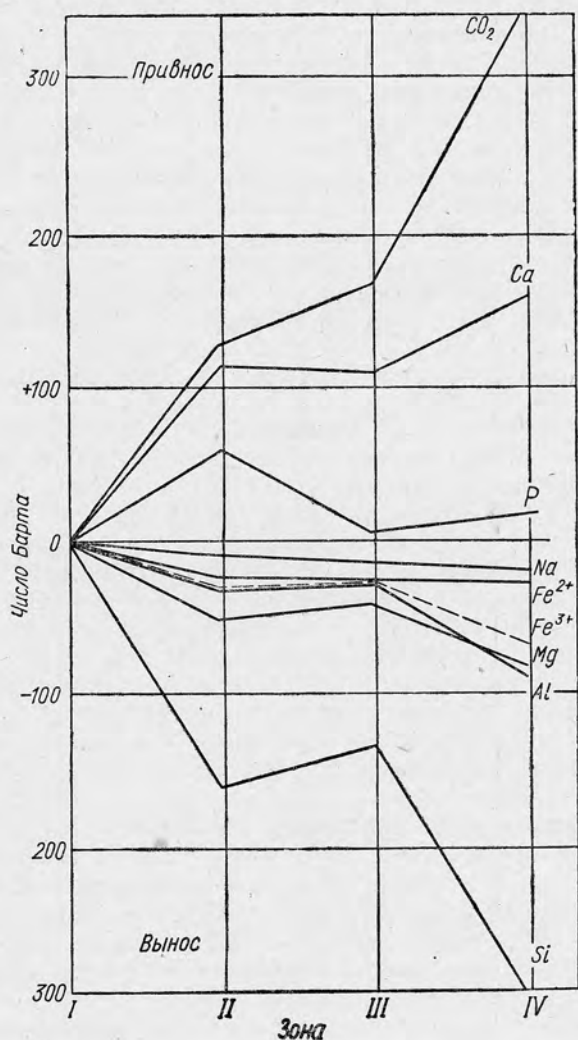


Рис. 43. Диаграмма изменения химического состава пород (привнос — вынос) при образовании карбонатов I стадии по пироксеновым породам:

I — исходная пироксеновая зона; II — пироксен-биотит-апатит-кальцитовая зона; III — пироксен-биотит-кальцитовая зона; IV — биотит-кальцитовая зона.

Эволюция редкометальной минерализации происходит не только по мере развития различных стадий процесса, т. е. во времени, но и в различных зонах метасоматической колонки. При этом в тыловых зонах редкометальные минералы резорбируются и растворяются. Смена во времени циркония танталом и далее ниобием отвечает увеличению потенциала ионизации этих элементов (цирконий — 19,6; тантал — 24,8; ниобий — 27,8).

Тантал и ниобий не дают своих собственных минералов на первой стадии процесса, рассеиваясь в минералах титана и циркония. Редкоземельные элементы находятся в рассеянном состоянии во всех разновидностях кальцитовых карбонатитов. С момента образования доломитовых карбонатитов появляются собственные минералы редких земель цериевой группы, причем количество их и содержание возрастают в анкеритовых карбонатитах. Общая эволюция редкоземельных минералов происходит от карбонатов (бербанкит) к фторокарбонатам (бастнезит, паризит и др.), фосфатам (монацит) и до силикатов (ортит).

5. ПРОМЫШЛЕННЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

С различными этапами формирования ультраосновных — щелочных комплексов связаны промышленные концентрации различных полезных ископаемых (табл. 17).

Перовскит-титаномagnetитовые гепербазиты проявляются в массивах с преобладающим развитием гипербазитов; встречаются сравнительно редко. Они включают две группы месторождений:

1) титаномagnetитовые в перидотитах и пироксенитах, реже в якупирангитах гистеромагматические (?);

2) титаномagnetит-перовскитовые в оливинитах (перовскит в них постоянно содержит примеси редких земель, ниобия и в меньшей степени тория, которые могут извлекаться попутно с титаном при их переработке; руды технологически трудно перерабатываются).

Нефелиновые руды, связанные с уртитами наиболее распространены в комплексах, где широко развиты ийолиты. Среди них в отдельных участках появляются лейкократовые линзы и зоны, состоящие на 70—85% из нефелина, т. е. представленные уртитами. Эти породы могут рассматриваться как сырье на алюминий. Подобные пироксен-нефелиновые руды могут формироваться как интрузивным путем, так, вероятно, и в процессе метасоматоза магматической стадии, на фронте внедрения ийолитовых интрузий либо постмагматической перекристаллизации, связанной с карбонатитами.

Флогопитоносные автореакционные скарны и другие силикатные метасоматические образования в последние годы приобрели первостепенное практическое значение, поскольку с ними связаны самые крупные в мире месторождения флогопита.

Типы месторождений полезных ископаемых массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов

Название	Типы месторождений		Генезис	Характер оруде- нения	Форма рудных тел	Масштабы известных месторождений
	Рудоносные породы	Рудные компоненты Главные Второсте- пенные				
Перовскит- титаномагне- титовые	Гипербазиты	Ti, Fe TR _{Ce} , Nb, Ta	Магматический	Шлировые, по- лосчатые, мас- сивные руды с сидеронитовыми структурами	Линзы, жилы, зо- ны	Средние
Нефелиновые	Уртиты	Al	Магматический	Массивные руды	Штоки, тела не- правильной фор- мы, жилы	Средние и мелкие
Флогопито- вые	Авторыкционные скарны и другие метасоматические породы	Флого- пит	Надкритический гидротермальный	Вкрапленно- гнездовый, жилковый	Зоны, жилы, линзы	Чаще крупные, крупнейшие, весьма богатые
Апатит-маг- нетитовые	Апатит-магнетит- форстеритовые по- роды	Fe, P, Ta, Zr, иногда Cu	Надкритический гидротермальный	Гнездовые, по- лосчатые и мас- сивные руды	Штоки, штокверки, зоны	Средние
Гачеттолит- пирохлоровые	Кальцитовые кар- бонатиты	Nb, Ta, P	Надкритический гидротермальный	Вкрапленные руды	Штоки, зоны, шток- верки, рудные стол- бы, полукольцевые жилы	Обычно крупные и крупнейшие, весь- ма богатые место- рождения
Колумбит- бастнезито- вые	Анкеритовые кар- бонатиты	Nb, TR _{Ce} Th, Mo	Гидротермальный	Вкрапленные руды	Зоны, штокверки, полукольцевые жилы	Средние и крупные

В коре выветривания биотитизированных и флогопитизированных пород и флогопитовых месторождений образуются промышленные концентрации вермикулита.

Апатит-магнетит-форстеритовые породы представляют собой комплексные апатит-магнетитовые руды, содержащие бадделит, а также иногда гатчеттолит. Соотношение между апатитом и магнетитом в них сильно варьирует. В них часто присутствуют в значительных количествах флогопит и кальцит, реже пирротин, халькопирит и пирит. Они образуют столбообразные, линзообразные и жильные тела. Магнетитовые руды подобного типа разрабатываются на Ковдорском месторождении на Кольском полуострове.

С гатчеттолит-пироксоловыми кальцитовыми карбонатами связаны самые крупные и богатые месторождения ниобия. В последние годы они приобретают значение как перспективный источник получения тантала с попутным извлечением урана. Выделяют несколько типов месторождений, связанных с данными карбонатами.

1. Гатчеттолитовые кальцитовые карбонатиты (II стадия) слагают протяженные и мощные зоны с мелкокрапленным оруденением. Обычно тяготеют к периферическим зонам карбонатитовых массивов.

Гатчеттолитовые руды характеризуются переменным соотношением тантала к ниобию, изменяющимся от 1:2 до 1:10. Намечается тенденция к концентрации гатчеттолита в участках, обогащенных темноцветными минералами. Иногда гатчеттолит приурочивается к скоплениям апатит-магнетитовых руд с форстеритом или гумитом. Помимо гатчеттолита в рудах встречаются флогопит, циркелит, апатит, бадделит. Гатчеттолитосодержащие карбонатиты развиваются по гипербазитам или кальцитовым карбонатам первой стадии, а также по ийолитам, нефелиновым сиенитам и фенитам. Гатчеттолитовые месторождения могут иметь весьма значительные масштабы, не уступающие колумбит-танталитовым месторождениям в альбитизированных гранитах.

2. Пироксоловые кальцитовые карбонатиты (II и III стадии) образуют крупные зоны, линзы, трубчатые тела с крапленным оруденением. Располагаются обычно ближе к центральным частям массивов, нежели гатчеттолитовые карбонатиты. Пироксоловые чаще тяготеет к участкам концентрации темноцветных минералов. Руды содержат обычно апатит и магнетит.

Выделяются два типа руд: пироксоловые форстерит-кальцитовые, крупнозернистые, часто пегматоидного облика (II стадия) — обычно наиболее богатые и более бедные пироксоловые амфибол-кальцитовые (III стадия).

Месторождения пироксоловых карбонатитов нередко отличаются грандиозными масштабами. В них встречаются рудные столбы, очень богатые пятиокисью ниобия (до 1—3%).

Колумбит-бастнезит-паразит-анкеритовые карбонатиты развиты в крупных карбонатитовых массивах и характеризуются присутствием низкотемпературных минеральных ассоциаций, накладывающихся как на кальцитовые карбонатиты, так и на силикатные породы. Образуют штокообразные тела, ветвящиеся зоны, штокверки, линзы и жилы, которые нередко выходят за пределы массивов.

При наложении анкеритовых карбонатитов на кальцитовые по пирохлору и гатчеттолиту развивается колумбит. Анкеритовые карбонатиты отличаются высоким (0,5—2%) содержанием редких земель цериевой группы. В них отмечаются минералы стронция, бария, молибдена, цинка, свинца, фтора, что сближает их с месторождениями железо-редкоземельного типа, такими, как Маунтин Пасс и др.

Основными минералами редких земель в месторождениях этого типа являются фторокарбонаты и карбонаты редких земель типа бастнезита-паразита, синхизита, бербанкита, карбоцернаита, анкилита, кордилита, а также фосфаты редких земель типа монацита.

Карбонатиты обычно характеризуются повышенной радиоактивностью. Носителями тория являются пирохлор (содержание двуокиси тория от 0,1 до 4,5%), гатчеттолит (от 0,1 до 6%), циркелит (от 0,5 до 3%), монацит (бедный торием), ураноторианит, торит, а также карбонаты редких земель. Содержание двуокиси тория в породах, как правило, составляет первые сотые доли процента, достигая иногда первых десятых. Поэтому он может извлекаться только попутно. Учитывая грандиозные запасы руд карбонатитовых месторождений, их можно рассматривать как крупный потенциальный резерв ресурсов тория. Во многих месторождениях установлены участки карбонатитов с повышенным содержанием урана. Носителем его является гатчеттолит, в меньшей мере — циркелит.

Карбонатиты различных стадий имеют неодинаковую радиоактивность. В последнее время Л. А. Березиной получены интересные данные о распределении урана и тория в одном из массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитах. Детальными исследованиями установлено, что в процессе формирования этого массива содержание урана в интрузивных породах закономерно возрастает в направлении от раннего магматического этапа (пироксениты) к позднему (щелочные сиениты). В поведении тория наблюдается обратная закономерность, поэтому в ходе формирования массива отношение тория к урану уменьшается. Распределение урана и тория в интрузивных породах подчиняется нормальному закону. Эти элементы в силикатных породах самостоятельных минералов не образуют, а более или менее равномерно рассеяны в порообразующих минералах и изоморфно входят в акцессорные минералы (шорломит, сфен, циркон, апатит).

Преобладающее количество радиоактивных элементов отмечается в карбонатитах, где они геохимически связаны с ниобием, танталом и редкими землями. В первую стадию карбонатитового процесса наблюдался вынос урана и в меньшей степени тория, высвобождающихся из разрушающихся породообразующих и акцессорных минералов, и частичное их рассеяние в новообразованных минералах. Наибольшее обогащение ураном и танталом обнаруживают карбонатиты второй стадии, в которых эти элементы концентрируются главным образом в гатчеттолите, в меньшей мере в циркелите. Поэтому гатчеттолитовые кальцитовые карбонатиты обычно резко выделяются своей повышенной γ -активностью. Установлено, что существует прямая корреляция между содержанием в первичных рудах тантала и урана — это позволяет не только оконтуривать танталоносные рудные тела, но и предварительно их оценивать. В третью стадию происходило перераспределение и частичный вынос тантала и особенно урана, а в четвертую стадию — почти полное растворение тантало-ниобатов и вынос урана и тантала. Торий, мигрирующий на протяжении всего процесса карбонатитообразования, в четвертую стадию дает повышенные концентрации и входит главным образом в состав редкоземельных минералов. Нельзя не отметить, что содержание радиоактивных элементов в карбонатитах одной и той же стадии в значительной степени зависит от состава исходных пород.

В последние годы в массивах ультраосновных — щелочных пород открыт ряд полезных ископаемых, промышленная ценность которых еще не установлена. Имеются данные о присутствии в гипербазитах платиноидов. С поздними посткарбонатитовыми образованиями связаны концентрации флюорита.

На отдельных массивах в карбонатитах появляются вкрапленность сульфидов меди (месторождение Полабора), молибдена, цинка и свинца, щелочные амфиболы (крокидолит). В некоторых массивах выявлены ювелирные разности хризолита.

6. ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ КАРБОНАТИТОВ

Многие вопросы генезиса карбонатитов вызывают оживленную дискуссию среди исследователей. Прежде всего существуют различные взгляды на генетическую природу огромных масс карбонатных пород ультраосновных — щелочных массивов. Некоторые исследователи (Р. Дели, С. Шенд, Е. Л. Бутакова) высказали предположение, что последние являются крупными ксенолитами известняков и доломитов осадочного происхождения, позже значительно переработанных и перекристаллизованных. Большинство исследователей высказывается за эндогенную природу карбонатитов. Имеющиеся к настоящему времени данные по особенностям геологии, минерального состава и структуры карбонатитов, а также многочисленные (около 100) определения

изотопного состава углерода, кислорода и магния карбонатов свидетельствуют об эндогенном их образовании.

Связь с интрузиями. Как было показано выше, карбонатиты пространственно и генетически связаны с ультраосновными щелочными комплексами, приуроченными к глубинным разломам, по которым поднималась магма из верхних слоев мантии. Наиболее вероятно, что эта магма возникает в результате плавления пород эклогитового или перидотитового состава. Об этом свидетельствуют приведенные выше геологические данные, а также тесная ассоциация и генетическое родство рассматриваемых массивов и кимберлитов [64]. Среди кимберлитов нередко встречаются реликты глубинных пород типа эклогитов или пироповых перидотитов, по которым можно судить о составе пород, давших начало ультраосновным — щелочным магмам.

В этой связи интересны экспериментальные работы Йодера и Тилли, показавшие, что на глубине около 100 км (давление 33 кбар) при плавлении эклогита или пиропового перидотита возникают ультраосновные — щелочные расплавы, при меньших глубинах — расплавы, соответствующие толейтовым базальтам.

Некоторые исследователи связывают образование ультраосновных пород и карбонатитов с первичной базальтовой магмой, которая подвергается ощелачиванию в результате явлений ассимиляции, воздействия щелочных эманаций или магматической дифференциации.

Карбонатиты появляются на самых последних этапах формирования массивов ультраосновных — щелочных пород позже нефелиновых и щелочных сиенитов, что и дает основание некоторым исследователям генетически связывать их с данными породами [20].

Физико-химические условия формирования. Из приведенных геологических данных вытекает, что карбонатиты могут образовываться в значительном диапазоне давлений, как в массивах открытого, так и закрытого типов. Широкое развитие эксплозивных брекчий свидетельствует о том, что в процессе формирования карбонатитов нередко возникали взрывы и газовые прорывы.

Сопоставление многочисленных данных по температурам образования карбонатитов, полученных различными методами, дает основание полагать, что форстерит-апатит-магнетитовые породы и ранние кальцитовые карбонатиты формируются в интервале температур 430—600°С, а поздние кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты — 150—400°С.

Изучение газово-жидких включений в карбонатах карбонатитов показало, что растворы включений являются концентрированными с повышенным содержанием стронция, калия и натрия. При этом в кальцитах натрия превалирует над калием, а в доломитах — наоборот. Из анионов в растворах обнаружены Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} .

Главнейшей геохимической закономерностью при образовании карбонатитов является вынос кремния и замещение силикатов и алюмосиликатов карбонатами, т. е. вероятно, смена слабых кислот более сильными. Параллельно происходит замена сильных оснований более слабыми (кальцит-доломит-анкерит-сидерит, а также слюды, амфибол, эгирин). Смена слабых кислот сильными и сильных оснований слабыми свидетельствует о повышении кислотности в минералообразующей системе.

Наблюдение над поведением элементов с переменной валентностью показывают, что ведущей тенденцией является увеличение к концу карбонатитового процесса роли двухвалентного железа по сравнению с трехвалентным. Подобная закономерность свидетельствует об общей тенденции к снижению химического потенциала кислорода в ходе карбонатитового процесса.

В послекарбонатитовый этап отмечаются обратные тенденции — повышение щелочности растворов, а также повышение кислородного потенциала.

Механизм образования карбонатитов и проблема карбонатитовой магмы. Сторонники эндогенного генезиса карбонатитов придерживаются в основном двух точек зрения на их происхождение: магматической, интрузивной, рассматривающей карбонатиты как своеобразные внедрившиеся породы, и метасоматической, согласно которой карбонатиты возникают при развитии процессов метасоматоза и сопряженного с ним отложения в надкритических и гидротермальных условиях.

Интрузивная гипотеза была впервые предложена В. Бреггером в 1922 г. и принята многими исследователями (В. Т. Пикора, Е. Ларсен, В. Смит, А. Холмс, Х. Эккерман и др.). В СССР ее наиболее последовательно отстаивает Л. С. Егоров, а в последнее время к ней присоединился А. Г. Жабин.

Постмагматическая, гидротермальная точка зрения на природу карбонатитов была впервые высказана Н. Боуэном, поддержана Е. Сеттером и развита большой группой геологов, изучавших карбонатиты СССР, — Ю. М. Шейнманном, А. А. Кухаренко и его учениками, Е. М. Эпштейном, А. Н. Гинзбургом, Л. К. Пожарицкой, А. А. Фроловым, А. А. Глаголевым и др.

Л. С. Бородин рассматривает ранние кальцитовые карбонатиты как магматические, а поздние кальцитовые, доломитовые и анкеритовые — как гидротермальные. В. И. Смирнов [90] считает, что возникновение магматических или гидротермальных карбонатитов регулируется главным образом давлением, при котором они формируются. Л. К. Пожарицкая высказывает предположение, что карбонатитовая магма может возникать вследствие плавления карбонатитов, образовавшихся метасоматическим путем за счет экзотермических реакций при замещении силикатов карбонатами.

В качестве доказательств интрузивного происхождения карбонатитов обычно приводятся следующие доводы: 1) существо-

вание карбонатных лав; 2) появление кальцита среди магматических пород; 3) крупные размеры карбонатитовых тел; 4) округлая форма карбонатитовых массивов; 5) резкие и ровные крутопадающие контакты карбонатитовых тел; 6) полосчатость в карбонатитах; 7) отсутствие признаков избирательного замещения пород, на месте которых образуются карбонатиты; 8) наличие угловатых ксенолитов гипербазитов, взвешенных в карбонатитах; 9) наличие жил и даек карбонатитов; 10) отсутствие признаков фиксации выносимого при метасоматозе кремнезема и магния; 11) наличие даек карбонатитов с порфировыми структурами.

В Африке, в районах современной вулканической деятельности встречены содовые и кальциево-углекислые карбонатные лавы, которые рассматриваются сторонниками магматической гипотезы как прототип карбонатитовой магмы. Щелочно-углекислые лавы изливались из активного вулкана Олдонио Ленгай в Замбии. Химический анализ этих лав показал, что они содержат 29—30% Na_2O , 6—7% K_2O , 14—15% CaO , 30—32% CO_2 и 2—3% фтора.

Кальциево-углекислые лавы были встречены в районе вулкана Налианго в Западной Уганде. Они содержат 35—36% CaO , 0,7—1% Na_2O , 0,2% K_2O , 11,3% CO_2 , 13,0—13,8% SiO_2 , 8% F_2O_3 , 44% FeO . Как видно, обе лавы по составу существенно отличаются от карбонатитов по некоторым признакам и вряд ли могут с ними прямо отождествляться.

Кальцит среди магматических пород, и в частности в нефелиновых сиенитах, одни исследователи рассматривают как магматический минерал, другие считают его постмагматическим. Крупный размер карбонатитовых тел, округлая форма, характер контактов с вмещающими породами, полосчатость и другие отмеченные особенности нельзя принять в качестве однозначных доводов в пользу их магматического, интрузивного происхождения. Они могут трактоваться и с позиций метасоматического генезиса.

Детальное изучение крупнейших карбонатитовых массивов Сибири дало возможность установить следующие факторы, свидетельствующие в пользу гипотезы их гидротермального метасоматического генезиса.

1. Намечается единая тенденция в развитии силикатных метасоматитов. По мере развития процессов, приводящих к образованию этих пород, в них закономерно накапливается кальций и углекислота. Автореакционные скарны, несомненно, являются метасоматическими образованиями. В свете этих данных трудно считать позже них формирующиеся карбонатиты магматическими породами.

2. Карбонатиты образуют не только сплошные крупные тела (штоки, жилы), но и тела очень сложной неправильной формы, а также зоны штокверков.

3. Среди карбонатитов обычно отмечаются многочисленные реликты сильно карбонатизированных силикатных пород.

4. В зонах контактов карбонатитов с силикатными породами часто отмечается отчетливая метасоматическая зональность.

5. Состав темноцветных и акцессорных минералов карбонатитов, а также их текстурно-структурные особенности обнаруживают определенную зависимость от состава и текстур замещенных ими силикатных пород.

6. Многостадийность развития карбонатитового процесса, закономерная смена минеральных парагенезисов в соответствии с изменением щелочности-кислотности растворов и химических потенциалов кальция, магния, железа и CO_2 , типичная для гидротермальных процессов.

Об источнике редкометального оруденения. По мнению А. А. Кухаренко и др. [65], редкие элементы накапливаются в результате высвобождения их из акцессорных и порообразующих минералов ультраосновных — щелочных пород в процессе их метасоматического преобразования. Перовскиты, титанистые гранаты силикатных пород, характеризуются значительно большей изоморфной емкостью по отношению к цирконию, танталу и ниобию по сравнению со сфеном, магнезиально-железистыми слюдами, хлоритами и карбонатами. Проведенные им подсчеты показывают, что количество ниобия, высвобождающегося при замещении перовскита сфеном и пироксена биотитом значительно больше его количества, сосредоточенного в карбонатитах Кольского полуострова в существенно ниобиевых минералах. Подобные данные имеются по танталу, цирконию и редким землям. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что мобилизация редких элементов из ультраосновных — щелочных пород играла решающую роль в формировании редкометального оруденения в карбонатитах этого района.

Вместе с тем концентрацию всей массы ниобия и тантала в карбонатитах не всегда удается объяснить только процессом извлечения из более ранних минералов. Напримр, среднее содержание ниобия в карбонатитах крупных сибирских месторождений, по крайней мере, на порядок выше, чем в ультраосновных — щелочных породах. В то же время площади развития рудоносных редкометальных карбонатитов примерно равны или даже превышают площади развития силикатных пород в этих массивах на данном эрозионном срезе.

Расчеты привноса кальция при формировании карбонатитов показывают, что при замещении двух объемов пироксенита уртитом или слюдитом за счет высвободившегося кальция может образоваться один объем карбонатита. Для объяснения накопления редких элементов необходимо замещение десятков объемов силикатных пород одним объемом карбонатита, т. е. эти цифры для кальция и ниобия резко несопоставимы. Таким образом, следует предположить, что кроме процессов извлечения

ниобия и тантала из минералов силикатных пород существенную роль играл и привнос их в ходе карбонатитового процесса.

Анализ имеющихся далеко не полных данных о соотношении содержаний циркония, ниобия, тантала, урана и тория в карбонатитах и вмещающих породах ультраосновных — щелочных комплексов указывает на определенные отличия в геохимическом поведении различных элементов в последовательно формирующихся карбонатитовых образованиях.

В карбонатитах I стадии сколько-нибудь существенного привноса тантала и ниобия не происходит. В период формирования карбонатитов II стадии осуществлялся значительный привнос ниобия, тантала, а также урана и тория. В течение образования карбонатитов III и IV стадий ниобий переклаивался и частично выносился, а тантал и уран, по-видимому, только выносились.

Концентрация редких земель периевой группы в доломитовых и анкеритовых карбонатитах III и IV стадий связана в значительной мере с перераспределением их в процессе замещения кальцита ранних карбонатитов доломитом и анкеритом, изоморфная емкость которых по отношению к редким землям меньше, чем у кальцита. Однако, вероятно, происходил и привнос редкоземельных элементов, а также незначительное переотложение тория.

Приведенный обзор главнейших вопросов образования карбонатитов показывает, что проблема их генезиса все еще остается одной из самых сложных и дискуссионных. Накопленный фактический материал позволяет считать, что главная масса карбонатитов сформировалась из надкритических гидротермальных растворов в постмагматический период образования массивов ультраосновных — щелочных пород в основном путем метасоматического замещения гипербазитов, ийолит-мельтейгитов, в меньшей мере нефелиновых и щелочных сиенитов и фенитов. Карбонатитовые расплавы если и играют какую-либо роль в этих процессах, то, вероятно, возникают лишь в локальных участках при особо благоприятных физико-химических условиях.

ГЛАВА 6

ГРУППА ПНЕВМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. ПОДГРУППА АЛЬБИТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ТОРИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АЛЬБИТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Месторождения мелковкрапленных редкометальных руд в метаморфогенно-метасоматических или метасоматически измененных изверженных породах отличаются большим разнообразием типов. Значительная часть этих месторождений с минералами редких земель и тория может быть отнесена к комплексным месторождениям ториево-редкометальных альбититов.

Под ториево-редкометальными альбититами понимаются измененные постмагматическими процессами щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные и субщелочные гранитоидные породы, а также вмещающие их изверженные, метаморфические и осадочные образования, преобразованные в существенно альбитовые породы, с большим или меньшим участием в их составе калиевого полевого шпата, железо-натриевых силикатов, слюд, кварца и различных минералов редких и радиоактивных элементов.

Минерализация редких земель и тория, связанная с альбититами, известна во многих складчатых поясах, срединных массивах, а также в краевых частях щитов.

Неоднородность геологических условий формирования альбититовых месторождений обуславливает значительное разнообразие типов редкоземельно-ториевой минерализации в них. В основу систематики этих месторождений может быть положено два признака: геолого-структурные особенности залегания, связанные в первую очередь с глубинностью их формирования, и петрохимический состав продуктивных интрузий и связанные с ним геохимические особенности постмагматического процесса.

По первому признаку условно можно подразделить все месторождения на следующие группы: 1) месторождения больших глубин (находящиеся в связи с глубинными интрузивами и ассоциирующие с инъекционно-метасоматическими породами); 2) месторождения средних и малых глубин.

По связи с определенными петрохимическими типами магматических пород наиболее четко выделяется 4 группы метасоматических альбититовых месторождений с редкоземельно-ториевой минерализацией: 1) месторождения, приуроченные к

нефелиновым сиенитам; 2) месторождения, связанные с субщелочными сиенитами; 3) месторождения, приуроченные к субщелочным и щелочным граносиенитам и кварцевым сиенитам и 4) месторождения, связанные со щелочными гранитами.

Как видно из табл. 18, особенности минерального состава и геохимическая специализация оруденения в основном зависят от состава материнских магматических пород. Геологические же особенности строения рудных тел и в известной мере направление метасоматического процесса связаны с глубиной формирования месторождений.

Районы нахождения альбититовых месторождений обнаруживают сходные черты тектоно-магматического развития. Большинство из них представляет древние консолидированные области, испытавшие активизацию в связи с последующими тектоно-магматическими процессами, широко проявленными в примыкающих молодых складчатых поясах. В одних случаях — это активизированные краевые зоны допалеозойских платформ, в других — зоны ранней консолидации складчатых поясов, активизированные более молодыми тектоническими движениями или зоны стыка разновозрастных складчатых областей.

Важнейшими элементами структуры полей альбититовых месторождений являются разрывные нарушения, наиболее крупные из которых отвечают глубинным разломам и располагаются вдоль границ разновозрастных структурно-формационных зон. Древние складчатые сооружения, захваченные более молодыми движениями, также затронуты наложенными разломами той же системы нередко нескольких направлений. В таких разломах и особенно в узлах их пересечения локализованы интрузивные и сопутствующие им рудоносные метасоматические образования, по возрасту совпадающие с молодой складчатостью или с завершающим ее гранитным магматизмом эпохи общего поднятия континента.

Состав магматических образований, с которыми связаны месторождения описываемого типа, варьирует в пределах от аляскитов, субщелочных и щелочных гранитов до щелочных и нефелиновых сиенитов. Геологические особенности и пути формирования этих пород могут быть различны. В глубинных фациальных условиях, среди позднее эродированных поднятий они представляют палингенно-метасоматические образования (в зонах полевошпатового метасоматоза и гранитизации — сиенитизации). Собственно эруптивные образования свойственны более высоким горизонтам менее метаморфизованных вмещающих пород.

В глубоко вскрытых участках некоторых районов палингенезу предшествуют явления метасоматической гранитизации (сиенитизации) древних метаморфических пород и гранито-гнейсов. В этом случае метасоматоз в значительной мере определяет направление процесса последующего эруптивного маг-

Отличительные черты редкоземельной и ториевой минерала

Фашии мате- ринских магма- тических пород (глубинность)	Щелочные граниты ($\Sigma Y > 1\text{Ce, Th} > \text{U}$)		
	форма рудных тел	процессы метасоматоза	редкоземельные и ториевые минералы
Глубинная эманационная гранитизация (сиенитиза- ция)	Пластовые тела, согласные с вмещаю- щими метаморфи- ческими толщами	Микроклинизация, аль- битизация, рибекити- зация, эгиринизация, окварцевание, (биоти- тизация, флюоритиза- ция)	TR-пирохлор, гагаринит, фергусонит, торит, гадолинит, малакон, ортит, иттрофлюорит
13; 33; 4; 1,4; 0,4; 1,2			
Глубинные интрузивы	Жильные тела метасо- матитов	Микроклинизация, аль- битизация, окварце- вание	Иттриалит, таленит, гадолинит, фергусо- нит, чевкинит, мона- цит, абукумалит, TR-пирохлор, бастне- зит, ортит, перрьерит, торит, малакон, ториа- нит, тенгерит, эвксе- нит
15—18; 59; 5; 1,5; —; —			
Интрузивы средних глу- бин	Куполовид- ные тела замещенных щелочных пород под кровлей ос- новных по- род	Микроклинизация, аль- битизация, рибекити- зация, эгиринизация, литиевые слюды, ок- варцевание, карбона- тизация, (флюорити- зация, биотитизация)	TR-пирохлор, фергусо- нит, приорит, гадоли- нит, таленит, гагари- нит, малакон, торит, ксенотим, бастнезит
17—22; 33; 8; 0,7; 1; 1,3			
Гипабиссаль- ные интру- зивы	Куполовид- ные и жиль- ные тела за- мещенных щелочных пород	Микроклинизация, аль- битизация, рибекити- зация, эгиринизация, окварцевание	TR-пирохлор, эвксенит, фергусонит, гагаринит, гадолинит, ортит, та- ленит, бастнезит, син- хизит, монацит, ксе- нотим
17; 58; 7; 3; 0,3; 1,3			

лизации в различных типах альбититовых месторождений

Субщелочные граниты, граносиениты, кварцевые сиениты ($\Sigma Y > \Sigma Ce, Th > U$)		
форма рудных тел	процессы метасоматоза	редкоземельные и ториевые минералы
Межпластовые линзовидные залежи, согласные с вмещающими толщами	Микроклинизация, альбитизация, рибекитизация, эгиринизация, мусковитизация, окварцевание, флюоритизация	Фергюсонит, TR-пирохлор, TR-плюмбопирохлор, иттротанталит, самарскит, гадолинит, торит, малакон
	8; 25; 2,8; 0,1; 0,5; 0,6	
Штокообразные тела замещенных щелочных пород	Микроклинизация, альбитизация, рибекитизация, эгиринизация, ослоденение, окварцевание (флюоритизация)	TR-пирохлор, фергюсонит, эвксенит, гагаринит, гадолинит, бастнезит, монацит, ксенотим, торит, малакон
	10; 28; 3—4; 0,2; 0,1; 0,8—1,0	
Куполовидные тела замещенных интрузивных пород	Микроклинизация, альбитизация, рибекитизация, ослоденение, окварцевание	TR-пирохлор, фергюсонит, торит, малакон, монацит, ксенотим и др.
	10—12; —; 2—4; 2; —; —	

Фации материнских магматических пород (глубинность)	Субщелочные и щелочные сиениты ($\Sigma Y < \Sigma Ce, Th > U$)		
	форма рудных тел	процессы метасоматоза	редкоземельные и ториевые минералы
Глубинная эманационная гранитизация (сиенитизация)			
Глубинные интрузивы	Неправильные жиллообразные метасоматические залежи	(Фенитизация), альбитизация, рибекитизация, эгиринизация	Бритолит, TR-пирохлор, малакон, торит, фергюсонит, ортит
		55; —; —; —; —	
Интрузивы средних глубин	Неправильные и линзовидные зоны в эндоконтактах интрузивов	Альбитизация, окварцевание (флюоритизация)	TR-пирохлор, фергюсонит, ортит, чевкинит, монацит, ксенотим, бастнезит
		10; 40; 19; —; —; 3—5	
Гипабиссальные интрузивы	Куполовидные тела замещенных интрузивных пород	Микроклинизация, альбитизация, рибекитизация, эгиринизация, биотитизация, окварцевание, карбонатизация	Фергюсонит, TR-пирохлор, приорит, бастнезит, паризит, монацит, ксенотим, ортит, чевкинит, малакон, торит
		15; 40; 8; 6—7; 10; 13	

Примечания. 1. Выделены наиболее характерные процессы и минералы; в скобках 2. Для каждого типа месторождений указаны средние значения индикаторных отношений Ta_2O_5/Li_2O , TR_2O_3/Nb_2O_5 .

Нефелиновые сиениты ($\Sigma Y < \Sigma Ce$, $Th > U$)		
форма рудных тел	процессы метасоматоза	редкоземельные и ториевые минералы
Линзовидные пластовые залежи, неправильные тела, ассоциирующие с зонами фенитов	(Фенитизация), альбитизация, рибекитизация, эгиринизация, гематизация, карбонатизация, содалитизация, канкринитизация	Линдокит, TR-пирохлор, малакон, торит, бастнезит, монацит, бербанкит, ортит, бритолит
	13; 80; 3,5; —; 0,3; 1,2	
Неправильные тела, зоны в приконтактных частях интрузивных и вмещающих пород	(Фенитизация), альбитизация, карбонатизация, цеолитизация, (флогопитизация)	TR-пирохлор, эшинит, бетафит, ферсмит, чевкинит, ортит, давидит, торит, малакон, торинит, бастнезит, монацит, рабдофанит, бритолит, церит
	20—40; 80; 2; —; —; 0,8	
Небольшие линейные зоны вдоль нарушений и по жилам сиенит-пегматитов	(Фенитизация), альбитизация, рибекитизация, эгиринизация, содалитизация, канкринитизация	TR-пирохлор, лопарит, бритолит, чевкинит, перьеррит, торит
	60; 38—40; 35; 40; 0,003; 30	
Жилообразные тела, зоны в приконтактных участках интрузива и вмещающих пород	(Фенитизация), альбитизация, рибекитизация, эгиринизация	Бритолит, TR-пирохлор, малакон, торит, церит, ринкит-ринколит, эвдиалит, ловенит
	88; 84; 15; 4; —; 3	

— метасоматические явления в экзоконтактах.

в следующей последовательности: Nb_2O_5/Ta_2O_5 , ZrO_2/HfO_2 , ZrO_2/Nb_2O_5 , TiO_2/Nb_2O_5 .

матизма, обеспечивая возникновение минеральных ассоциаций, близких составу наиболее легкоплавких эвтектик. Состав возникающих магматических пород и ассоциирующих с ними метасоматитов в таких условиях во многом зависит от вмещающих пород, которые определяют активности щелочей, и от других физико-химических параметров системы: температуры, общего давления, внутривещного давления летучих фаз и др. Вертикальный диапазон палингенно-метасоматической гранитизации бывает весьма значительным, особенно вдоль зон глубинных разломов; в некоторых случаях он достигает 8—10 км, причем с уменьшением глубины явления палингенеза постепенно сменяются метасоматической гранитизацией и метасоматическими образованиями более низкотемпературного характера.

Таким образом, метасоматические процессы глубинного магматического замещения и послемагматического этапов и связанное с ними редкометальное оруденение могут проявляться по всему разрезу, в различных эрозионных срезах магматических колонн, где рудоносные метасоматиты ассоциируют с породами различной степени гранитизации, вплоть до обычных эруптивных тел в верхних горизонтах перекрывающих толщ. По данным исследования [6], явления послемагматического щелочного метасоматоза в интрузивах малых глубин прямо связаны с процессами в глубинных зонах гранитизации.

Возникающие в результате отмеченных процессов тела оруденелых метасоматических пород имеют форму линзовидных межформационных залежей и обычно заимствуют от исходных пород их текстурно-структурные особенности — частую перемежаемость и неоднородность, полосчатость, сланцеватость и т. д.

Для зон палингенно-метасоматической гранитизации наиболее четко выражен структурный контроль таких тел зонами разломов.

На менее вскрытых площадях, часто сохраняющих более мощный покров геосинклинальных отложений, размещаются интрузивные тела обычных магматических пород, состав которых прямо не зависит от состава вмещающих пород. Формирование этих пород в разных регионах протекает с теми или иными отличиями. В наиболее простом случае — это аляскитовые и субщелочные граниты, представляющие поздние дифференциаты нормальных щелочноземельных гранитов посторогенного периода развития. В других случаях еще более щелочные интрузии гранитоидов являются относительно юными членами комплексов щелочных и нефелиновых сиенитов посторогенного этапа магматизма. Близкого типа образования иногда пространственно тесно связаны со сложными многофазными интрузивами габбро-сиенитового состава. И наконец, — это щелочные и нефелиновые сиениты, возникающие на поздних

стадиях формирования сложных посторогенных комплексов гранитоидов повышенной щелочности.

Геологическая позиция интрузивных тел часто определяется их приуроченностью к зонам разломов, хотя непосредственная их связь с разрывными нарушениями не такая отчетливая, как для глубинных инъекционно-метасоматических образований. Значительно чаще интрузивные тела приурочены не к основным, а к опережающим разломам. Иногда они межпластовые и тяготеют к ядрам антиклинальных складок второго порядка. Отчетливо эруптивные тела обычно характеризуются чертами гипабиссальных образований. Они имеют форму трещинных или штокообразных тел и небольшие размеры. Метасоматические явления в таких телах представляются отчетливо связанными с наложенными постмагматическими процессами.

Метасоматическому замещению обычно подвергаются сами интрузивные породы, тогда как вмещающие породы, как правило, испытывают лишь незначительный метасоматоз. Вследствие этого форма и строение оруденелых метасоматических тел в существенной степени зависят от морфологии интрузивных массивов, подвергшихся замещению.

Существенное влияние на форму и строение рудных тел могут оказать и другие факторы: а) тектоническая обстановка в период развития метасоматоза; б) первичная механическая неоднородность пород массивов, связанная с наличием нескольких интрузивных фаз или фаций, наличием даек жильных пород, ксенолитов вмещающих пород, интрузивных брекчий и милонитов; в) неравномерность проявления разновременных этапов и стадий метасоматоза в разных частях интрузивных тел и др.

В целом морфология оруденелых метасоматических тел характеризуется следующими чертами: обычно — это массивные тела неправильной формы, вытянутые в направлении контролирующих разломов или контактов интрузивных тел и вмещающих пород. Площадь рудоносных тел изменяется от нескольких сот квадратных метров до $1-2 \text{ км}^2$. Характер контактов рудоносных тел с вмещающими породами в известной мере зависит от состава последних. При вмещающих породах кислого алюмосиликатного состава (гнейсы, граниты, песчаники, глинистые сланцы) контакты обычно нерезкие, так как вмещающие породы также подвергаются изменению, подобно интрузивным, но менее интенсивно. В основных, железо-магнезиальных и карбонатных породах контакты обычно более резкие; вмещающие породы на контактах подвергаются лишь флюоритизации и ослюдению в зоне мощностью до нескольких десятков метров.

Общей закономерностью метасоматических процессов как в глубинных, так и в гипабиссальных условиях при различной активности щелочей на магматической стадии является даль-

нейшее развитие их в направлении понижающейся активности сильных щелочей и возрастающей активности кислотных компонентов. Это отчетливо проявляется в последовательной смене минеральных парагенезисов.

Наиболее часто намечается следующая последовательность в развитии метасоматических процессов: 1) калиевый этап (микроклинизация); 2) натриевый этап (альбитизация, образование железо-натриевых пироксенов и амфиболов); 3) железо-литиевый этап (образование разнообразных железистых слюд часто литиевых и литийсодержащих, а также магнетита); 4) кремниевый этап (грейзенизация, окварцевание); 5) фтор-углекислый этап (карбонатизация, образование карбонатных, флюоритовых, криолитовых и других прожилков).

Далеко не во всех месторождениях эта последовательность выдерживается в полной мере. В зависимости от состава исходных пород и степени их щелочности изменяется относительная роль тех или иных постмагматических процессов. Например, в месторождениях, связанных с нефелиновыми сиенитами и щелочными гранитами, явления альбитизации резко преобладают над другими процессами метасоматоза; иногда широким развитием также пользуется карбонатизация. Напротив, в субщелочных гранитоидах альбитизация проявлена слабее, но более широкое развитие получает микроклинизация, образование литиевых слюд, грейзенизация, окварцевание и др.

На некоторых месторождениях имеют место различные отклонения от обычного направления развития процессов, что связано с теми или иными специфическими геолого-структурными условиями их формирования, глубиной эрозионного среза, составом вмещающих пород и т. д. В частности, состав вмещающих пород, при развитии по ним метасоматического замещения, оказывает весьма существенное влияние на направление метасоматического процесса и состав возникающих метасоматитов, а также на геохимические особенности и состав редкометального оруденения. Это особенно наглядно проявляется при неоднородном составе вмещающих пород в пределах единого поля метасоматоза. Так, И. И. Куприянова [60], Б. М. Роненсон [82] и другие показали, что в кислых алюмосиликатных породах наиболее интенсивно проявляется альбитизация с подчиненным развитием других процессов. В основных алюмосиликатных породах альбитизация проявлена слабее и более характерны процессы карбонатизации и биотитизации; во вмещающих карбонатных породах характерно образование флогопита, биотита, апатита и флюорита. Таким образом, альбитизация является характерным процессом, определяющим специфику метасоматоза для рассматриваемых месторождений в целом, но не единственным и не всегда ведущим процессом.

Для заключительных этапов метасоматического процесса нередко характерно проявление прожилков микроклина, альби-

та, натролита и других цеолитов, а в месторождениях, связанных с нефелиновыми сиенитами, — анальцима, содалита, канкринита, цеолитов, фиксирующих проявление поздних щелочных этапов эволюции гидротермальных растворов.

Возникающие в результате перечисленных процессов замещения породы имеют сложный и неоднородный состав. Он зависит кроме упомянутых выше причин, обуславливающих основное течение процессов метасоматоза, также от полноты проявления разных этапов процесса, от структурно-тектонических факторов, текстурных особенностей замещенных пород и т. д. Характерной особенностью многих разновидностей пород является невыровненность минеральных парагенезисов и многофазовый минеральный состав. Моно- и биминеральные разности типа микроклинитов, альбититов, слюдитов, микроклин-альбитовых, кварц-альбитовых и других пород слагают пространственно-ограниченные зоны среди метасоматитов более сложного состава.

Альбититы наиболее широко распространены в образованиях, приуроченных к породам высокой щелочности (нефелиновым сиенитам и щелочным гранитам) и развивающихся в среде кислых алюмосиликатных пород (материнских или вмещающих гранитах и сиенитах, либо вмещающих гнейсах, сланцах, песчаниках и др.).

В подчиненном количестве в составе альбититов могут присутствовать микроклин, нефелин, щелочные амфиболы или пироксены, слюды, кварц и другие минералы, а также различные минералы редких элементов.

В этих же условиях метасоматиты, приуроченные к субщелочным гранитоидам, обычно имеют более сложный состав, в среднем приближающийся к составу гранитов. Главными минералами, присутствующими в различных количественных соотношениях, здесь являются альбит, микроклин, кварц. Менее постоянными являются темноцветные минералы, представленные слюдами ряда биотита — лепидолита или мусковита — фенгита и железо-натриевыми амфиболами и пироксенами. Последние обычно появляются в приразломных зонах, очевидно обладающих повышенным потенциалом кислорода и более высокой подвижностью глинозема. Разновидности пород с преобладающим развитием биотита, флогопита, карбонатов или флюорита, образующиеся при метасоматическом замещении основных или карбонатных пород, развиты локально, обычно на флангах тел отмеченного выше состава.

Метасоматические породы в значительной степени наследуют текстурно-структурные особенности замещенных пород; они сохраняют гнейсовидные, полосчатые текстуры при образовании метасоматитов по слоистым осадочно-метаморфическим толщам и массивные — при замещении ими интрузивных пород. В некоторых случаях в метасоматитах возникают вторич-

ные директивные текстуры, при закономерной плоскостной ориентировке темноцветных минералов (слюды, рибекита и др.) вдоль определенных систем трещиноватости пород.

В целом в составе метасоматических пород данного типа установлено не менее 200 минералов и их разновидностей, главные из которых приведены в табл. 19. Из них лишь 40—50 минералов постоянно присутствует в составе метасоматических пород большинства месторождений. Остальные минералы встречаются спорадически либо только в определенных типах месторождений.

Среди минералов редких земель наиболее распространены редкоземельные тантало-ниобаты (фергусонит, приорит, эвксенит, эшинит, линдокит, редкоземельный пирохлор и плюмбопирохлор, самарскит, в ряде месторождений — редкоземельные фосфаты (ксенотим, монацит), фторкарбонаты (бастнезит, паризит) и фториды (гагаринит). Иногда существенную роль играют редкоземельные силикаты и силико-фосфаты (ортит, чевкинит, иттриалит, таленит, гадолинит, бритолит и минералы его группы и др.).

Редкоземельные элементы в значительном количестве (до 2—3% и более) входят также в состав таких минералов, как малакон, торит, некоторые цирконо-титано-силикаты и др. Торий находится в составе минералов группы торита (торит, ферриторит, ураноторит) и малакона, а также в качестве изоморфной примеси рассеян по многим редкометальным минералам. Среди других минералов редких элементов весьма характерно постоянное присутствие циркона-малакона, кубических и ромбических тантало-ниобатов.

Характерными минералами метасоматитов данного типа являются железо-натриевые амфиболы и пироксены, литиевые слюды, флюорит, криолит, томсенолит и гагаринит, а также перечисленные выше минералы редких элементов. Еще более характерны типоморфные ассоциации некоторых минералов в составе продуктивных пород, например щелочных амфиболов и пироксенов с литиевыми слюдами, титано-тантало-ниобатов и редкоземельных карбонатов с сульфидами цветных металлов и др.

Ассоциации минералов редких элементов обычно изменяются в зависимости от состава минеральных парагенезисов вмещающих их метасоматических пород. Так, для альбититов и других метасоматитов, связанных с нефелиновыми сиенитами, наиболее характерно присутствие редкоземельного пирохлора, реже эшинита или линдокита, а также редкоземельных фосфатов, силико-фосфатов и фторкарбонатов, ассоциирующих с малаконом, в некоторых случаях с титано-цирконо-силикатами и сульфидами. В поздних, окварцованных разностях этих метасоматитов иногда появляется фергусонит и изредка колумбит.

Минералы метасоматических пород альбититового типа

Главные	Второстепенные	Редкометалльные
Альбит, микроклин, кварц, рибекит, арфведсонит, гастингсит, эгирин, эгирин-авгит, биотит, флогопит (э), протолитионит-циннвальдит-лепидолит-полилитионит, мусковит-фенгит, кальцит, доломит, анкерит, сидерит, флюорит, криолит (к)	Нефелин (щ), канкринит (щ), содалит (щ), анальцим, цеолиты, анортотлаз, скаполит (э), серицит, хлорит, гидрослюда, каолинит, стильпномелан, эпидот, цоизит, актинолит, апатит, магнетит, титаномагнетит, гематит, иоцит (к), ильменит, пиррофанит, ильменорутил, рутил, анатаз, брукит, шпинель, яковсит, пиролюзит (к), сфен, пахнолит, томсенолит (к), прозопит, геарксутит, ральстонит, веберит, нейборит, топаз, турмалин (к), гранат (э), галенит, сфалерит, пирит, висмутин (к), марказит, халькопирит, молибденит, арсенипирит, касситерит (к), вольфрамит (к), шеелит (к), самородный мышьяк, самородный висмут, барит (к), лимонит, малахит, вульфенит и др.	Фергусонит, приорит, эвксенит, эцинит (щ), торозинит (щ), линдокит (щ), самарскит, TR-пироклор, гатчеттолит, плюмбопироклор, ферсмит, бетафит (щ), плюмбобетафит (щ), перовскит (щ), давидит (щ), колумбит (к), итротанталит (к), стрюверит (к), ильменорутил, ксенотим, монацит, рабдофанит, бастнезит, синхизит, бербанкит, паризит, гагаринит (к), иттрофлюорит (к), флюоцерит, ортит, иттроортит (к), чевкинит, перрьерит, гадолинит, церит, ниобиевый сфен, таленит (к), иттриалит (к), бритолит, алюмобритолит, меланоцерит, абукумалит (к), циркон, малакон, торит, ферриторит, хуттонит, торинит, ураноторианит, уранит (к), урановые черни (к), браннерит (к), берилл (к, э), фенакит (э), бертрандит (э), бавенит (э), гентгельвин (э), лейкофан-мелинофан (э), хризоберилл (э), гелвин-даналит (э), барилит (э), эвдиалит (щ), ловенит (щ), велерит (щ), эльпидит, Ti-эльпидит, катаплеит (щ), тернебомит (щ), сейдозерит (щ), розенбушит (щ), ловозерит (щ), власовит (щ), TR-мизерит (щ), ринкит-ринколит (щ), астротиллит-лампрофиллит, бафертсит, амблигонит (э, к) и др.

Примечание. щ—минералы, встречающиеся только в ассоциации с нефелиновыми сиенитами; к—минералы, встречающиеся только в ассоциации с гранитоидами; э—минералы околородных метасоматически измененных пород.

В ассоциации с щелочными и субщелочными гранитоидами возникают кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты с железо-натриевыми силикатами или слюдами, среди которых наиболее широко развиты фергусонит, приорит и редкоземельный пирохлор. Они ассоциируют с малаконом, часто содержащим редкие земли, и с другими редкоземельными минералами из классов фосфатов, фторкарбонатов, фторидов и силикатов, а также с торитом, иногда касситеритом и сульфидами.

Характерной особенностью метасоматитов этого типа является обычная приуроченность редкоземельных тантало-ниобатов к минеральным парагенезисам с железо-натриевыми силикатами. При замещении последних слюдами в возникающих биотитовых, циннвальдитовых и других метасоматических образованиях редкоземельные тантало-ниобаты замещаются колумбитом. По мере развития процесса метасоматоза вместе с парагенезисами порообразующих минералов изменяются ассоциации редкометалльных минералов, а также состав и свойства сквозных минералов переменного состава, таких, как малакон, пирохлоры и др.

Для экзоконтактовых ореолов метасоматических тел нередко характерно появление бериллиевой минерализации. При карбонатном составе вмещающих пород они представлены фенакитом и берtrandитом, концентрирующимися в участках флюоритизации пород. В биотитизированных и карбонатизированных алюмосиликатных породах более обычны гадолинит, берилл, хризоберилл, иногда гентгельвин.

Главные рудные этапы метасоматического процесса связаны с процессами альбитизации, образования литиевых слюд и грейзенизации, реже карбонатизации (для нефелиновых сиенитов) и окварцевания (в гранитоидах).

Распределение редкоземельных и ториевых минералов в метасоматических породах каждого типа обычно относительно равномерное, в виде рассеянной вкрапленности мелких зерен размером в десятые — сотые доли миллиметра, реже — до нескольких миллиметров. Минералы поздних ассоциаций, связанные с сетчато-прожилковым развитием флюорита, криолита, карбонатов, литиевых слюд и других, имеют штокверковое распределение. Пространственное размещение таких штокверков в пределах метасоматических тел обычно подчиняется структурному контролю определенными системами разрывных нарушений. В этих случаях качественно и по содержанию полезных компонентов руды разных частей метасоматического тела могут заметно варьировать по степени минерализации.

Содержание полезных компонентов зависит от нескольких факторов, прежде всего от степени метасоматического изменения в ту или иную стадию процесса, интенсивности трещиноватости пород, условий залегания, в частности крутизны падения трещин и поверхностей контактов массивов (в случае при-

уроченности метасоматоза и оруденения к их эндоконтактным участкам), степени неоднородности замещаемых пород и частоты их перемежаемости и т. д.

Распределение полезных компонентов в пределах оруденелых тел метасоматитов связано также с закономерным зональным их строением. Эта зональность может быть вертикальной и горизонтальной и определяется главным образом следующими причинами: а) последовательным замещением метасоматитами поздних этапов более ранних метасоматических образований; б) развитием метасоматической зональности на площадях проявления метасоматитов определенных этапов; в) характером и временем проявления внутриминерализованных тектонических подвижек. Различные сочетания перечисленных факторов в определенных эрозионных срезах месторождений могут обусловить различную последовательность смены зон того или иного минерального состава в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Различия в содержаниях полезных компонентов и нередко в вещественном составе руд в пределах единых метасоматических образований делают необходимым оконтуривание рудных тел по заданным кондициям бортового содержания. В зависимости от геологических условий формирования месторождений оконтуренные по принятым бортовым содержаниям рудные тела имеют неправильную более или менее изометричную либо удлиненную, пластообразную или линзовидную формы. Поскольку при расчете кондиций учитываются и горнотехнические условия эксплуатации, обычно удается оконтуривать промышленно-ценные руды в пределах достаточно мощных и протяженных тел и рудных зон, удобных для разработки открытым способом.

В вертикальном направлении метасоматические преобразования и редкометальное оруденение обычно выдерживаются на значительную глубину, соизмеримую с масштабами горизонтального развития метасоматоза или даже большую. Для небольших тел — это десятки метров, для крупных — многие сотни метров.

Многообразие минеральных видов редких элементов в рассматриваемых месторождениях делает столь же неоднородными технологические свойства руд. Обычно эти месторождения отличаются комплексным составом редкометальных руд, которые, кроме редкоземельных элементов и тория, содержат в промышленных концентрациях либо в качестве попутных компонентов ниобий, тантал, цирконий (и гафний), уран, бериллий, литий, олово, молибден, свинец, цинк, флюорит, криолит, керамическое сырье.

Не всегда редкие земли и торий являются главными полезными компонентами таких руд; обычно по количеству они уступают цирконию, ниобию и танталу. В частности, в место-

рождениях гранитоидного ряда по мере уменьшения щелочности материнских магматических пород содержание редких земель и тория закономерно уменьшается, а относительное содержание тантала (по сравнению с ниобием) возрастает. В связи с этим крайние (менее щелочные) члены альбититовых месторождений (ряда гранитоидов) практически не содержат редких земель и тория и являются собственно танталовыми месторождениями.

Ведущими продуктивными редкометальными минералами в месторождениях, связанных с нефелиновыми сиенитами, являются редкоземельный пирохлор и малакон, накапливающиеся в ниобиевом и циркониевом концентратах. При металлургической переработке концентратов возможно попутное получение редких земель, преимущественно цериевой группы. Кроме того, при обогащении руд возможно попутное извлечение торита и ряда редкоземельных минералов — эшинита, бритолита и других. По масштабам — это средние месторождения с небольшим содержанием редких земель и тория в рудах.

В месторождениях, связанных с щелочными гранитоидами, редкоземельные элементы иногда являются преобладающими полезными компонентами руд. Их характерной и важной особенностью обычно является существенно комплексный иттриевый состав редких земель. Главными продуктивными минералами руд являются фергусонит, приорит, редкоземельный пирохлор, а также содержащий редкие земли и торий малакон. Попутно из руд могут извлекаться торий, уран, ниобий и тантал. Месторождения эти средние или небольшие по масштабам, но с очень высоким содержанием полезных компонентов (несколько процентов). Они могут представлять большой практический интерес как месторождения иттриевых редких земель (в том числе тулия, европия и др.).

В месторождениях, ассоциирующихся с субщелочными гранитоидами, главными продуктивными редкометальными минералами являются минералы группы пирохлора-гатчеттолита с высоким содержанием редких земель, редкоземельный плюмбопирохлор, фергусонит, самарскит, малакон, а в слюдяных разновидностях рудных метасоматитов — также колумбит (итротанталит, стрюверит) и колумбитизированные пирохлор и фергусонит. Ведущее положение здесь приобретает тантал, а редкие земли и торий, как и ниобий, цирконий, уран, олово и другие компоненты, являются попутными. При обогащении руд и дальнейшей переработке концентратов возможно попутное извлечение редкоземельных элементов и тория, в значительной части находящихся в концентрате тантало-ниобиевых минералов, а также извлечение их из концентратов таких минералов, как гагаринит, иттрофлюорит, монацит, ксенотим, торит, ферриторит и др.

Месторождения рассмотренного типа достигают крупных размеров по запасам руд и являются перспективным промышленным типом тантало-ниобиевых месторождений, а также редких земель и тория, несмотря на то что содержание последних в рудах невелико — обычно не более первых десятых долей процента для редких земель и нескольких сотых долей процента для тория. Редкие земли имеют комплексный состав, близкий к составу редких земель в месторождениях предыдущей группы.

Состав редких земель в месторождениях описываемого типа имеет не только практическое, но и генетическое значение. Сопоставление составов редкоземельных элементов главных месторождений данного типа показывает, что каждый из выделенных генетических типов обладает определенными специфическими особенностями. Месторождения, приуроченные к нефелиновым и щелочным сиенитам, характеризуются резким преобладанием редкоземельных элементов цериевой, точнее, лантан-неодимовой группы. На треугольной диаграмме составов редкоземельных элементов [21] все фигуративные точки месторождений этой группы занимают компактное поле в нижнем левом (лантан-неодимовом) углу (рис. 44). Более значительным разнообразием составов редких земель характеризуются месторождения, ассоциирующиеся с щелочными и субщелочными гранитоидами. В целом для них характерен комплексный состав редких земель, но отмечается его вариации в зависимости от геологических условий локализации оруденения. Особенно значительная дифференциация редкоземельных элементов присуща месторождениям, связанным с щелочными гранитоидами, где состав редкоземельных элементов резко изменяется нередко в пределах одного месторождения и зависит от состава замещаемых и вмещающих пород, положения сходных минеральных парагенезисов в разрезе метасоматических колонок, морфологических типов метасоматических образований.

Вследствие такой дифференциации редкоземельных элементов фигуративные точки составов редких земель этих месторождений образуют на диаграмме полосу от ее нижнего левого (лантан-неодимового) угла к центру. При этом состав редких земель месторождений, связанных с щелочными гранитоидами, по сравнению с составом редких земель в месторождениях субщелочного гранитоидного ряда, несколько смещен в сторону элементов самарий-гольмиевой группы.

Соответственно с вариациями состава редкоземельных элементов изменяется содержание иттрия. Если в метасоматитах, связанных с нефелиновыми сиенитами, относительное содержание иттрия (к сумме редких земель и иттрия) составляет обычно не более 5—10%, то в месторождениях гранитоидного ряда оно редко бывает ниже 40—50%.

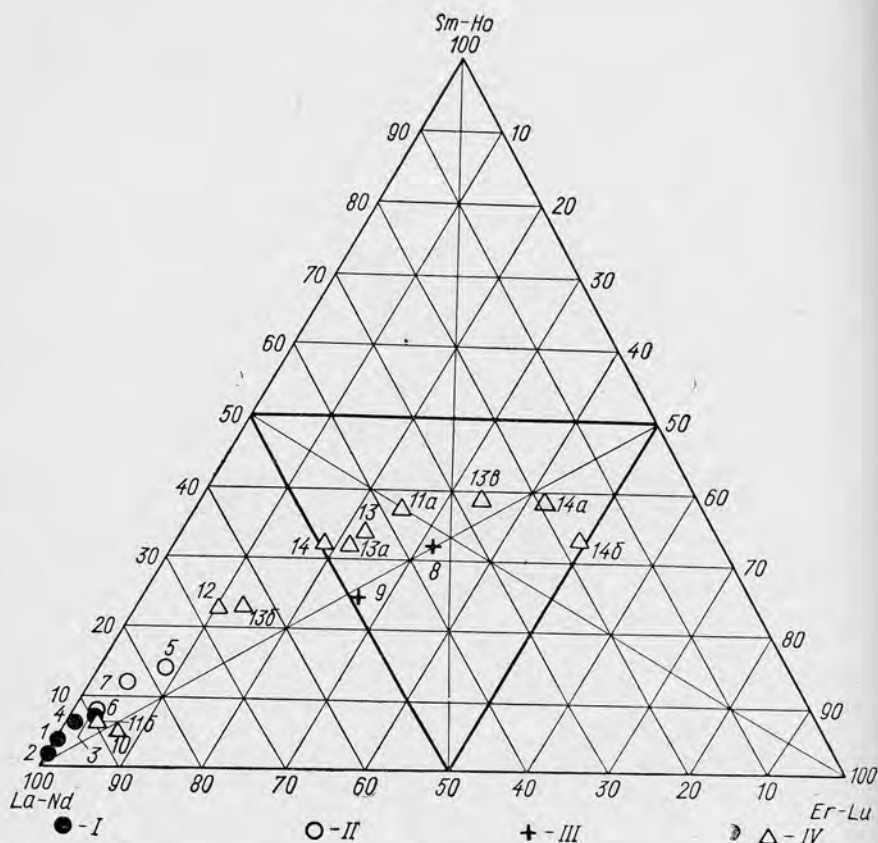


Рис. 44. Диаграмма состава редко земель в месторождениях альбититовой формации (сумма редко земель — 100%):

I — месторождения, связанные с нефелиновыми сиенитами: 1 — в зонах глубинной гранитизации — сиенитизации, среди вулканогенно-осадочных пород; 2 — приуроченные к глубинным интрузивам, среди метаморфических пород; 3 — приуроченные к интрузивам малых глубин, среди карбонатных пород; 4 — приуроченные к интрузивам средних глубин, среди карбонатных пород, метаморфических сланцев и габброидов; II — месторождения, связанные с субщелочными и щелочными сиенитами: 5 — приуроченные к интрузивам средних и малых глубин, среди карбонатных пород и метаморфических сланцев; 6 — то же, среди метаморфических сланцев; 7 — то же, среди осадочно-метаморфических и интрузивных пород различного состава; III — месторождения, связанные с субщелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами: 8 — в зонах глубинной гранитизации, среди метаморфических сланцев; 9 — приуроченные к интрузивам средних глубин, среди карбонатных пород; IV — месторождения, связанные с щелочными гранитами: 10 — приуроченные к зонам глубинной гранитизации среди толщ гнейсов; 11 — приуроченные к глубинным интрузивам, среди кислых и основных пород (11a — рудные тела среди кислых пород — гранитов, гнейсов, 11б — рудные тела среди основных пород — габбро, анортозитов, амфиболитов); 12, 13 — приуроченные к интрузивам средних и малых глубин (12 — среди разнообразных метаморфических и интрузивных пород; 13 — среди основных интрузивных пород — среднего состава, 13a — поверхность рудного тела, 13б — нижняя часть рудного тела, 13в — метасоматические жилы); 14 — приуроченные к интрузивам малых глубин среди вулканогенно-осадочных пород — среднее по главному телу (14a — экзоконтакт рудного тела, среди метасоматически измененных вмещающих пород, 14б — метасоматические жилы).

Изменяется также в оруденелых метасоматических породах разных типов месторождений величина ториево-уранового отношения, которая закономерно возрастает в образованиях более высокой степени щелочности. Подобным же образом происходит изменение ряда других индикаторных отношений редких элементов, наиболее характерные из которых показаны на табл. 18.

Кратко охарактеризованные выше главнейшие особенности строения и состава редкометальных альбититовых месторождений с редкоземельной и ториевой минерализацией в последующем изложении рассмотрены более подробно на примере конкретных месторождений.

2. ТОРИЕВО-ТАНТАЛО-ЦИРКОНиеВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ториево-тантало-циркониево-редкоземельные месторождения обнаруживают пространственную и генетическую связь со щелочными гранитами.

В качестве примера ниже приводится обобщенная характеристика одного из наиболее типичных месторождений этой серии (использованы данные Н. Е. Костина, Е. А. Петровой, Г. А. Сидоренко и Н. В. Скоробогатовой [52, 53]).

Рассматриваемое месторождение расположено в каледонской складчатой области, обрамляющей докембрийскую платформу. Оно приурочено к зоне сочленения выступа докембрийского фундамента, расположенного в ядре антиклинория с дислоцированными толщами нижнего палеозоя. Зона сочленения характеризуется широким развитием вдоль нее мощных глубинных разломов, которые являлись магмовыводящими каналами при внедрении среднепалеозойских гранитоидных и щелочных магм.

Для района характерно развитие трех структурных этажей. Образования нижнего структурного этажа представлены глубоко метаморфизованными и интенсивно дислоцированными кристаллическими сланцами, гнейсами и графитистыми кристаллическими известняками протерозоя, которые получили развитие только в северной части района за пределами участка месторождения. К среднему структурному этажу относятся карбонатно-сланцевые отложения синия и вулканогенные образования нижнего и среднего кембрия.

Образования верхнего этажа сохранились главным образом в грабенах. Они представлены эффузивами и песчаниками красноватой фации среднего девона.

Чрезвычайно широко развитые в районе интрузивные породы представлены следующими комплексами:

- 1) докембрийский комплекс двуслюдяных гранитов;
- 2) нижнепалеозойский комплекс плагиогранитов, гранодиоритов и габбро;

3) среднепалеозойский комплекс лейкокатовых биотитовых гранитов и щелочных пород.

Граниты докембрийского комплекса пользуются ограниченным распространением и известны лишь за пределами участка месторождения. Наиболее широко развиты породы двух более поздних комплексов. Среди сложнодифференцированного нижнепалеозойского комплекса выделяются крупные батолитоподобные тела плагиогранитов-тоналитов и более мелкие тела диоритов и габбро.

Формирование многофазного среднепалеозойского комплекса происходило в следующей последовательности:

- а) внедрение лейкокатовых биотитовых гранитов,
- б) образование биотит-амфиболовых и биотит-пироксеновых щелочных и нефелиновых сиенитов;
- в) внедрение щелочных эгирин-рибекитовых гранитов и граносиенитов.

Наиболее широко распространены лейкокатовые граниты. Щелочные породы, представленные главным образом щелочными сиенитами, слагают небольшие обособленные тела. Их прорывают мелкие штоки и дайки щелочных гранитов и граносиенитов, которые, видимо, представляют дополнительную фазу интрузии щелочных пород.

В районе месторождения интрузивные породы развиты настолько широко, что осадочно-метаморфические отложения сохраняются среди них лишь в виде небольших останцев, ксенолитов или в грабенах. В связи с этим геологическая структура района определяется главным образом разрывными нарушениями. Район представляет собой своего рода мозаику отдельных тектонических блоков, в основном интрузивных пород, смещенных преимущественно в вертикальном направлении по крупадающим разломам.

Движения по основной зоне разломов широтного направления происходили многократно, о чем свидетельствует связь с ними разновозрастных магматических и постмагматических образований, начиная от нижнепалеозойских интрузивов до излияний четвертичных базальтов. Тектонические подвижки имели место также и в период формирования самого месторождения. Многократные подвижки по густой сети разломов привели к возникновению среди интрузивных пород интенсивной трещиноватости, которая нередко переходит в зоны брекчирования и милонитизации.

Рудное тело описываемого месторождения приурочено к небольшому куполовидному, вытянутому в широтном направлении выступу интрузивного тела щелочных пород, расположенному под кровлей габброидов и диоритов нижнепалеозойского интрузивного комплекса (рис. 45). Выступ расположен в зоне дизъюнктивного нарушения, оперяющего главную зону разломов. Подвижки по этому нарушению происходили и после фор-

мирования интрузивного массива и рудного процесса, что привело к значительным относительным смещениям разных участков рудного тела.

Образование редкометального оруденения тесно связано с процессом постмагматического метасоматического преобразования пород этого куполовидного выступа, сложенного щелочными сиенитами и прорывающими их щелочными эгирин-рибекитовыми гранитами. Метасоматические преобразования выражаются в альбитизации и других сопутствующих метасоматических процессах, широко развитых в щелочных породах района. Наличие в щелочных породах зон дробления вдоль разломов и экранирование их плотными габброидами и диоритами обусловило интенсивное развитие метасоматических процессов в сравнительно ограниченном объеме щелочных пород и локализацию в них ториево-редкометального оруденения.

В пределах рудного тела метасоматоз проявлен чрезвычайно интенсивно. Все же во многих случаях, особенно в нижней его части, в породах сохраняются реликтовые минералы (полевые шпаты и кварц) подвергшихся замещению щелочных сиенитов и гранитов. В основной же своей массе породы рудного тела являются метасоматическими.

Развитие процессов метасоматического замещения в главных чертах повторяет основные особенности метасоматического процесса на других месторождениях подобного типа. Схема развития этого процесса по Н. Е. Костину и Е. А. Петровой [52] приведена в табл. 20.

Таблица 20

Схема этапов и стадий минералообразования (по Н. Е. Костину и др.)

Этап	Стадия	Главные минералы	Наиболее характерные рудные минералы	Второстепенные минералы
Калиевый метасоматоз (микроклинизация)		Микроклин, протолитионит, альбит		
Натриевый метасоматоз (альбитизация)	Малакон-приоритовая	Альбит I, рибекит, малакон, полилитионит, ильменит, микроклин	Гадолинит, приорит	Фергусонит ксенотим
	Эгирин-фергусонитовая	Альбит II, рибекит, малакон, полилитионит, эгирин, магнетит, астрофиллит	Фергусонит	

Этап	Стадия	Главные минералы	Наиболее характерные рудные минералы	Второстепенные минералы
	Фергюсонитовая	Альбит III, рибекит, полилитинит	Фергюсонит, пироклор, редкоземельный карбонат	Флюорит
Гидротермальный (окварцевание)	Сульфидно-редкоземельная	Кварц, альбит, рибекит, приорит, малакон, ильменит, галенит, пирит, астронилит		
	Флюорит-карбонатная	Флюорит, сидерит, карбонат, апатит, цеолит	Ксенотим, титанонит	
	Сульфидно-мышьяковая	Кварц, карбонат, галенит, сфалерит	Самородный мышьяк	

Специфической особенностью данного месторождения является преобладающее развитие альбитизации, что является косвенным свидетельством высокой щелочности материнских интрузивных пород.

В составе метасоматических и метасоматически измененных пород участвует около 30 минералов (табл. 21). В зависимости

Таблица 21

Минеральный состав метасоматических пород

Главные минералы	Второстепенные минералы	Минералы редких элементов
Альбит, микроклин, рибекит, эгирин, протолитинит, полилитинит, астронилит, кварц	Топаз, апатит, сидерит, ильменит, гематит, магнетит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, самородный мышьяк	Малакон, торит, гадолинит, борсодержащий гадолинит, таленит, приорит, фергюсонит, редкоземельный пироклор, ксенотим, монацит, галаринит, бастнезит, урановые смолки и черни

от количественного соотношения породообразующих минералов и их разновидностей выделяются следующие главные типы пород: 1) альбититы: крупнозернистые, мелкозернистые, мелко-

зернистые кварцевые, микрозернистые; 2) микроклиниты; 3) альбитизированные и окварцованные сиениты и граниты. Кроме того, среди этих пород встречаются альбит-малакон-рибекитовые, кварц-малакон-рибекитовые, флюорит-карбонатные и другие жильные тела.

Преобладающее развитие имеют мелкозернистые альбититы и кварцевые альбититы, меньше — альбитизированные сиениты и граниты. Остальные породы пользуются ограниченным распространением. В составе большинства разновидностей пород кроме полевых шпатов и кварца в качестве породообразующих минералов принимают участие рибекит и эгирин, часто литиевые слюды (протолитионит и полилитионит), астрофиллит, малакон, иногда (в жильных телах — ильменит, сульфиды, тантало-ниобаты.

Минералы редких элементов представлены редкоземельными тантало-ниобатами (приорит, фергусонит, редкоземельный пироксид), фосфатами (ксенотим, монацит), силикатами (гадолинит, борогадолинит, таленит), фторкарбонатами (бастнезит), фторидами (гагаринит), малаконом, торитом. Формирование большинства из них связано с этапом альбитизации пород и лишь частично с поздним окварцеванием.

Минералы редких элементов образуют в метасоматических породах вкрапленность мелких зерен, а также находятся в составе тончайших альбитовых прожилков, образующих подобные штокверков.

Отмечается закономерная последовательная смена титано-тантало-ниобатов, сопровождающаяся замещением наиболее раннего приорита фергусонитом и фергусонита — пироксидом.

Изменения вмещающих рудное тело габбро-диоритов проявлены очень интенсивно, но на небольшую мощность. Они выражаются в образовании экзоконтактовой оторочки флюорит-биотитовых пород, ширина которой достигает нескольких десятков сантиметров. Далее эти изменения быстро затухают и сменяются явлениями эпидотизации, серицитизации и карбонатизации габбро-диоритов.

Рудами месторождения являются альбититы и альбитизированные сиениты и граниты, минерализованные титано-тантало-ниобатами и другими минералами редких элементов, т. е. практически продуктивным является почти все тело метасоматических пород за исключением узких эндоконтактовых оторочек слабо минерализованных микроклинитов и крупнозернистых альбититов (рис. 45).

Форма рудного тела довольно сложна, и конфигурация его меняется с глубиной. В целом — это вытянутое вдоль зоны разломов неправильное тело переменной длины и мощности, расширяющееся с глубиной. Сложная форма рудного тела, очевидно, обусловлена как неправильной формой куполовидного выступа щелочных сиенитов, так и последующими пострудны-

ми смещениями отдельных частей рудного тела по разрывным нарушениям.

Процессы метасоматического изменения пород и редкометальное оруденение прослежены на глубину в несколько сот

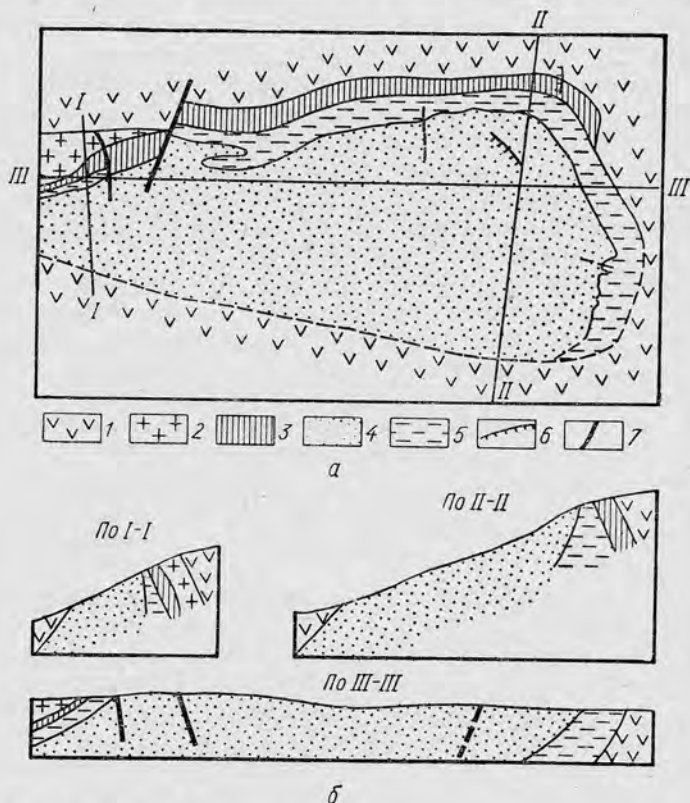


Рис. 45. Схема геологического строения месторождения (по В. Б. Александрову и Б. Н. Берману):

a — геологический план; *б* — разрезы через месторождение; 1 — габридные породы диоритового состава; 2 — щелочные сиениты, иногда с кварцем; 3 — крупнозернистые альбититы с рибекитом; 4 — мелкозернистые альбититы с малаконом, ферросилием, пироксеном, часто с реликтовым микроклином; 5 — мелкозернистые разгнейсованные кварцевые альбититы; 6 — альбит-малакон-рибекитовые жилы с пиритом; 7 — линии тектонических нарушений.

метров. Во внутреннем строении рудного тела отмечается зональность, проявляющаяся в наличии концентрических зон пород различного состава и изменении состава пород и оруденения с глубиной.

В схеме концентрическая зональность имеет следующий вид (см. рис. 45): в эндоконтактовой части тела располагается узкая прерывистая оторочка крупнозернистых микроклинитов, которая сменяется возникшими по микроклинитам крупнозер-

нистыми альбититами. Остальная, внутренняя часть рудного тела, составляющая 80% его площади, сложена мелкозернистыми альбититами. С глубиной доля мелкозернистых альбититов постепенно уменьшается и одновременно увеличивается степень окварцевания альбититов. Остальной объем нижних горизонтов рудного тела приходится на альбитизированные и окварцованные сиениты и граниты.

Таким образом, зональное строение рудного тела связано, во-первых, с более интенсивным проявлением ранних стадий метасоматоза в периферических и верхних частях тела, а поздних стадий — во внутренних и нижних его частях, во-вторых, с общим затуханием метасоматического процесса с глубиной. Особое положение занимают в рудном теле жильные тела. Наиболее протяженное из них, имеющее альбит-малакон-рибекитовый состав, прослеживается параллельно контакту основного рудного тела, в его эндоконтактной части и, по-видимому, связано с дуговидной трещиной.

Остальные жилы имеют меньшую мощность и протяженность и залегают во внутренних частях рудного тела.

Руды месторождений описываемого типа характеризуются довольно высоким содержанием полезных компонентов, к числу которых относятся редкие земли, ниобий, тантал, торий и цирконий. Наиболее высокие содержания обычно отмечаются для жильных тел.

Основная масса руд месторождений рассматриваемого типа, с которой связано не менее 90—95% запасов, как правило, представлена мелкозернистыми альбититами и альбитизированными сиенитами, окварцованными альбититами и гранитоидами. В них среднее содержание суммы редких земель, Nb_2O_5 и ThO_2 обычно снижено по сравнению с жильным типом в 5—8 раз, Ta_2O_5 — в два раза, а ZrO_2 — в 14—15 раз. С глубиной содержание полезных компонентов постепенно уменьшается.

Качественно составы всех типов руд сходны, и их технологические свойства весьма благоприятны.

При обогащении получается богатый коллективный тантало-ниобиевый концентрат, содержащий редкие земли, а также малаконовый концентрат с достаточно высоким содержанием тория и редких земель.

Состав редких земель описанного месторождения характеризуется резким преобладанием элементов иттриевой группы и иттрия.

Среднее отношение цериевых редких земель к иттриевым и иттрию составляет около 0,4, но оно непостоянно и постепенно увеличивается с глубиной. Наиболее богаты редкими землями иттриевой группы рудные жилы, где это отношение составляет 0,25. Особенно заметное обогащение редкими землями цериевой группы характерно для нижней части рудного тела, сложенной окварцованными альбититами с пироксеном.

Аналогичным образом меняется и индивидуальный состав редкоземельных элементов, как это видно из треугольной диаграммы (рис. 46), построенной по методу Л. С. Бородина и Д. А. Минеева [21].

Главная часть редкоземельных элементов руд (более 60%) концентрируется в составе фергюсонита, около 20% прихо-

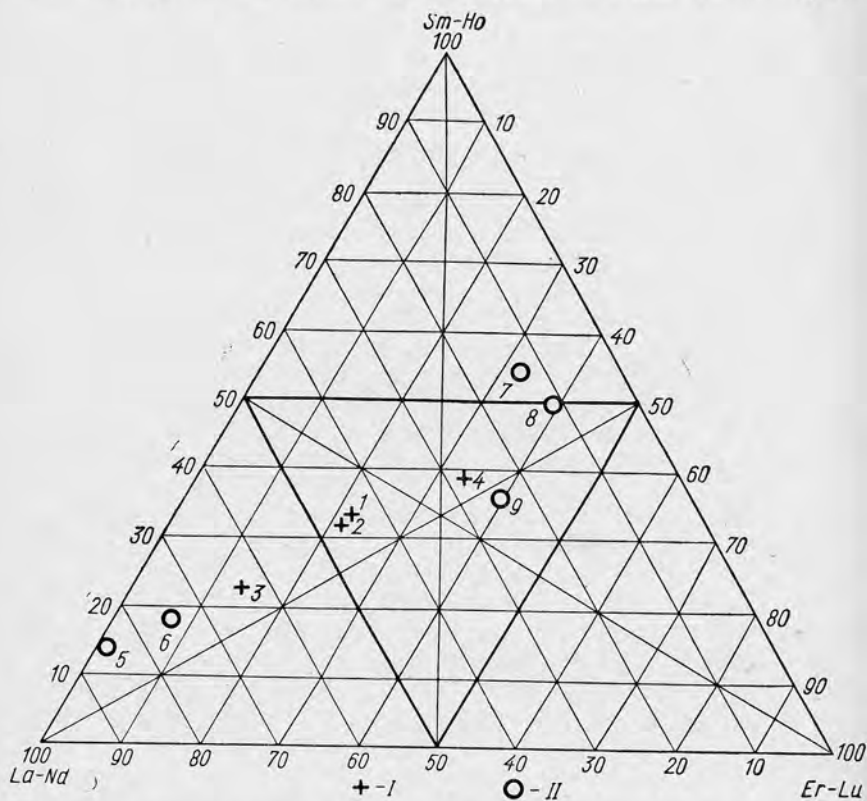


Рис. 46. Диаграмма состава редких земель в разных частях рудного тела и типоморфных минералах месторождения, связанного с щелочными гранитами: I — средний состав редких земель в рудах (1 — по всему рудному телу; 2 — по поверхности рудного тела; 3 — по нижней части рудного тела; 4 — в метасоматических жилах); II — состав редких земель в минералах (5, 6 — пироклор; 7 — приорит; 8 — фергюсонит; 9 — малакон).

дится на долю приорита и пироклора и 20% рассеивается в малаконе. На все остальные редкоземельные, а также породообразующие и второстепенные минералы приходится немногим более 1% суммарного содержания редкоземельных элементов.

Таким образом, состав редких земель в рудах определяется главным образом спектром редких земель в главных продуктивных минералах и количественными соотношениями послед-

них в рудах. В жильных телах преобладает приорит, в мелкозернистых альбититах — фергюсонит, а в окварцованных альбититах нижних горизонтов месторождения — пирохлор. Состав редких земель в минералах показан на диаграмме, на которой видно сходство состава редких земель в разных типах руд и заключенных в них редкоземельных минералах (см. рис. 46).

Характерной особенностью большинства минералов рассматриваемых месторождений с иттриевыми и комплексными составами редких земель является наличие в них диспрозиевого максимума.

По масштабам развития оруденения описываемые месторождения являются средними, но они отличаются высококачественными рудами и характеризуются высоким содержанием ряда ценных редкоземельных элементов иттриевой группы, в частности таких, как европий, тулий и др., а также содержат такие попутные компоненты, как тантал, ниобий, цирконий, гафний, торий, уран и др.

Основные генетические особенности описанного месторождения уже были кратко охарактеризованы выше. Следует подробнее остановиться лишь на некоторых вопросах генезиса.

В приведенном описании неоднократно подчеркивалась генетическая связь редкометального оруденения с щелочными эгирин-рибекитовыми гранитами. Доказательствами этой связи являются:

- 1) теснейшая пространственная связь оруденения с щелочными породами, развитие процесса оруденения по самим щелочным гранитам;

- 2) аналогия аутоматоматических изменений щелочных пород с процессами метасоматоза в рудной зоне;

- 3) повышенное содержание в щелочных гранитах ряда редких элементов, концентрирующихся в рудном теле (редкие земли, ниобий, цирконий и др.), и сходство индикаторных отношений редких элементов (Zr/Hf, Nb/Ta и др.).

В то же время небольшие объемы пород интрузивных тел щелочных гранитов, выходящих на поверхность, очевидно, не могли дать необходимой для формирования месторождения массы растворов и рудного вещества. В связи с этим формирование месторождения следует связывать с поступлением растворов из более глубоких источников — либо из нижних частей тела щелочных гранитов, предположительно более крупного, либо из какого-то общего для тех и других глубинного очага — и рассматривать в последнем случае отмеченную связь оруденения с щелочными гранитами как парагенетическую.

О глубине формирования месторождения можно судить лишь по косвенным геологическим и петрографическим признакам. К числу их относятся: 1) приуроченность месторождения к каледонской интрагеоантиклинальной зоне, подвергшейся ранее стабилизации и вследствие этого, по-видимому, сильное

денудированной к периоду ее среднепалеозойской активизации; 2) относительно небольшая мощность нижнепалеозойских осадочно-вулканогенных образований; 3) особенности структур магматических пород и контактовых изменений, присущих гипабиссальным интрузивам.

Возраст оруденения довольно достоверно устанавливается как среднепалеозойский. Материнские щелочные породы прорывают отложения кембрия и гранитоиды нижнепалеозойского комплекса и трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями, которые можно сопоставлять с развитой в прилегающих районах, фаунистически охарактеризованной свитой пород эйфельского яруса среднего девона. Абсолютный возраст редкометального оруденения, определенный в ГЕОХИ по некоторым радиоактивным минералам, составляет около 400 млн. лет, что также соответствует девону. Совпадение возраста интрузивных пород и оруденения являются еще одним свидетельством существования между ними генетической (или парагенетической) связи.

3. ТОРИЕВО-ЦИРКОНИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-НИОБИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рассматриваемое в качестве примера месторождение этого типа расположено в складчатой области, в породах среднего яруса среднего структурного этажа, в зоне сочленения докембрийско-каледонского антиклинория с герцинским синклинорием.

Геология района. В геологическом строении района месторождения принимают участие интенсивно дислоцированные осадочные и вулканогенно-осадочные породы среднего палеозоя, прорванные разновозрастными интрузивными породами различного состава.

В основании разреза здесь обнажаются средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники, кремнистые алевролиты и кварц-полевошпатовые слюдястые сланцы с прослоями известняков, порфириров и внутриформационных конгломератов. Мощность толщи около 400 м.

Эти породы с резким угловым несогласием перекрыты довольно мощной (более 700 м) вулканогенной толщей основного и кислого состава. Выше располагаются вулканогенные образования с базальными конгломератами в основании. Это в основном амфиболовые, реже пироксеновые андезитовые порфириды, переслаивающиеся с горизонтами туфов, песчаников, алевропесчаников, углисто-кремнистых сланцев и гравеллитов. Вверх по разрезу эти прослои полностью вытесняют вулканогенные породы. Мощность всей вулканогенно-осадочной толщи около 1100—1200 м.

В верхах разреза располагается согласно залегающая мощная (более 1700 м) осадочная толща, сложенная в основном полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями различных

сланцев, алевролитов, иногда туфов, туффитов, туфопесчаников и граувакк.

Интрузивные породы получили весьма широкое распространение; на их долю приходится не менее 40% площади района. Среди них в порядке возрастной последовательности от ранних к поздним выделяются следующие группы: 1) габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, диабазовые и диоритовые порфириды; 2) биотит-рогообманковые и биотитовые крупно- и среднезернистые граниты, сиениты и граносиениты; 3) малые интрузии плагиогранитов, гранодиоритов, субвулканических гранит-порфиров и фельзит-порфиров; 4) щелочные и субщелочные рибекит-биотитовые граниты и граносиениты; 5) дайковые тела субщелочных биотитовых гранитов; 6) мелкозернистые аплитовидные лейкократовые граниты; 7) дайки гранит-порфиров, гранофиов и гранит-аплитов.

Взгляды различных исследователей на возраст перечисленных групп интрузивных пород весьма противоречивы. Некоторые из них относят габбро-диориты, диориты и другие породы этого ряда к среднепалеозойскому субвулканическому комплексу, а все остальные — к верхнепалеозойскому.

Большинство геологов все интрузивные породы района рассматривают как верхнепалеозойские магматические образования. В то же время одни расчленяют их на три интрузивных комплекса с выделением соответствующих фаз, другие считают, что все они относятся к единому верхнепалеозойскому тектономагматическому комплексу, в пределах которого выделяются следующие пять фаз: 1) габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, спессартиты, диоритовые и диабазовые порфириды; 2) гранодиориты и граносиениты; 3) крупно- и среднезернистые биотитовые граниты с краевой фацией граносиенитов, гранодиоритов, субщелочных гранитов и граносиенитов; 4) мелкозернистые аплитовидные лейкократовые граниты; 5) жильные породы — гранит-порфиры, гранит-аплиты, кварцевые фельзит-порфиры, гранофиры, плагиоклазовые порфириды.

Особое место среди перечисленных пород занимают щелочные рибекитовые граниты, с которыми пространственно и генетически связано ториево-редкометальное оруденение. Большинство исследователей относят их к метасоматическим образованиям, некоторые связывают с внедрением щелочной магмы. По другим представлениям, среди щелочных гранитов района имеются как первичные интрузивные образования, так и метасоматические.

Зона сочленения докембрийско-каледонского антиклинория с герцинским синклинирем осложнена грандиозным глубинным разломом (I на рис. 47), который прослеживается в северо-западном направлении на протяжении сотен километров. Заложен он был еще в докембрии. В юго-западном блоке отме-

ченного глубинного разлома проходит прилегающий к нему под острым углом глубинный разлом второго порядка (II), прослеживаемый в запад-северо-западном направлении. Массивы щелочных гранитов и связанное с ними ториево-редкометальное оруденение располагаются в клиновидном блоке между отмеченными глубинными разломами.

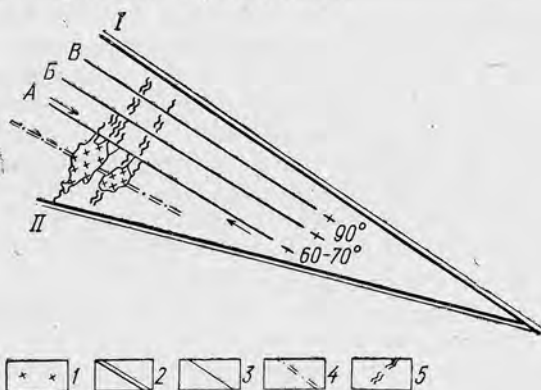


Рис. 47. Схема структурно-геологической позиции месторождения (по В. А. Белову и Л. М. Семи-враговой с изменениями авторов):

1 — щелочные граниты; 2 — глубинные разломы (I-II); 3 — сопряженные разломы (A, Б, В); 4 — ось антиклиналя; 5 — крупные трещины.

Породы, принимающие участие в строении рассматриваемого района, смяты в серию линейных складок, оси которых вытянуты в северо-западном направлении. Крылья складок имеют наклон в пределах 40—60°, иногда до 70°. Горные породы, слагающие клиновидный блок между глубинными разломами, существенно отличаются от других участков района своей значительно более интенсивной дислоцированностью.

Интенсивно дислоцированные породы района рассечены рядом продольных разломов северо-западного простирания, расчленяющих горные породы на ряд линейно вытянутых тектонических блоков. К таким разрывам нередко приурочены дайки основного состава первой фазы верхнепалеозойского комплекса. Помимо преобладающих продольных в районе получили развитие крупные тектонические разрывы северо-восточного и субмеридионального простирания. Вдоль них обычно прослеживаются протяженные (на десятки километров) полосы даек гранитоидов.

Геологическое строение месторождения. Непосредственно на площади месторождения развиты осадочные породы среднего палеозоя, слагающие верхнюю часть разреза района. Среди них преобладающим распространением пользуются средне- и

мелкозернистые песчаники, полимиктовые песчаники при подчиненной роли алевролитов, алевропесчаников и туфопесчаников. Еще реже отмечаются туффиты и известковистые сланцы.

Интрузивные породы месторождения. Интрузивные породы месторождения весьма разнообразны по возрасту и составу. Среди них преобладают гранитоиды третьей фазы верхнепалеозойского интрузивного комплекса; достаточно широко развиты породы жильной серии. Гранитоиды второй фазы имеют ограниченное распространение.

На площади месторождения обнажаются два сближенных сравнительно небольших массива щелочных гранитов, с которыми пространственно и генетически связано ториево-редкометальное оруденение. В горизонтальном срезе они имеют форму неправильных овалов, длинные оси которых вытянуты в северо-восточном направлении, вкрест простирания складчатых структур месторождения (см. рис. 47). От них отходит, главным образом в северо-восточном направлении, серия дайкообразных апофиз.

Северо-западный массив, занимающий большую площадь, получил название большого, а юго-восточный — малого купола. На сравнительно небольшой глубине они объединяются в единое интрузивное тело. Падение контактов большого и малого куполов в сторону вмещающих пород под углами в $15-50^\circ$. Западные, северо-западные и южные их контакты несколько круче восточных и северо-восточных. К северо-востоку контакт куполов вначале погружается под углом в $30-50^\circ$, а далее выполаживается почти до горизонтального.

Эрозией вскрыта апикальная верхняя часть массивов, о чем свидетельствуют останцы вмещающих пород кровли среди них. Большой купол вскрыт несколько глубже малого, причем юго-западное его окончание имеет наиболее глубокий срез.

Строение массивов — неоднородное. В пределах их выделяются следующие разности интрузивных пород: 1) граносиениты и гранодиориты; 2) среднезернистые порфиоровидные биотитовые и биотит-рибекитовые граниты; 3) рибекит-альбитовые граниты.

Граносиениты и гранодиориты отмечаются в виде незначительных останцов в юго-западной части большого купола. Они отчетливо пересекаются жильными телами рибекит-альбитовых гранитов. На контакте с ними они несут следы метасоматической переработки, выраженные в частичной или полной альбитизации плагиоклазов и замещении роговой обманки биотитом или рибекитом. Одновременно в породе появляется густая вкрапленность флюорита. Наиболее интенсивно переработанные граносиениты и гранодиориты наблюдаются на контакте с пегматоидными щелочными гранитами. В таких участках биотит этих пород замещается рибекитом и иногда эгирином. Мощность оторочки метасоматической переработки гранодио-

ритов и граносиенитов колеблется от нескольких сантиметров до первых метров.

Среднезернистые порфировидные биотитовые и биотит-рибекитовые граниты установлены в виде незначительных по площади останцов, среди среднезернистых рибекит-альбитовых гранитов, в наиболее эродированной юго-западной части большого купола. Они нередко пересекаются небольшими трещинными телами рибекит-альбитовых гранитов.

По внешнему виду это розовато- и красновато-серые порфировидного облика породы с порфировыми выделениями микроклина, реже кварца. Структура основной массы гранитов гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, пойкилито-кластическая. В строении их принимают участие микроклин (35—45%), кварц (25—35%), плагиоклаз (15—25%), биотит (5—7%), рибекит (0—5%). Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, апатитом, флюоритом и рудными минералами. С рибекит-альбитовыми щелочными гранитами эти породы образуют постепенные переходы.

Рибекит-альбитовые граниты составляют основную часть большого и малого массивов месторождения (см. рис. 47). По структурно-текстурным особенностям их расчленяют на мелкозернистые, среднезернистые и пегматоидные граниты. Наибольшее распространение имеют среднезернистые, иногда слабо порфировидные рибекит-альбитовые граниты. Они составляют всю юго-западную часть малого купола и основную часть большого.

Эти породы окрашены в светло-серый и серовато-белый цвет. Структура их гранобластовая, нематобластовая, гетеробластовая и порфиروبластовая. Первично-магматические гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры сохранились лишь в виде незначительных реликтов.

В сложении рассматриваемых гранитов принимают участие калиевый полевой шпат (25—40%), кварц (35—50%), плагиоклаз (20—30%), рибекит (0,5—15%), эгирин (0—4%). В незначительном количестве отмечаются астрофиллит, редко биотит, мусковит, арфведсонит. Среди акцессорных минералов установлены циркон, пироксен, рутил, флюорит, гагаринит, эльпидит и др.

Мелкозернистые щелочные граниты наблюдаются главным образом в периферических частях массивов щелочных гранитов. Наиболее широко они развиты в северо-восточной части малого купола, где они уходят под вмещающие породы. Выделяются мелкозернистые альбит-рибекитовые граниты зоны эндоконтакта и экзоконтактовой оторочки. Первые развиты по первичным интрузивным породам, вторые возникли за счет гранитизации вмещающих осадочных пород.

По внешнему облику обе разновидности гранитов почти ничем не отличаются друг от друга. Только повсеместное развитие среди гранитов экзоконтакта небольших останцов не

полностью переработанных вмещающих пород позволяет отличать их от гранитов зоны эндоконтакта. С другой стороны, микроскопическое изучение показало, что в гранитах экзоконтакта отсутствует микроклин-пертит и наблюдаются значительные колебания в количественных соотношениях минералов. За счет этого здесь выделяется ряд пород от эгирин-рибекит-альбитовых гранитов до эгириновых альбититов.

Пегматоидные рибекит-альбитовые граниты возникли за счет перекристаллизации средне- и мелкозернистых щелочных гранитов. Они получили развитие по периферии массивов, где слагают уплощенные миаролы, гнезда и линзовидные обособления, ориентированные главным образом параллельно плоскости контакта массивов. Микроскопически это грубозернистые породы, в состав которых входят микроклин (50—60%), кварц (20—35%), рибекит (до 15%), эгирин (0,4%). Среди них нередко обнаруживаются довольно крупные выделения циркона, малакона, пироклора, гагаринита, торита и других минералов. Структура породы гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, реже бластическая.

Приведенное описание показывает, что массивы щелочных гранитов месторождения имеют зональное строение. Более глубокие их горизонты сложены порфировидными биотитовыми гранитами, которые вверх и к периферии массивов, в горизонтальном проложении, постепенно сменяются среднезернистыми рибекит-альбитовыми гранитами. В зоне эндоконтактов массивов — в апикальной их части и в области пологих контактов получили развитие мелкозернистые рибекит-альбитовые граниты, опоясанные неравномерной по мощности полосой экзоконтакта, в пределах которой вмещающие породы нацело переработаны и превращены в типичные мелкозернистые щелочные граниты.

Породы жильной серии получили довольно широкое развитие на площади месторождения. Среди них выделяются дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, габбро-диоритов, гранит-аплитов, гранофилов, гранит-порфиров, фельзит-порфиров и пегматитов.

Дайки диабазовых и диоритовых порфиритов и габбро-диоритов отмечаются только среди осадочных пород месторождения. Представлены они послойными телами мощностью от долей метра до 3 м и протяженностью по простиранию от первых десятков метров до нескольких сот метров. Контакты их с вмещающими породами — резкие с характерной зоной закалки. По времени образования рассматриваемые дайки являются наиболее ранними магматическими породами месторождения. На контакте со щелочными гранитами они несут отчетливые следы метасоматической переработки, выраженные в интенсивной их флюоритизации, альбитизации плагиоклазов и в развитии биотита, реже рибекита по пироксену и роговой обманке.

Гранит-аплиты, гранофиры, гранит-порфиры условно объединяются в пятую жильную фазу верхнепалеозойского интрузивного комплекса. Эти породы слагают серию протяженных (до 2—3 км и более) даек северо-восточного простирания мощностью от 1—2 до 4—5 м. Залегают они среди осадочных пород месторождения к северо-востоку от большого и малого массива.

Пегматитовые жилы широко представлены на месторождении. Они залегают главным образом в пределах массивов щелочных гранитов, особенно среди пород большого купола, значительно реже обнаруживаются во вмещающих породах. Это сравнительно небольшие жилообразные тела мощностью от 20—30 см до 1—1,5 м и протяженностью по простиранию от первых десятков метров до 150—300 м. Простирание их в большинстве случаев северо-западное и субширотное, реже северо-восточное; угол падения в гранитах 15—30°, во вмещающих породах близок к вертикальному.

В строении жил принимают участие грубозернистые агрегаты кварца и микроклина с крупными кристаллами рибекита, астрофиллита и эгирина. Значительно реже встречаются зональные пегматитовые тела с кварцевым ядром в центре, окаймляющей его зоной грубозернистого кварц-микроклинового агрегата и маломощной оторочкой мелкозернистых аплитовидных гранитов у зальбандов.

В зависимости от состава редкометальных минералов выделяются следующие типы пегматитов: 1) циркон-пироксеновые с редкоземельной минерализацией и торитом (имеют максимальное распространение); 2) циркон-рутил-ильменитовые; 3) гагарицит-бастнезит-монацитовые; 4) циркон-торит-монацитовые; 5) цитролит-ильменит-колумбитовые; 6) торит-фергусонит-ксенотим-миларитовые с берtrandитом и другими минералами.

Биотитовые граниты по своему петрохимическому составу относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом и богатыми щелочами, особенно натрием. Для них характерно незначительное содержание магния и кальция. При переходе от биотитовых гранитов к рибекит-альбитовым наблюдается заметное увеличение содержания натрия и железа, особенно окисного, что связано с альбитизацией и эгиринизацией породы.

Метасоматические образования почти все пересыщены кремнекислотой, глиноземом и щелочами. Для них характерно также высокое содержание фтора, связанного в флюорите; иногда отмечается и фторид натрия — криолит.

Осадочные породы среднего палеозоя на контакте с массивами щелочных гранитоидов претерпели довольно интенсивные изменения, выражающиеся в их ороговиковании. Мощность ореола контактово-измененных пород достигает 1,5—2 км.

Ореол контактово-измененных пород имеет отчетливую зональность, выражающуюся в последовательной смене, в направлении от контакта, высокотемпературных минеральных образо-

ваний низкотемпературными. Четко выделяются пять зон: 1) биотитовая, 2) биотит-амфиболовая, 3) вторая биотитовая, 4) хлорит-биотитовая и 5) биотит-хлоритовая.

Эти зоны образуют полосы, окаймляющие массив щелочных гранитоидов.

Начальная стадия контактового метаморфизма сопровождается частичной перекристаллизацией цемента и образованием хлорита и небольшого количества биотита. По мере приближения к контакту с гранитоидами количество биотита постепенно увеличивается, а хлорита соответственно уменьшается вплоть до полного исчезновения и образования биотитовых роговиков. Ближе к контакту наряду с биотитом появляется актинолит, а затем и арфведсонит. Непосредственно в экзоконтакте массивов гранитоидов в биотитовых роговиках отмечаются новообразования силлиманита, граната, андалузита-хиастолита, кордиерита и единичных зерен корунда.

По мере возрастания интенсивности процесса ороговирования окраска пород становится более темной, почти черной; несколько затусневывается сланцеватость. Биотитовые роговики имеют черный цвет и характерный раковистый излом на свежем сколе.

Структурные особенности месторождения. Осадочные породы, принимающие участие в строении месторождения, собраны в антиклинальную складку, осложняющую юго-западное крыло значительно более крупной синклинали. Ось складки вытянута в северо-западном направлении.

Поперечное сечение антиклинали — асимметричное. Северо-восточное ее крыло, осложненное рядом теснопережатых, иногда почти изоклиналильных складок второго порядка, сравнительно крутое, с падением слоев под углом $60-80^\circ$ до вертикального. Строение более пологого ($40-60^\circ$) юго-восточного крыла значительно проще. Сводовая часть антиклинали осложнена двумя удлиненными брахиантиклиналями второго порядка с сравнительно пологим погружением крыльев.

Антиклинальная складка месторождения (см. рис. 47) расчленена рядом крупных разломов субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания. В юго-западном ее крыле прослеживается субширотный глубинный разлом второго порядка (II), примыкающий к востоку от площади месторождения к северо-западному глубинному разлому первого порядка (I).

В северо-восточном крыле складки выявлены три крупных продольных разлома — Южный (А), Средний (Б) и Северный (В), которые являются не только соскладчатыми тектоническими разрывами, но и разрывными нарушениями, сопряженными с продольным глубинным разломом первого порядка. Таким образом, вся площадь месторождения расчленяется на три удлиненных тектонических блока.

Из продольных тектонических разрывов месторождения наиболее изученным является Южный разлом, который по особенностям перемещения вдоль него относится к взбросо-сдвигу. Среднее простираание его северо-западное (305°) с падением на юго-запад под углом $60-70^\circ$; вертикальная составляющая смещения $200-250$ м, горизонтальная (правый сдвиг) $50-70$ м. Падение Среднего и Северного разломов, субпараллельных Южному, близок к вертикальному. Вдоль продольных разломов северо-западного направления нередко отмечаются дайки диабазовых и диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Поперечные к простираанию складчатых структур разломы северо-восточного направления прослеживаются вдоль длинной оси большого и малого массивов месторождения. В отличие от продольных разломов, которые относятся к крупным тектоническим разрывам сосредоточенного типа, они представлены тектоническими зонами с серией параллельных и субпараллельных крупных трещин, к которым приурочены дайки гранит-порфиров, гранофиров и фельзит-порфиров. Наиболее четко полоса таких даек прослеживается к северо-востоку от большого купола.

В начальный период своего развития эти тектонические зоны маркировались поперечными к складчатым структурам трещинами отрыва. Позже, в период блоковых перемещений, они выступали как оперяющие трещины скалывания субширотного глубинного разлома, и вдоль них развились зоны расщепления вмещающих пород.

Массивы щелочных гранитов месторождения расположены в южном тектоническом блоке, в месте осложнения свода антиклинальной складки брахиантиклиналями второго порядка и пересечения их тектоническими зонами северо-восточного простираания.

Южный блок месторождения рассечен достаточно густой сетью крупных трещин скалывания и разломов высшего порядка различных направлений. Наиболее широким распространением пользуется система сопряженных крутопадающих тектонических разрывов северо-западного и северо-восточного простираания.

Разрывы северо-западного направления обычно параллельны и субпараллельны Южному разлому, реже представлены оперяющими его трещинами. Протяженность их по простираанию колеблется в пределах от первых сотен метров до 800 м и более. Наибольшее число трещин отмечается в пределах массивов щелочных пород (рис. 48). Они обычно не выходят за их пределы.

Разрывные нарушения северо-восточного простираания более многочисленны. Самый крупный из них (более 1000 м) рассекает и смещает большой массив и Южный разлом и уходит к северо-востоку за пределы южного тектонического блока. Види-

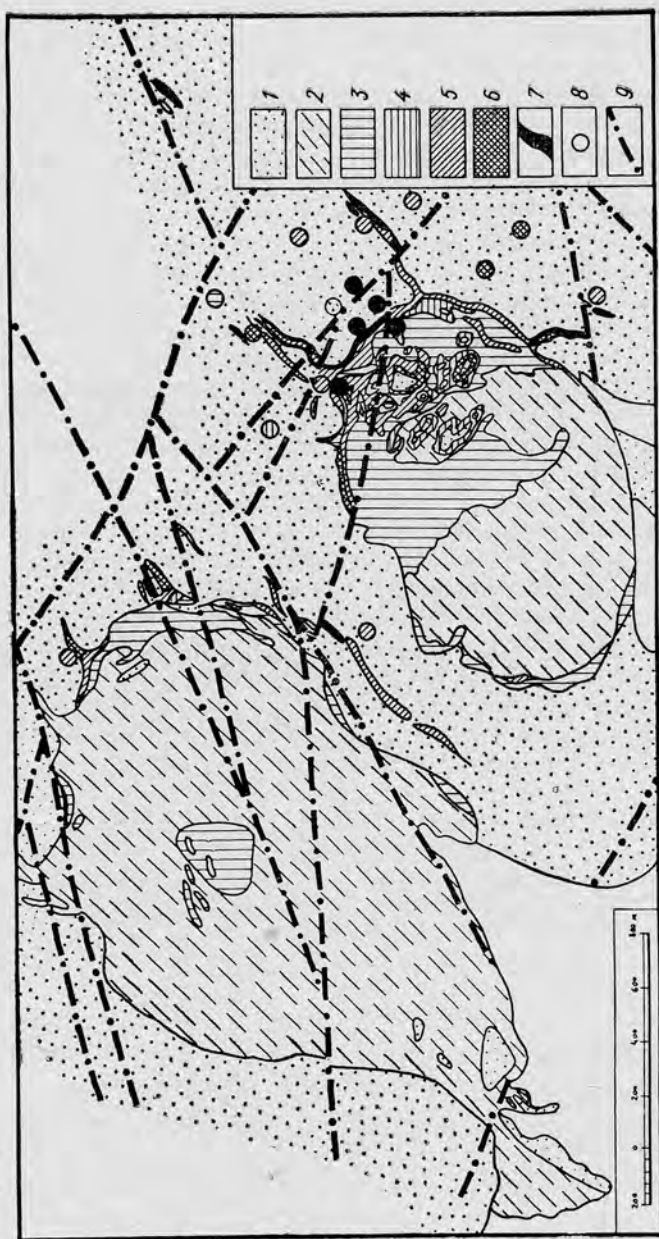


Рис. 48. Геохимическая карта распределения лантаноидов в породах массива (по Д. А. Минееву):

1 — лантан-неодим-самарий-цериевые составы; 2 — неодим-гадолиний-цериевые составы; 3 — неодим-иттрий-цериевые составы; 4 — диспрозий-иттрий-цериевые составы; 5 — иттрий-цериевые составы; 6 — диспрозийные составы; 7 — эрбиево-иттриевые составы; 8 — наиболее иттриевые составы редких земель, обнаруженные в скважинах; 9 — тектонические нарушения.

мое смещение по разлому представляет правый сдвиг с амплитудой перемещения около 10 м. Остальные более мелкие разрывы характеризуются протяженностью не более 500—750 м. Судя по особенностям перемещений помимо горизонтальной имела место и вертикальная составляющая.

Крупные трещины широтного и субширотного простирания сравнительно немногочисленны. Протяженность их в длину меняется в пределах 300—1000 м и более. Некоторые из них смещают контакты массивов щелочных пород по типу правого сдвига (видимое смещение на 10—25 м).

Помимо тектонических разрывов в массивах щелочных пород довольно многочисленны пологопадающие контракционные трещины отрыва. К некоторым из них приурочены жилообразные тела пегматитов. Последние особенно характерны для большого массива.

Постмагматические процессы изменения гранитоидов и вмещающих их пород. Биотитовые граниты, слагающие оба купола, претерпели интенсивные изменения в результате постмагматического щелочного метасоматоза, приведшего к образованию альбитовых и рибекит-альбитовых пород с повышенной концентрацией редких элементов. С этими же процессами связаны также интенсивные изменения вмещающих осадочных пород и превращение их в полосчатые метасоматиты состава щелочных гранитов и сиенитов.

Наиболее интенсивная метасоматическая переработка гранитоидов проявлена в апикальных частях куполов и в апофизах, отходящих от них во вмещающие породы. При изменении биотитовых гранитов возникает следующий зональный ряд:

1) биотитовые граниты (калишпат + плагиоклаз + кварц + биотит);

2) микроклинизированные граниты [калишпат (реликты) + плагиоклаз + кварц + микроклин];

3) астрофиллит-микроклиновые граниты [плагиоклаз (реликты) + кварц + микроклин + биотит (реликты) + астрофиллит];

4) рибекит-альбитовые граниты [микроклин (реликты) + кварц + альбит + рибекит];

5) эгириновые альбититы [альбит + кварц + эгирин (мало)];

6) кварцевые альбититы (альбит + кварц);

7) альбититы (альбит) с кварцевыми обособлениями.

Следует подчеркнуть, что при этом происходит последовательная смена состава не только полевых шпатов, но и темнокрасных минералов, располагающихся в ряд биотит — астрофиллит — рибекит — эгирин и отражающих также постепенное увеличение содержания натрия в их составе.

Интенсивность метасоматической переработки гранитоидных пород усиливается в северо-восточном направлении, обусловли-

вая отмеченное выше зональное строение большого и малого массивов.

С процессами постмагматического щелочного метасоматоза связаны также интенсивные изменения вмещающих пород и превращение их в полосчатые метасоматиты состава щелочных гранитов и сиенитов. Они образуют оторочку в экзоконтакте массива гранитоидов с максимальным увеличением ее мощности в апикальной части куполовидных поднятий и участках с пологими контактами (до нескольких десятков метров).

Интенсивное изменение вмещающих пород отмечается также и около апофиз гранитов. Для этих участков характерна довольно резко выраженная зональность: в центре располагаются пегматоидные образования с участками мелкозернистого строения, а по периферии — полосчатые метасоматиты, постепенно переходящие в ороговикованные вмещающие породы. Мощность полосчатых метасоматитов непостоянна даже в пределах одной апофизы и зависит, очевидно, не только от степени переработки вмещающих пород, но и от литологического состава (в туфопесчаниках она мощнее, чем в алевролитах).

Полосчатость метасоматитов, согласная с первичной слоистостью, обусловлена частым чередованием светлых (кварц-альбитовых), розовато-серых (кварц-микроклиновых) и темных (сильно обогащенных рибекитом) полос, содержащих иногда крупные порфиробласты короткопризматических кристаллов рибекита.

Под микроскопом метасоматиты обнаруживают сланцеватую, нередко гнейсовидную текстуру благодаря параллельной ориентировке кристаллов рибекита и эгирина. Структура порфиробластовая с микрогранобластовой, реже пойкилобластовой и гетерогранобластовой основной массой.

Порфиробласты представлены призматическими кристаллами рибекита, реже эгирина и арфведсонита, изредка отмечается кварц.

Основная связующая масса состоит из переменного количества мелких зерен альбита, микроклина, кварца и рибекита. В подчиненном количестве содержатся флюорит, эгирин, биотит, циркон, пироклор. Отмечается неравномерная вкрапленность единичных мелких зерен рутила, сфена, торита, гагаринита, ксенотима и других редкометалльных минералов. В отдельных участках метасоматитов отмечается повышенное содержание флюорита (до 3—4%).

В направлении от периферии метасоматических зон к массиву гранитоидов в метасоматитах постепенно затухиваются полосчатость и изменяется состав. Внешняя зона их сложена полевошпатово-рибекит-эгириновыми разностями, соответствующими по составу щелочным сиенитам. Затем в них отмечается постепенное увеличение содержания кварца, и у самого контакта с массивом гранитоидов порода приобретает состав щелоч-

ного гранита. По внешнему облику она аналогична мелкозернистым альбит-эгириновым породам, развитым по первичным мелкозернистым гранитам эндоконтакта массива. Отличие заключается лишь в отсутствии в ее составе микроклина. Кроме того, в этих метасоматических образованиях часто наблюдаются небольшие останцы не полностью переработанных вмещающих пород. Иногда в метасоматитах встречаются шлиры и линзообразные обособления пегматоидного облика, сложенные очень крупными зернами кварца и микроклина с единичными призмами рибекита и пластинками астрофиллита. Размеры их варьируют от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

Таким образом, процесс глубокой метасоматической переработки вмещающих пород сопровождался привнесением большого количества щелочей (преимущественно натрия), фтора и других летучих компонентов.

Интенсивные постмагматические изменения гранитоидов массива и вмещающих их пород в результате щелочного метасоматоза привели к образованию альбитовых и рибекит-альбитовых пород, несущих редкометальное оруденение (рудные метасоматиты).

Рудные тела сложены полосчатыми и массивными метасоматитами и интенсивно альбитизированными гранитами с повышенным содержанием ниобия, циркония, тантала, редких земель, тория и других элементов. Обычно они имеют форму неправильных приконтактных залежей (рис. 49), расположенных главным образом вдоль северо-восточных контактов обоих куполов, реже внутри массивов близ контакта с вмещающими породами.

Морфология рудных тел и их размеры тесно связаны с морфологическими особенностями и условиями залегания контактных поверхностей гранитного массива.

Наиболее крупные залежи образуются в участках массивов со сложной поверхностью контакта, обусловленной широким развитием доинтрузивных тектонических нарушений, к которым обычно приурочены гребневидные и куполовидные выступы. В районе большого массива, где отмечаются простые, но значительно более крутопадающие (30—60°) контакты, образуются изолированные друг от друга линзовидные залежи небольших размеров.

Меньшее значение на месторождении имеют жильные рудные тела, представляющие собой довольно протяженные зоны интенсивно переработанных вмещающих пород около апофиз гранитного массива или вдоль тектонических нарушений, секущих толщу пород кровли и сочленяющихся с плоскостью контакта массива.

Эти рудные тела имеют неправильную плитообразную, реже линзообразную форму. Мощность их постепенно уменьшается при удалении от контакта гранитного массива до полного вы-

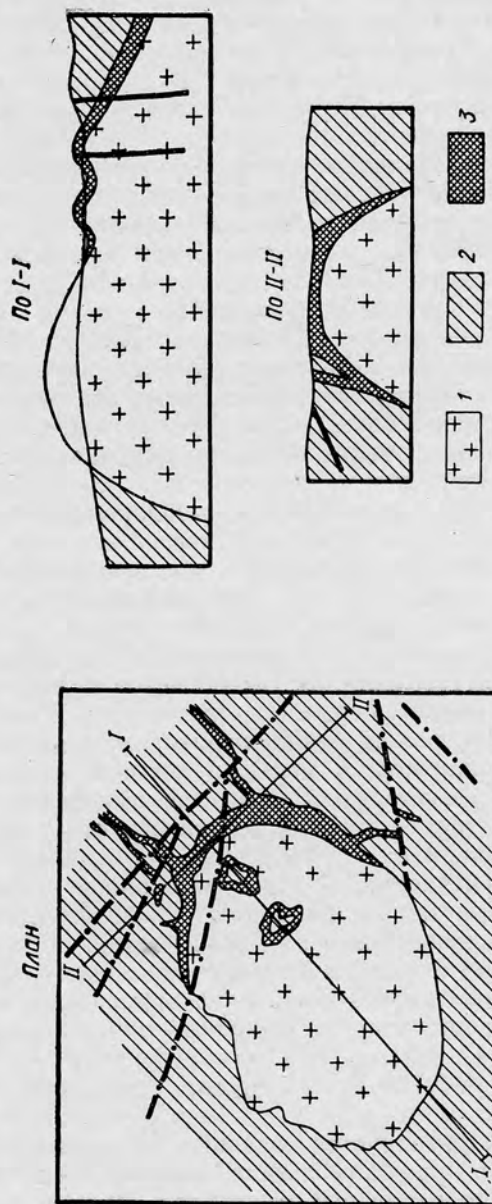


Рис. 49. Схема размещения рудных метасоматитов в зоне эндо- и экзоконтакта малого купола:
 1 — щелочные граниты; 2 — вмещающие сланцы, песчаники и алевролиты; 3 — рудные метасоматиты.

клинивания. Иногда отмечаются небольшие раздувы и пережиги. В отдельных участках таких тел наблюдается ветвление на маломощные прожилки, переходящие в тонкие проводники.

Месторождение характеризуется комплексным составом руд. Наибольшую ценность в рудах имеют ниобий, тантал, редкие земли и цирконий. Кроме того, они содержат повышенное количество урана, тория, бериллия, лития, олова, свинца, цинка и других редких элементов.

Перечисленные элементы сконцентрированы главным образом в виде самостоятельных редкометалльных минералов и в меньшей степени рассеяны в породообразующих и второстепенных рудных минералах в виде изоморфной примеси.

На месторождении установлено около 90 минералов и их разновидностей. Главными породообразующими минералами являются кварц, микроклин, альбит, рибекит, эгирин; второстепенными — биотит, астрофиллит, арфведсонит, бафертсит, лепидолит-полилитинит, гидромусковит, гейландит, десмин, галуазит, монтмориллонит, опал. Очень редко встречаются турмалин, актинолит, эпидот, хлорит, карбонат, криолит, томсенолит, геаркутит, кридит.

Главные рудные минералы представлены пирохлором, цирконом-малаконом, гагаринитом. К второстепенным относятся торит, монацит, флюорит, ксенотим, бастнезит, эльпидит, фергусонит, рутил, ильменорутит, ильменит, галенит, касситерит, гадолинит, фенакит, гельвин, даналит, апатит. Редко встречаются пирохлор-циркелит, белянкинит, анатаз, сфен, пирофанит, синхизит, иттрофлюорит, итробастнезит, миларит, бавенит, бертрандит, берилл, бериллит и др.

Основным минералом — концентратором ниобия и тантала — является пирохлор, в меньшей степени — фергусонит и циркон. В виде изоморфной примеси указанные элементы присутствуют в торите, рутиле, ильмено-рутиле, ильмените и темноцветных минералах.

Пирохлор отмечается в виде рассеянной вкрапленности октаэдрических кристаллов или неправильных зерен, окрашенных в желтовато-коричневый цвет различных оттенков. Размер зерен измеряется сотыми и десятными долями миллиметра. В шлифе он прозрачен и имеет желтовато-коричневатую окраску. Химическим анализом в пирохлоре установлено присутствие TiO_2 (2—8%), TR_2O_3 (1—8%), UO_2 (1—11%), Ta_2O_5 (2—3%); $(\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5=0,4\div 0,11)$. Очень часто пирохлор замещается колумбитом.

Цирконий концентрируется главным образом в цирконе, в меньшей мере — в пирохлоре, а также рассеян в породообразующих и других редкометалльных минералах. Циркон присутствует в виде нескольких разновидностей. В метасоматитах наиболее распространен метамиктный циркон-малакон в виде короткопризматических кристаллов, мутных и непрозрачных. В не-

сколько меньшем количестве присутствует светлый и прозрачный циркон, кристаллы которого имеют призматический габитус. Содержание гафния в цирконе колеблется в пределах 1—4%. Характерными примесями его являются также торий, уран и редкие земли.

Редкие земли сконцентрированы главным образом в гагарините, цирконе и пирохлоре, в меньшем количестве — в торите, монаците, ксенотиме, бастнезите, синхизите и других породообразующих и редкоземельных минералах.

Гагаринит встречается в виде скрытокристаллических агрегатов неправильной формы, прожилков и гнезд кремового и розовато-желтого цвета. Обычно он сильно изменен вторичными процессами с образованием минералов группы бастнезита-итробастнезита.

Д. А. Минеев [68] изучил состав лантанондов в породах и рудах месторождения и обнаружил довольно четко выраженную горизонтальную зональность в их распределении (см. рис. 48). На глубине и в центральных частях массивов преобладают элементы цериевой группы. По направлению к апикальным частям массивов постепенно увеличивается содержание элементов иттриевой группы с максимумами на диспрозии, европии и иттербии, а также отношения Nb/Ta и $TR/Nb + Ta + Zr$.

Максимальные концентрации редких земель иттриевой группы и иттрия отмечаются в непосредственном эндо- и экзоконтакте массивов и их апофизах, сложенных наиболее интенсивно альбитизированными метасоматитами.

Указанная эволюция состава лантанондов свидетельствует о закономерном повышении кислотности среды минералообразования от середины массива к апикальным частям.

Торий присутствует в виде торита; в значительном количестве он содержится в цирконе, пирохлоре или рассеян в монаците, гагарините, ксенотиме и других минералах.

Уран обнаружен в пирохлоре и цирконе. Отношение $(Th/U) = 1,1$.

Бериллий характеризуется сильным рассеянием в породообразующих, реже в рудных минералах. Повышенные концентрации этого элемента отмечаются в отдельных участках северо-восточного экзоконтакта малого купола, где встречены собственно бериллиевые минералы — гадолинит, фенакит, гельвин, миларит, бавенит, бертрандит, берилл и барилит.

Свинец сконцентрирован главным образом в свинцово-редкоземельно пирохлоре и частично в галените.

Основная масса олова находится в рассеянном состоянии в редкометальных и породообразующих минералах. В участках с повышенным его содержанием появляется касситерит.

В зависимости от количественных соотношений рудных компонентов выделяются следующие типы руд: 1) циркониево-редкоземельно-ниобиевые (наиболее распространенные); 2) цирко-

ниев-ниобиевые (менее распространенные); 3) существенно редкоземельные (незначительно распространенные).

Помимо высокотемпературных метасоматических образований, несущих редкометальную минерализацию, на месторождении отмечаются мелкие прожилки кварца, карбонатов, цеолитов, приуроченные к тектоническим нарушениям и зонам повышенной трещиноватости. Они секут метасоматиты и характеризуют самые поздние стадии общего постмагматического процесса, связанного с щелочными гранитоидами. В некоторых кварцевых жилах отмечается слабая сульфидная минерализация.

Таким образом, в рассматриваемых месторождениях наибольшую ценность в рудах имеют ниобий, редкие земли, торий, цирконий и тантал. Кроме того, они содержат уран, бериллий.

4. ТОРИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ЦИРКОНиеВО-БЕРИЛЛИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ториево-редкоземельно-циркониево-бериллиевые альбитовые месторождения обнаруживают пространственную и генетическую связь с щелочными гранитами. Ниже приведено краткое описание одного из таких месторождений по данным О. Ф. Кроля, В. В. Андрушина, О. В. Федотова, М. В. Дмитриева, В. И. Казарина и др.

Месторождение приурочено к области ранней консолидации складчатого пояса, в зоне перехода от каледонско-герцинского антиклинория к герцинскому синклинорию. Породы района рассечены крупнейшим глубинным разломом северо-западного простирания.

В районе месторождения, по Н. А. Серегину, в основании разреза обнажаются ортогнейсы и кристаллические сланцы архея, несогласно перекрытые метаморфической толщей верхнего протерозоя и кембрия. Выше установлены осадочные и вулканогенно-осадочные отложения силура и девона. Более молодые отложения (карбон, нижняя пермь) имеют ограниченное распространение.

Метаморфические, вулканогенно-осадочные и осадочные толщи района прорваны многочисленными интрузивными породами герцинского возраста. Среди них выделяется не менее 7—8 интрузивных комплексов. К наиболее раннему из них относятся нижнекарбоновые габбро-диориты, встречающиеся в виде ксенолитов среди гранитоидов.

Следующим по возрасту (средний карбон) является комплекс сиенито-диоритов и гранодиоритов. Широкое развитие получили верхнекарбоновые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и более поздние лейкократовые биотит-рибекитовые и эгирин-рибекитовые граниты.

Верхнекарбоновые граниты прорваны интрузивно-эффузивным комплексом малых интрузий, в числе которых установлены

гранит-порфиры, реже щелочные гранит-порфиры, а также диоритовые и диабазовые порфиры. Нередко дайкообразные тела обнаруживают постепенные переходы в экструзивные образования и в типичные покровы. В числе пермских магматических образований отмечается эффузивно-интрузивный комплекс лейкократовых биотитовых, биотит-рибекитовых и эгирин-рибекитовых гранитов и их эффузивных аналогов (P_1 — P_2), комплекс малых интрузий, представленных аляскитовыми гранитами и гранит-порфирами (P_2). Как отмечает О. Ф. Кроль, породы всех комплексов обогащены фтором, бериллием, оловом, торием и цирконием и обеднены редкими землями.

Породами, непосредственно вмещающими месторождение, являются щелочные рибекит-биотитовые и рибекит-эгириновые граниты. Химический состав их характеризуется следующими данными: 74,25% SiO_2 , 0,32% TiO_2 , 11,08% Al_2O_3 , 3,52% Fe_2O_3 , 1,15% FeO , 0,1% MnO , 0,26% MgO , 0,57% CaO , 3,2% Na_2O , 4,62% K_2O , 0,08% F.

В процессе постмагматического щелочного метасоматоза щелочные граниты на значительной площади превращены в альбититы, имеющие следующий химический состав: 67,63% SiO_2 , 0,34% TiO_2 , 15,07% Al_2O_3 , 4,09% Fe_2O_3 , 0,59% FeO , 0,82% MgO , 0,97% CaO , 7,33% Na_2O , 0,51% K_2O , 0,44% H_2O , 0,14% F. В более позднее время альбититы подверглись хлоритизации, флюоритизации и карбонатизации.

Ториево-редкоземельно-циркониево-бериллиевая минерализация месторождения связана с альбититами. Главными жильными минералами руд являются альбит (до 65% объема), кварц, флюорит, калишпат, кальцит, хлорит, серицит, а среди рудных — фенакит. Постоянными спутниками последнего являются малакон, ильменит, магнетит, гематит, пирит. Реже отмечаются торит, монацит, ксенотим, флюоцерит, апатит, колумбит-танталит, гельвин, берtrandит, гадолинит, бавенит, галенит, халькопирит, рутил, циркон, Малакон содержит 1,77% TR, 0,52 Nb_2O_5 , 0,703 ThO_2 и 0,1 UO_2 . Соотношение суммы редких земель цериевой группы и редких земель иттриевой группы и иттрия 5:4.

Рудными телами месторождения являются альбититы с повышенным содержанием рудных минералов. Они представлены сложно ветвящимися и соединяющимися между собой зонами и линзами с пережимами и раздувами. Мощность их колеблется от долей метра до нескольких десятков метров при протяженности по простирацию в сотни метров.

Строение рудных тел нередко зональное. В центральной их части располагаются сплошные альбититы, ближе к зальбандам — калишпатиты и непосредственно у зальбандов — сплошные кварцевые образования. Намечаются некоторые элементы вертикальной зональности месторождения. На нижних его горизонтах преобладают альбититы, несущие основную ториево-ред-

коземельно-циркониево-бериллиевую минерализацию. Вверх по восстанию отмечается обогащение рудоносных метасоматитов кварцем и кварцево-серицитовыми породами с повышенным содержанием сульфидов.

Представляют некоторый интерес возрастные соотношения оруденения с жильными породами. Жильные граниты месторождения являются дорудными, а более поздние дайки основного и кислого состава — послерудными.

Основную ценность в рудах месторождения представляют бериллий и цирконий. Торий и редкие земли могут извлекаться попутно.

5. ТОРИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-БЕРИЛЛИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Описываемые ниже месторождения ториево-редкоземельных альбититов существенно отличаются от охарактеризованных выше. Рудоносные альбитизированные породы здесь приурочены к сравнительно узким, линейно вытянутым телам гранитоидов и к трещинным зонам вмещающих пород. Основными полезными компонентами руд месторождений являются редкие земли, представленные главным образом их силикатами, а также торий и бериллий при почти полном отсутствии тантала и ниобия.

Геологические данные, на основе которых можно было бы установить связь оруденения с теми или иными магматическими породами, к сожалению, отсутствуют; в то же время присутствие в рудах бериллия дает основание думать, что материнскими породами являются не вскрытые эрозией щелочные или субщелочные гранитоиды.

Своеобразные особенности месторождений, отличающие их от описанных ториево-редкометалльных альбититов, связанных со щелочными гранитами, возможно, в значительной мере обусловлены меньшей глубиной их эрозионного среза.

Рассматриваемые месторождения расположены в пределах срединного массива, вблизи его контакта с тектонически подвижной зоной краевого прогиба. Формирование срединного массива относится к концу палеозоя — началу мезозоя. Район месторождения сложен главным образом гранитоидными породами крупного батолита, который является частью срединного массива. Среди гранитоидных интрузивов в виде узкой полосы сохранились карбонатно-терригенные породы синийско-кембрийского возраста. Осадочные породы смяты в синклинальную складку с осью, вытянутой в север — северо-восточном направлении. Крылья ее осложнены антиклиналями второго порядка, к которым и приурочены рассматриваемые месторождения.

В районе месторождений наблюдается большое количество тектонических разрывов, которые по возрасту и пространственной ориентировке можно подразделить на три группы:

1) наиболее ранние продольные нарушения север — северо-восточного направления (многие из них являются послыжными трещинами и тектоническими зонами, к которым приурочены рудные тела месторождений);

2) диагональные нарушения (они пересекают и смещают послыжные продольные тектонические зоны), часто к этим нарушениям бывают приурочены дайки диоритовых порфиров, пересекающие тела альбититов;

3) поперечные нарушения (наиболее молодые) образуют серию ступенчатых сбросов, смещающих как минерализованные тела, так и порфировые дайки, а также продольные и диагональные тектонические зоны.

Осадочные породы синийско-кембрийского возраста представлены толщей, в которой чередуются прослои песчаников, алевролитов, серицито-глинистых, углито-глинистых и известково-глинистых сланцев, а также мраморизованных известняков.

Интрузивные породы района представлены гранитоидами верхне-палеозойского возраста, в составе которых выделяются три фазы:

1) разнотермные биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты с краевой фазией гибридных роговообманковых, биотитовых, пироксеновых и кварцевых диоритов и диоритовых порфиров;

2) мелкозернистые биотитовые граниты;

3) крупнозернистые лейкократовые граниты с краевой фазией гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов и граносиенитов. К краевой фазии этих гранитов относятся также небольшие штоки, залегающие среди осадочных пород.

Лейкократовые граниты во многих участках интенсивно микроклинизируются, альбитизированы, окварцованы и серицитизированы. В пределах рассматриваемых месторождений мелкие штоки гранитных пород подвергались особенно интенсивному метасоматическому изменению, в результате которого они по своему составу приблизились к кварцевым сиенитам. Помимо альбита и микроклина в них нередко обнаруживается эгирин-авгит, придающий породе более меланократовый облик. Изменяется состав и аксессуарных минералов. Помимо турмалина, флюорита, апатита, циркона, известных в гранитах района, появляются ортит и бритоцит. При этом исчезает сфен, весьма характерный для неизмененных гранитов.

Дайковые образования подразделяются на кислые (пегматиты, аплиты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры) и основные (порфириты и диабазы).

В районе месторождений на сравнительно небольшом пространстве проявился комплекс разнообразных метасоматических процессов, обязанных своим возникновением воздействию интрузий гранитоидных пород на осадочно-метасоматические по-

роды. Наблюдаются следующие три типа контактово-метасоматических образований, которые предшествуют появлению жильных тел с редкометальной минерализацией: форстерит-флогопитовые кальцифиды, везувиан-гранат-диопсидовые скарны, диопсидовые и скаполит-клиноцоизит-тремолитовые роговики.

Форстерит-флогопитовые кальцифиды образуют линзовидные зоны, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Они располагаются среди мраморизованных известняков, в экзоконтактовой полосе биотитовых гранитов, которая пронизана многочисленными апофизами диоритового состава. Кальцифиды представляют собой среднезернистые существенно кальцитовые породы с вкрапленностью форстерита, флогопита и нередко пирротина.

На контактах гранитов с известняком часто наблюдаются скарны, однако мощность их, как правило, не превышает нескольких сантиметров, редко достигает десятков сантиметров. Главными минералами скарнов являются диопсид, везувиан и гранат. Отмечаются также кальцит, кварц, скаполит, альбит, клиноцоизит, флогопит, сфен.

Диопсидовые и клиноцоизит-амфиболовые роговики в виде линзовидных зон залегают в сланцах и алевролитах, чередующихся с известняками. Зоны роговики имеют линзовидно-полосчатое строение, обусловленное чередованием различных прослоев мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Роговики представляют собой плотные крепкие породы, окраска которых изменяется от светлой зеленовато-серой до темно-серой. Сланцеватость частично утрачивается, но полосчатая текстура сохраняется. Иногда наблюдается реликтовая обломочная структура алевролита. В составе роговики принимают участие диопсид, амфибол ряда актинолит-тремолит, минерал ряда клиноцоизит — эпидот, а также кальцит, кварц, олигоклаз № 10—12, скаполит, вкрапленность пирита. В качестве аксессуарных минералов обнаружены сфен, апатит, флюорит. По всей вероятности, роговики следует рассматривать как ореол слабо измененных пород около редкометальных альбититов.

Редкоземельная, ториевая и бериллиевая минерализация связана с полевошпатовыми метасоматическими породами, среди которых выделяются альбит-микроклиновые жилы, тела альбититов и зоны альбитизации в различных породах. Рудными телами являются участки таких пород с повышенным содержанием редкоземельных, ториевых и бериллиевых минералов.

Рудные тела на площади месторождений распределены неравномерно и концентрируются на отдельных участках, разделенных безрудными промежутками. Размещение рудных тел определяется их приуроченностью к продольным тектоническим трещинам и ослабленным зонам, согласным с залеганием вме-

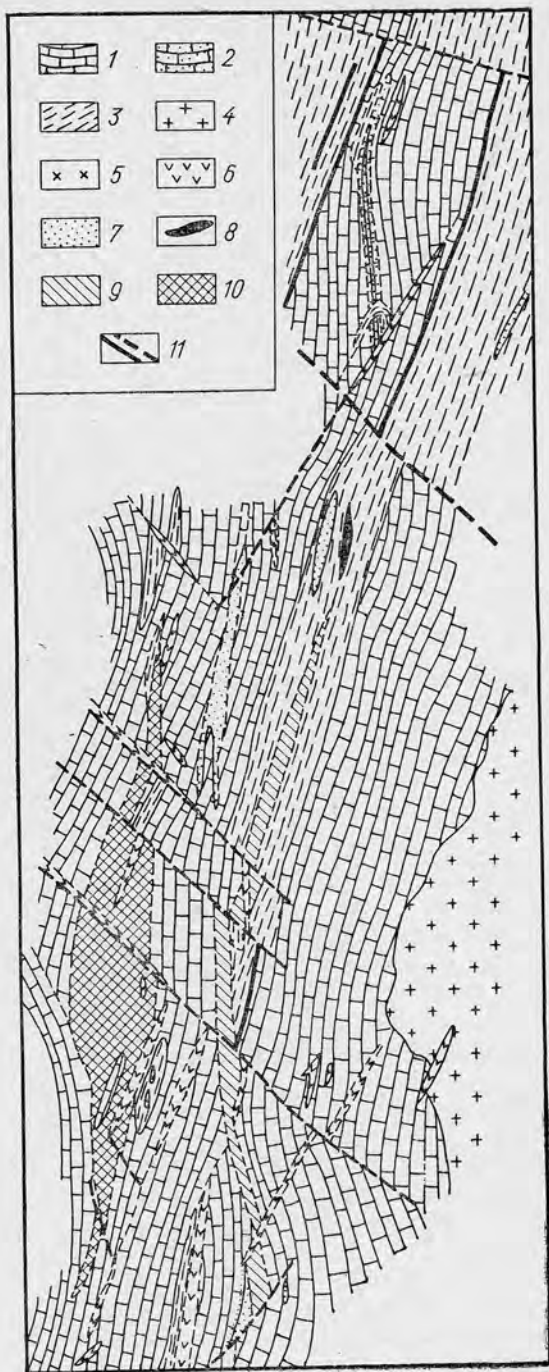


Рис. 50. Схема геологического строения участка месторождения с телами альбититов и зонами альбитизации:

1 — известняки; 2 — флюоритизированные известняки; 3 — слюдяные сланцы и алевролиты; 4 — гранодиориты; 5 — диориты; 6 — диабазовые и диоритовые порфириды; 7 — слабо альбитизированные сланцы; 8 — пироксен-альбит-микроклиновые жилы; 9 — зоны альбитизированных сланцев и гранодиоритов; 10 — альбититы; 11 — тектонические зоны.

шающих осадочно-метаморфических пород. Реже они располагаются непосредственно среди гранитов (рис. 50 и 51).

По форме среди рудных тел выделяются жилы, жилообразные, линзовидные, веретенообразные, реже совершенно неправильные тела. Геологические границы у них часто отсутствуют.

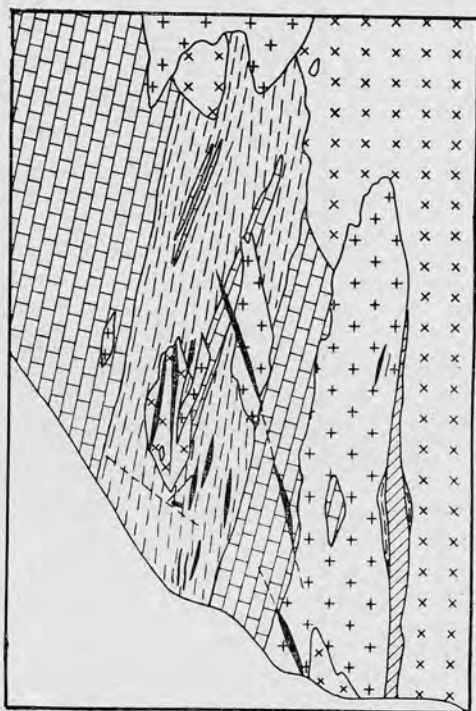


Рис. 51. Схема геологического строения участка месторождения с пироксен-альбит-микроклиновыми жилами (условные обозначения см. на рис. 50).

Альбит-микроклиновые жилы с эгирин-авгитом. Указанные жилы характеризуются обычно сравнительно однородным строением и простым минеральным составом. Породообразующими минералами в них являются только микроклин-пертит и эгирин-авгит.

Альбит встречается обычно в виде сильно разросшихся пертитовых вrostков, которые по объему преобладают над микроклином.

Наблюдается мелкая вкрапленность призматических кристалликов бритолита, образующего прожилковидные скопления, часто тяготеющие к эгирин-авгиту. В небольшом количестве встречаются кварц, флюорит, редкоземельный мизерит, каль-

цит, сфен, циркон и др. Местами эгирин-авгит замещается мелкозернистым агрегатом флогопита, кальцита и магнетита. Иногда вместо флогопита наблюдается щелочной амфибол.

На отдельных участках месторождения вскрываются серии эгирин-авгит-полевошпатовых жил, для которых характерен непостоянный минеральный состав. Как в соседних жилах, так и на протяжении одной и той же жилы чередуются кварц-полевошпатовые, эгирин-авгит-полевошпатовые, флюорит-полевошпатовые, флюорит-эгирин-авгитовые, кварц-эгирин-авгитовые и кварц-мизеритовые участки.

Тела альбититов. Главным породообразующим минералом этих пород является альбит. Существенное значение в составе альбититов имеют: микроклин, биотит, магнетит, иногда флюорит, кальцит, кварц, эпидот.

Второстепенными и акцессорными минералами являются циркон, бастнезит, торит, бритоцит, апатит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит.

Альбититы имеют характерную призматически-зернистую структуру, обусловленную лейстовой формой альбита. Микроклин образует также таблитчатые кристаллы, но более крупных размеров (иногда до 2—2,5 см в длину), обычно в значительной степени замещенные шахматным альбитом.

В альбитите постоянно наблюдаются мелкозернистые агрегаты магнетита совместно с кварцем, биотитом, иногда с перешитчатым калиевым полевым шпатом, кальцитом и флюоритом. Эти агрегаты образуют мелкие гнезда и прожилки. По-видимому, они возникли на месте ранее существовавшего эгирин-авгита.

Присутствие биотита и магнетита придает породе темную окраску. Местами содержание этих минералов достигает 30—40% и альбитит переходит в магнетит-биотит-альбитовую породу.

Зоны альбитизированных сланцев и гранитов. Зоны альбитизированных пород имеют линзовидную форму и залегание, согласное с простиранием вмещающих метаморфических пород. Как правило, эти зоны не имеют четких контуров вследствие постепенных переходов к неизменной породе. Метасоматически измененные породы сохраняют главные текстурные особенности замещенных пород.

Измененный (альбитизированный) сланец или роговик представляет собой сравнительно однородную мелкозернистую породу зеленовато-серого цвета, сохраняющую полосчатую текстуру осадочной породы. В состав метасоматических пород входят альбит, микроклин, эгирин-авгит, амфиболы, биотит. Иногда присутствует кварц. В качестве акцессорных минералов отмечаются сфен и апатит. На фоне мелкозернистой полосчатой породы наблюдаются линзы размером до нескольких дециметров в длину, сложенные крупнокристаллическими агрегатами приблизительно того же состава, что и вмещающая метасомати-

ческая порода. Эти линзы обогащены бритолиом, ортитом, сфеном, флюоритом. В них встречены псевдоморфозы по мизериту. По составу и структуре линзы сходны с более крупными пироксен-альбит-микроклиновыми жилами.

Зоны измененных альбитизированных гранитов наблюдаются как в ранних биотит-роговообманковых гранитах и гранодиоритах, так и в лейкократовых гранитах третьей интрузивной фазы. Изменение гранитов проявляется в появлении альбита, эгирин-авгита, биотита, гастингсита и арфведсонита (или актинолита). Этот процесс сопровождается образованием вкрапленности бритолита, ортита, сфена, редкоземельного мизерита. В некоторых случаях участки альбитизированных гранитов содержат гнездовые скопления почти сплошных агрегатов бритолита.

Зоны метасоматически измененных пород характеризуются, с одной стороны, наличием крупных линзовидных рудных тел с бедной вкрапленностью полезных компонентов, а с другой стороны — богатым гнездовым оруденением в небольших по размеру участках альбитизации.

В формировании тел как пироксен-альбит-микроклинового состава, так и альбититов можно выделить следующие стадии минерало-образования, разделенные между собой слабыми тектоническими подвижками: 1) микроклин-альбитовую; 2) актинолит-эпидотовую; 3) магнетит-флогопит-биотитовую; 4) пирит-кварц-мусковитовую (грейзеновую).

Первая стадия минерализации является наиболее важной, определяющей характер рассматриваемых месторождений. В ней отмечаются две подстадии, не отделяемые друг от друга дроблением, — микроклиновая и альбитовая. Главные минералы первой подстадии — микроклин и эгирин-авгит; к концу подстадии образуется редкоземельный мизерит в ассоциации с кварцем. В некоторых случаях одновременно с микроклином выделяются флогопит, кальцит и кварц.

Во вторую подстадию выделялся альбит, сопровождавшийся редкоземельными минералами — бритолиом и карноцеритом. К концу подстадии образуются бастнезит и циркон. Одновременно с альбитом, по-видимому, происходило выделение флюорита и апатита. В альбитовую подстадию происходило отложение главной массы редкоземельной минерализации. В дальнейшем происходило лишь переотложение редких земель. Обе указанные подстадии не разделяются тектоническими подвижками и, по всей вероятности, обязаны своим возникновением одному и тому же раствору. Как показали экспериментальные исследования И. П. Иванова [39], образование альбита в условиях искусственной альбитизации алюмосиликатной породы происходит до 500—520°, при более высоких температурах из тех же растворов отлагается кали-натриевый полевошпат. Очевидно, указанная температура определяет границу между

микроклиновой и альбитовой подстадиями. Обилие пертитовых вростков в микроклине свидетельствует о том, что первичный кали-натриевый полевой шпат был весьма богат натрием, т. е. растворы с самого начала обладали высокой концентрацией этого элемента.

Актинолит-эпидотовая стадия в пределах минерализованных тел выражена сравнительно слабо и проявляется в замещении эгирин-авгита актинолитом, появлении прожилков и гнезд эпидота, а также в образовании по бритолисту, карноцериту и бастнезиту мелкозернистого ортита.

Магнетит-флогопитовая стадия развивается по альбититам и характеризуется образованием мелкокристаллических агрегатов магнетита и слюдки с непостоянным количеством кварца, кальцита, флюорита и нерешетчатого микроклина. В известняках эта стадия проявляется образованием метасоматической породы, сложенной флогопитом (мусковитом) с фенакитом и хризобериллом.

Четвертая стадия является совершенно безрудной и заключается в замещении альбититов и других полевошпатовых пород кварцем, мусковитом и пиритом.

Почти в каждом из минерализованных тел выявляются все четыре стадии минералообразования, однако степень проявления того или иного процесса может быть различной. Именно этим, а также различием вмещающих пород обусловлено появление указанных выше разновидностей рудных тел. Так, в альбит-микроклиновых телах с эгирином наибольшее значение имела микроклиновая подстадия, а последующие играли второстепенную роль. Альбититовые тела являются следствием преимущественного проявления альбитовой подстадии. Кальцит-флогопитовые породы с фенакитом возникали в результате проявления биотитовой стадии метасоматического процесса в известняках.

Химические особенности минерализации этих стадий могут быть рассмотрены на основании анализа минеральных ассоциаций, соответствующих каждой из них, а также химических анализов некоторых пород альбититовых жил. Ведущим элементом микроклиновой подстадии является калий, кроме того, происходит привнос таких элементов, как кремний, кальций, железо, фтор и др.

Альбитовая подстадия характеризуется еще более сложным комплексом выделяющихся элементов: наряду с натрием, вытесняющим калий, существенную роль играют кремнезем, фтор, фосфор, бор, а также кальций, цирконий и редкие земли. Именно в эту стадию происходит привнос главной массы редкоземельных элементов.

В эпидот-актинолитовую стадию, по-видимому, не происходило существенного привноса элементов, а протекала главным образом перекристаллизация и переотложение ранее образован-

ных минералов под воздействием более низкотемпературных гидротермальных растворов.

Наконец, магнетит-флогопитовая стадия, которую правильнее было бы характеризовать более сложно — магнетит-флогопит-биотитовая с кварцем, кальцитом, флюоритом и микроклином, — отличается разнообразием проявления в различных породах и различных участках минерализованных тел. В некоторых случаях наблюдается лишь привнос железа, и в альбититах развивается преимущественно магнетит. Однако чаще альбититы преобразуются более интенсивно, до их полного замещения существенно биотитовой породой. Подобное изменение происходит вследствие выноса из породы кремния и натрия и привноса калия.

Обращает на себя внимание тот факт, что направленность химических преобразований в указанном процессе противоположна той, которая характеризует процессы альбитизации. Можно предположить, что различные стадии процесса возникают не столько за счет поступления новых порций растворов, сколько за счет эволюции одного и того же раствора при взаимодействии с вмещающими породами в условиях понижающейся температуры.

Иногда биотитизация альбититов сопровождается обогащением породы флюоритом и апатитом. В то же время бериллиевые минералы выделяются в ассоциации с минералами магнетит-биотитовой стадии, т. е. в данном случае проявляется тесная связь бериллия и фтора, несомненно доказанная на примере многих других месторождений.

Несколько по-иному проявляется эта стадия в условиях метасоматического замещения известняков, где в результате образуется порода кальцит-флогопитового состава. Последняя отличается от существенно биотитовых пород, развившихся по альбититам, помимо резкого увеличения содержания кальция и углекислоты более высоким содержанием магния и бериллия. Осталось неясным, почему именно породы, возникшие за счет известняков, оказались особенно благоприятными для концентрации магния и бериллия, в то время как обогащение флюоритом не наблюдается.

Наконец, заключительная стадия — пирит-кварц-мусковитовая характеризуется интенсивным окварцеванием пород и выносом всех элементов, кроме кремния и серы, т. е. представляет собой типичную стадию кислотного выщелачивания.

Таким образом, формирование месторождений данного типа связано с наиболее ранними, высокотемпературными постмагматическими растворами, первые порции которых были щелочными, с высокой активностью калия. С понижением температуры калий уступил место натрию. Позже щелочная стадия сменилась стадией железисто-магнезиального метасоматоза. Закончилось образование месторождений стадией кислотного

выщелачивания. Более низкотемпературные процессы (например, карбонатизация) получили незначительное распространение.

При рассмотрении пространственного размещения разных типов минерализованных тел намечается зональность в их распределении. Так, в некоторых рудных полях в северной их части появляются биотит-полевошпатовые с роговой обманкой рудные тела. На средних участках вскрываются тела эгирин-авгит-микроклинового типа. Южнее располагаются альбититовые тела. И еще дальше к югу наблюдаются кальцит-флогопитовые породы. Таким образом, с севера на юг наблюдается смещение в сторону более поздних процессов.

Известны ториево-редкоземельно-бериллиевые месторождения альбититового типа, приуроченные к краевым частям щитов. Здесь они обнаруживают пространственную и генетическую связь со щелочными гранитами и граносиенитами. Оруденение представлено зонами рудоносного штокверка среди альбитизированных и окварцованных рибекитовых гранитов.

Главными минералами рудных тел являются калиевый полевой шпат (47—75%), кварц (до 45%), альбит (до 20%), рибекит (5—15%), а среди рудных — берtrandит, торит, оранжит. В подчиненном количестве отмечаются биотит, эгирин, флюорит, хлорит, апатит, гидробиотит, сфен, монацит, гематит, рутил, апатит, циркон, цитролит, бастнезит, пироксенол, фенакит, ксенотим, магнетит, пирит, берилл и др.

Главными полезными компонентами месторождений такого типа являются бериллий и торий при подчиненной роли редких земель, главным образом цериевой группы.

6. ТОРИЕВО-НИОБИЕВО-ТАНТАЛОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения рассматриваемого типа встречаются довольно часто, но, к сожалению, детально изучены среди них немногие.

Описываемое в качестве примера метасоматическое месторождение приурочено к краевой части жесткого докембрийского срединного массива, расположенного среди сложно дислоцированных нижнепалеозойских толщ, непосредственно обрамляющих древнюю платформу.

Пространственно месторождение тяготеет к зоне сочленения срединного массива с областью развития каледонской складчатости, которая отчетливо фиксируется развитием протяженных и мощных разрывных нарушений, по-видимому, глубинного заложения.

Хотя месторождение расположено в пределах поля развития пород нижнего (докембрийского) структурного этажа, его формирование связано с более поздней (верхнепалеозойской или мезозойской) активизацией региона, выразившейся в глыбовых движениях и сопутствующей им интрузивной деятельности.

Породы докембрия представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, кристаллическими известняками и кварцитами протерозоя, а также синийскими филлитовидными сланцами и битуминозными известняками. В пределах каледонской зоны преобладающим развитием пользуются осадочно-вулканогенные образования кембрия, а также субплатформенные красноцветные вулканогенно-обломочные породы силура и девона.

Очень широко проявлен в районе интрузивный магматизм, представленный несколькими комплексами основных, гранитоидных и щелочных пород. Наиболее распространены в районе месторождения гранодиориты, кварцевые диориты и габбродиориты нижнепалеозойского комплекса и серия субщелочных и щелочных пород послескладчатого среднепалеозойского комплекса. Эти породы слагают в пределах участка месторождения небольшие неправильные тела трещинного типа, с которыми тесно ассоциируют рудные образования. Структурное их положение определяется приуроченностью к зонам разломов, разграничивающих докембрийскую и каледонскую структурно-фациальные зоны, а также к оперяющим ее разрывным нарушениям.

Становление щелочных интрузий было сложным и многофазным. Оно начиналось внедрением нефелиновых сиенитов, слагающих в районе месторождения массив неправильной формы площадью около 6 км². Нефелиновые сиениты прорываются субщелочными кварцевыми сиенитами, небольшие штокоподобные тела которых располагаются по периферии тела нефелиновых сиенитов, преимущественно в зонах дизъюнктивных нарушений. Еще более молодыми являются мелкие тела мелкозернистых субщелочных биотитовых гранитов.

Наибольший интерес представляют субщелочные кварцевые сиениты, так как именно к телам этих пород, подвергшихся постмагматическому метасоматическому изменению, приурочено редкометальное и в том числе ториево-редкометальное оруждение.

Наиболее характерной особенностью тектонической структуры района является его глыбовое строение, связанное с очень широким развитием разрывных нарушений, относящихся преимущественно к системе субширотных разломов, разграничивающих разновозрастные структурно-формационные зоны. Заложение этой системы разломов произошло еще в докембрийское время, но движения по ним, судя по соотношению их с более молодыми интрузивными породами, неоднократно происходили и позднее, вплоть до четвертичного времени. Амплитуда вертикальных перемещений отдельных блоков довольно значительна и измеряется сотнями метров.

Складчатые структуры осадочно-метаморфических пород протерозоя и синия нарушены дизъюнктивной тектоникой, а также значительно затусованы интрузивными образованиями.

По отдельным фрагментам крупных складок и характеру складчатости высоких порядков можно судить об интенсивной, часто изоклинальной складчатости докембрийских образований.

В интрузивных породах чрезвычайно интенсивно развита мелкая трещиноватость, связанная преимущественно с разрывными нарушениями. Разновозрастная трещиноватость присуща оруденелым метасоматическим породам. Как будет показано ниже, дорудная и внутрирудная тектоника имеет большое значение для размещения оруденения.

Описываемое месторождение располагается в пределах одного из массивов субщелочных кварцевых сиенитов, относящихся ко второй интрузивной фазе комплекса щелочных пород. Массив этот площадью около 1 км² расположен в узле сочленения нескольких разрывных нарушений и имеет штокообразную форму, в плане несколько удлиненную в направлении контролирующей зоны разломов. Он расположен среди кристаллических известняков протерозоя, смятых здесь в небольшую, но крутую антиклинальную складку, к ядру которой и приурочено интрузивное тело.

Субщелочные диопсидовые кварцевые сиениты, слагавшие массив, в основной своей массе претерпели глубокие постмагматические метасоматические изменения, с которыми связана редкометальная минерализация. Изменения эти связаны с последовательно сменявшимися процессами щелочного и кислотного метасоматоза, глубоко преобразовавшего первоначальный минеральный и химический состав пород. Основные этапы метасоматического процесса фиксируются последовательной сменой ведущих парагенезисов метасоматических минералов и в целом соответствуют направленности процессов на других месторождениях близких типов. Смена главных этапов метасоматоза имеет следующую последовательность: 1) калиевый этап (микроклинизация); 2) натриевый этап (альбитизация, образование рибекита и эгирина); 3) литиевый этап (образование литиевых и литийсодержащих слюд); 4) кремниевый этап (окварцевание); 5) фтор-углекислый этап (криолит-сидеритовые прожилки и штокверки). Отмеченная последовательность смены ведущих процессов метасоматоза фиксирует обычную эволюцию состава постмагматических растворов, выражающуюся в постепенном возрастании их кислотности и соответственно в закономерной смене сильных щелочей более слабыми основаниями.

Типичные метасоматические породы, слагающие основную часть площади массива, в своем минеральном составе практически не содержат минералов исходных кварцевых сиенитов. Лишь в некоторых случаях внутри зерен метасоматического микроклина отмечаются реликты кислого серицитизированного плагиоклаза, аналогичного плагиоклазу кварцевых сиенитов. Все остальные минералы пород являются новообразованными.

Метасоматические породы имеют неоднородный качественный и количественный минеральный состав. Главными минералами, слагающими породы, являются микроклин, альбит и кварц. На долю этих трех минералов приходится около 80—90% объема пород. Относительное содержание их непостоянно, но в среднем их количества примерно сопоставимы, т. е. по своему составу породы соответствуют гранитам. Значительно менее распространены породы, имеющие биминеральный (кварц-альбитовый, кварц-микроклиновый, альбит-микроклиновый) состав и мономинеральные породы состава альбититов, микроклинитов и др.

В значительно меньшем количестве в составе пород участвуют темноцветные минералы, представленные рибекитом (реже эгирином) и серией литиевых слюд, изменяющихся от литийсодержащего биотита и протолитионита до криофиллита-лепидолита. Содержание темноцветных минералов обычно составляет не более 10%, а присутствие в породах того или иного из них является четким показателем степени развития метасоматоза и специфики состава редкометального оруденения.

Состав темноцветных минералов закономерно изменяется по мере развития метасоматоза. С ранним, натриевым этапом метасоматоза связано образование рибекита и замещающего его эгирина. Позже, на менее щелочных этапах процесса, рибекит замещается литиевыми слюдами, состав которых изменяется в сторону постепенного возрастания, а затем уменьшения в них содержания лития. По составу темноцветных минералов могут быть выделены следующие главнейшие разновидности метасоматических пород: рибекитовые, циннвальдитовые, криофиллитовые, биотитовые.

Кроме перечисленных породообразующих минералов, в составе пород принимает участие большое число второстепенных минералов (табл. 22), часть из которых (криолит, томсенолит,

Таблица 22

Минеральный состав пород (руд) месторождения

Породообразующие минералы	Второстепенные минералы	Минералы редких и радиоактивных элементов
Микроклин, альбит, кварц, рибекит, эгирин, литиевые слюды (лепидолит, криофиллит, циннвальдит, протолитионит, литиевый биотит)	Криолит, томсенолит, флюорит, геварксит, сидерит, кальцит, топаз, магнетит, гематит, иоцит, ильменит, рутил, анатаз, брукит, пиролюзит, шпинель, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, самородный висмут, касситерит, гидрослюда, галлуазит, каолинит, эпидот, цоизит	Фергусонит, эвксенит, редкоземельный пирохлор, ферсмит, колумбит, ксенотим, монацит, бастнезит, гагаринит, гадолинит, циркон, малакон, торит, ферриторит

сидерит и др.) в редких случаях являются породообразующими, а большинство относится к минералам редких элементов. Среди последних наиболее распространены малакон, редкоземельный пирохлор, колумбит и ферриторит.

Отмечается закономерная приуроченность редкоземельного пирохлора и ранней генерации малакона, а также гагаринита к рибекитовым разновидностям пород, а колумбита, ферриторита, позднего малакона и других минералов редких элементов — к слюдяным разновидностям. Такая зависимость связана с тем, что редкоземельный пирохлор образуется в этап натриевого метасоматоза в ассоциации с рибекитом, а колумбит и ферриторит — в ассоциации с литиевыми слюдами на более позднем этапе процесса. При этом одновременно с замещением рибекита литевыми слюдами происходит колумбитизация пирохлора. Освобождающиеся при колумбитизации пирохлора редкие земли, по-видимому, фиксируются в ксенотиме, монаците, частично в ферриторите, малаконе и других минералах.

Изменения вмещающих массив кристаллических известняков довольно интенсивны. Они выражаются в предшествующем щелочному метасоматозу скарнировании, которое наиболее интенсивно развивается в участках экзоконтактов массива, где известняки заключают прослои сланцев или тела габбродиоритов. Зоны скарнирования мощностью до 0,5—1,0 м имеют пироксен-гранат-везувиановый состав и иногда содержат вкрапленность молибденита. В период, соответствующий метасоматическому преобразованию интрузивных пород массива, изменение кристаллических известняков выразилось главным образом в их флюоритизации. Зоны флюоритизации имеют мощность до 0,5—1,0 м, в раздувах — до 3—5 м и располагаются по периферии массива метасоматически измененных пород — на непосредственном контакте его с известняками либо чаще вдоль каких-то ослабленных зон (трещин, поверхностей контактов известняков с жиллообразными апофизами кварцевых сиенитов и др.) в известняках.

Кроме флюорита в их составе присутствуют микроклин, альбит, мусковит, а также циркон, торит, амблигонит, фенакит, берtrandит. Из-за неравномерного и невысокого среднего содержания этих минералов, а также небольшой мощности тел флюоритизированных пород практического значения они не имеют.

Рудным телом месторождения является весь массив метасоматически измененных пород, поскольку все метасоматические породы содержат редкометалльные минералы в виде рассеянной вкрапленности мелких зерен, а также тонких штокверков (рис. 52). Распределены редкометалльные минералы в породах довольно равномерно, но в пределах массива могут быть выделены участки относительно богатых и более бедных руд. Про-

странственно они в основном совпадают с распространением главных петрографических разностей пород.

Более бедными являются рибекитовые разности метасоматических пород, содержащие вкрапленность редкоземельного пирохлора (иногда частично колумбитизированного), малакона и небольшое количество гагаринита и фергюсонита. Со слабо

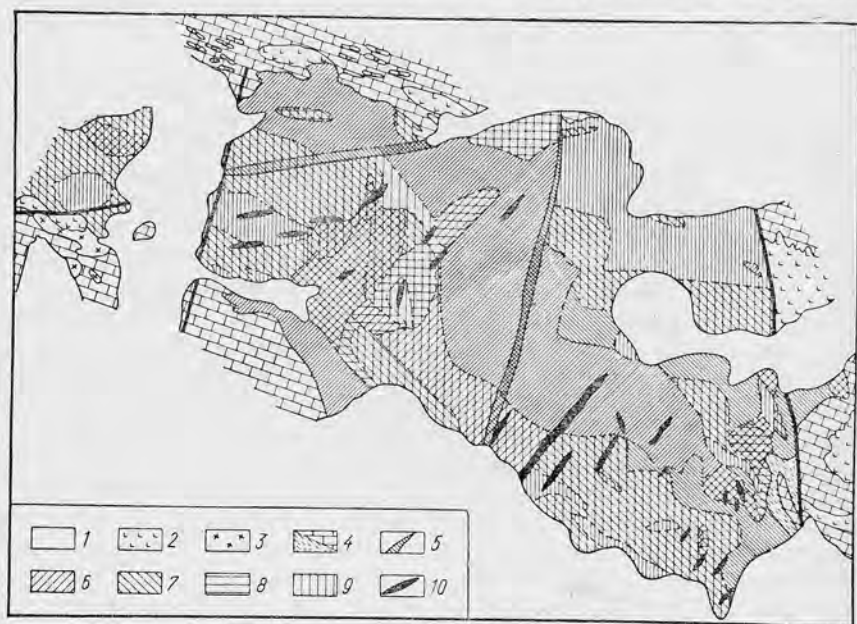


Рис. 52. Схема геологического строения месторождения:

1 — делювиальные отложения; 2 — кварцевые сиениты материнской интрузии; 3 — нижнепалеозойские диориты и гранодиориты; 4 — докембрийские мраморы и метаморфические сланцы; 5 — дизъюнктивные нарушения; 6—9 — метасоматические породы кварц-микроклин-альбитового состава (6 — с циннвальдитом, 7 — с криофилитом, 8 — с литиевым биотитом и протолитионитом, 9 — с рибекитом); 10 — альбититы.

проявленными в этих породах явлениями метасоматического образования слюд связаны небольшие количества ферриторита, колумбита и редкоземельных фосфатов.

Более высокие содержания полезных компонентов присущи криофиллитовым разновидностям пород, в которых редкометалльные минералы представлены главным образом колумбитом, ферриторитом и малаконом. Наиболее богаты редкими элементами циннвальдитовые разновидности, содержащие вкрапленность тех же редкометалльных минералов, что и в криофиллитовых разностях пород, а также штокверки тонкочешуйчатого циннвальдита с поздними генерациями минералов редких элементов — танталсодержащего колумбита, ферриторита, редкоземельных фосфатов.

Таким образом, рудное тело месторождения может рассматриваться либо в геологических границах массива метасоматических пород, либо в контурах изолиний принятых бортовых содержаний. Даже при наиболее высоких возможных бортовых содержаниях полезных компонентов рудные тела имеют достаточную мощность и протяженность для разработки их открытым способом.

В пространственном распределении руд с различным содержанием полезных компонентов отмечается горизонтальная зональность. Бедные рибекитовые руды с редкоземельным пирохлором, слагавшие на определенном этапе метасоматоза все тело метасоматических пород, сохранились в виде отдельных полей и участков преимущественно по периферии массива (см. рис. 52). Замещающие их более богатые криофиллитовые разновидности располагаются ближе к центру массива. Еще более поздние и наиболее обогащенные редкими элементами циннвальдитовые разности с колумбитом и ферриторитом приурочены главным образом к центральной части массива. Полоса этих пород протягивается от северо-западной к юго-восточной части массива. Пространственная позиция циннвальдитовых разновидностей пород определяется их тесной связью с внутрирудными тектоническими нарушениями. Контакты (зоны перехода) между упомянутыми разновидностями пород имеют крутое падение (что установлено по подземным горным выработкам). Изменения состава пород в вертикальном направлении не установлено. По-видимому, такой характер зональности связан с тем, что движение постмагматических растворов контролировалось главным образом крутопадающими зонами дробления и трещиноватости пород.

Возникновение и подновление таких зон имело место неоднократно при развитии метасоматоза, причем отмечается преимущественная связь различных минеральных ассоциаций с системами трещин различного направления. Так, для минеральных ассоциаций натриевого этапа характерна преимущественная связь с трещиноватостью северо-восточного и субмеридионального простирания. Это проявляется в соответствующей ориентировке тел альбититов и зон, обогащенных рибекитом, а также в плоскостной ориентировке самого рибекита. Близкую пространственную ориентировку имеют и участки развития биотит-содержащих пород. Напротив, минеральные ассоциации с криофиллитом и с циннвальдитом связаны преимущественно с трещинами северо-западного и субширотного направлений.

В вертикальном направлении по эрозионному срезу и подземным выработкам метасоматические изменения пород и редкометальное оруденение без какого-либо изменения прослежены на значительную глубину.

Ведущими полезными компонентами месторождения являются тантал и ниобий. Эти элементы могут извлекаться из по-

лучаемого при обогащении руд коллективного пирохлор-колумбитового концентрата. Попутно при обогащении руд получают малаконовый, ферриторитовый, литиевый, свинцово-цинковый и полевошпатовый концентраты. Значительное количество тория содержится в малаконовом и тантало-ниобиевом концентратах (содержание двуокиси тория в малаконе 1,2%, в пирохлоре 3%, в гагарините 1,9%). Редкоземельные элементы и иттрий также распределяются по разным концентратам: тантало-ниобиевому, ферриторитовому, малаконовому, что связано с вхождением редких земель в эти минералы (в пирохлоре содержание редких земель 12,5%, в малаконе 2,5%, в ферриторите 5%). Около 25% суммарного содержания редких земель в породах приходится на малакон и извлекается в циркониевый концентрат. Примерно 10—15% редких земель падает на долю гагаринита и фосфатов и около 10% — на пирохлор и ферриторит. В значительной степени (до 50%) редкие земли рассеиваются также в породообразующих и других менее распространенных минералах.

Таким образом, извлечение редких земель возможно лишь попутно при металлургическом переделе концентратов других редких элементов. Состав редких земель в рудах характеризуется преобладанием иттрия и элементов иттриевой группы (табл. 23). Отношение иттрия и иттриевых редких земель к цериевым редким землям в среднем составляет 7—3.

Таблица 23

Средний относительный состав редких земель ($\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3=100\%$)
в рудах месторождения

La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3
3,49	13,84	1,80	7,65	2,60	—	2,26	0,36	6,59	1,22	4,94	1,14
Yb_2O_3 Lu_2O_3 Y_2O_3											
7,50 0,70 46,4											

В большинстве главных минералов редких земель, которые при обогащении руд извлекаются в концентраты, — малаконе, ферриторите, гагарините, ксенотиме — редкие земли имеют существенно иттриевый состав (рис. 53). Лишь в пирохлоре и в мало распространенных монаците и бастнезите редкие земли имеют селективно цериевый состав.

Такое распределение редкоземельных элементов по минералам-концентраторам указывает на меньшую степень рассеяния элементов иттриевой группы (табл. 24) и возможность их более высокого извлечения. Оно способствует также отдельному извлечению цериевых и иттриевых редких земель, так как они распределяются по разным концентратам.

Описанные особенности месторождения характерны и для многих других месторождений этого типа. В частности, к этому типу относятся известные редкометальные месторождения плато Джос в Нигерии. Все они характеризуются комплексным составом руд при ведущем значении тантала и ниобия и по-

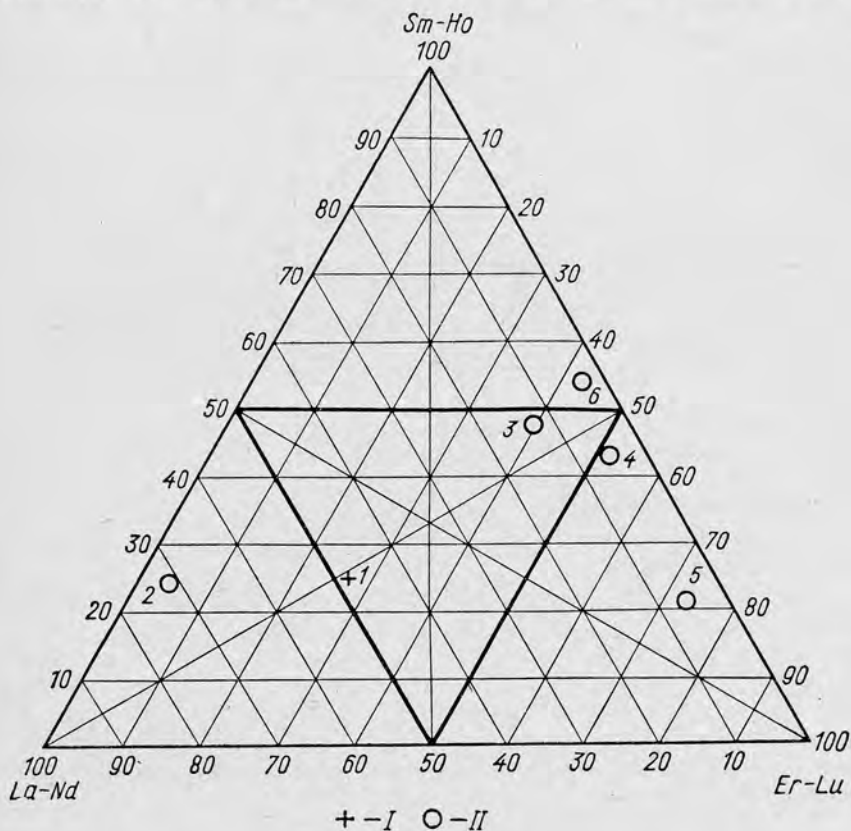


Рис. 53. Диаграмма состава редкоземельных элементов в рудном теле и типоморфных минералах месторождения:

I — средний состав редкоземельных элементов в рудном теле (*I*); *II* — состав редкоземельных элементов в минералах (2 — пирохлор; 3—4 — гагаринит; 5 — малакон; 6 — ферриторит).

путном извлечении тория, редкоземельных, циркония, лития и других компонентов. Месторождения, как правило, отличаются значительными масштабами, с крупными рудными телами, благоприятными для разработки открытым способом.

Как отмечалось выше, месторождение пространственно тесно связано с телами кварцевых сиенитов, представляющих собой вторую интрузивную фазу становления комплекса щелочных пород. Геологический возраст щелочных пород определяется про-

Примерный баланс цериевых и иттриевых редких земель в минералах метасоматических пород

Минерал	Относительное содержание в минерале		Относительное содержание в породе за счет минерала	
	ΣCe	ΣY	ΣCe	ΣY
Ферриторит	6,3	93,7	0,0075	0,113
Малакон	7,2	92,8	0,072	0,93
Пирохлор	82,6	17,4	0,0165	0,0035
Гагаринит	12,1	87,9	0,0012	0,0088
Среднее по расчету	—	—	8,5	91,5
Среднее по анализу	—	—	31,1	68,9

рыванием ими ниже- и среднепалеозойских гранитоидов. Определения абсолютного возраста щелочных пород (кали-аргоновым методом) дали значения 211—234 млн. лет, а возраста метасоматических пород — 180 млн. лет. Таким образом, эти данные указывают на мезозойский возраст интрузивных и метасоматических пород.

Чрезвычайно широкие масштабы метасоматоза, преобразовавшего породы на глубину во многие сотни метров, и тесная связь его с мощной зоной разломов свидетельствуют о более глубинном источнике постмагматических растворов, чем вскрытые в настоящее время эрозией тела кварцевых сиенитов, и о наложенном характере метасоматоза. Очевидно, связь рудного постмагматического процесса с кварцевыми сиенитами следует рассматривать как парагенетическую.

В связи с большой мощностью и изменением характера метасоматоза с глубиной интересно обсудить вопрос об источнике рудного вещества. Аналитические данные показывают, что с глубиной происходит уменьшение содержания в метасоматических породах редких элементов. Но даже в наиболее сильно окварцованных, практически безальбитовых, микроклин-кварцевых породах содержание редких элементов в несколько раз выше, чем в неизменных кварцевых сиенитах. Таким образом, источником рудного вещества могли являться либо породы еще более низких частей метасоматической колонны, из которых они выносились при окварцевании, либо же сами метасоматические растворы.

Глубина формирования месторождения, по-видимому, была сравнительно небольшой. Свидетельством этого является его

геолого-структурная позиция — приуроченность к жесткому срединному массиву, характеризующемуся отсутствием мощных толщ палеозойских отложений, и гипабиссальный характер интрузивов щелочных пород.

7. ТОРИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-НИОБИЕВО-ТАНТАЛОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рассматриваемые месторождения приурочены к полям гранитизации древних метаморфических толщ. Области их распространения отличаются сложным развитием и строением. Как правило, они находятся в структурах поднятий с выходами древних толщ, испытавших глубокий региональный метаморфизм. К числу их относятся срединные массивы, антиклинории подвижных поясов, активизированные краевые зоны платформ или областей завершенной складчатости. При этом во всех случаях они связаны с эпохами метаморфизма и сопутствующей гранитизации значительно более позднего (чем вмещающие структуры) периода развития подвижных областей. Так, например, в СССР такие месторождения известны среди метаморфических комплексов позднего докембрия Восточной Сибири, испытавших активизацию в период байкальского или герцинского циклов тектогенеза. В других подвижных поясах они размещаются в пределах байкало-каледонских структур, среди отложений позднего докембрия — раннего палеозоя, структуры которых активизированы в варисский цикл консолидации складчатого пояса.

Таким образом, особенности развития полей рассматриваемых месторождений связаны с существенно растянутыми во времени геологическими процессами. На раннем этапе их развития происходило накопление геосинклинальных осадочных и вулканогенных отложений, их складчатая консолидация и метаморфизм, а также внедрение интрузивных тел и после-складчатая гранитизация. Для позднего (собственно рудного) этапа характерны тектономагматическая активизация — возникновение наложенных тектонических структур в геоантиклинальных зонах молодого подвижного пояса (или области активации), дополнительный метаморфизм, завершающийся щелочным метасоматозом и сопутствующим магматическим замещением метаморфических пород.

Рассмотрим наиболее характерный пример подобного развития поля редкометалльных альбититов, приуроченного к древнему антиклинорию.

Вмещающая метаморфическая толща представляет собой разрез позднего докембрия — раннего палеозоя, первичные осадочно-вулканогенные породы которых преобразованы в кристаллические сланцы разных ступеней метаморфизма. Сланцы весьма изменчивого состава (альбит-хлорит-слюдистые, альбит-

эпидот-актинолитовые, нередко с глаукофаном) развиты по различным исходным породам, часто сменяющим друг друга в разрезе и по простиранию. В пределах антиклинория сланцы сохраняют сложные пликативные структуры, сильно нарушенные поздней метаморфической сланцеватостью, структурами будинажа тел древних гнейсо-гранитов и системой наложенных разломов. Перечисленные структурные элементы подчинены как меридиональному направлению, так и более ранним структурам близширотных поднятий. Более ранним пликативным структурам подчинено положение многочисленных интрузивных тел различных по составу изверженных пород, среди которых преобладают доордовикские микроклин-пертитовые граниты и гнейсы (включая зоны гранитизации) периода байкало-каледонской складчатости. Все отмеченные древние образования антиклинория пережили в последующем сложный полициклический метаморфизм на протяжении палеозойского периода геосинклинального развития смежных зон складчатого пояса, по отношению к которым антиклинорий представлял устойчивое поднятие с сокращенным разрезом миеосинклинальных фаций.

В полях развития редкометальных альбититов фациальный облик древних толщ определяется более поздним процессом диафтореза (верхний палеозой) и тесно связанным с ним щелочным метасоматозом и сопряженной гранитизацией. Вмещающие метаморфические породы в пределах таких полей отвечают переходным ступеням зеленосланцевый и эпидот-амфиболовой фаций, на общем фоне нарастающего прогрессивного метаморфизма по направлению, к эвгеосинклинальной зоне складчатого пояса, которая граничит с антиклинорием по крупному глубинному разлому. Наряду с отмеченной общей тенденцией в распределении фаций метаморфизма в локальных зонах антиклинория выделяются полосы относительно более высокого метаморфизма, совмещенные с тектоническими разломами длительного развития. Последние состоят из элементов продольных и поперечных сбросов, наиболее отчетливо проявленных вдоль границ массивов древних гранитоидов и вмещающих их сланцев. Все они составляют сопряженные элементы оперения глубинного разлома. Большинство наложенных на древние толщи разломов было залечено минеральными новообразованиями, связанными с этапом прогрессивного метаморфизма, диафтореза, завершающего его щелочного метасоматоза и сопутствующей гранитизации.

В процессе развития системы отмеченных тектонических нарушений можно выделить следующие главные этапы.

1. Этап заложения и раннего развития, который, вероятно, совпадает с растяжением байкало-каледонских складчатых структур в период заложения варисских геосинклинальных трогов. Тектонические элементы этого периода выполнены ранними

микроклин-пертитовыми гранитоидами различного состава и фациального облика. Их абсолютный возраст (с учетом влияния наложенных процессов метаморфизма) определяется в пределах 400—500 млн. лет.

2. В более поздний период прогрессивного метаморфизма те же тектонические структуры представляли зоны максимальных напряжений, признаками которых являются: а) наиболее отчетливое разгнейсование древних гранитов, перемятость и милонитизация примыкающих к ним сланцев, резкое возрастание микротрещиноватости и пористости всех типов пород, примыкающих к зонам напряжений; б) наличие реликтовых минералов более высокой ступени метаморфизма (пироп-альмандиновых гранатов, сплошных псевдоморфоз по ставролиту, преобразованных пироксенов с реликтовой фазой омфациита и др.; в) последующее развитие в тех же зонах глаукофановых сланцев, возникающих при напряженном состоянии пород в процессе метаморфизма.

3. Очередное обновление отмеченной системы тектонических нарушений в регрессивный этап метаморфизма способствовало наиболее интенсивному процессу диафтореза. Последний развивался в связи с разрядкой напряжений при общем поднятии континента. Падение внешнего давления способствовало росту активности подвижных компонентов в межпоровых растворах пород, и прежде всего увеличению парциального давления воды, соединений фосфора, фтора и других кислотных анионов и кислорода. Стремление к выравниванию основности системы предопределило последующее активное течение в тех же зонах процесса щелочного метасоматоза, сопряженного с ним реоморфизма древних гранитоидов в пределах тех же зон и начало новой гранитизации вмещающих сланцев.

Кали-аргоновые и свинцовые определения абсолютного возраста наложенных в связи с отмеченными процессами минералов показывают, что окружающие редкометальные альбититы метаморфические породы с минеральными парагенезисами прогрессивной стадии относятся к силуру — нижнему девону (435—380 млн. лет). Более поздние минеральные парагенезисы глаукофановых сланцев, редкометальных альбититов и тесно связанных с ними субщелочных и щелочных гранитов обнаруживают возраст 340—270 млн. лет, т. е. охватывают продолжительный период верхнего палеозоя, отвечающий орогенной стадии формирования складчатого пояса.

Таким образом, процесс щелочного метасоматоза и возникновение редкометальных альбититов прямо связаны с общим поднятием континента. Предшествовавшие этому петрогенные процессы, включая ранние стадии диафтореза, приводили к возникновению минеральных парагенезисов с возрастающей ролью сильных щелочей и кислот, связанных в слюдах, альбите и других минералах метаморфических пород. В отмеченных выше

зонах тектонических напряжений и последующего диафтореза слюды, амфиболы, хлориты, эпидот и другие минералы метаморфических пород заметно обогащены летучими кислотными компонентами (водой, фтором, фосфором, местами бором). Накопление их могло происходить в условиях повышенного притока тепла, так как вхождение перечисленных летучих в структуры минералов возможно в условиях эндотермического течения реакций.

Активность кислотных компонентов возрастала по мере падения внешнего давления, так как она прямо связана с парциальным давлением тех же компонентов во внутрипоровых растворах. Все это стимулировало последующий приток в те же зоны щелочей, постепенное увеличение их потенциала в поровых растворах и начало процесса щелочного метасоматоза, наиболее ярко проявленного вдоль обновленных тектонических разломов. Положение последних чаще всего совпадает с границами различных по механическим свойствам и химическому составу сред — массивов древних гранитоидов и вмещающих их сланцев фации наиболее глубокого диафтореза.

Наряду с глубинными источниками тепла, нельзя не признать роли глубинных эманаций в процессе диафтореза и сменявшего его щелочного метасоматоза. Однако не меньшая роль, по-видимому, принадлежит местным источникам мобилизации и перераспределения компонентов метасоматических реакций. На это указывает сокращение объема и относительно быстрое выклинивание вдоль тектонических зон (на глубине 500—600 м от современной поверхности) всех типов метасоматических пород. Это относится также к фации глаукофановых сланцев, непосредственно окаймляющих и несколько продолжающих на глубину метасоматические залежи редкометальных альбититов, и тесно связанной с ними фации реоморфических гранитоидов (рис. 54).

Таким образом, в охарактеризованной обстановке существует определенный критический уровень формирования метасоматических пород, который определяется соотношением между внешним давлением на минеральные фазы пород метасоматического субстрата и внутренним давлением равновесных с ними поровых растворов. Это отношение является одним из ведущих параметров системы, который в разные стадии метасоматического процесса определял активность вполне подвижных компонентов, прежде всего воды и сильных щелочей, а также дифференциальную подвижность всех компонентов в разных зонах и на разных уровнях рудного поля.

В рассматриваемом примере наиболее активные реакции метасоматического минералообразования развивались на флангах выклинивающихся, в том числе и на глубину, гранитоподобных метасоматитов, как бы регенерирующих поля меж-

слоинноинъекционных тел древних микроклин-пертитовых гранитов.

Несмотря на тенденцию к выравниванию в процессе метасоматоза составов исходных гранитов, гнейсов и вмещающих метаморфических сланцев, возникающие гранитоподобные метасоматиты обнаруживают сложное зональное строение. Соот-

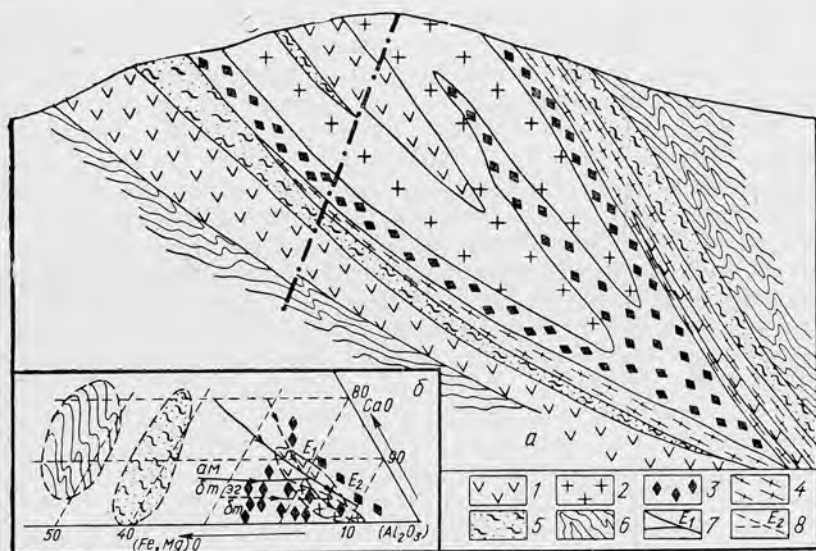


Рис. 54. Принципиальная схема строения полей редкоземельных альбититов:

a — геологический разрез; *б* — диаграмма плавкости: 1 — древние (доордовикские) микроклин-пертитовые плагиограниты; 2 — поздние субщелочные и щелочные граниты фации магматического замещения (верхний палеозой); 3 — зоны метасоматических полевошпатовых гнейсов и редкометалльных альбититов; 4 — зоны глаукофановых сланцев; 5 — альбитизированные сланцы; 6 — аповулканические и парасланцы альбит-эпидот-амфиболовой субфации; 7 — линии котектической кристаллизации и точка эвтектического плавления «идеального гранита» Эсколя; 8 — линия котектической кристаллизации и точка эвтектического плавления щелочного гранита — граносенинта.

ношение в пределах залежей пород с различными минеральными парагенезисами и структурой (при широких количественных вариациях альбита, кварца, микроклина, фенгит-мусковитовых слюд, эгирина, щелочных амфиболов, второстепенных минералов, включая редкометалльные) определению указывают на господствующую метасоматическую природу их образования, хотя метасоматоз в определенных условиях достигает состояния магматического замещения (или собственно гранитизации).

Вмещающие метаморфические сланцы по направлению к границам гранитоподобных метасоматитов характеризуются все

возрастающей степенью порфиروبластической альбитизации. Эндоконтакты залежей выделяются четкими контактами, по которым альбитизированные (обычно глаукофановые) сланцы сменяются существенно альбититовыми породами с различными примесями микроклина, кварца, слюд, железо-натриевых силикатов и второстепенных минералов. Возникающие в контурах залежи альбититы в значительном объеме являются апосланцевыми. Вместе с тем в них достаточно явно выделяются полосы, заместившие бывшие инъекции древних гранитов и гнейсо-гранитов, тела которых продолжают за пределы метасоматической залежи в толще вмещающих сланцев.

Метасоматическую природу всех разновидностей редкометальных альбититов, особенно в эндоконтактных зонах залежей, отчетливо выявляет реликтовый рисунок многих деталей текстур и слоисто-пликативных форм замещенных сланцев.

Внутри и по восстанию залежей альбититы сменяются щелочными гранито-гнейсами и гранитами, структуры и сложения которых свидетельствуют о реоморфическом течении пород. Самое высокое и центральное положение в залежах занимают гранитоиды со структурами и текстурами, наиболее близкими к эруптивным породам, хотя и среди последних по чередованию полос эгириновых и слюдяных разностей с остаточными блоками слюдитов и сланцев распознаются черты замещенной сланцевой толщи, ранее инъектированной древними гранитами.

Анализ минеральных парагенезисов пород в залежах редкометальных альбититов свидетельствует о диффузионно-инfiltrационном течении метасоматического процесса по многим параллельным каналам, при отчетливом температурном градиенте системы. В ходе метасоматического процесса более ранняя альбитизация метаморфических пород и древних гранитоидов субстрата вела к вытеснению из минералов и концентрации в растворах калия, главным образом за счет фельдшпатизации слюд, и последовательно сменялась микроклинизацией, затем вновь альбитизацией. Каждому из этапов щелочного метасоматоза с переменной активностью щелочей отвечает появление сопряженных зон отложения перемещенных компонентов (эгиринизация — рибекитизация, окварцевание, флюоритизация).

Состав конечных образований, несмотря на вариации состава второстепенных и порообразующих минералов исходных пород, во всех случаях в контурах залежей редкометальных альбититов приближается к наиболее легкоплавкой эвтектике щелочного гранита — граносиенита (см. рис. 54).

Образование существенно микроклин-альбитового парагенезиса метасоматических пород (с редкометальной минерализацией) лишь условно можно выделить в длительном метаморфическом и метасоматическом процессах преобразования тел древних гранитов и вмещающих их сланцев.

В зонах разломов древние граниты и вмещающие их сланцы отличаются появлением наложенных минералов в виде альбита, фенгитовых слюд и амфиболов группы глаукофана, которые выражают начальную стадию наступающего процесса щелочного метасоматоза с преимущественной активностью натрия и инертным поведением всех других компонентов гранитов и сланцев доордовикского субстрата. Постепенно щелочность процесса нарастает, и более активным компонентом становится калий. Именно с этого момента и начинается формирование порообразующих минералов метасоматических залежей гранитоподобных пород, включая характерные для них редкоземельные минералы.

Весь дальнейший процесс формирования продуктивных пород условно может быть подразделен на несколько последовательных этапов.

1. Ранний калиевый этап метасоматоза, проявляющийся в микроклинизации и развитии фенгит-мусковитовых слюд, вытесняющих плагиоклаз и магнезиально-железистые силикаты из гранитоидов и сланцев субстрата.

2. Поздний натриевый этап метасоматоза, сменяющий калиевый после фиксации основной массы калия в микроклине и слюдах. При этом остаточный плагиоклаз и значительная часть микроклина замещаются вначале шахматным альбитом, позднее лейстовым альбитом и кварцем; фенгит преобразуется в ферримусковит. В ту же стадию непосредственно в разломах, отличающихся большей активностью кислорода и повышенной подвижностью глинозема, парагенезис из лейстового альбита и кварца дополняется железо-натриевыми силикатами (группы эгирина и рибекита).

3. Поздний кислотный этап метасоматического процесса выражает дальнейшее падение щелочности растворов на фронте перемещенных кислотных компонентов. Здесь метасоматоз продолжается в виде фторо-кремниевых кислотного выщелачивания, ведущего к появлению позднего парагенезиса из кварца, флюорита и мусвит-циннвальдитовых слюд.

Минеральные парагенезисы перечисленных этапов процесса большей частью налагаются на предыдущие, обнаруживая вместе с тем тенденцию к обособлению в пространстве и отражая определенные фации метасоматических образований, зонально сменяющих друг друга в пределах единых залежей. Различные типы зональности многократно повторяются в контурах залежей, подчеркивая унаследованное положение ранее чередующихся полос древних гранитоидов и сланцев.

Положение редкоземельных минералов в перечисленных этапах метасоматического процесса в общем виде представляется следующим. Наиболее ранним среди них является малакон (его главная генерация), кристаллизующийся в конце этапа микроклинизации. Заметное падение щелочности раство-

ров при смене калиевого метасоматоза натриевым определяет появление ранней (бедной танталом) разности фергусонита длиннопризматического габитуса. На фронте перемещенных компонентов, где формируются тела камерных пегматитов существенно микроклинового состава, место фергусонита занимает самарскит.

В период преимущественного отложения лейстового альбита и кварца возникает главная масса фергусонита светлых тонов и изометрического габитуса (более богатого танталом). В этот же период выделяется поздний, более богатый гафнием циркон, чаще всего образующий внешние каймы зональных кристаллов, реже самостоятельные мелкие бипирамидальные выделения.

В фациях развития железо-натриевых силикатов место фергусонита занимают минералы группы пирохлора — эльсвортит, чаще редкоземельные плюмбопирохлоры, так как возрастание потенциала кислорода способствует все большему вхождению свинца в состав пирохлоров. Нередко пирохлор образует псевдоморфозы по более ранним минералам группы фергусонита.

В завершающий этап фторно-кремниевое метасоматоза кристаллизуются касситерит и минералы группы колумбита. Некоторые более ранние тантало-ниобаты (обычно фергусонит и самарскит) подвергаются в этот этап колумбитизации. Наиболее поздним минералом этого этапа является ферриторит, иногда по составу отклоняющийся к ферриураноториту.

В экзоконтактных зонах альбититов среди слабо измененных гранитов и сланцев перемещенные компоненты формируют гнезда и прожилки существенно слюдисто-кварцевого состава с примесью альбита, карбонатов и хлорита, в которых отмечаются минералы бериллия (гадолинит, берилл, редко гентгельвин), апатит, редкоземельные силикаты и фторкарбонаты.

Еще более поздний гидротермальный процесс выражен в появлении наложенных на метасоматиты и вмещающие сланцы секущих прожилков, состоящих из кварца, карбонатов, хлорита, стильпномелана, в составе которых отмечаются также ортитчевкинит, фторкарбонаты и фториды редких земель, шеелит, вольфрамит, молибденит, галенит, пирит, сфалерит и некоторые другие сульфиды.

Генетические черты редкометальной минерализации, таким образом, связаны с петрогенезисом всего комплекса метасоматических образований в пределах возникающих залежей гранитоподобных пород. Источник редких элементов удастся выяснить, проследив весь процесс формирования метасоматических пород, влияющие исходных пород субстрата и те преобразования, которые испытали древние гранитоиды и вмещающие их кристаллические сланцы.

Все разнообразие метасоматических пород в пределах залежей редкометальных альбититов связано с зональностью распределения разновременных парагенезисов метасоматического

процесса и различным составом исходных гранитоидов и сланцев дометасоматического субстрата. С учетом этих особенностей в рассматриваемом поле редкометальных альбититов можно выделить три ряда взаимосвязанных в метасоматических колонках фаций пород:

1) ряд альбититов по сланцам: хлоритово-слюдистые сланцы — фельдшпатизированные сланцы — эгирин-кварц-альбитовые гнейсы — альбититы по сланцам;

2) ряд альбититов по гранито-гнейсам: аповулканические сланцы — фельдшпатизированные глаукофановые сланцы — эгирин-микроклин-альбитовые гнейсы — альбититы по гранито-гнейсам;

3) ряд альбититов по гранитам: микроклин-пертитовые плагиограниты — альбитизированные (слюдистые или эгиринно-слюдистые) микроклин-альбитовые граниты — слюдистые или эгиринно-слюдистые альбититы по гранитам.

В перечисленных колонках могут быть выделены близкие фации, отвечающие степени проявления последовательных минеральных парагенезисов метасоматического процесса (как правило, без полного замещения):

1) фации исходных пород — пара- и аповулканических сланцев и инъецирующих их плагиогнейсо-гранитов, в основном испытавших в экзоконтакте залежей альбититов слабое влияние раннего (натриевого) этапа щелочного метасоматоза, а также наложение минералов перемещенных компонентов последующих этапов (окварцевание, биотитизация);

2) фации фельдшпатизированных пород с интенсивным проявлением ранней стадии метасоматоза (наложенный парагенезис изометрического альбита, глаукофана и других железонариевых силикатов и небольшого количества микроклина);

3) фации магматического замещения (и реоморфизма) с наиболее полным проявлением ранних — натриевого и калиевого — этапов щелочного метасоматоза и последующим отложением минеральных парагенезисов и перемещенных компонентов (эгиринизация, поздняя лейстовая альбитизация и окварцевание);

4) фации редкометальных альбититов, в которых наряду с ранними этапами щелочного метасоматоза особенно интенсивно проявился поздний натриевый этап лейстовой альбитизации, а также все минеральные парагенезисы вынесенных компонентов сопряженных зон метасоматических колонок (эгиринизация, окварцевание, флюоритизация, карбонатизация).

Общую картину метасоматической зональности в пределах залежей гранитоподобных пород усложняют перемещенные компоненты реакций сопряженных метасоматических колонок по породам разного исходного состава.

Рассмотрим основные черты петрогенезиса метасоматических пород на примере одной из колонок (альбититов по сланцам),

[illegible]

Рис. 55. Метасоматическая колони-ка альбитов по сланцам:

- 1 — альбит;
2 — микроклин;
3 — кварц;
4 — слюды;
5 — хлориты;
6 — эгирин;
7 — флюорит;
8 — пистацит;
9 — карбонаты;
10 — сфен,
магнетит, ма-
гнетит и суль-
фиды; 11 —
тантало - нио-
баты, мала-
кон, торит,
касситерит.

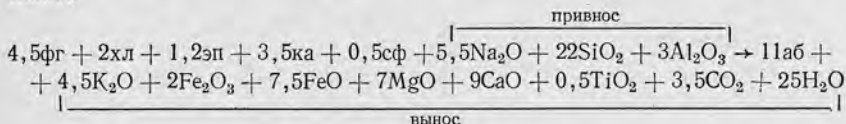
что позволит попутно коснуться вопроса об источнике редких элементов и условий редкометальной минерализации пород.

Изменение минеральных парагенезисов, химического состава и баланса веществ в разных зонах рассматриваемой метасоматической колонки показано на рис. 5.5. В общем виде колонка эта выражает постепенное увеличение щелочных полевых шпатов, замещающих слюды, хлориты, эпидот и другие минералы исходных сланцев. Замещение исходных слюдисто-хлоритовых сланцев фельдшпатизированными сланцами сопровождается главным образом привнесением натрия и кремния, что выражено в заметном увеличении порфиروبластического альбита. Хотя натрий и кремний выносятся из тыловых зон колонки, объема этих компонентов явно недостаточно для баланса реакции фиксируемого минералообразования. В систему на протяжении всего метасоматического процесса должны были поступать оба компонента, возможно, в форме растворимого кремне-натриевого соединения. В схематизированном виде уравнение минеральных преобразований в отмеченных смежных зонах колонки передает первая реакция в табл. 25.

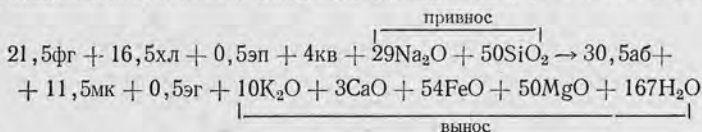
Таблица 25

Схематические уравнения минеральных преобразований в смежных зонах метасоматической колонки альбититов по сланцам

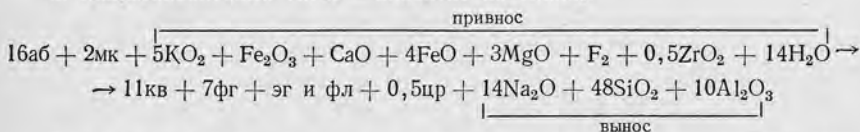
1. Слюдисто-хлоритовый сланец — фельдшпатизированный слюдистый сланец



2. Фельдшпатизированный слюдяной сланец — кварц-альбитовый гнейс



3. Кварц-альбитовый гнейс — альбитит по сланцу



Примечание: фг — фенгит, хл — хлорит, эп — эпидот, ка — кальцит, сф — сфен, аб — альбит, кв — кварц, мк — микроклин, эг — эгирин, фл — флюорит, цр — циркон.

В балансе веществ этих зон наиболее существенным является вынос калия и всех слабых оснований, а также фосфора, углекислоты и воды. Вместе с кремнием и натрием привносятся фтор и многие редкие элементы.

В стандартном объеме пород отмечается приращение кислорода (на 6,3%). В обеих зонах сохраняется уровень щелочности среды (валовой активности щелочей), но в зоне фельдшпатизации возрастает относительная активность натрия. В ходе преобразования исходных сланцев на раннем натриевом этапе метасоматоза происходит приращение количества вещества (на 1,1%) и объемной массы породы (+0,03), а также суммарного объема (на 1266 усл. ед.) элементарных ячеек минералов.

Ионный потенциал возникающих минеральных парагенезисов снижается на 3,9 усл. ед., что косвенно указывает на эндотермический ход реакций.

В следующей зоне этой колонки — слюдистых и эгириново-слюдистых разностях кварцево-альбитовых гнейсов — в еще большей степени возрастает объем альбита на раннем этапе натриевого метасоматоза. В ходе дальнейшей фельдшпатизации сланцев полностью вытесняются хлориты, эпидот, сфен, а также значительная часть слюд, при попутном преобразовании остающейся их части.

Накапливающийся при замещении слюд калий, потенциал которого возрастает по мере фиксации натрия в составе альбита, вызывает последующие реакции калиевого метасоматоза (порфиобластическую микроклинизацию), при которых микроклин замещает не только кварц и слюду, но и альбит изометрического габитуса предшествующего парагенезиса. В этой части метасоматической колонки фенгитовые слюды замещаются ферримусковитовыми, в ассоциации с которыми нередко появляется эгирин. Почти полностью исчезают акцессории исходных сланцев (сфен, ильменит, апатит) и в небольшом количестве появляются редкометалльные акцессории альбититов (малакон, тантало-ниобаты, ортит, ксенотим, монацит).

Главные черты уравнивания минерального преобразования в этой зоне колонки (относительно зоны фельдшпатизированных сланцев) передает вторая реакция в табл. 25. Баланс веществ при этом в основном определяется выносом алюминия, суммарного железа, магния, кальция, титана, фосфора и фтора; выносятся также калий, несмотря на фиксацию его в микроклин.

Привносится кремний, натрий и редкие щелочи. Объемная масса пород остается примерно прежней, но суммарный объем элементарных ячеек возникающего парагенезиса меньше исходного (на 4750—4845 усл. ед.). Такое сокращение объема минеральных фаз, учитывая сохранение при метасоматозе общего объема пород, должно создавать в этой фации благоприятные условия для отложения минералов прежде всего такого избыточного подвижного компонента, как кварц. В действительности такого отложения не происходит, за исключением небольшого количества минералов позднего парагенезиса (эгирина и редкометалльных акцессориев). Причина, по-видимому, кроется в значительно более высокой активности щелочей в зоне возникаю-

щих микроклин-альбитовых гнейсов, что способствует растворению и выносу большинства компонентов. Эгиринсодержащие породы этой части колонки возникают в условиях относительно избытка кислорода и наибольшей подвижности алюминия, при высокой активности щелочей. Это обеспечивает более инертное поведение кислорода (окисление железа) и образование эгирина. Скорее всего такая фация отвечает залеченным разрывным нарушениям, на что указывает наиболее мономинеральный (существенно альбитовый) состав пород. Общий ход метасоматического процесса, как и в предыдущей зоне, ведет к снижению суммарного ионного потенциала возникающих минеральных парагенезисов (еще на 3,3 усл. ед.).

Крайней тыловой зоной рассматриваемой колонки являются альбититы по сланцам. Последние имеют резкие контакты с вмещающими метасоматическими залежами сланцами (обычно глаукофановыми), а внутри залежей постепенно сменяются описанной выше зоной микроклин-альбитовых гнейсов. Фацию эту следует рассматривать как тыловую в колонке не столько в силу тенденции к мономинеральности ее состава, сколько благодаря накоплению в ней минералов наиболее поздних парагенезисов, в том числе редкометаллических. Можно предположить, что альбититы всех типов колонок, по своему нахождению во внешних частях, намечают положение наиболее открытых нарушений, где метасоматический процесс протекал более активно и длительно. Этим, видимо, и объясняется локализация здесь наиболее поздних минеральных парагенезисов.

В колонке альбититов по сланцам конечные метасоматические образования отличаются от зоны микроклин-альбитовых гнейсов меньшим количеством микроклина и альбита, большим количеством кварца, слюд (мусковит-циннивальдитового состава), флюорита, эгирина, иногда карбонатов и различных редкометаллических акцессорных минералов, т.е. всех минеральных компонентов, которые могут быть связаны с зоной сопряженного отложения компонентов, выносимых из смежных зон более высокой активности щелочей. Альбит и кварц представляют здесь наиболее поздние генерации этих минералов, при этом они замещают и частично регенерируют более ранний кварц и корродируют микроклин.

Общее уравнивание минеральных преобразований передает третья схематическая реакция (см. табл. 25). Несмотря на вынос в этом случае щелочей (выражено замещением микроклина и альбита кварцем и слюдой), несколько возрастает доля калия, связанного слюдой. В целом же альбититы рассматриваемой фации формируются в условиях выноса кремния (несмотря на увеличение количества свободного кварца), алюминия и редких щелочей при возрастающих отношениях Rb/K и Rb/Li . В минералах конечных парагенезисов возрастает роль слабых оснований, особенно окисного железа и кальция, а также всех редких

элементов, образующих здесь в наибольшем объеме самостоятельные минералы (фация продуктивных пород с малаконом, различными тантало-ниобатами, касситеритом, торитом и другими минералами). В породах возрастает также доля фтора и воды, но фтор теряет связь со слюдами и в главной своей массе входит в состав флюорита.

В этой зоне продолжается снижение суммарного объема элементарных ячеек возникающих минеральных парагенезисов, что при понижающейся щелочности среды способствует отложению минералов поздних парагенезисов, в том числе редкометалльных. В рассматриваемой фации метасоматитов происходит дальнейшее увеличение количества кислорода в стандартном объеме пород (на 4,1% в эгириновых разностях пород и на 6,7% в слюдяных разностях). Конечные минеральные парагенезисы альбититов тыловой зоны отличаются от пород смежной зоны колонки величиной прироста суммарного потенциала (на 3,5 усл. ед.), что свидетельствует об их образовании в обстановке выделения тепловой энергии.

Рассмотренные особенности минералообразования в наиболее продуктивной зоне альбититов, прежде всего снижение здесь температуры и повышение кислотности среды способствовали накоплению редкометалльных минералов. Это скорее всего могло быть вызвано распадом щелочно-фторидных комплексов, выносимых из зон метасоматических реакций, протекавших при более высоких щелочности среды и температуре.

Поведение редких элементов в разных зонах описанной выше колонки альбититов по сланцам (степень концентрации, распределение между пороодообразующими и собственно редкометалльными минералами) прямо связано с переменными свойствами слюд на разных стадиях метасоматического процесса и, следовательно, в разных зонах метасоматитов.

В составе исходных сланцев слюды преимущественно фенгитовые, с преобладанием пикрофенгитового компонента. По мере развития метасоматического процесса в направлении к тыловой зоне альбититов они все больше обогащаются мусковит-ферримусковитовыми составляющими, из которых первая доминирует в слюде, находящейся в парагенезисе с эгирином (во втором случае место эгирина обычно занимает магнетит-мартит). В тыловой зоне редкометалльных альбититов в составе слюд появляется циннвальдитовый компонент. Существует определенная зависимость состава слюд (особенно в отношении вхождения и координации глинозема) от валовой активности щелочей в разных зонах метасоматической колонки: во всех случаях количество алюминия обратно пропорционально щелочному индексу пород. При равных уровнях щелочности слюды, находящиеся в парагенезисе с эгирином, более богаты алюминием, чем слюды в парагенезисе с магнетитом. Поведение алюминия в составе слюд определяет, в свою очередь, особенности изоморфизма дру-

гих элементов, в том числе изоморфные емкости слюд в отношении редких элементов. В этом отношении первоочередный интерес представляют такие элементы — примеси слюд, как фтор, литий, тантал и ниобий.

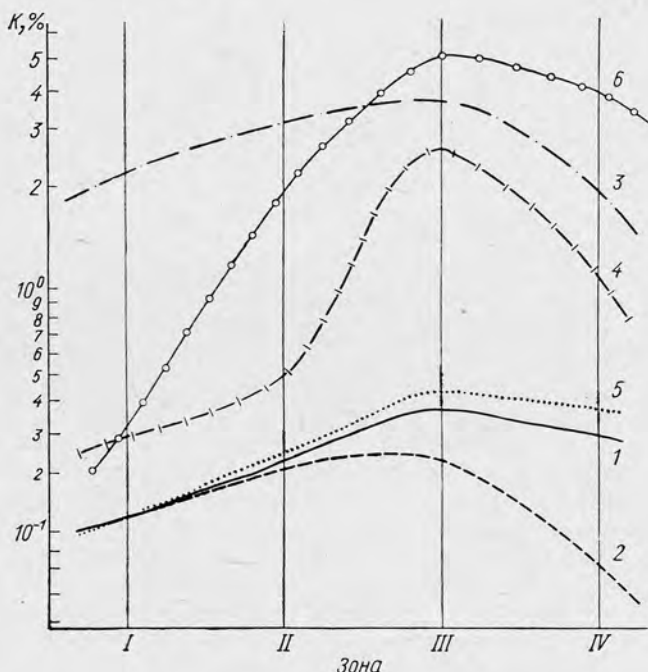


Рис. 56. График изменения содержания элементов-примесей в слюдах смежных зон метасоматических колонок (K — коэффициент в кристаллохимических формулах слюд):

I — передовая зона колонок (сланцы и микроклин-пертитовые плагиограниты); *II* — промежуточная зона (фельшпатизированные сланцы и альбитизированные граниты); *III* — промежуточная зона (микроклин-альбитовые граниты и гнейсы); *IV* — тыловая зона (все типы альбититов); 1 — фтор; 2 — фтор в слюдах, находящихся в парагенезисе с флюоритом; 3 — вода; 4 — литий (по данным пламенной фотометрии); 5 — тантал $K \times 100$; 6 — ниобий $K \times 100$ (по данным количественного спектрального анализа).

Содержание фтора в слюдах разных зон метасоматитов варьирует от 0,3 до 2,3%; изменяется также отношение фтора к воде (по коэффициентам кристаллохимических формул) от 1:2 до 1:30.

Если рассматривать изменение содержания фтора в слюдах по зонам рассмотренной метасоматической колонки (рис. 56), то оно возрастает от передовой зоны исходных сланцев к зоне альбит-микроклиновых гнейсов и резко падает в тыловой зоне

редкометалльных альбититов, особенно там, где мусковит-циннвальдитовые слюды находятся в парагенезисе с плавиковым шпатом. Параллельно с фтором в слюдах отмечается накопление воды и последующее падение ее содержания в слюдах альбититов; вполне вероятно, что концентрация фтора в слюдах находится в зависимости от парциального давления водяного пара.

Литий в небольшом количестве содержится в слюдах всех типов пород. К тыловой зоне колонки доля его в слюдах возрастает, несколько понижаясь вновь в зоне редкометалльных альбититов. Вместе с тем непосредственно примыкающие к ней сланцы в узкой полосе обогащены циннвальдитом. Существует прямая зависимость между вхождением лития в состав слюд и валовой активностью щелочей в соответствующие этапы метасоматического процесса.

В идеализированной метасоматической колонке (см. рис. 56) показано также изменение изоморфной емкости слюд в отношении тантала и ниобия. В передовой зоне исходных сланцев содержание их (тантала и ниобия) в слюдах составляет 0,0013 и 0,0034, в зоне фельдшпатизированных сланцев — 0,0025 и 0,02, в альбит-микроклиновых гранито-гнейсах — 0,0046 и 0,055, а в тыловой зоне редкометалльных альбититов — 0,004 и 0,042.

Таким образом, изоморфная емкость слюд в отношении тантала и ниобия возрастает по мере появления парагенезисов, отвечающих возрастающей щелочности среды минералообразования, но падает в слюдах конечных парагенезисов (альбититах тыловой зоны), где появляются самостоятельные тантало-ниобаты. Следует при этом заметить, что емкость слюд в отношении всех редких элементов возрастает при нахождении их в парагенезисе с эгирином. Это прямо связано с кристаллохимическими особенностями таких слюд, отличающихся относительным преобладанием алюминия в октаэдрической координации, что способствует увеличению их изоморфной емкости, особенно в отношении тантала и ниобия.

Тантал и ниобий, таким образом, постепенно накапливаются от зоны альбитизированных сланцев и древних гранитов (концентрация в несколько кларков) к промежуточной зоне микроклин-альбитовых гнейсов (на один порядок выше кларка) и к тыловой зоне продуктивных альбититов (на два порядка выше кларка). Лишь в последней зоне до 80% обоих компонентов входит в состав собственных минералов (тантало-ниобатов), в остальных зонах в главной своей массе тантал и ниобий рассеяны среди других минералов (в сфене, титаномagnetите, ортите, слюдах и амфиболах).

Рассмотрим распределение некоторых других редких элементов в месторождениях редкометалльных альбититов, при этом коснемся только радиоактивных и редкоземельных элементов.

Все разновидности щелочных метасоматитов в пределах рудных полей отличаются повышенной радиоактивностью. В процес-

се щелочного метасоматоза отмечается постепенное накопление радиоактивных элементов, мобилизуемых щелочными растворами. Уран накапливается в основном в редкометальных аксессуориях средних стадий метасоматического процесса; 40% его находится в малаконе, 30% — в тантало-ниобатах (главным образом в пирохлоре) и лишь около 30% — в более позднем ферриторите. Торий в большей части накапливается на поздней стадии процесса, в условиях заметного падения щелочности среды минералообразования. Лишь 30% его входит в состав малакана, 5—10% — в редкоземельные тантало-ниобаты, а 60% — в поздний ферриторит, отлагающийся в конце завершающей стадии фторо-кремнивого метасоматоза, после всех тантало-ниобатов и касситерита.

Ферриторит отмечается среди всех типов альбититов и в меньшем количестве среди метасоматитов промежуточных фаций. Редко он наблюдается в виде хорошо образованных кристаллов — усеченных дипирамид со сглаженными гранями. Иногда он образует сферолиты светлых тонов, окруженные темной рубашкой хлорита. Чаще всего он имеет удлиненно-округлую форму без видимых кристаллических граней. Цвет его непостоянен — от сургучного и буро-красного до почти бесцветного. Размеры выделений от 0,05 до 0,5 мм, чаще около 0,2 мм. В более крупных выделениях хорошо различимы трещинки «усыхания». Чаще всего он ассоциирует с эгирином, малаконом и тантало-ниобатами, которые отчетливо корродирует. Местами торит разъедается наиболее поздним флюоритом или окаймляется ортит-чевкинитом. В естественном состоянии он преимущественно метамиктен, хотя в отдельных участках обнаруживает под микроскопом слабое двупреломление. По сети тонких трещинок минерал замещается гематитом. При химических анализах минерала отмечаются следующие вариации его состава: 1,3—2,5% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; 0,2—2,5% UO_2 ; 51,6—57,3% ThO_2 ; 18,6—19,4% SiO_2 ; 1,3—2,4% CaO ; 0,1—1,2% ZrO_2 ; 2,8—3,3% Al_2O_3 ; 0,5—7,4% H_2O ; другие примеси: 0,1—4,2% $\text{Y} + \text{TR}$; 0,03—0,05% Ta_2O_5 ; 0,1—0,5% Nb_2O_5 .

Иттрий и редкоземельные элементы в продуктивных фациях залежей редкометальных альбититов практически не образуют самостоятельных минералов (за исключением редко встречаемых фторкарбонатов и фторидов редких земель, минералов группы ортита — чевкинита). При этом в исходных породах дометасоматического субстрата редкоземельные элементы в основном заключены в сфене (до 0,5—0,8%), ильмените, гранатах и эпидоте; лишь в непосредственном экзоконтакте метасоматических залежей содержание редкоземельных элементов местами повышается за счет наложенного гадолинита.

Основная масса редкоземельных элементов в альбититах связана с другими редкометальными аксессуориями: около 10% их входит в состав малакана, столько же связано с флюоритом,

но преобладающая часть (до 70% общего содержания) связана с редкоземельными тантало-ниобатами, главным образом с фергусонитом, и, таким образом, попадает в коллективный тантало-ниобиевый концентрат.

Наряду с изменением концентрации иттрия и редкоземельных минералов в разных фациях метасоматитов изменяются также количественные соотношения между отдельными редкоземельными элементами группы церия, промежуточных и тяжелых лантаноидов. Это связано с различным составом редкоземельных элементов в редкометалльных минералах одновременных минеральных парагенезисов, отлагавшихся при различных режимах кислотности-щелочности метасоматического процесса (табл. 26 и рис. 57).

Т а б л и ц а 26

Состав лантаноидов в редкометалльных и аксессуарных минералах
гранитоподобных метасоматитов, вес. %

Минерал	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ (без Y)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
Ортит	18,97	19,0	46,9	6,0	21,6	3,6	0,2	2,0	0,2
Самарскит	19,42	—	3,3	—	0,6	3,6	1,3	5,3	1,0
Иттриевый плумбопироксид	11,80	—	1,3	—	7,9	9,2	1,3	6,6	1,3
Плюмбопироксид	4,87	—	4,2	—	21,3	12,8	—	—	—
Фергусонит (II генерация)	38,62	—	2,5	—	5,0	3,8	—	—	—
Иттротанталит	39,5	3,3	8,9	—	6,5	2,6	—	4,3	—
Гадолинит	43,61	—	0,5	—	0,5	1,5	0,5	5,6	0,5
Эпидот	0,7561	4,7	34,1	—	36,7	4,5	—	2,1	Не опр.
Сфен	0,653	5,1	27,6	—	38,3	7,8	—	3,2	Не опр.

Продолжение табл. 26

Минерал	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma \text{La-Nd}$	$\Sigma \text{Sm-Ho}$	$\Sigma \text{Er-Lu}$
Ортит	0,5	0	0	0	0	0	93,5	7,5	0
Самарскит	14,5	3,3	21,7	2,6	38,2	4,6	3,9	29,0	67,1
Иттриевый плумбопироксид	13,2	3,9	11,8	3,9	26,3	13,2	9,2	35,5	55,2
Плюмбопироксид	8,5	4,2	14,9	4,2	25,5	4,3	25,5	25,5	48,9
Фергусонит (II генерация)	12,5	5,0	20,0	3,8	40,0	7,5	7,5	21,3	71,3
Иттротанталит	21,5	2,3	24,4	1,7	23,3	1,3	18,6	30,7	50,7
Гадолинит	13,3	4,1	20,5	4,1	43,6	5,1	1,0	25,5	73,3
Эпидот	15,5	—	1,0	0,3	1,0	Не опр.	75,5	22,1	2,3
Сфен	15,3	—	2,1	0,2	0,4	Не опр.	71,0	26,3	2,7

Примечание. Разделение редких земель проведено в рентгеноспектральной лаборатории ВИМС, остальные данные получены в лаборатории Р. Л. Баринского (ИМГРЭ).

В составе лантаноидов продуктивных фаций редкометалльных альбититов заметно преобладают тяжелые лантаноиды, что объясняется селективным иттриевым составом редкоземельных тантало-ниобатов (фергюсонита, плюмбопироклоров). Для минералов-концентраторов редкоземельных элементов вмещающих

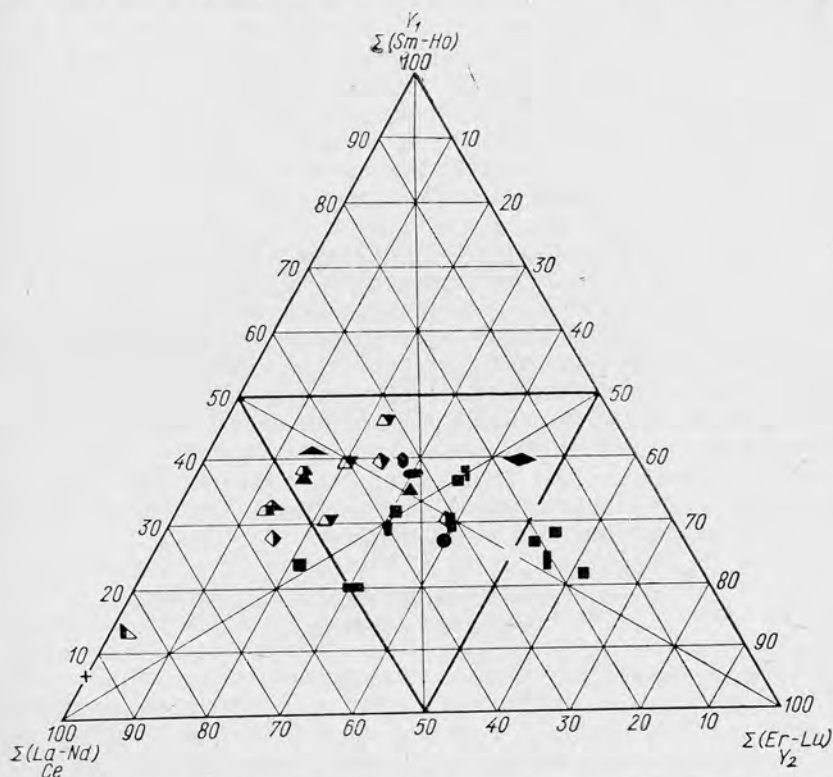


Рис. 57. Состав лантаноидов в основных типах пород залежей редкометалльных альбититов.

сланцев и древних гранитоидов характерен преимущественно цериевый состав редких земель.

Преобладание иттриевых редких земель в редкометалльных альбититах на рассмотренном примере является, по-видимому, особенностью провинции, так как в подобных образованиях других районов отмечается преобладание цериевой группы или смешанный состав редкоземельных элементов.

Наиболее высокой иттриевой селективностью в рассмотренном примере обладают продуктивные фации редкометалльных альбититов с наиболее высоким содержанием суммы редких земель, ниобия и тантала.

Практическое значение рассмотренного генетического типа редкометалльных альбититов прежде всего определяется значительными запасами в них ниобия и тантала, возможностьюпутного получения плавикошпатовых, иногда касситеритовых концентратов, а также вхождением редкоземельных и радиоактивных элементов в коллективные тантало-ниобиевые концентраты.

Фации редкометалльных альбититов в пределах метасоматических залежей гранитоподобных пород занимают эндоконтактовые зоны и выклинивающиеся по простиранию и на глубину фланги залежей с значительными размерами как в горизонтальном срезе, так и в вертикальном. Почти во всех случаях они удобны для открытой карьерной разработки.

Б. ПОДГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОНТАКТОВЫХ РОГОВИКАХ

С высокотемпературными контактовыми метасоматитами связаны весьма разнообразные ториево-редкометалльные месторождения. Для них обычно характерно сочетание таких элементов, как уран, торий, редкие земли, железо, реже ниобий. В этой подгруппе соответственно выделяются редкоземельно-урано-ниобиево-ториевые, железорудные ториево-урановые и урано-ториево-редкоземельные, а также урано-редкоземельно-ториевые и ториево-редкоземельные месторождения.

1. РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-УРАНО-НИОБИЕВО-ТОРИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этого типа получили достаточно широкое распространение в складчатых поясах. Специфические особенности их мы рассмотрим на примере одного из рудных районов с редкоземельно-урано-ниобиево-ториевым оруденением в контактовых роговиках около массивов нефелиновых сиенитов.

Рассматриваемый район является типичной складчатой областью, геосинклинальное развитие которой закончилось в самом конце верхнего палеозоя. Строение ее зональное, обусловленное закономерным чередованием протяженных продольных антиклинальных и синклиналиных зон. Каждая из них характеризуется специфическими особенностями разреза слагающих ее горных пород, их литологического состава, мощностей и фаций, а также особенностями магматизма, истории развития и типа структур.

Для синклиналиных зон характерны максимальные мощности, наиболее полный разрез слагающих их осадочных и метаморфических толщ, принимающих участие в строении среднего структурного этажа земной коры. Наоборот, для антиклинальных зон типична неполнота разреза, значительно большее число

перерывов в осадконакоплении и поверхностей несогласия. Мощность как отдельных толщ, так и в целом всего разреза среднего структурного этажа здесь значительно снижена. Вдоль контактов антиклинальных и синклинальных зон проходят продольные долгоживущие глубинные разломы.

Геология района. Массивы нефелиновых сиенитов и связанное с ними редкоземельно-урано-ниобиево-ториевое оруденение приурочены к одной из синклинальных зон. В основании ее разреза обнажаются породы нижнего яруса среднего структурного этажа, представленные песчано-конгломерато-сланцевыми, известково-сланцевыми и сланцевыми толщами. Среди сланцевых толщ получили развитие хлорит-серицитовые, углистые, значительно реже феллитовидные сланцы. Суммарная мощность толщ, принимающих участие в строении нижнего структурного яруса, составляет 3000—4000 м.

В низах разреза среднего яруса выделяются мелкогалечные конгломераты с галькой, представленной кремнистыми сланцами, песчаниками и известняками. Выше по разрезу — кремнистые сланцы, известняки, песчаники, глинистые сланцы. Наибольшие мощности приходятся на горизонты известняков. Суммарная мощность отложений среднего яруса достигает 3000 м.

Нижняя часть верхнего яруса среднего этажа сложена резко преобладающими алевролитами и глинистыми сланцами при подчиненной роли песчаников и мелкогалечных конгломератов. В средней части разреза наблюдается переслаивание песчаников, сланцев, известняков и кремнистых конгломератов. В верхах яруса развиты яснослоистые конгломераты с галькой известняков, песчаников и сланцев, сцементированных известковым или известково-песчанистым цементом. Суммарная мощность пород верхнего яруса около 3000 м. Отмеченные структурные ярусы разделены между собой перерывами в осадконакоплении и угловыми несогласиями.

Охарактеризованный тип разреза синклинальной зоны не выдерживается на всем ее протяжении. На общем ее фоне выделяются отдельные антиклинальные выступы, в пределах которых средний структурный ярус полностью выпадает и отложения верхнего яруса залегают непосредственно на породах нижнего яруса.

Верхний структурный этаж рассматриваемой синклинальной зоны сложен континентальными красноцветными конгломератами, косослоистыми песчаниками и аргиллитами, суммарная мощность которых не превышает 700 м. Эти отложения, сохранившиеся в виде незначительных останцев в молодых депрессиях, залегают с резким угловым несогласием на более древних породах.

Отложения среднего структурного этажа претерпели интенсивные тектонические деформации, в результате которых они оказались смятыми в линейные складки и рассеченными про-

дольными разломами. Среди последних помимо пограничных глубинных, а также сопряженных с ними и оперяющих их разрывов характерны складчатые надвиги.

Складки нижних ярусов среднего этажа достаточно тесно пережатые, иногда почти изоклинальные. Очень характерны для рассматриваемой зоны коробчатые формы со сложно построенным сводом. Отложения верхнего яруса среднего этажа обнаруживают значительно меньшую дислоцированность. Здесь получили развитие складки со сравнительно пологими крыльями; достаточно широко развиты брахиальные формы.

Интрузивные породы района. Интенсивно дислоцированные породы, принимающие участие в строении рассматриваемой синклинальной зоны, прорваны многочисленными малыми интрузиями верхнего палеозоя. Среди них в порядке возрастной последовательности — от более ранних к поздним — выделяются равномернозернистые гранодиориты и кварцевые диориты, порфировидные граниты и гранодиориты, породы щелочного ряда и лейкократовые мелкозернистые биотитовые, нередко с турмалином, граниты.

Все перечисленные магматические породы прорывают отложения среднего структурного этажа и в то же время трансгрессивно перекрываются толщей верхнего этажа, в базальных слоях которой отмечается галька этих пород. Таким образом, отмеченные магматические породы связаны с завершающим этапом геосинклинального развития рассматриваемого района. В распределении этих пород намечается отчетливая закономерность, обусловленная приуроченностью их к отмеченным выше антиклинальным выступам.

Равномернозернистые гранодиориты и кварцевые диориты слагают штокообразные тела размером от 1—2 км² до нескольких десятков квадратных километров. В краевых частях гранодиориты обычно переходят в кварцевые диориты и монцитониты. Порфировидные граниты и гранодиориты наблюдаются в виде довольно мощных пластовых тел, согласно залегающих среди вмещающих их сланцевых толщ. На контакте с вмещающими породами порфировые вкрапленники обычно исчезают и породы приобретают равномернозернистое строение.

Щелочные породы района слагают довольно протяженный, но прерывистый, продольный пояс. В пределах его выделяются интрузивы повышенной щелочности, сложные интрузивы с породами щелочного и щелочноземельного ряда и, наконец, интрузивы с ведущей ролью щелочноземельных пород. Они слагают штокообразные, каплеобразные, грушевидные и близкие к этмолитам тела с горизонтальным сечением от 2—3 до первых десятков квадратных километров. В большинстве случаев они тяготеют к пограничным глубинным разломам. Отдельные штоки приурочены к сводам куполовидных антиклиналей, иногда к сводам чашеобразных прогибов.

Лейкократовые мелкозернистые граниты слагают дайкообразные, чаще пластовые, реже небольшие (до 10 км²) штокообразные тела. Отдельные дайки этих пород встречены в массивах нефелиновых сиенитов.

Массивы нефелиновых сиенитов, с которыми пространственно и генетически связано ториево-редкометальное оруденение, неоднородны по своему составу. В одном массиве нередко встречаются эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты, биотитовые нефелиновые сиениты, меланитовые, канкринитовые, либениритовые и содалитовые сиениты. Иногда отмечаются также монзониты и сиенито-диориты. Наиболее широко распространены эгирин-авгитовые и биотитовые нефелиновые сиениты. Между перечисленными породами в подавляющем большинстве случаев наблюдаются постепенные переходы, значительно реже рвущие контакты.

Эгирин-авгитовые сиениты имеют светло- и темно-серую окраску. Это среднезернистые, реже крупнозернистые породы, в строении которых принимают участие микроклин-пертит (около 49%), нефелин и псевдоморфозы по нему (около 25%) и эгирин-авгит (20%). В незначительном количестве отмечаются также биотит, щелочная обманка, кальцит, меланит, сфен и другие минералы. В биотитовых нефелиновых сиенитах основным темноцветным минералом является биотит. Акцессорные минералы нефелиновых сиенитов представлены цирконом, флюоритом, пирохлором, апатитом, торитом, паризитом, астрофиллитом, церианитом, монацитом, циртолитом, мизеритом. Среди жильных пород в нефелиновых сиенитах установлены нефелиновые аплиты и пегматиты, а также иногда тингуаниты.

Сланцевая толща и известняки среднего структурного этажа, вмещающие массивы нефелиновых сиенитов, на контакте с ними несут отчетливые следы контактового воздействия магматического расплава, выражающиеся в их фенитизации и ороговиковании. Нацело фенитизированные сланцы (сиенитизированные) имеют вид серой и темно-серой мелкозернистой породы, по составу отвечающей эгирин-авгитовому нефелиновому сиениту. Периферия зоны контактового воздействия обычно сложена рогами кварц-диопсид-плагноклазового состава со скаполитом или кварц-биотитовыми и кварц-амфиболовыми рогами.

При фенитизации известковистых сланцев непосредственно на контакте образуются породы, состоящие из олигоклаза № 23—25, нефелина, кальцита и эгирин-авгита или щелочной роговой обманки. Вместо нефелина иногда развивается микроклин. По периферии контактовой зоны располагаются рогики микроклин-волластонит-кварц-эгирин-авгитового состава.

Постмагматические процессы изменения нефелиновых сиенитов и вмещающих их пород. Намечаются две последовательные стадии постмагматического изменения пород, которые отражают

естественное завершение магматического процесса формирования щелочных массивов. К первой из них относится автометасоматоз, выражающийся в пертитизации микроклина и замещении нефелина такими вторичными минералами, как канкринит, содалит, либнерит и другие, а эгирин-авгита — щелочной роговой обманкой. Автометасоматоз обычно не обнаруживает какой-либо связи с тектоническими элементами. Он является результатом взаимодействия твердой фазы кристаллизующейся породы с остаточными газовой-жидкими растворами, выполняющими ее поры.

Вторая стадия связана с пневмато-гидротермальной альбитизацией пород. Конечным ее результатом является образование альбититовой или эгирин-авгитовой породы.

Необходимо подчеркнуть, что одни и те же минералы могут характеризовать различные постмагматические процессы. Так, например, альбит связан как с процессом автометасоматоза (пятнистый пертит по микроклину), так и с пневмато-гидротермальной альбитизацией, при которой альбит замещает все первичные минералы породы. Либнерит и цеолиты также образуются и при автометасоматозе (частичное замещение нефелина по периферии зерен и вдоль трещин) и в процессе низкотемпературного околотрещинного изменения породы с полным замещением нефелина.

Пневмато-гидротермальная альбитизация захватывает зону эндо- и экзоконтакта массивов нефелиновых сиенитов и уходит во вмещающие породы до 400—500 м, а в пределы массивов распространяется на 40—50 м. Максимальное развитие процессы альбитизации получили в массивах с незначительным уровнем эрозионного среза.

Существенное влияние на особенности процесса альбитизации оказывает литологический состав вмещающих пород. Ториевые метасоматические роговики возникают только в результате метасоматического преобразования песчано-сланцевых пород. Метасоматические изменения известняков приводят к образованию безрудных пироксен-полевошпатовых пород с кальцитом. Метасоматически преобразованные нефелиновые сиениты содержат только нобиевую минерализацию и совершенно лишены тория.

Эндоконтакты массивов нефелиновых сиенитов и особенно их апофизы подверглись интенсивной альбитизации, в результате чего отдельные их участки превратились в мономинеральную альбитовую и альбит-эгириновую породу. Развитие альбитизации в зоне эндоконтакта массивов обычно очень неравномерное, и метасоматическая зональность, здесь, как правило, не отчетлива.

Первая стадия метасоматического преобразования нефелиновых сиенитов выражается в замещении биотита эгиринном; за ней следует интенсивная пертитизация микроклина с полным

замещением его альбитом. Далее развивается замещение нефелина альбитом. В результате такой направленности процесса от неизменных биотитовых нефелиновых сиенитов возникает следующий зональный ряд: 1) альбит-эгирин-нефелин-микроклин; 2) альбит-эгирин-нефелин; 3) альбит-эгирин; 4) альбит. По отношению к нефелиновым сиенитам процесс альбитизации характеризует стадию повышающейся кислотности. Это выражается как в общем понижении щелочности, так и в привносе кремнекислоты.

Конечным результатом метасоматического преобразования сланцев, вмещающих массивы нефелиновых сиенитов, также является образование мономинеральных альбитовых пород (альбититов), но здесь эти процессы приводят к возникновению достаточно отчетливой метасоматической зональности.

В образовании метасоматической колонки здесь принимают участие зоны следующего минерального состава (в сторону от контакта с сиенитами): 1) мономинеральная зона альбита (альбититы); 2) альбит-эгириновая порода; 3) альбит-эгирин-микроклин; 4) альбит-арфведсонит-микроклин; 5) кварц-альбит-арфведсонит-микроклин; 6) кварц-альбит-арфведсонит-микроклин-кальцит; 7) кварц-роговая обманка-биотит-альбит-углистое вещество; 8) неизменные сланцы.

Мощность отдельных зон колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров. Для примыкающих к контакту внутренних зон метасоматической колонки (1—3) характерна отчетливая полосчатая текстура породы, и их обычно называют полосчатыми метасоматическими роговиками; породы внешней зоны имеют массивное строение и называются массивными роговиками.

Метасоматические колонки возникают в направлении не только от массивов сиенитов, но и от их апофиз и отдельных крупных трещин, вдоль которых циркулировали пневмато-гидротермальные растворы. Вследствие этого в экзоконтакте обычно наблюдается многократное повторение ряда метасоматических зон.

Редкоземельно-урано-ниобиево-ториевое оруденение в приконтактных зонах массивов нефелиновых сиенитов. Альбитизированные нефелиновые сиениты и развитые около них полосчатые и массивные роговики несут редкоземельно-урано-ниобиево-ториевое оруденение. В распределении его намечается весьма отчетливая зональность, обусловленная специфическими особенностями развития пневмато-гидротермальных метасоматических процессов (рис. 58).

Редкоземельно-урано-тантало-ниобиевое оруденение связано с пироксеном, повышенные концентрации которого обнаруживаются в альбитизированных нефелиновых сиенитах и в полосчатых метасоматических роговиках. Наиболее высокие содержания пироксена связаны с альбититами и альбит-эгириновыми

породами, образованными по нефелиновым сиенитам. Ураноториевое оруденение приурочено в основном к массивным метасоматическим роговикам с торитом.

Макроскопически массивные метасоматические роговики представляют плотную мелкозернистую породу темно-синего и синевато-серого цвета. Синие тона породы связаны с арфведсо-

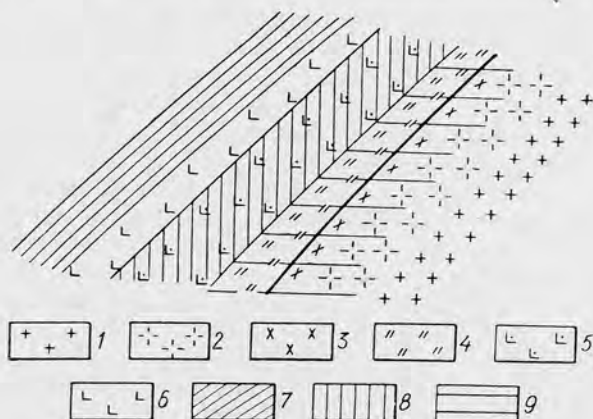


Рис. 58. Схема размещения ториевого и ниобиевого оруденения в зоне контакта массива нефелиновых сиенитов:

1 — нефелиновые сиениты; 2 — альбитизированные нефелиновые сиениты; 3 — альбиты; 4 — полосчатые метасоматические роговики; 5 — ториеносные массивные метасоматические роговики; 6 — массивные метасоматические роговики; 7 — сланцы; 8 — зоны ториевых руд; 9 — зоны ниобиевых руд.

нитом. Визуально минералы, слагающие породу, обычно неразличимы. Реже можно рассмотреть выделения кварца, мелкие зерна арфведсонита, эгирина, полевого шпата. Нередко встречаются массивные роговики, обогащенные астрofilлитом. В обогащенных торитом роговиках, как правило, в значительных количествах присутствует темно-фиолетовый флюорит. Содержание торита всегда прямопропорционально количеству флюорита.

Распределение тория в массивных роговиках весьма неравномерное. Встречаются роговики, лишенные торита. Наиболее часто безрудными являются массивные роговики, возникшие за счет пелитовых сланцев. Самые богатые торитом роговики обычно развиваются по обогащенным карбонатами алевролитовым сланцам и тонкозернистым песчанникам.

Как установлено при микроскопическом исследовании, в строении массивных роговиков принимают участие альбит, арфведсонит, микроклин, к-которым по мере удаления от контакта прибавляются кварц, затем кальцит и биотит. В подчиненном коли-

честве в массивных роговиках отмечаются эгирин, астрофиллит, флюорит, торит, гидроторит, галенит, пирит, сфалерит, апатит, турмалин, сфен.

Торит является основным рудным минералом массивных метасоматических роговиков, поэтому его мы рассмотрим более подробно. Он отмечается только в трех внешних зонах метасоматической колонки — шестой, пятой и четвертой. Форма и размеры торита в этих зонах существенно различны. При переходе от шестой метасоматической зоны к пятой и четвертой он увеличивает размеры своих кристаллов и затем начинает замещаться главным образом эгирином и альбитом.

По форме и размерам можно выделить следующие три вида торитов, приуроченных к различным метасоматическим зонам: 1) мелкий торит бипирамидальной формы, слагающий кристаллы размером обычно менее 1 мм; 2) торит правильной призматической формы с бипирамидальными окончаниями (длина его кристаллов достигает 0,5 и даже 1 см); 3) пятнистый ксеноморфный торит размером до 2 см в поперечнике.

Мелкий бипирамидальный торит является главным торийсодержащим минералом, и с ним связаны наиболее богатые ториевые руды. Другие разновидности торита имеют подчиненное значение.

Бипирамидальный торит обычно достаточно чистый, лишенный включений других минералов. Метамиктность его выражена очень слабо. Для него характерна коричнево-бурая, иногда зеленовато-бурая окраска. Наблюдается он в тесной ассоциации с флюоритом и сопровождается также арфведсонитом, альбитом, микроклином, сфеном, кальцитом и кварцем. По данным рентгеноспектрального анализа, в торите помимо тория установлены уран (0,2—1%), лантан (до 0,5%), церий (до 0,2%) и другие элементы.

Призматический торит имеет желтовато-коричневую окраску. Твердость его относительно низкая (возможно, за счет гидратации). В нем обычно отмечается большое количество включений других минералов. В отличие от бипирамидального торита, который сопровождается арфведсонитом, призматический торит встречается совместно с эгирином. Ксеноморфный пятнистый торит содержит очень большое количество вростков эгирина, альбита и микроклина.

Мелкозернистый бипирамидальный торит встречается в наиболее удаленных от контакта зонах метасоматической колонки, призматический — в средних, а пятнистый — в нижних, ближе к контакту с полосчатыми метасоматическими роговиками. Увеличение размера зерен торита в направлении от внешних метасоматических зон к внутренним, по-видимому, связано с процессом собирательной его перекристаллизации.

Переходы между массивными и полосчатыми метасоматическими роговиками обычно постепенные. Нередко отмечается их

тесное переслаивание. Среди преобладающих массивных роговиков обычны незначительные участки полосчатых и наоборот.

Полосчатые метасоматические роговики легко диагностируются макроскопически. Пространственно они чаще всего тяготеют непосредственно к контактам и апофизам нефелиновых сиенитов. Они являются продуктами наиболее интенсивных метасоматических преобразований сланцев. Полосчатая текстура этих пород обусловлена последовательным чередованием альбитовых, альбит-эгириновых и альбит-эгирин-микроклиновых зон метасоматической колонки. Иногда отмечаются небольшой мощности полосы, обогащенные арфведсонитом.

Основные породообразующие минералы полосчатых роговиков, как правило, достаточно легко различимы макроскопически. В сложении их принимают участие альбит, эгирин, микроклин, реже отмечается астрофиллит и биотит, в подчиненном количестве встречаются пироксор, циркон, цитролит, флюорит, торит, перианит. Повышенные концентрации торита для полосчатых роговиков не характерны. Здесь он неустойчив и легко замещается основными породообразующими минералами.

Пироксорсодержащими являются также альбитизированные нефелиновые сиениты. В зависимости от интенсивности проявления альбитизации можно различать альбитизированные нефелиновые сиениты, в которых альбит хорошо различим макроскопически, а также мономинеральные альбитовые и эгирин-альбитовые породы. В последних первичные минералы нефелиновых сиенитов почти не сохранились.

Пироксор является основным ниобий- и танталсодержащим минералом полосчатых роговиков и альбитизированных нефелиновых сиенитов. В последних он чаще концентрируется в начале альбитизированных сиенитов (альбититов). Размер зерен пироксора обычно составляет сотые или даже тысячные доли миллиметра. Он образует кристаллы правильной октаэдрической формы, окрашенные в красновато-коричневый цвет различных оттенков. В шлифах он прозрачен и имеет коричнево-желтый цвет. Наблюдается в виде рассеянной вкрапленности, реже характеризуется кучным расположением. Химическим анализом установлено содержание в пироксоре около 10 TiO_2 , 10,5% ΣTR , до 4,3% UO_3 , до 2,2% ThO_2 , 0,7% циркония; отношение тантала к ниобию 1:20.

Характерным минералом альбититов и полосчатых метасоматических роговиков является спутник пироксора — циркон. Он образует бипирамидальные кристаллы размером в десятые доли миллиметра, реже до 1—3 мм. Окраска его весьма разнообразна, но наиболее часто отмечается светло-сиреневый цвет. Содержание циркона в метасоматических породах обычно тем выше, чем интенсивнее альбитизация породы. Рентгеноспектральный анализ показывает содержание в цирконе 0,64% нио-

бия, 0,17% урана. В циртолите 0,5—3% тория, 0,5—2% урана, 0,5—2% иттрия.

Урансодержащие ниобиево-ториевые месторождения обнаруживаются в приконтактных зонах сравнительно небольших массивов нефелиновых сиенитов неглубокого эрозионного среза. Рудные тела здесь сложены массивными и полосчатыми рогамиками и интенсивно альбитизированными в зоне эндоконтакта нефелиновыми сиенитами.

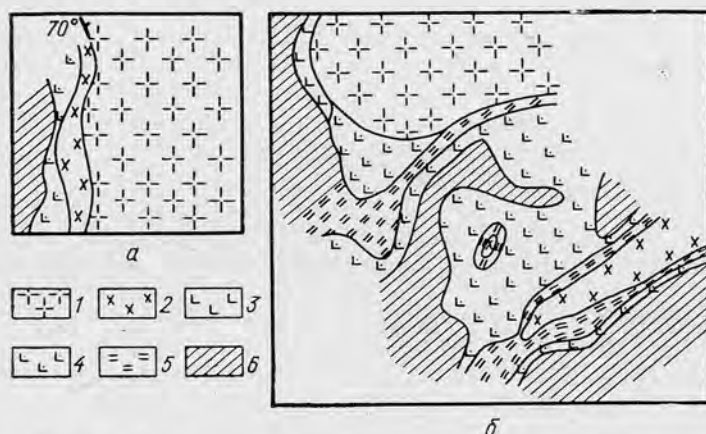


Рис. 59. Влияние морфологии и условий залегания контакта нефелиновых сиенитов на размер и морфологию тел рудоносных метасоматитов:

1 — альбитизированные нефелиновые сиениты; 2 — альбититы; 3 — массивные роговики; 4 — массивные роговики с торитом; 5 — полосчатые роговики с пироксидом; 6 — вмещающие сланцы.

Обычно они имеют форму неправильных приконтактных залежей, детали строения которых и размер тесно связаны с морфологическими особенностями и условиями залегания контактовых поверхностей массивов нефелиновых сиенитов. В зоне простых, достаточно крутопадающих контактов, особенно при падении в сторону массива, отмечаются сравнительно маломощные залежи, протяженность которых по простиранию значительно превосходит их мощность (рис. 59, а).

Наиболее крупные залежи бывают приурочены к участкам массивов с поверхностью контакта сложного строения, обусловленного широким развитием доинтрузивных тектонических разрывов. В таких местах, как правило, наблюдаются многочисленные апофизы, мелкие купола и пологие участки контакта. Пример рудного тела в такой обстановке можно видеть на рис. 59, б.

Помимо метасоматических роговикиков, в зонах контактов нефелиновых сиенитов отмечаются также незначительные по масштабу флюоритовые, кальцитовые и сульфидные жилы, секущие

метасоматиты и характеризующие поздние стадии общего пост-магматического процесса, связанного с нефелиновыми сиенитами. Флюоритовые жилы, сложенные темно-фиолетовым флюоритом, содержат довольно много белого сахаровидного альбита; в жилах кальцита отмечается темно-зеленый амфибол. В сульфидных жилах помимо преобладающего арсенопирита в незначительных количествах обнаруживается пирит, а иногда и галенит.

В рассматриваемых месторождениях наибольшую ценность в рудах имеет торий, затем ниобий. Кроме этого, они содержат незначительное количество урана, тантала и отчасти редких земель.

Вертикальный размах оруденения месторождений достигает 1500 м. Формирование их проходило на глубине 1500—3000 м от бывшей дневной поверхности.

2. ТОРИЕВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ КОНТАКТНЫХ ЗОН США

Высокотемпературные контактовые метасоматиты, несущие ториево-редкометалльное оруденение, довольно широко распространены в США. Э. Хейнрих [104] относит их к пирометасоматическим месторождениям. Среди них известны железорудные ториево-урановые, урано-ториево-редкоземельные и урано-редкоземельно-ториевые месторождения. Несмотря на то что с некоторыми из них связаны значительные запасы редких земель, изучены они довольно слабо и по ним в большинстве случаев имеются весьма краткие отрывочные сведения.

В Северной Каролине, к югу от западного Адирондака, в нескольких пунктах был найден уранинит и ураноторит, приуроченные к краевой части магнетитового рудного тела, расположенного среди гнейсов [168]. В одной из таких краевых зон уранинит приурочен к хлорит-роговообманково-магнетитовым прослоям в гнейсах. Гнейсы собраны в мелкие складки. Оруденение концентрируется в их сводовых частях и образует «карандашевидные» рудные тела размером 1—2 м в поперечнике. Длинные оси тел параллельны осям складок.

В округе Патнам (шт. Нью-Йорк) ториево-урано-железорудное оруденение установлено в основных пегматитах и в зоне их экзоконтакта на пиритовом руднике Филиппс. Главными минералами рудных тел являются уранинит, магнетит, пирротин, пирит, а среди жильных — роговая обманка, пироксен, полевошпат. В небольших количествах отмечается халькопирит.

Довольно крупное урано-ториево-редкоземельно-железорудное месторождение Скраб Оукс известно в районе Даувер в округе Моррис (шт. Нью-Джерси). Запасы трехокси редких земель здесь некоторыми авторами оцениваются в миллионы тонн. Рудные тела месторождений приурочены к секущим ката-

клазированные докембрийские граниты основным пегматитам и зонам их экзоконтакта (рис. 60).

Главными минералами рудных тел являются магнетит, гематит, ксенотим, иттротсинхизит, бастнезит, кварц, олигоклаз, микроклин. В подчиненном количестве отмечаются чевкинит, монацит, циркон, рутил, сфен, анатаз, ильменит, роговая обманка, биотит, хлорит, авгит, эпидот, апатит, кальцит, гранат, пумпелит.

Иттротсинхизит, как установлено химическим анализом, содержит 44,35% TR_2O_3 , 1,62% ThO_2 , 9,70% SiO_2 , 8,9% Fe_2O_3 , 9,80% CaO , 8,75% P_2O_5 , 0,54% Al_2O_3 , 0,22% UO_3 , 0,75% TiO_2 , 0,53% MgO , 1,35% H_2O (общая), 11,75% CO_2 , 2,87% фтора.

Ксенотим и иттротсинхизит находятся в руде в виде мелко-зернистых агрегатов красного цвета; бастнезит и чевкинит имеют серую окраску. Бастнезит и анатазовый лейкоксен часто образует коллоидные оторочки вокруг иттротсинхизита и чевкинита. По данным химических анализов и радиометрических определений, содержание в руде урана колеблется от 0,002 до 0,013% (среднее около 0,009%), ThO_2 — от 0,003 до 0,14% (среднее 0,071%), TR_2O_3 и иттрия — от 0,53 до 2,33% (среднее 1,51%), Fe_2O_3 — от 2,3 до 55,5% (среднее 35,5%).

Редкие земли цериевой группы связаны с бастнезитом, чевкинитом и монацитом, а иттриевой — с ксенотимом и иттротсинхизитом. Повышенное содержание редких земель выявлено также в апатите (около 10%), цирконе и сфене.

Спектральным анализом установлено, что основным компонентом редкоземельных руд является иттрий, на долю Ce_2O_3 приходится всего 7,4%. В незначительных количествах обнаружены лантан и гадолиний. Все остальные редкоземельные элементы отмечаются в виде следов.

На эксплуатируемом железорудном месторождении Олд-Бед (Моинвилл, шт. Нью-Йорк) фторапатит необычайно богат редкими землями, торием и ураном. В нем содержится от 4,28 до 32,4% TR_2O_3 , 0,01—0,38% ThO_2 и 0,009—0,32% урана [166,

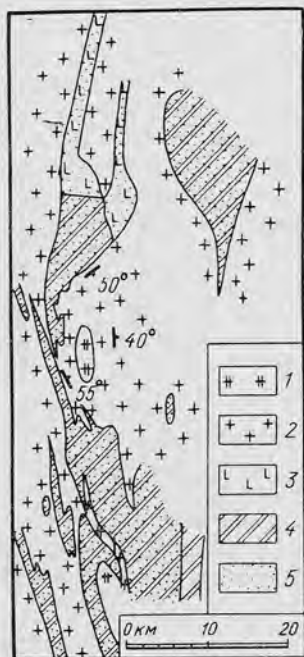


Рис. 60. Схема геологического строения месторождения Скраб Оукс [143]:

1 — роговообманковые граниты; 2 — антипертитовые граниты; 3 — пегматиты; 4 — магнетитовая руда; 5 — редкоземельная минерализация.

143]. Помимо фторапатита в рудах установлены монацит и бастнезит. Жильные минералы месторождения представлены роговой обманкой, авгитом, кварцем и полевым шпатом. Фтор-апатит наблюдается в виде тонких линзочек, рассеянных в магнетите. Нередко он инфицирован тонкозернистым монацитом, бастнезитом и гематитом.

Урано-редкоземельно-ториевое месторождение Уаллен находится в западной части центральной Аляски. Оно расположено вблизи контакта монзонитов с крупным ксенолитом верхнемеловых известняков. Измененные на контакте известняки характеризуются повышенной радиоактивностью, большая часть которой связана с торием. Радиоактивными минералами являются ортит, паризит, циркон, сфен, гематит. Жильные минералы месторождения представлены кальцитом, кварцем и кианитом. В незначительном количестве в руде установлен шеелит. Тяжелая фракция, составляющая до 25% известняка, на 98% состоит из ортита.

В. ПОДГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ (СКАРНОВЫЕ)

Ториево-редкометалльные месторождения скарнового типа встречаются в самых разных районах мира, но имеют ограниченное распространение. Среди них можно назвать редкоземельно-ториево-урановое месторождение Мери Кетлин в Австралии, аналогичного типа месторождения Канады, железорудные урано-ториевые, ториево-урано-редкоземельные и редкоземельные месторождения Мадагаскара и некоторых других районов, а также урано-ториевые.

1. МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕРИ КЕТЛИН

Месторождение Мери Кетлин находится в северо-западном Квинсленде в Австралии, примерно в 65 км от полиметаллического района Маунт-Айза. Оно открыто в 1954 г. и в настоящее время разрабатывается; приурочено к северо-восточной краевой части Австралийского щита.

В районе месторождения развиты нижнепротерозойские метаморфические породы серии Корелла-Бедс, принимающие участие в строении нижнего структурного этажа земной коры. Разрез их снизу вверх по Метесону и Серлю [147], имеет следующий вид: 1) лавы и силлы основных пород, перемежающиеся с гранулитами и кварцитами; 2) известковистые гранулиты и перекристаллизованные кремнистые известняки, перемежающиеся с гранулитами и слюдистыми сланцами с подчиненными им конглобрекциями, скаполитизированными диоритами и интрузивами основного состава; 3) переслаивание кварцитов и гранулитов.

Эти породы смяты в теснопережатую, слегка опрокинутую к востоку синклинальную складку, длинная ось которой вытянута

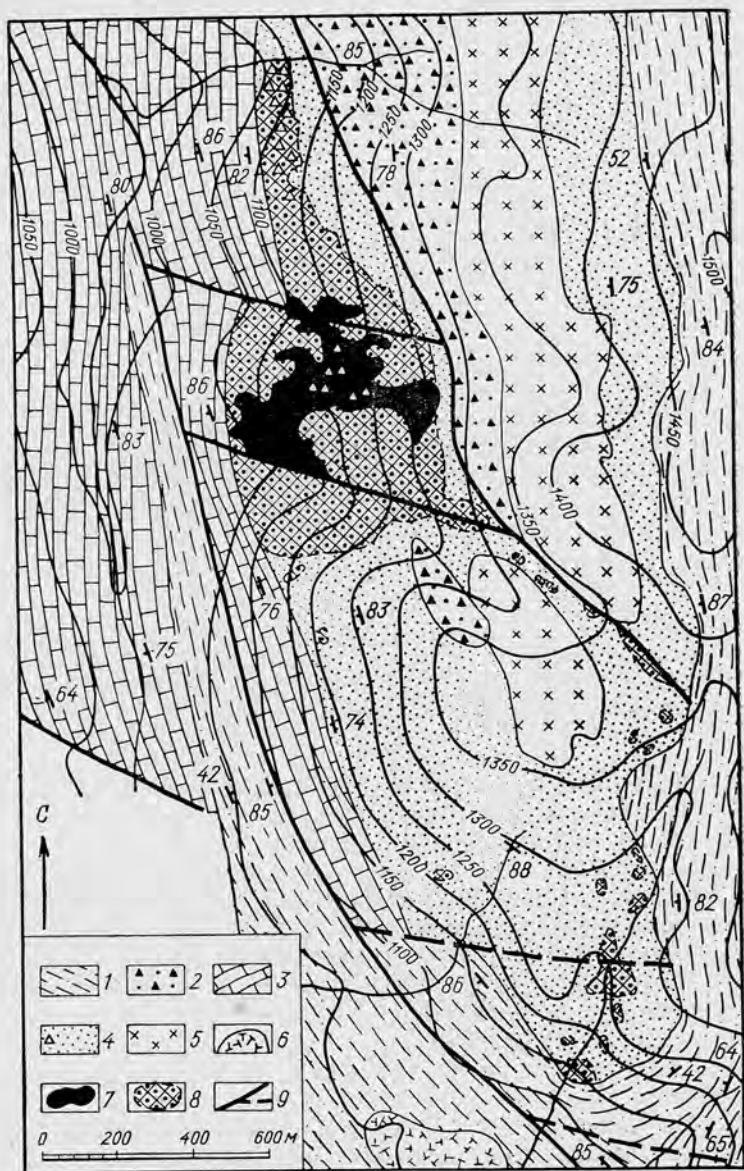


Рис. 61. Детальная геологическая карта месторождения Мери Кетлин [147]:

1 — кварциты и гранулиты; 2 — конглобрекция; 3 — диопсид-скаполитовые гранулиты; 4 — зоны гранатизации; 5 — диориты; 6 — измененные основные породы; 7 — рудные тела; 8 — проявления вкрапленной минерализации; 9 — разломы, установленные и предполагаемые.

в меридиональном направлении. Наибольшую дислоцированность обнаруживают лавы и силлы основных пород, перемежающиеся с метаморфическими образованиями.

Дислоцированная серия Корелла-Бедс составляет огромный вытянутый в меридиональном направлении останец среди прорывающих их гранитов (рис. 61 и 62). Для рассматриваемого райо-

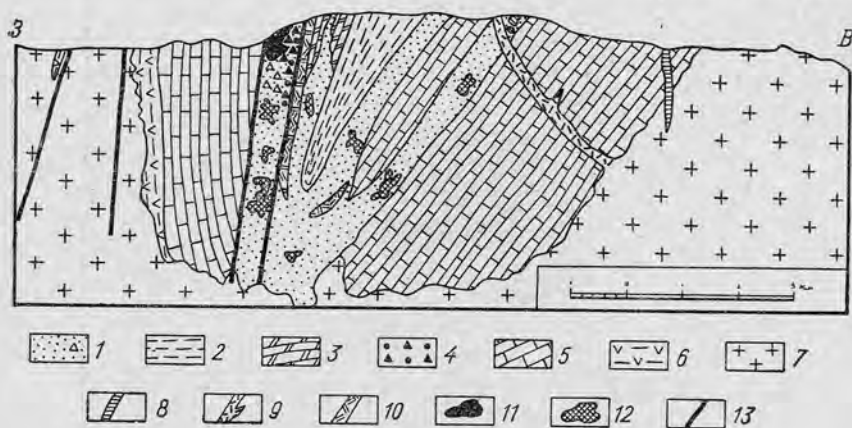


Рис. 62. Поперечный разрез месторождения Мери Кетлин [147]:

1 — гранатовые скарны; 2 — кварциты; 3 — скаполит-диопсидовые гранулиты; 4 — конглобрекции; 5 — диопсид-скаполитовые гранулиты; 6 — гранулиты, кварциты и основные породы; 7 — граниты; 8 — долеритовые дайки; 9 — дайки порфиров; 10 — дайки диоритов; 11 — рудные тела; 12 — предполагаемые рудные тела; 13 — разломы.

на весьма характерно широкое проявление гранитизации, особенно в породах нижней толщи. Помимо гранитов в районе известны гранитогнейсы, порфириды и дайки долеритов.

Смятые в складу породы серии Корелла-Бедс разбиты крутопадающими разломами северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания. В 2,5 км севернее месторождения проходит один из главных тектонических разрывов района северо-восточного простирания — разлом Валли, который по типу смещения вдоль него относится к правому сдвигу.

Месторождение приурочено к западному слегка опрокинутому крылу синклинали, которое в данном участке расчленено двумя сближенными (около 600 м) субпараллельными крутопадающими в западные румбы разломами север — северо-западного простирания. Между ними проходит ряд крупных диагональных трещин скалывания северо-западного направления и серия крупных пологопадающих трещин.

Слагающие сводовую часть синклинали диопсид-скаполитовые гранулиты и кварциты, а также частично конглобрекции и мраморы интенсивно гранатизированы. Гранат представлен андрадитом и альмандином. Основное рудное тело месторождения,

имеющее неправильную ветвистую форму, располагается среди гранатизированных пород между субмеридиональными разломами и секущими скарнированные породы диагональными трещинами северо-западного простирания.

Оруденение представлено гранатовыми скарнами с неправильными рудными скоплениями и прожилками. Большая часть рудных прожилков параллельна и субпараллельна продольным субмеридиональным разломам. Главными рудными минералами месторождения являются ортит, уранинит, пирит, пирротин, халькопирит при подчиненном значении редкоземельных минералов — стилуэллита, карноцерита и ринкита, а также молибденита и галенита. В рудах установлен также пентландит. К числу основных жильных минералов относятся андрадит, альмандин, диопсид, кальцит при подчиненной роли апатита, роговой обманки, скаполита, микроклина, альбита, флюорита, пренита.

Ортит окрашен в темно-коричневый цвет. Уранинит обычно ассоциирует с ортитом, местами с сульфидами и редкоземельными минералами. Часто можно видеть спорадическую вкрапленность уранинита в массивных скоплениях сульфидов. В пирротине установлено присутствие никеля, а в пирите — следы кобальта. Уранинит, как отмечают Матесон и Серль [147], развивается только по андрадиту; ортит замещает обе разновидности гранатов. Сульфиды образовались одновременно с уранинитом, частично позднее его; микроклин и альбит — после гранатов, но до скаполита.

Основную ценность в рудах месторождения представляет уран, запасы которого, по данным журнала *Chemical England Min., Rev.*, достигают более 5 тыс. т, при среднем содержании в руде, по данным одних исследователей, 0,45%, а других — 0,14%. Руды содержат также некоторое количество тория, редких земель цериевой группы, молибдена. Отношение урана к торию составляет 5:1. Месторождение, по-видимому, связано с нескрытыми эрозией щелочными породами.

Месторождения аналогичного типа известны к югу от Мери Кетлин и к юго-востоку от него. Абсолютный возраст месторождений данного района, определенный по изотопному составу свинца, равен 1200 млн. лет.

В Канаде редкоземельно-ториево-урановые и урано-ториевые месторождения скарнового типа известны в провинциях Онтарио и Квебек [161].

В Онтарио эти месторождения сосредоточены в районе Банкрофт, севернее озера Онтарио. Район месторождений сложен толщей интенсивно перемятых кристаллических известняков гренвильского отдела, кварцитами и парагнейсами, прорванными гранитами, сиенитами, диоритами и габбро с сопровождающими их многочисленными дайками и пегматитовыми телами.

Рудные зоны залегают в известняках и амфиболитах вблизи контакта с прорывающими их гранитами, сиенитами и пегматитами.

тами. В карбонатных породах возникли неправильные метасоматические тела диопсид-тремолит-флогопитовых скарнов со скаполитом, эпидотом, сфеном, гранатом, хондритом, кальцитом и графитом. Основными рудными минералами являются урановый тораниит, а также пирит и пирротин. В незначительных количествах в руде присутствуют молибденит, торит, монацит, ортит, меланоцерит, лессингит.

В амфиболитах наблюдаются приуроченные к сбросам и зонам смятия маломощные плитообразные тела, сложенные биотитом, диопсидом, скаполитом с полевым шпатом, апатитом, кальцитом и флюоритом. Рудные минералы здесь представлены уранинитом, местами с пирохлором.

Месторождения аналогичного типа известны в некоторых районах США.

Месторождения диопсид-магнетитовых скарнов с торанинитом известны в южной части острова Мадагаскар в районе Форт-Дофин. В районе месторождений развиты нерасчлененные докембрийские метаморфические породы, образующие протяженную (150 км) меридиональную полосу, которая примыкает с запада к крупному гранитному массиву.

Скарны, образующие неправильные линзовидные тела, видимо, образовались за счет магнезиальных известняков и доломитов. Среди жильных минералов месторождений помимо диопсида присутствуют шпинель, кварц, флогопит. Тораниит, содержащий 66,4% ThO_2 и 13,8% U_3O_8 , распределен в скарнах весьма неравномерно и чаще отмечается в тесной ассоциации с флогопитом.

Железорудные ториево-урановые и редкоземельные месторождения скарнового типа Швеции известны в 12 км от города Аскарзунда в Центральной Швеции (Вильгельм), в Бастнезе (район Риддариттана) и на руднике Останмossa.

Месторождение Вильгельм залегает среди дислоцированных архейских пород, представленных лептитами и слюдистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. Эти породы прорваны архейскими пегматоидными гранитами [134].

В зоне контакта с гранитами отмечаются развитые главным образом по доломитам тремолит-актинолитовые скарны с диопсидом, андрадитом, сфеном, гумитом, биотитом и кварцем. Тремолит обычно развивается по диопсиду и андрадиту.

В скарнах наблюдаются значительные скопления магнетита, образующие неправильные, но протяженные пластообразные тела. Среди других рудных минералов месторождения ведущими являются церит и ортит, местами магниевый ортит. В подчиненном количестве установлен уранинит с невысоким содержанием тория, бастнезит, тернебомит, флюоцерит, сульфиды. В незначительном количестве в рудах присутствует флюорит.

Выявлена тесная ассоциация магниевого ортита и церита, замещение церита ортитом, развитие бастнезита по флюоцериту

и цериту. Ортит встречается в тесной ассоциации с тёрнебо-митом.

В Бастнезе [134] среди мраморов наблюдается узкая полоса скарнов, обогащенных актинолитом. Среди них отмечаются по-лосчатые кварц-гематитовые руды с магнетитом, халькопиритом, висмутином, молибденитом, ланеитом и редкоземельными минералами цериевой группы. Последние представлены церитом, слабо радиоактивным ортитом, тёрнебомитом, фторцеритом, лантанитом и бастнезитом.

На руднике Останмossa магнетитовые скарны развиты по доломитизированным мраморам. В строении скарнов принимают участие тремолит, актинолит с диопсидом, андрадитом, норбергитом, хондродитом, клиногумитом и флюоритом. Среди рудных минералов месторождения помимо преобладающего магнетита установлены халькопирит, пирит, молибденит, висмутин, а также церит, ортит, магнезиальный ортит.

Кроме описанных железорудные урано-ториевые месторождения скарнового типа известны в пределах складчатых поясов в некоторых других районах. В частности, одно из них расположено в породах среднего структурного этажа в зоне контакта сиенитового массива с вулканогенно-осадочными породами.

В полосе контакта выделяется ряд радиоактивных скарновых зон. Жильные минералы последних представлены гранатом, эпидотом, пироксеном с оливином, амфиболом, флогопитом, апатитом, альбитом, флюоритом, серпентином и хлоритом. Среди рудных минералов основное значение имеет магнетит, при подчиненной роли торита, оранжита, сфалерита, пирротина, пирита и уранинита.

В процессе формирования рассматриваемого месторождения отчетливо выделяются три этапа. С первым из них связано образование скарнов, со вторым — магнетитовых руд с уранинитом и торитом. В третий этап в процессе альбитизации, серицитизации и флюоритизации вмещающих пород происходило отложение сульфидов.

Основную ценность в рудах месторождения имеет железо, при подчиненном значении тория и особенно урана.

Магнезиальные скарны с торинитом описаны Г. В. Андреевым [5]. Как он отмечает, они располагаются на контакте крупного щелочного массива с вмещающими мраморами. Среди последних выделяются доломитовые, кальцитовые и бруситовые разности. Массив имеет концентрически-зональное строение и сложен главным образом нефелиновыми и щелочными сиенитами.

Магнезиальные скарны, развивающиеся на контакте с доломитами, образуют линзообразные, плитообразные и неправильной формы тела, мощность которых варьирует в пределах от долей метра до нескольких десятков метров. В зоне развития

скарнов наблюдается следующая метасоматическая колонка: непосредственно в контакте с щелочными сиенитами располагается зона шпинель-пироксеновых скарнов; далее следуют полоса пироксен-флогопитовой породы, зона форстерит-флогопитовой породы, зона шпинель-форстеритовых скарнов и доломиты.

Во многих случаях непосредственно за шпинель-пироксеновыми скарнами располагаются шпинель-форстеритовые скарны, а полосы пироксен-флогопитовой и форстерит-флогопитовой пород выпадают. Местами между шпинель-форстеритовыми скарнами и доломитами отмечаются маломощные зоны кальцифиров.

Нефелиновые сиениты, принимающие участие в строении щелочного массива, характеризуются гипидиоморфнозернистой, местами микропегматитовой структурой. В составе их установлен микроклин (55—60%), нефелин (25—30%), эгирин-авгит (7—15%), биотит (2—4%). Акцессорные минералы (1—3%) представлены магнетитом, сфеном, апатитом, а вторичные — скаполитом, эпидотом, канкринитом и цеолитами.

Для щелочных сиенитов характерна аллотриоморфная структура. В строении их принимают участие микроклин (80—85%), эгирин (10—15%), сфен (3%), меланит (1%), магнетит (1%), кальцит (1%), флюорит (1%) и биотит (1%).

Шпинель-пироксеновые скарны представлены массивной, плотной, светло-зеленой и зеленой мелкозернистой породой, сложенной пироксеном (65—75%) и шпинелью (25—30%). Пироксен образует неправильной формы зерна размером от 0,01 до 0,6 мм; по составу это диопсид, содержащий около 35% молекулы геденбергита. Шпинель наблюдается в виде зерен неправильной формы размером от 0,01 до 0,2 мм.

Шпинель-форстеритовые скарны имеют вид очень плотной, массивной темно-зеленой и почти черной мелкозернистой породы. В ее составе форстерит (60—80%), шпинель (15—20%) и магнетит (3—5%). Форстерит образует неправильной формы зерна в 0,05—1 мм в поперечнике. Обычно он содержит 15—17% фаялита. Шпинель слагает неправильной формы зерна размером 0,05—0,3 мм. Магнетит наблюдается в виде мелких (0,01—1,10 мм) зерен, более или менее равномерно рассеянных в породе.

Кальцифиры представлены светло-зеленой массивной породой, сложенной форстеритом (55—60%), кальцитом (25—30%) и доломитом (7—10%) с отдельными зернами рутила и торьянита. Форстерит, содержащий 10—15% фаялита, обычно интенсивно серпентинизирован. Окрашенный в бурый цвет торьянит образует неправильные, реже квадратной формы зерна размером от 0,01 до 0,4 мм. По торьяниту нередко развивается сфен. Часто зерна торьянита выполняют промежутки между выделениями форстерита. Рутил встречается в виде неправильных зерен и игольчатых кристаллов размером 0,05—0,1 мм.

Флогопитовая порода характеризуется мелко- и грубозернистым сложением. Помимо преобладающего флогопита в ней установлены пироксен, форстерит, магнетит, кальцит, шпинель, торинанит, рутил, серпентин, амезит, тальк, идингсит. Состав породы и количественные соотношения слагающих ее минералов существенно меняются в зависимости от состава той породы, по которой она развивается.

Флогопит обычно слагает пластинчатые кристаллы размером от 0,2 до 3 см. Он, как правило, развивается по форстериту и пироксену, выполняя трещины в этих породах. Форстерит образует зерна неправильной формы размером 0,01—0,4 мм. Торинанит слагает квадратные, треугольные, реже неправильной формы бурые зерна размером 0,1 мм и мельче. Отмечается в тесной ассоциации с флогопитом. Спектральными анализами в торинаните установлено содержание тория (более 50%), свинца (3—10%), кальция (1—3%), урана (более 1%), кремния (0,3%), алюминия (0,1—0,3%), железа и магния (0,03—0,10%), марганца и титана (меньше 0,01%).

Флогопитовые породы обычно развиваются по шпинель-пироксеновым и шпинель-форстеритовым скарнам, образуя в них прожилки и зоны мощностью от 1—2 см до 3 м. Часто они встречаются также между шпинель-форстеритовыми и шпинель-пироксеновыми скарнами, между шпинель-форстеритовыми скарнами и доломитами, между шпинель-пироксеновыми скарнами и щелочными сиенитами.

Как отмечает В. А. Андреев, образование флогопитовых пород происходило в постмагматическую стадию.

Весьма своеобразные монацитовые месторождения выявлены непосредственно к северу от р. Салмон, между Норт-Фок и Шоун, в северной части округа Лемхи (шт. Айдахо). Район месторождения сложен слюдяными сланцами и гнейсами белтского возраста (верхний докембрий) с карбонатными прослоями и линзами, которые пересекаются риолитовыми и пегматитовыми дайками [121]. Установлены три карбонатных горизонта, расчлененные сбросами со смещением в несколько метров; простирание их северо-западное с крутыми и средними углами падения к юго-западу. Ториево-редкоземельное оруднение приурочено к карбонатным прослоям и линзам в месте пересечения их пегматитами.

В строении рудоносных карбонатных прослоев и линз принимают участие кальцит, нередко окрашенный в красноватый цвет гематитом, а также актинолит, барит, сидерит, пирит, магнетит, ильменорутит, гранат, цитозит, апатит и монацит. Окрашенный в медовый цвет монацит встречается в виде тонких (до грубых) порфиробластов и агрегатов и неправильных скоплений. Под микроскопом он имеет вид эвгедральных и субгедральных кристаллов, замещающих кальцит и актинолит. Он характеризуется

низким содержанием тория. Повышенные скопления монацита обычно наблюдаются в зонах мощностью 0,45—1,8 м и до 90 м в длину по простиранию.

Изучавший месторождение Эббот [121] высказал предположение о первичной концентрации монацита в песчаных осадках Белта. По его мнению, позже, при региональном метаморфизме, он был разрушен, и ионы редких земель и тория мигрировали в карбонатные слои и создали там регенерированный монацит. Хейнрих [104] полагает, что рассматриваемые месторождения относятся к метасоматическим образованиям.

ГЛАВА 7

ГРУППА ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. НИОБИЙСОДЕРЖАЩИЕ ТОРИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Высокотемпературные гидротермальные ниобийсодержащие ториево-редкоземельные месторождения получили достаточно широкое распространение во многих рудных районах мира. Среди зарубежных характерным их представителем может служить месторождение Равалли-Каунти (США).

В зависимости от количественных соотношений тория, редких земель и ниобия выделяются ториево-редкоземельно-ниобиевые месторождения, в которых ведущими компонентами являются ниобий, редкие земли и ниобиево-ториево-редкоземельные. Для последних наибольшую ценность представляют редкие земли.

подавляющее большинство месторождений располагается в нижнем, значительно реже в среднем структурных этажах складчатых поясов, обычно в краевых частях внутренних выступов кристаллического фундамента (зон ранней консолидации). В отдельных случаях наблюдаются месторождения в краевых частях щитов.

Районы, в которых развиты рассматриваемые месторождения, сложены весьма разнообразными породами. В числе их отмечаются верхнепротерозойские кварциты, тесно переслаивающиеся с кремнистыми сланцами и амфиболитами, или наблюдается последовательное чередование интенсивно метаморфизованных песчаников, различных сланцев и туфопесчаников того же возраста. В других районах распространены филлитовые, глинистые и известковые сланцы рифея, переслаивающиеся с мраморизованными известняками. В среднем структурном ярусе встречаются месторождения на площади развития средне- и верхнекарбоновых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

Метаморфические и осадочные толщи, принимающие участие в строении рассматриваемых месторождений, обычно прорваны разновозрастными интрузиями и жильными породами, среди которых отмечаются граниты, в том числе и щелочные и субщелочные их разновидности, граносиениты, щелочные и иногда нефелиновые сиениты. В некоторых районах, кроме этого, установлены штокообразные тела диоритов.

Среди жильных пород выявлены аплиты, гранит-аплиты, сиенит-аплиты, фельзит-порфиры, диабазы, лампрофиры, спес-сартиты, керсантиты, порфириды, вогезиты и некоторые другие породы. Во многих районах преобладают интрузивные породы, а осадочные и метаморфические образования отмечаются среди них в виде ограниченных останцев (ксенолитов). Наиболее древние — обычно верхнепротерозойские или раннепалеозойские — массивы гранитов нередко интенсивно метаморфизованы и превращены в гнейсо-граниты и гранито-гнейсы, а основные породы — в амфиболиты. Среди более молодых интрузий, с которыми пространственно и генетически связано ниобийсодержащее ториево-редкоземельное оруденение, обычно отмечаются щелочные сиениты, значительно реже нефелиновые сиениты. Последние в большинстве случаев образуют сравнительно небольшие штокообразные тела или неправильные трещинные интрузии. Возраст их разнообразен — от позднего докембрия до среднего палеозоя. В отдельных районах материнские щелочные и субщелочные интрузии не вскрыты современным эрозийным срезом.

Районы развития ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождений обычно характеризуются исключительно сложной и длительной историей геологического развития. Поэтому слагающие их горные породы, как правило, интенсивно дислоцированы и рассечены многочисленными разломами.

Для складчатых форм этих районов наиболее характерны теснопережатые, нередко изоклинальные и почти изоклинальные складки. В отдельных районах отмечаются складки сплющивания с развитием сланцеватости осевой плоскости. Отмеченные особенности складок характерны для месторождений нижнего структурного этажа. В среднем этаже вмещающие породы обычно несут следы значительно меньшей дислоцированности.

Среди разломов, развитых на площади рассматриваемых рудных полей и месторождений, особое значение имеют глубинные. Последние, располагаясь в пределах складчатых поясов, обычно отделяют блоки с существенно различным тектоническим режимом. Более редки примеры глубинных разломов в краевых частях щитов. Отдельные штоки, дайкообразные тела и неправильные трещинные интрузии гранитов и щелочных и субщелочных пород, как правило, приурочены к глубинным разломам или к сопряженным с ними разрывам.

Заслуживают внимания особенности внутреннего строения разломов месторождений, расположенных в нижнем структурном этаже. Те из них, которые были сформированы на значительных глубинах и не испытали подновления в более позднее время, выражены зонами интенсивного расщепления, с развитием бластомилонитов. Крупные тектонические поверхности смещения и сопутствующие им милониты, тектоническая глина и другие продукты интенсивного проявления хрупкой дефор-

мации горных пород обычно отсутствуют. При подновлении таких разломов, в условиях малых глубин, в период, близкий к рудоотложению, среди бластомилонитов возникали крупные тектонические швы с оторочкой глинки, милонитов и зон сгущения мелких трещин.

Руды ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождений характеризуются весьма сложным минеральным составом, отраженным в табл. 27. Важно подчеркнуть, что при некоторой общности состава все же отмечается существенное отличие между ториево-редкоземельно-ниобиевыми и ниобиево-ториево-редкоземельными месторождениями.

Т а б л и ц а 27

Минеральный состав ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождений

Группы минералы	Главные минералы	Второстепенные минералы	Редко встречающиеся минералы
Ториево-редкоземельно-ниобиевые месторождения			
Жильные	Кварц, ортоклаз, микроклин, альбит, сидерит, кальцит, доломит, эгирин, биотит, амфибол	Барит, анкерит, серицит, гранат	Турмалин, андалузит
Рудные	Колумбит, ильменорутил, монацит, ксенотим, торит, ферриторит, циркон, циртолит, малакон, паризит, бастнезит	Магнетит, гематит, титаномагнетит, пирохлор, галенит, пирит и другие сульфиды	Ильменит, ортит, оранжит, сфен, пирротин
Ниобиево-ториево-редкоземельные месторождения			
Жильные	Кварц, кальцит, эгирин, глаукофан, биотит, альбит, микроклин	Флюорит, апатит, барит, мусковит, хлорит, серицит	Пренит, турмалин, эпидот
Рудные	Магнетит, гематит, паризит, бастнезит, ксенотим, тайниолит, торит, ильменорутил, ауэрлит, монацит	Пирит, ферриторит, галенит, молибденит, рутил, титаномагнетит, ортит, апатит, циркон, сфалерит, халькопирит	Вольфрамит, самородное золото, гематит, иттрокальцит

На ториево-редкоземельно-ниобиевых месторождениях в основном развиты кварц-полевошпатовые рудные тела с карбонатами, биотитом и щелочными амфиболами и пироксенами. Рудные тела ниобиево-ториево-редкоземельных месторождений сложены по преимуществу кварц-карбонатными телами с полевыми шпатами и щелочными пироксенами и амфиболами.

Не менее ярко выражены отличия и в составе рудных минералов этих месторождений. В рудах ториево-редкоземельно-ниобиевых месторождений ниобий связан главным образом с

колумбитом и ильменорутилом, реже с пироксеном, которые здесь пользуются достаточно широким распространением.

В ниобиево-ториево-редкоземельных месторождениях основным носителем ниобия является ильменорутил (имеет подчиненное развитие). Большая часть редких земель ториево-редкоземельно-ниобиевых месторождений связана с фосфатами — монацитом и ксенотимом при подчиненной роли карбонатов. Наоборот, на ниобиево-ториево-редкоземельных месторождениях карбонаты редких земель имеют более широкое распространение по сравнению с фосфатами.

Формирование рассматриваемых месторождений связано со сложным многостадийным постмагматическим процессом. На рис. 63 показана схема последовательности выделения минералов на ториево-ниобиево-редкоземельных месторождениях. Образование их происходило в четыре последовательные стадии — кварцевую, магнетит-карбонат-кварцевую, кварц-карбонат-сульфидную и безрудную кварц-кальцитовую. По объему основная масса жильных и рудных минералов этих месторождений связана с первой и второй стадиями при резко подчиненном значении третьей и незначительном проявлении четвертой стадии.

В первую стадию минерализации произошло отложение практически одного раннего кварца, в котором в виде ничтожной примеси отмечаются циркон и вольфрамит (см. рис. 63). Вторая стадия отличается обилием разнообразных жильных и особенно рудных минералов. С последними связаны основные ценные компоненты месторождений: редкие земли, ниобий и торий (монацит, ильменорутил, ферриторит, ортит, карбонаты и фторкарбонаты редких земель и др.). Третья стадия минерализации также характеризуется большим разнообразием жильных и рудных минералов, однако содержания их незначительны. Наибольшую долю составляют жильные минералы — кварц, кальцит, флюорит, сидерит и незначительное количество барита. В завершающей, четвертой стадии происходило отложение позднего кварца и кальцита, образующих небольшие маломощные жилы и прожилки.

Формирование некоторых ниобиево-ториево-редкоземельных месторождений происходило в следующие пять стадий: кварцевую, карбонат-альбитовую, барит-кварцевую, редкоземельно-ториевую и кварц-хлорит-эпидотовую. С первой стадией связано окварцевание и серицитизация вмещающих пород и образование безрудных кварцевых жил и прожилков, со второй — альбитизация вмещающих пород и отложение микроклина, альбита, карбонатов (анкерит, кальцит) и незначительного количества хлорита и кварца.

В третью стадию происходило образование кварцевых и барит-кварцевых жил (мощностью до 1 м) и маломощных прожилков с вкрапленностью сульфидов (пирита, арсенопирита,

халькопирита, галенита). Основными минералами четвертой, редкоземельно-ториевой стадии являются ксенотим, редкоземельные фторкарбонаты и ферриторит. В подчиненном ко-

Минералы	Остаточные	Связанные с процессом минерализации			
		I	II	III	IV
Кальцит	—				
Доломит	—				
Кварц	—				
Мусковит	—				
Серицит	—				
Кварц		—	—	—	—
Циркон		—			
Вольфрамит		—			
Зириин			—		
Глаукофан			—		
Микроклин			—		
Биотит			—		
Апатит			—		
Ильменорутил			—		
Монацит			—		
Магнетит			—		
Пирит			—	—	
Титаномагнетит			—		
Ортит			—		
Рутил			—		
Кальцит			—	—	—
Ферриторит			—		
Торит			—		
Карбонаты и фтор- карбонаты р.з.			—		
Флюорит			—	—	
Золото				—	
Молибденит				—	
Хлорит				—	
Халькопирит				—	
Сфалерит				—	
Галенит				—	
Сидерит				—	
Барит					—

Рис. 63. Схема последовательности выделения минералов ториево-ниобиево-редкоземельных месторождений (составил В. А. Невский):

I—IV — стадии минералообразования.

личестве среди них отмечаются альбит, апатит, магнетит, гематит, циркон, монацит. Минерализация этой стадии образует рассеянную вкрапленность, прожилки, линзы и неправильные

скопления, главным образом в кварцевых и барит-кварцевых жилах. С завершающей, пятой стадией связано образование маломощных кварц-хлорит-эпидотовых прожилков, секущих все более ранние образования.

Имеются и другие, более редкие примеры ниобиево-ториево-редкоземельных месторождений, формирование которых происходило в четыре стадии. В первую из них развивался натриевый метасоматоз, связанный с альбитизацией и эгиринизацией вмещающих щелочных сиенитов. Во вторую стадию отлагались ферриторит, малакон, а также частично ксенотим, биотит, кальцит, сидерит и пирит. Основная масса редкоземельных фторкарбонатов и барита выделялась в третью стадию. Завершался процесс формирования месторождений поздней карбонатизации с выделением сульфидов — пирита, сфалерита, галенита и пр.

Рудные тела ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождений в большинстве случаев залегают среди щелочных и субщелочных пород и гранитов, реже среди осадочных и метаморфических пород (кварцитов, песчаников и пр.). На контакте с рудными телами последние несут отчетливые следы постмагматических изменений, которые выражены в их окварцевании, грейзенизации, серицитизации, флюоритизации, альбитизации, эгиринизации, биотитизации, микроклинизации и карбонатизации. Наиболее широкое распространение получили процессы альбитизации и эгиринизации.

С первой стадией минерализации обычно связано окварцевание, а также грейзенизация и серицитизация вмещающих пород. Эти изменения обычно незначительны (не превышают нескольких десятков сантиметров по мощности). Для второй стадии наиболее характерны альбитизация и эгиринизация, которые обычно захватывают полосы пород мощностью несколько метров. На некоторых месторождениях во вторую стадию ярко проявилась микроклинизация и биотизация, причем последняя обычно несколько запаздывает по отношению к микроклинизации. На многих месторождениях отложение минералов поздней, четвертой стадии рудоотложения сопровождалось карбонатизацией и сульфидизацией пород.

Форма рудных тел ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождений весьма разнообразна. Чаще всего встречаются простые и сложные жилы и жиллообразные тела, реже линзовидные залежи. На отдельных месторождениях выделяются неправильные трещинные зоны, в том числе и неправильные штокверковые тела. В единичных случаях наблюдаются весьма крупные штокообразные тела. Все они, за исключением штокверковых тел, имеют отчетливые геологические границы.

Рудные жилы, жиллообразные тела и линзы, как правило, приурочены к единичным приоткрытым трещинам скалывания единого направления либо к их системам, в которых они распо-

лагаются параллельно и субпараллельно друг другу и ориентированы согласно с простиранием основных складчатых структур. Значительно реже встречаются жилы, следующие разнообразным секущим направлениям.

На месторождениях и рудных полях с преобладающим развитием древних гнейсированных гранитов рудные жилы обычно приурочены к древним долгоживущим зонам рассланцевания, в пределах которых залегают не только рудные жилы, но и древние рассланцованные дайки основных пород (см. рис. 19).

Встречаются сложные жилы, в которых рудная минерализация выполняет как единичные приоткрытые крупные трещины скальвания, так и секущие ее более мелкие разрывы. В местах пересечений обычно наблюдаются раздувы рудных тел.

Рудные тела штокверкового типа обычно наблюдаются в зонах разломов; штокообразные тела приурочены к местам пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин.

Отдельные месторождения рассматриваемого типа, где закономерности размещения оруденения достаточно изучены, характеризуются весьма значительным вертикальным размахом оруденения (до 500—800 м). При этом не отмечается сколько-нибудь заметного изменения типа оруденения с глубиной. Эти данные показывают, что формирование месторождений в данном случае происходило в условиях достаточно стабильных температур.

Такое заключение подтверждается и данными о количественном соотношении между трещинами отрыва и скальвания, которые устойчиво выдерживаются на всем вскрытом вертикальном интервале месторождений. Таким образом, это также показывает, что в предрудный и внутрирудный этапы существовали достаточно стабильные условия деформации вмещающих рудные жилы горных пород на значительном вертикальном интервале, что несомненно связано с определенной стабильностью температурного режима вмещающих пород.

К сожалению, на многих ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождениях закономерности размещения оруденения в должной мере еще не изучены.

Возраст известных ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождений весьма разнообразен — от позднего докембрия до среднего палеозоя. Рудные тела месторождений обычно обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с материнскими интрузиями щелочных пород, среди которых отмечаются щелочные сиениты, в более редких случаях — нефелиновые сиениты. Они чаще всего размещаются в зоне экзоконтакта материнских интрузий, в непосредственной близости к ним, реже — в эндоконтакте.

Генетическая связь оруденения с этими породами подтверждается не только пространственной связью, но и единым структурным контролем, близостью возраста и некоторыми элементами

ми геохимического родства. Многие акцессорные минералы материнских интрузий являются характерными рудными минералами руд. В то же время на отдельных ториево-ниобиево-редкоземельных месторождениях с значительным вертикальным размахом оруденения материнские интрузии не вскрыты эрозией и рудные тела обнаруживают пространственную и парагенетическую связь с дайками аплитов.

Наличие в рудах рассматриваемых месторождений полевых шпатов (ортоклаз, микроклин), щелочных амфиболов и пироксенов, ниобатов и танталониобатов, силикатов тория и циркония и фосфатов редких земель, а также такие изменения вмещающих пород на контакте с рудными телами, как грейзенизация, эгиринизация, биотитизация и микроклиннизация, показывают, что образование ниобийсодержащих ториево-редкоземельных месторождений связано с достаточно высокотемпературными гидротермальными растворами. По-видимому, их следует относить к наиболее высокотемпературной группе гидротермальных ториево-редкометалльных месторождений.

Образование их в большинстве случаев происходило на сравнительно небольшом удалении от породившего их рудоносного очага. В то же время отдельные группы ториево-ниобиево-редкоземельных месторождений с невскрытыми эрозией материнскими интрузиями и с исключительной выдержанностью типа минерализации на значительном вертикальном интервале, по-видимому, формировались на достаточно значительном удалении от рудоносного очага.

Конкретные данные о глубинах формирования рассматриваемых месторождений от бывшей дневной поверхности, к сожалению, отсутствуют. На основании косвенных данных (тип деформации горных пород в зонах разломов, следы пластической деформации рудных тел [72]) можно предположить, что образование их происходило на глубинах порядка 1500—2500 м.

Месторождение Равалли-Каунти. Рудные тела месторождения сосредоточены в меридиональной полосе размером 30×5 км, которая захватывает округ Равалли (шт. Монтана) и округ Лемхи (шт. Айдахо, США).

В районе месторождения развиты докембрийские амфиболиты, слюдястые сланцы, кварциты и мраморы, прорванные многочисленными дайками диабазов и риолитов и мелкими телами гранитных пегматитов [129].

Рудные тела месторождения представлены минерализованными пропластками мраморов, согласно залегающих среди вмещающих амфиболитов, и типичными жилами [122, 137]. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 3 м, а протяженность по простиранию — от нескольких метров до 100—300 м.

Рудные тела на 80—95% сложены доломитом и кальцитом. Биотит, барит, монацит, апатит, анкилит составляют до 10% и

более общего состава жил. Все остальные минералы имеют подчиненное значение.

Строение рудных жил — зональное. Биотит, актинолит, глаукофан, хлорит и эпидот сосредоточены в призальбандовых участках рудных тел. Ближе к их центральной части наблюдается обогащение ортитом, монацитом, колумбитом, эшенитом, а затем в центральной части — стронциево-бариевым кальцитом, анкилитом и ильменорутилом.

На контакте с рудными телами наблюдается биотитизация амфиболитов и замещение их эпидотом и баритом. Листочки биотита, в свою очередь, по краям замещаются хлоритом и кальцитом. Нередко наблюдается замещение обычной роговой обманки глаукофаном.

Хейрих и Левинсон [137] процесс формирования месторождения расчленяют на два этапа — метаморфический и метасоматический. С метаморфическим этапом связано образование доломита, магнетита, роговой обманки, кварца, плагиоклаза, андрадита, волластонита и гематита. В метасоматическом этапе они выделяют следующие шесть стадий: силикатную, редкоземельно-ниобиевую, карбонатную, сульфидную, анкилитовую, кварц-кальцит-баритовую.

В силикатную стадию произошло отложение биотита, актинолита, натрового актинолита, глаукофана, эпидота, в редкоземельно-ниобиевую — ортита, монацита, барита, колумбита, ниобиевого рутила, возможно, эшенита. С карбонатной стадией связано образование стронциево-бариевого кальцита, возможно, биотита II, с сульфидной — пирита, магнетита II, халькопирита, возможно, молибденита. В анкилитовую стадию произошло отложение хлорита, мусковита, анкилита, кварца, гематита, возможно, ферсмита и флюорита. Завершился процесс формирования месторождения отложением позднего кварца III, кальцита III, хлорита II, барита II.

Содержание редких земель в рудных телах колеблется от 1 до 10%. Практически это элементы цериевой группы. Главная их масса связана с анкилитом, содержание которого иногда приближается к 50%. Помимо анкилита редкие земли связаны с ортитом, монацитом, эшенитом, ферсмитом и бастнезитом. Носителями ниобия являются биотит, колумбит, рутил, эшенит, ферсмит. Содержание его в рудах колеблется от 0,02 до 0,2%. Руды содержат также 0,24—1,7% стронция, 0,08—11,7% бария. Стронций входит в состав кальцита (до 1,4%), барита (0,4%), анкилита, а торий содержится в монаците и эшените.

В распределении оруденения на площади месторождения отмечается отчетливая зональность. В северной части рудоносной площади главное значение имеют редкие земли, а в южной — ниобий. По данным определения абсолютного возраста, месторождение относится к альпийским образованиям (95 млн. лет).

Представления о генетических особенностях месторождения весьма противоречивы. Эббот [121] и др. считают, что формирование месторождения связано с процессом метаморфической сегрегации рудных элементов из кластического материала вмещающих пород. Такое представление не согласуется с результатами определения абсолютного возраста оруденения. Андерсон [122] относит месторождение к карбонатитам, а Хейнрих и Левинсон [137] — к гидротермальным месторождениям, связанным с производными щелочной магмы. Последнее предположение нам представляется наиболее близким к истине.

Приведенное описание показывает, что рассматриваемые месторождения относятся к сложному типу с поликомпонентным и полиминеральным составом руд. Состав минерализации ранних стадий рудоотложения и сопутствующие им изменения вмещающих пород характеризуют достаточно высокотемпературный постмагматический процесс с отложением силикатов, фосфатов, ниобатов и титано-ниобатов. Наоборот, в поздние стадии произошло отложение достаточно низкотемпературных сульфидов, карбонатов (в том числе карбонатов редких земель и других минералов) и низкотемпературные изменения вмещающих пород. Поздние процессы на месторождении преобладали.

Формирование месторождения происходило, по-видимому, на незначительной глубине от дневной поверхности.

2. ТОРИЕВО-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Высокотемпературные ториево-урановые месторождения встречаются довольно редко. Одно из наиболее характерных месторождений этого типа описано Т. В. Билибиной, В. И. Донаковым и В. К. Титовым [17].

Оно расположено в краевой части щита, в зоне сочленения его с платформой. Эта зона характеризуется развитием мощных глубинных разломов, имеющих длительную историю развития. Особенно интенсивная их активизация отмечалась в мезозое. Она проявилась в значительных глыбовых перемещениях и в резком оживлении магматической деятельности, приведшей к образованию сложных вулканогенно-интрузивных комплексов пород щелочноземельного и щелочного (калиевого) состава.

В районе месторождения отчетливо выделяются два структурных этажа, из которых нижний представлен метаморфической толщей фундамента, а верхний — перекрывающими его платформенными образованиями.

В строении фундамента принимают участие интенсивно дислоцированные и глубокометаморфизованные катаклазированные гранито-гнейсы, биотито-амфиболовые, биотитовые и амфиболовые гнейсы с подчиненными прослоями амфиболитов,

амфиболо-магнетитовых сланцев, железистых кварцитов и мигматитов, прорванных маломощными кварцевыми и пегматитовыми жилами.

На размытой поверхности этих образований полого залегают отложения платформенного типа. В основании их отмечаются грубообломочные конгломераты с горизонтом гравеллитов и гравелитовых песчаников. Выше располагаются пестроцветные алевролиты и аргиллиты с прослоями белых мраморизованных известняков. Вверх по разрезу доломитизированные известняки и известковые доломиты полностью вытесняют обломочные породы.

Интрузивные породы получили в районе весьма широкое распространение и представлены тремя комплексами. К наиболее раннему из них (архейскому) относятся: 1) силлы и дайки основных пород, метаморфизованных до степени амфиболитов и 2) массивы серых биотитовых гранитов и прорывающих их розовых микроклиновых гранитов. Второй комплекс представлен турмалиновыми и аляскитовыми гранитами и дайками основных пород (диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и габбро) протерозойского возраста.

Особое место занимают мезозойские щелочноземельные и щелочные породы третьего вулкано-интрузивного комплекса, с которыми пространственно и генетически связано ториево-урановое оруденение. Они слагают сложный многофазный массив — вулканоплутон трещинного типа, залегающий в контакте кристаллических пород фундамента с осадочным платформенным чехлом, в узле пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания (рис. 64).

На уровне современного эрозионного среза массив представлен двумя куполами, имеющими в горизонтальном сечении форму неправильных овалов, несколько вытянутых в северо-западном направлении и разделенных узкой полосой вмещающих осадочных пород. Западный, занимающий несколько большую площадь, получил название Большого, а восточный — Малого купола. На сравнительно небольшой глубине оба купола объединяются в единое интрузивное тело, прорывающее на юге гранито-гнейсы кристаллического фундамента, на западе и северо-западе — песчано-глинистые отложения, а на востоке и северо-востоке — известняки платформенного чехла. Падение контактов обоих куполов пологое ($15-30^\circ$) в сторону вмещающих пород.

Иногда от массива в песчано-сланцевые отложения отходят многочисленные межпластовые залежи мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров с резкими, прямолинейными контактами.

Т. В. Билибина и др. [17] считают, что массив имеет форму сложного лакколитообразного тела. Наличие в западном, северном и восточном его экзоконтактах серии полукольцевых даек

щелочных и нефелиновых сиенитов дает основание отнести его к вулcano-плутонам центрального типа усложненной формы. Усложнение обусловлено появлением в его верхней части серии пологопадающих пластовых апофиз.

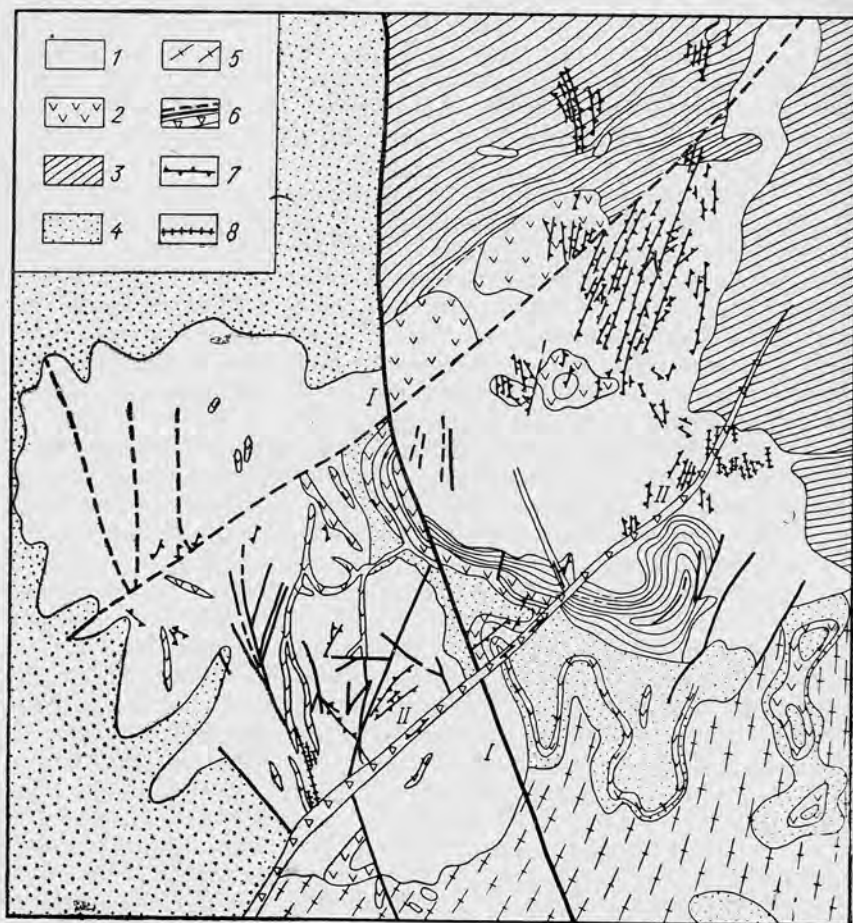


Рис. 64. Схема размещения ураноносных зон дробления в щелочном массиве [17]:

1 — щелочные и нефелиновые сиениты; 2 — эффузивно-пирокластические щелочные породы; 3 — карбонатные отложения; 4 — песчано-глинистые отложения; 5 — метаморфические толщи кристаллического основания; 6 — дизъюнктивные нарушения; 7 — ураноносные зоны дробления брекчиевого типа; 8 — ураноносные зоны дробления прожилкового типа.

Эрозией вскрыта апикальная часть куполов, о чем свидетельствуют многочисленные останцы пород кровли среди них. Реконструкция геологического разреза месторождения в период становления вулcano-плутона показывает, что формирование

интрузивной его фазы происходило на глубине не более 500 м от бывшей дневной поверхности.

Строение массива неоднородное, обусловленное чередованием во времени и пространстве пород интрузивных и вулканических фаций, а также широко проявленными процессами щелочного метасоматоза.

Взгляды различных исследователей на последовательность формирования массива несколько противоречивы.

По данным Т. В. Билибиной, В. И. Донакова и В. К. Титова [17], формирование массива начиналось с внедрения щелочных и нефелиновых сиенитов, шонкинитов, сиенит-порфиоров и щелочных пегматитов, образующих сложное столбообразное тело. Затем по разрывам, разбивающим это тело на отдельные блоки, происходило излияние щелочных лав и выбросы пирокластического материала с образованием на его поверхности слоистых вулканических куполов, трубок взрыва и пластовых залежей, застывших между поверхностью массива и кровлей осадочных пород. Они состоят из последовательно чередующихся слоев лав трахитового, феолитового и тингуантового состава с туфобрекчиями и пепловыми туфами.

В составе эффузивного комплекса широко развиты дайкообразные и неправильные субвулканические тела пород того же состава, секущие не только полнокристаллические породы, но и купола эффузивов и пирокластов. Формирование массива заканчивается образованием пород жильного комплекса.

Другие исследователи считают, что становление массива происходило в следующей последовательности: 1) образование пластовых эффузивных тел трахитов, феолитов и псевдолейцитовых порфиоров, прорываемых сиенитами второй фазы; 2) внедрение основной массы интрузивных пород — псевдолейцитов, псевдолейцитовых сиенитов, нефелиновых и эгириновых сиенитов и шонкинитов; 3) образование пород жильного комплекса и трубок взрыва.

Как видно из вышеизложенного, разногласия заключаются в доинтрузивном или послепостинтрузивном возрасте эффузивно-пирокластических пород. Вполне возможно их неодновременное появление. Более ранние из них могли предшествовать внедрению основных интрузивных масс щелочных пород, а более поздние — проявились после их застывания и образования крупных и довольно глубоких разрывов. Эти разломы служили магмоподводящими путями для следующих порций щелочной магмы, которые изливались на поверхность уже затвердевшего купола или застывали между последней и кровлей осадочных пород.

Интрузивные породы составляют основную часть массива. Они представлены нефелиновыми и щелочными сиенитами, псевдолейцитовыми породами, шонкинитами, пегматитами, тингуанитами, сельвсбергитами, грорудитами и эгириновыми гранита-

ми. Преобладающее развитие получили нефелиновые и щелочные сиениты, слагающие центральные и наиболее эродированные участки обоих куполов.

Нефелиновые сиениты характеризуются средне- и крупнозернистым строением и трахитоидной текстурой. Они состоят из калиевого полевого шпата, нефелина, эгирина и эгирин-авгита. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, галенитом и халькопиритом. В зависимости от содержания нефелина, часто замещенного либнеритом, состав породы меняется от ювитов до уртитов.

Эгириновые сиениты также характеризуются трахитоидной текстурой и по составу соответствуют пуласкитам. Они сложены калиевым полевым шпатом (80%—90%), эгирином (10—20%) и небольшим количеством биотита и меланита. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, магнетит и халькопирит.

Псевдолейцитовые породы связаны постепенными переходами как с нефелиновыми, так и с эгириновыми сиенитами.

По содержанию темноцветных минералов среди них выделяются лейкократовые и меланократовые разности, а по размерам псевдолейцитов — мелкозернистые (1—2 мм) и среднезернистые (3—5 мм). Переходы между ними постепенные.

Эти породы состоят главным образом из псевдолейцита, эгирина и эгирин-авгита, меланита и биотита, количественные содержания которых варьируют в значительных пределах. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и галенитом.

Псевдолейциты имеют изометричную, округлую или слабо эллипсовидную форму с резкими очертаниями. Они сложены призматическими кристаллами анортоклаза, образующего микропегматитовые сростания с нефелином, нередко замещенным либнеритом, цеолитом и карбонатом. Вокруг них часто наблюдается сегрегация мелких чешуек биотита и зерен меланита.

В меланократовых разностях содержание темноцветных минералов увеличивается до 50—60%, и порода по составу близка к псевдолейцитовому шонкиниту.

Внедрение щелочных пород сопровождалось интенсивным контактово-реакционным взаимодействием их с вмещающими породами. Благодаря широко развитым процессам магматического замещения в эндоконтакте массива образуется мощная (до нескольких сот метров) зона контактово-метасоматических пород, состав которых зависит от состава замещаемых вмещающих пород. Так, на контакте с известняками в эндоконтакте массива образуются полосчатые нефелиновые сиениты и их меланократовые разности и шонкинитоподобные сиениты, а в экзоконтакте — диопсид-тремолитовые и мономинеральные диопсидовые породы и перекристаллизованные мраморы.

В гнейсо-гранитах проявлен процесс фенитизации, а в щелочных породах отмечается появление меланократовых разно-

стей биотитсодержащих нефелиновых сиенитов, калиевых пелласкитов и нордмаркитов.

Щелочные пегматиты слагают мощные (от нескольких метров до сотни метров) и протяженные (до нескольких сот метров) крутопадающие тела, секущие главным образом щелочные породы массива и приуроченные к зонам тектонических нарушений. Реже они обнаруживаются во вмещающих породах, в которые иногда отходят от них многочисленные ответвления.

В зависимости от состава выделяются следующие разновидности пегматитов:

- 1) эгирин-биотит-полевошпатовые с неравномерным распределением минералов в виде гнезд и сростков;
- 2) эгирин-полевошпатовые с зональным строением: в центре располагаются гигантские кристаллы калиевого полевого шпата, а по периферии — эгирин.
- 3) нефелин-эгирин-полевошпатовые, содержащие всегда лампрофиллит, лопарит и другие минералы.

Породы дайковой серии завершают формирование вулканогенно-интрузивного комплекса. Они получили довольно широкое развитие на площади месторождения и представлены тингуаитами, сельвсбергитами, грорудитами и эгириновыми гранитами.

Тингуанты и сельвсбергиты образуют многочисленные дайки главным образом в пределах массива щелочных пород и нередко связаны между собой постепенными переходами за счет уменьшения (до полного исчезновения) вкрапленников псевдолейцита и нефелина в сельвсбергитах.

Тингуанты представлены темно-зеленой породой с плотной основной массой и порфиоровыми выделениями псевдолейцита, кали-натрового полевого шпата, эгирин-авгита и биотита. Основная масса имеет трахитоидную структуру и состоит из ориентированных в одном направлении лейст кали-натрового полевого шпата и иголок эгиринна и эгирин-авгита и подчиненного количества зерен нефелина.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рутилом, анатазом и др.

Сельвсбергиты имеют вид плотной порфировой породы серо-зеленого цвета с вкрапленниками кали-натрового полевого шпата и подчиненного количества эгиринна. Основная масса состоит из спутанных иголок эгиринна. Из акцессорных минералов присутствуют единичные зерна апатита, сфена и рудного минерала.

Грорудиты и эгириновые граниты слагают дайки и неправильные тела, приуроченные к разрывным нарушениям и секущие все описанные выше интрузивные образования.

Грорудиты отличаются от тингуантов и сельвсбергитов более светлой окраской и присутствием во вкрапленниках кварца (до 10%). Они имеют также порфировую структуру. Во вкрап-

ленниках отмечаются преимущественно кали-натровый полевой шпат, в меньшем количестве-кварц и эгирин. Основная масса состоит из лейст кали-натрового полевого шпата и иголок эгирина. Акцессорные минералы представлены единичными зернами титаномагнетита, апатита и сфена.

Эгириновые граниты представлены среднезернистой породой серого цвета с порфировидной гипидноморфнозернистой структурой. Она сложена калиевым полевым шпатом (50—60%), кварцем (30—40%) и эгирином (5—15%). Из акцессорных минералов присутствуют циркон, сфен, апатит, анатаз, рутил, флюорит, магнетит, пирит и др.

Внедрение эгириновых гранитов сопровождалось проявлением щелочного метасоматоза, выразившегося в слабой эгиринизации вмещающих пород и образовании эгириновых и эгирин-полевошпатовых прожилков вдоль мелких трещин среди вулканогенных образований.

Горудиты и эгириновые граниты часто являются цементом эруптивных брекчий, слагающих трубообразные тела размером несколько сот метров в поперечнике, приуроченные к наиболее высоким участкам рельефа. Они состоят из угловатых или слабо оплавленных обломков сильно эгиринизированных, фельдспатизированных и окварцованных щелочных и нефелиновых сиенитов, псевдолейцитовых сиенитов и пегматитов, эффузивных и пирокластических образований и кристаллических пород фундамента, сцементированных трахитами, тингуантами, горудитами и эгириновыми гранитами.

Структурные особенности месторождения. Породы фундамента, принимающие участие в строении месторождения, смяты в крупную и сложно построенную антиклинальную складку, осложненную складчатостью более высоких порядков. Шарниры складок вытянуты в субмеридиональном направлении и погружаются к северу под осадочный покров платформенного чехла.

Осадочные отложения платформенного этажа образуют моноклираль с очень пологим (1—5—10°) падением к северо-западу.

Характерной особенностью тектонической структуры района месторождения является его блоковое строение, связанное с широким развитием крупных разрывных нарушений. Среди последних выделяются две системы региональных глубинных разломов: I—северо-восточные, параллельные контакту фундамента с платформой, и II—северо-западные. Обе системы имеют длительную историю развития, причем северо-западные являются более древними и залечены дайками разновозрастных магматических образований.

Северо-западный разлом (см. рис. 64) прослеживается в субмеридиональном направлении в центральной части месторождения. Он представлен серией зон древних милонитов и

бластомилонитов, прослеживающихся в кристаллических породах фундамента и в осадочных отложениях платформенного чехла на протяжении многих десятков километров при мощности несколько десятков метров. К нему приурочены дайки протерозойских габбро-диабазов, свидетельствующие о древнем заложении разлома. В период мезозойской активизации по нему отмечались сбросовые перемещения с амплитудой свыше 100 м. Тектонические подвижки по разлому неоднократно имели место при формировании вулкано-интрузивного комплекса, а также и в период формирования самого месторождения.

Северо-восточный разлом (см. рис. 64) прослеживается вдоль границы кристаллического фундамента с осадочными отложениями платформенного чехла и хорошо морфологически выражен в рельефе в виде корытообразных седловин. Он также отражает следы многократных тектонических движений и представлен мощной полосой (60—150 м) сильно раздробленных катаклазированных трещиноватых пород. По особенностям перемещения вдоль него этот разлом относится к сбросо-сдвигу, вертикальная составляющая которого равна 100—150 м, а горизонтальная — 300—500 м. Основной шов разлома представлен трещиной скола с глиной трения и нередко бывает выполнен кварцевыми жилами. По времени заложения северо-восточный разлом близкоодновременный с описанным северо-западным.

Приуроченность к северо-западному глубинному разлому даек протерозойских габбро-диабазов и диабазов показывает, что в ранний период своего развития он достигал базальтового слоя земной коры. Аналогичной, по-видимому, была протяженность по вертикали обоих глубинных разломов и в период мезозойской активизации, когда узел их пересечения являлся выводным каналом для поздних щелочных дифференциатов базальтовой магмы.

В северо-западном блоке северо-восточного глубинного разлома параллельно ему прослеживается крупное разрывное нарушение, также рассекающее массив щелочных пород.

К региональным разломам прилегают оперяющие их более мелкие разрывные нарушения, имеющие протяженность до 1—2 км при ширине полосы интенсивно деформированных пород до нескольких десятков метров. В таких полосах помимо тектонической глины обычны брекчии и зоны сгущения мелких трещин. По характеру перемещений данные разрывы также относятся к сбросо-сдвигам, вертикальная составляющая которых достигает первых десятков метров.

К разрывным нарушениям более высоких порядков относятся главным образом оперяющие, значительно реже сопряженные с региональными разломами крутопадающие, иногда пологопадающие трещины. Вдоль наиболее крупных из них отмечаются оторочки тектонической глины. Щелочные породы и вмещающие их толщи рассечены также сетью мелких тектони-

ческих разрывов. Нельзя не отметить, что разрывы более высоких порядков и мелкие трещины наиболее распространены в самых хрупких породах массива—пегматитовых телах и пегматоидных разностях щелочных пород.

Помимо тектонических на площади месторождения отчетливо проявлены нетектонические деформации горных пород, связанные с механической активностью магмы и вырывающихся из нее газов. Наиболее ярко они представлены полукольцевыми разломами в зоне западного, северного и восточного экзоконтакта массива. К ним, как мы уже отмечали, приурочены полукольцевые дайки щелочных и нефелиновых сиенитов.

Более поздние нетектонические деформации проявились в заключительный период формирования вулcano-плутона, когда происходило внедрение наиболее поздних жильных пород—грокритов и эгириновых гранитов. В это время возникли достаточно крупные трубки взрыва сечением несколько сот метров в поперечнике. Форма их горизонтального сечения близка к изометричной. Выполнены они угловатыми обломками вмещающих пород, сцементированных трахитами, тингуитами, грокритами и эгириновыми гранитами. Наконец, самые поздние нетектонические деформации в массиве проявились в виде достаточно густой сети контракционных трещин отдельности.

Ториево-урановая минерализация. По мнению Т. В. Билибиной, В. И. Донакова и В. К. Титова [17], в формировании рассматриваемого месторождения можно выделить два разорванных во времени этапа: с первым связано образование постмагматических щелочных метасоматитов, высокотемпературных ториеносных кварцевых жил и убогой ториевой и редкоземельной минерализации, наложенной на пегматиты; со вторым — более поздняя гидротермальная урановая и подчиненно ториевая минерализация. О разобщенности минерализации этих этапов свидетельствует пересечение ториеносных полевошпатово-кварцевых жил дайками тингуитов (рис. 65), а также развитие минерализованных зон дробления внутри крупных пегматитовых тел и в ранних ториеносных кварцевых жилах, с наложением более поздней минерализации.

Образование щелочных метасоматитов происходило в две последовательные стадии. Наиболее раннее развитие получил калиевый метасоматоз, который имеет площадное распространение и выражается в биотитизации вмещающих пород, замещении анортoclаза микроклином, а нефелина — либениритом. Последующий натриевый метасоматоз проявлен локально, только вдоль тектонических нарушений, и сопровождается интенсивной эгиринизацией щелочных пород и калиевых метасоматитов. С этим процессом связано выделение лампрофиллита, лопарита и сульфидов меди и свинца.

Щелочные пегматиты слабо минерализованы, и только в отдельных участках в них отмечаются скопления сфена и мелани-

та в ассоциации с апатитом, цирконом, анатазом, рутилом, магнетитом, пиритом, галенитом и халькопиритом. В незначительном количестве присутствуют единичные мелкие кристаллы астрофиллита, лопарита, торита и лампрофиллита.

Высокотемпературные ториеносные полевошпатово-кварцевые тела сложены белым массивным и пластинчатым кварцем с подчиненным количеством микроклина, ортоклаза и эгирина.

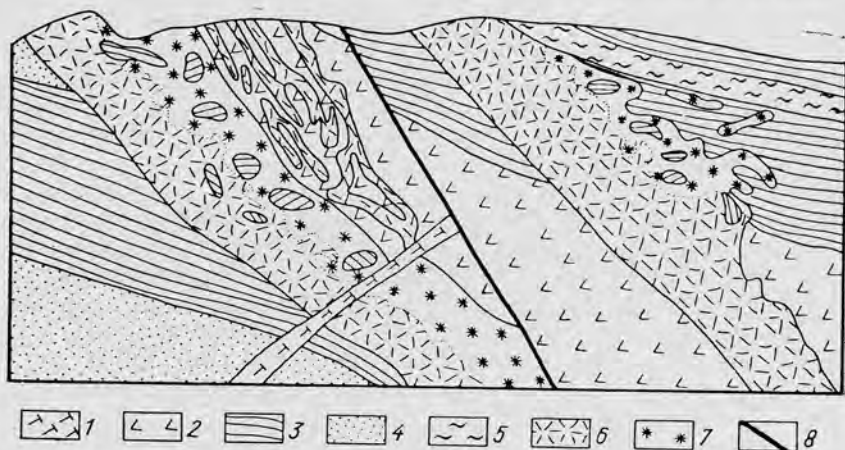


Рис. 65. Пересечение ториеносной кварц-полевошпатовой жилы дайкой тингуайта (по Т. В. Билибиной и др.):

1 — тингуайт; 2 — минетта; 3 — мраморизованные и эгиринизированные известняки; 4 — кварцито-песчаники; 5 — актинолитовые сланцы; 6 — пористый кварц; 7 — эгирин-полевошпатово-кварцевая порода с торитом; 8 — разрывные нарушения.

Из второстепенных минералов встречаются альбит, кальцит, пирит, галенит, халькопирит, магнетит, гематит и др.

Ториевые минералы (торит, оранжит, ферриторит) вместе с другими аксессуарными минералами (сфеном, цирконом, апатитом, анатазом) образуют рассеянную вкрапленность в кварце; иногда срastaются с эгирином и кальцитом. В отдельных участках отмечается редкая вкрапленность ториевых минералов в приконтактовых вмещающих породах (щелочных метасоматитах, известняках и кварцито-песчаниках). Торит часто замещается гидроторитом.

Калиевый метасоматоз является наиболее ранним постмагматическим процессом на месторождении, по-видимому, предшествующим образованию высокотемпературной минерализации щелочных пегматитов и ториеносных полевошпатово-кварцевых жил. Что касается натриевого метасоматоза, то он, вероятно, более или менее синхронен с ними, и только начало этого процесса несколько их опережает. Об этом свидетельствует и некоторое сходство в минерализации эгиринизированных

пород и щелочных пегматитов. Например, такие минералы, как лопарит и лампрофиллит, характерны не только для натриевых метасоматитов, но и для щелочных пегматитов.

Второй этап рудоотложения Т. В. Билибина и др. [17] расчленяют на следующие четыре стадии: 1) кварц-торитовую; 2) кварц-браннеритовую; 3) кварц-барит-флюоритовую (торий- и урансодержащую); 4) уранинит-смолково-сульфидную. Другие исследователи проводят более дробное деление процесса минералообразования и выделяют до восьми стадий. Мы в своем описании придерживаемся первой схемы, но дополнительно выделяем послерудную кварц-кальцит-флюоритовую ассоциацию в виде самостоятельной стадии.

Минерализация кварц-торитовой стадии представлена кварцевыми жилами, прожилками и другими телами с анатазом и ториевыми минералами. Они сложены белым, сероватым и дымчатым кварцем сливного или зернистого строения с подчиненным количеством других минералов. По облику кварца и ассоциирующих с ним минералов выделяются мелкокристаллический кварц с торитом, реже с бериллом, магнетитом и анатазом, крупнокристаллический кварц с хуттонитом, эгирином, лепидолитом и магнетитом и мелкокристаллический кварц с золотом, пиритом, баритом, флюоритом, анатазом и лепидолитом. Помимо отмеченных минералов в кварце установлена рассеянная вкрапленность ферриторита, циркона, рутила, сфена, апатита и галенита. Щелочные породы в зоне контакта с кварц-торитовыми телами интенсивно грейзенизированы.

К кварц-браннеритовой стадии относятся кварцевые жилы с титанатом урана типа браннерита. Они сложены зернистым, нередко гребенчатым кварцем белого или серого цвета, содержащим большое количество обломков вмещающих пород и их минералов (сиенитов, полевых шпатов и др.). В незначительном количестве в составе жильного выполнения отмечаются барит и флюорит, вкрапленность и гнездообразные скопления апатита, циркона, сфена, граната, рутила, анатаза, лепидолита, уранинита и магнетита. Браннерит обычно слагает линзовидные и прожилковые скопления, приуроченные к обломкам сиенитов. Вокруг этих жил отмечается окварцевание, биотитизация, а местами и тремолитизация вмещающих пород (эгириновых гранитов, щелочных трахитов, фенитизированных гнейсов и кварцитов) в зоне мощностью до 1—1,5 м.

В кварц-барит-флюоритовую стадию были сформированы жилы молочно-белого и серого, нередко гребенчатого и друзовидного кварца, в котором отмечаются скопления пластинчатых кристаллов слегка голубоватого и зеленоватого барита и линзы и прожилки бесцветного и темно-фиолетового флюорита. Среди второстепенных минералов установлены апатит, рутил, пирит, анатаз, дисперсное золото, даллит, молибденит, борнит, халькопирит, галенит, арсенопирит, сульванит, блеклые ру-

ды. Очень редко обнаруживаются единичные мелкие кристаллы уранинита. В барите и флюорите из этих жил установлены уран и торий. Околорудные изменения этой стадии проявлены особо интенсивно в карбонатных породах, в которых наблюдается мощный (до 14—15 м) ореол флюоритизированных, баритизированных и окварцованных пород.

С уранинит-смолково-сульфидной стадией связано образование ураноносных зон дробления, в которых вмещающие породы и минерализация более ранних стадий раздроблены до брекчий и рассеяны густой сетью трещин. Брекчия и трещины залечены тонкозернистым агрегатом кварца, барита, карбоната, флюорита, пирита, мельниковита, халькопирита, галенита, колломорфного анатаза, сульванита, стронцианита, айкинита, апатита, гидрослюды, глинистых минералов, количественные соотношения между которыми варьируют в весьма широких пределах. Уранинит, урановая смолка и коффинит образуют вкрапленность в цементе брекчий, преимущественно в ассоциации с пиритом.

Изменения вмещающих пород около зон ураноносных брекчий и прожилков развиты неравномерно, в зависимости от раздробленности пород, а также в зависимости от их состава. Они выражаются в окварцевании, баритизации, флюоритизации, карбонатизации и аргиллизации с вкрапленностью сульфидов. Баритизация и флюоритизация наиболее интенсивно проявлены в породах кровли, аргиллизация — в эффузивах. В шонкинитах и щелочных метасоматитах появляются слюды.

Процесс формирования месторождения завершается образованием кварц-флюорит-барит-кальцитовых прожилков, отчетливо секущих все более ранние минеральные образования. Среди жильных минералов прожилков устанавливается иногда мелкая рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита, борнита, теннантита и халькозина.

Морфология рудных тел и закономерности размещения оруденения. По своей морфологии рудные тела месторождения весьма разнообразны. Встречаются линзы, жилы, жилообразные и плитообразные тела, гнезда и неправильные метасоматические залежи. Жилы и жилообразные тела обычно приурочены к сравнительно небольшим разломам и крупным трещинам скалывания, плитообразные — к крупным сложным трещинам отрыва. Линзы часто связаны с участками приоткрывания разломов и крупных трещин скалывания в местах их искривления по простиранию и падению. С зонами брекчирования и сгущения мелких трещин в зонах разломов связаны линзы и неправильные метасоматические залежи. Гнезда, как правило, отмечаются в узлах пересечения и сопряжения трещин.

На месторождении наиболее распространены линзы, жилы и плитообразные тела. Наиболее крупные линзы отмечаются в зонах брекчирования.

Таким образом, все рудные тела месторождения и сопутствующая им минерализация контролируются тектоническими разрывными нарушениями. Главное значение среди них имеют оперяющие трещины и зоны дробления глубинных региональных разломов, реже — сопряженные с ними разрывы.

По пространственной ориентировке среди них выделяются разрывные нарушения субмеридионального (60%), северо-восточного (30%) и северо-западного простирания (см. рис. 64). Только некоторые тела, представленные минерализацией первого этапа, приурочены непосредственно к зонам дробления региональных разломов.

Для большинства постмагматических месторождений, связанных с интрузивами центрального типа, структурный контроль оруденения в значительной мере определяется нетектоническими деформациями. Особенно ярко это обычно проявляется для минерализации ранних стадий. Это положение хорошо подтверждается и на многих постмагматических ториево-редкометалльных месторождениях (карбонатитовых, ториево-редкоземельно-молибденовых, железо-редкоземельных, ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых).

На рассматриваемом месторождении нетектонические деформации оказали влияние на морфологию щелочного вулканоплутона и на размещение щелочных пород как в пределах массива (трубки взрыва), так и в его экзоконтакте (полукольцевые дайки щелочных пород). В то же время эти деформации не оказали сколько-нибудь заметного влияния на размещение постмагматической минерализации.

По-видимому, это своеобразие структурного контроля оруденения обусловлено структурно-геологической позицией рассматриваемого вулканоплутона и прежде всего приуроченностью его непосредственно к узлу пересечения двух глубинных разломов. Подавляющая масса интрузивов центрального типа других месторождений обычно приурочена к более мелким разрывным нарушениям, оперяющим или сопряженным с глубинными разломами.

В постмагматический этап формирования рассматриваемого вулканоплутона контролирующие его глубинные разломы были высокоактивными, и возникающие в процессе перемещений по ним тектонические напряжения и деформации значительно превосходили напряжения, вызванные механической активностью постмагматических растворов.

Основная масса (90%) рудных тел месторождения размещается в щелочных породах массива и только сравнительно незначительная их часть (10%) — во вмещающих его осадочных породах (см. рис. 65). Не менее интересна и другая закономерность: большая часть рудных тел тяготеет к разломам северо-восточного простирания, особенно к сопряженному с глубинным. В результате получается, что примерно 70% руд-

ных тел сосредоточено в удлиненном тектоническом блоке, ограниченном разломами северо-восточного простирания.

В то же время рудные тела распределены вдоль северо-восточных разломов неравномерно, явно концентрируются ближе к апикальным частям куполов массива. Основная часть рудных тел (не менее 80%) сосредоточена ближе к апикальной части малого купола, имеющего значительно меньший эрозионный срез, нежели большой купол. Такая закономерность в размещении рудных тел на месторождении, по-видимому, связана с прочностными свойствами горных пород.

Эксперименты по деформации горных пород показывают, что породы, насыщенные растворами, имеют пониженную прочность. Снижение ее тем больше, чем выше температура и давление в пропитывающих растворах. С другой стороны, общеизвестно, что гидротермальные растворы, продвигаясь вверх из корневых частей материнских интрузивов, концентрируются главным образом в апикальных частях куполов. Поэтому купола в процессе предминерализационных и внутриминерализационных тектонических деформаций превращались в зоны с пониженной прочностью горных пород.

При сравнении минерализации в куполах месторождения нетрудно заметить, что большой купол минерализован слабее. Для него характерна минерализация ранних стадий постмагматического процесса. В малом куполе, наоборот, главная роль принадлежит минерализации поздних стадий. Если учесть существенное различие в уровнях эрозионного среза большого и малого куполов, месторождения относительно кровли щелочного массива, то на основе этих данных, по-видимому, можно говорить о проявлении на месторождении отчетливой вертикальной зональности с преобладающей, концентрацией минерализации ранних стадий в нижних частях месторождения. Общий вертикальный размах проявления постмагматической минерализации на месторождении достигает 1 км.

Геохимические особенности щелочных пород и гидротермальной ториево-урановой минерализации. Химизм щелочных пород массива определяется высокой ролью щелочей и резким преобладанием калия над натрием при постоянной недосыщенности глиноземом и кремнеземом и недостатке СаО.

Подобная специфика химизма пород предопределила четкую и своеобразную ассоциацию редких и рассеянных элементов, входящих в состав всех пород комплекса.

Наиболее характерными элементами — примесями щелочных пород массива являются барий, стронций, титан, ванадий, марганец и фосфор, содержание которых во много раз превышает кларковое в кислых породах. Они входят в состав порообразующих и аксессуарных минералов (кали-натрового полевого шпата, эгирина, меланита, лампрофиллита, сфена, рутила, анатаза и др.).

Широко распространены свинец, медь, хром, значительно меньше — бериллий, цирконий, ниобий и редкоземельные элементы. Из них чаще встречается иттрий и почти отсутствуют такие характерные для щелочных пород редкие земли цериевой группы, как лантан и церий.

Следует особо подчеркнуть то обстоятельство, что редкие земли, являющиеся характерным спутником тория в большинстве ториево-редкометалльных месторождений всех генетических типов и особенно связанных с щелочными и нефелиновыми сиенитами, на данном месторождении играют ничтожную роль в постмагматическом процессе, не образуя сколько-нибудь заметных концентраций. Это, возможно, является следствием металлогенической специализации щелочной магмы, сильно обогащенной калием.

Указанные геохимические особенности, отмеченные и на некоторых других ториево-урановых месторождениях, генетически связанных с щелочными породами калиевого ряда, позволяют выделить их в особую группу ториево-редкометалльных месторождений.

Содержание радиоактивных элементов близко к кларковому для кислых пород. Отмечается постоянное накопление урана от нефелиновых сиенитов ($3 \cdot 10^{-4}\%$) и трахитов ($4,7 \cdot 10^{-4}\%$) к более молодым породам комплекса — эгириновым гранитам и гнорудитам ($8 \cdot 10^{-4}\%$). Роль тория постепенно снижается от нефелиновых сиенитов к гнорудитам и соответственно с этим убывает и ториево-урановое отношение от 3,0 до 1,5.

В постмагматической минерализации резко возрастает роль SiO_2 и кислотных компонентов: фтора, SO_4 , H_2O , CO_2 , определяющих постоянную ассоциацию кварца, барита, флюорита, карбонатов и сульфидов. В отношении элементов-примесей она не обнаруживает заметных отличий от щелочных пород, что является следствием их геохимического родства. Отмечается лишь увеличение содержания бария, стронция, фтора, титана, ванадия, марганца, меди и цинка, ведущее к образованию барита, стронцианита, флюорита, анатаза, рутила, халькопирита, сфалерита, ванадинита и др.

В рудных зонах наиболее широко распространены свинец, молибден, серебро, мышьяк, таллий, олово, вольфрам, образующие сульфидные соединения (пирит, халькопирит, галенит, молибденит, сульванит, блеклые руды и др.).

Редкие элементы и редкие земли (бериллий, цирконий, ниобий, иттрий, иттербий) так же, как и в щелочных породах, имеют крайне ограниченное распространение и встречаются в качестве незначительных примесей. Несколько увеличивается распространенность лишь иттрия и иттербия. Иттрий отмечается в барите, апатите, флюорите, цирконе и торите.

Наряду с этим в постмагматической минерализации резко возрастает роль радиоактивных элементов, образующих рудные

концентрации. При этом уран существенно преобладает над торием. Торий сконцентрирован главным образом в минерализации первого этапа (пегматиты с убогими ториево-редкоземельными проявлениями и высокотемпературные ториеносные кварцевые жилы).

В минерализации второго этапа торий в виде самостоятельных минералов (торита и ферриторита) присутствует только в наиболее ранних образованиях (кварц-торитовая стадия). В более поздних стадиях он постепенно сменяется ураном, максимальные концентрации которого отмечаются в период проявления уранинит-смолково-сульфидной стадии. Торий в этих образованиях встречается лишь в качестве примесей в апатите, анатазе и флюорите.

Таким образом, ^{Ториево-}урановое оруденение месторождения пространственно и генетически связано со своеобразным вулканогенно-интрузивным комплексом щелочных пород калиевого ряда. Об этом свидетельствует их тесная пространственная связь единый структурный контроль в размещении различных фаций магматических образований и гидротермальных проявлений, временная близость и геохимическое родство.

Как известно, щелочные и нефелиновые сиениты могут являться производными ультраосновной, базальтовой и гранитной магмы. Более конкретное решение этого вопроса для данного месторождения возможно на основе рассмотрения структурно-геологической позиции месторождения и петрохимических особенностей его щелочных пород. Описанное месторождение приурочено к краевой части щита. Современные геофизические данные показывают, что для щитов и древних платформ характерна минимальная мощность континентальной земной коры, с преобладающей ролью так называемого «базальтового» слоя. Именно в силу этих причин для древних платформ и щитов наиболее характерен основной магматизм и связанная с ним металлогения.

С другой стороны, важнейшей петрохимической особенностью щелочных и нефелиновых сиенитов рассматриваемого месторождения и связанной с ними постмагматической минерализации является повышенное содержание бария, стронция, титана, ванадия, марганца и фосфора — элементов, типичных для основной магмы. Основываясь на приведенных соображениях, мы склонны думать, что щелочные и нефелиновые сиениты описанного месторождения являются поздними дифференциатами базальтовой магмы.

3. УРАНО-ТОРИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Урано-ториево-редкоземельно-молибденовые месторождения встречаются в различных районах мира, но имеют сравнительно ограниченное распространение. В зависимости от сочетания

основных полезных компонентов, обусловленных металлогенической спецификой отдельных районов, среди них выделяют ториево-редкоземельно-молибденовые и редкоземельно-золото-урано-молибденовые месторождения.

Ториево-редкоземельно-молибденовые месторождения

Одно из наиболее характерных месторождений этого типа расположено в краевой части щита, в зоне перехода от антиклинория с его архейскими гнейсо-гранитами к синклинорию, сложенному протерозойскими метаморфическими толщами.

Месторождение по существу относится к кварц-молибденитовой формации постмагматических месторождений, но обладает рядом специфических особенностей. Помимо кварца, мусковита, флюорита, топаза, молибденита, микроклина и альбита, типичных для кварц-молибденитовой формации, в нем достаточно широко распространен ряд редкоземельных и ниобиевых минералов. К числу их относятся монацит, ортит, пирохлор, колумбит и минерал типа тухолита. В незначительном количестве отмечаются также эвксенит, торрианит, уранинит, ксенотим [61].

В геологическом строении района месторождения принимают участие гнейсы, гранулитовой формации, относимой к нижнепротерозойскому возрасту (1890—1980 млн. лет).

Среди них выделяются лейкократовые и меланократовые разности. В районе месторождения преобладают первые; они представлены гранат-кварц-полевошпатовыми породами с биотитом, силлиманитом, кианитом. Гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы, относимые к основным гранулитам, имеют подчиненное значение.

Для гранулитов характерна полосчатая текстура, обусловленная чередованием полос, различающихся между собой количественным соотношением минералов. Полосчатость, как правило, совпадает со сланцеватостью. Гранулиты прорваны двумя гранитными массивами, которые являются куполовидными ответвлениями единого крупного интрузива. Возраст их среднепротерозойский (1720—1760 млн. лет). Более крупный массив сложен преимущественно среднезернистыми кали-натровыми субщелочными аляскистыми гранитами. Интенсивно проявлена альбитизация и грейзенизация гранитов. Меньший массив, с которым пространственно связано месторождение, нацело сложен грейзенами с останцами среди них неизмененных и грейзенизированных и альбитизированных гранитов (рис. 66).

Вблизи гранитных интрузивов отмечаются контактовые ореолы шириной до нескольких сот метров, в которых гранулиты переходят в кварц-полевошпатово-биотитовые гнейсы. Биотит в них развивается по гранату. Кварц и полевые шпаты в контактовых ореолах сохраняются без изменения.

Гранитные массивы сопровождаются дайками кварцевых порфиров и лампрофиров, дайками и разнообразной формы телами аплитов.

Гранитный массив месторождения в горизонтальном срезе имеет форму неправильного овала. Контакты его почти верти-

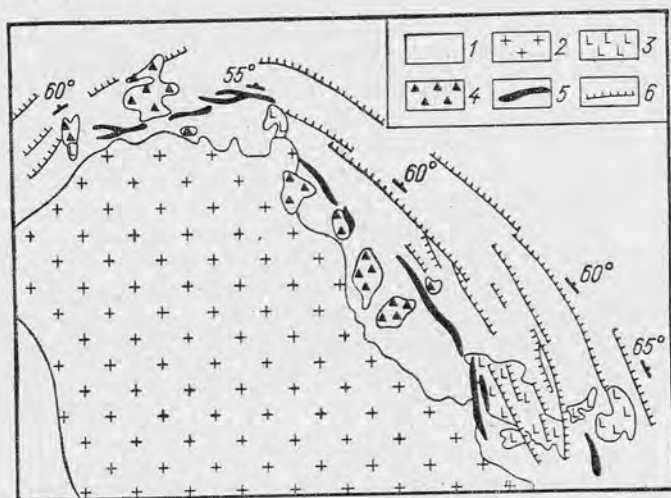


Рис. 66. Схема геологического строения месторождения (по Ю. Н. Гуменному и И. И. Куприяновой, с изменениями В. А. Невского):

1 — вмещающие породы; 2 — щелочные граниты; 3 — аплиты; 4 — эруптивные брекчии; 5 — ранние кварц-полевошпатовые жилы; 6 — поздние кварц-мусковитовые жилы.

кальные, с падением в сторону вмещающих пород. Полукольцевая полоса экзоконтакта этого массива интенсивно насыщена телами аплитов различной формы и размера. Встречаются тела, имеющие в горизонтальном срезе овальную, грушевидную, иногда совершенно неправильную форму. Особенно характерны тела полукольцевой, подковообразной и дуговидной формы (см. рис. 66). Размер их горизонтального сечения колеблется от нескольких метров до десятков метров. Контакты аплитовых тел вертикальные или близкие к ним.

Структура месторождения, несущая черты ярко выраженной интрузивной тектоники, весьма своеобразна. Здесь широко проявлены трубчатые тела эруптивной брекчии, столбообразные минерализованные тела, крупные прямолинейные и дуговидные трещины скалывания и сложные трещины отрыва, к которым приурочны жилы разнообразного состава, иногда короткие радиальные трещины отрыва, а также мелкие трещины.

Многочисленные тела эруптивной брекчии сосредоточены в узкой полукольцевой полосе, непосредственно примыкающей к массиву гранитов. Форма их горизонтального сечения овальная,

неправильно овальная, угловато-овальная, дуговидная, реже неправильная удлинённая; контакты с вмещающими породами вертикальные или близкие к ним; размеры горизонтального сечения от нескольких метров до нескольких десятков метров в поперечнике. Трубки эруптивных брекчий сложены угловатыми обломками вмещающих гнейсов, сцементированных аплитами.

Столбообразные минерализованные тела сосредоточены главным образом в полукольцевой зоне экзоконтакта, где они выполнены микроклин-кварцевой и альбит-кварцевой минерализацией. Горизонтальное сечение тел — близкое к изометрическому, удлинённое, иногда неправильное; падение — близкое к вертикальному. Размер поперечного сечения от нескольких метров до нескольких десятков метров. Наиболее крупное столбообразное тело мусковит-кварцевого и флюорит-кварцевого состава расположено среди грейзенов гранитного массива.

Крупные трещины скалывания и сложные трещины отрыва, к которым приурочены жилы различного состава, размещаются в полукольцевой зоне экзоконтакта интрузива на большем удалении от него, чем тела аплитов, трубки брекчированных пород и столбообразные минерализованные тела. Преобладающая часть ранних жил располагается ближе к контакту с массивом, по сравнению с более поздними жилами. Таким образом, в пределах полукольцевой зоны экзоконтакта массива щелочных гранитов намечается своеобразная поперечная структурная зональность, выражающаяся не только в смене типа структур при удалении от контакта, но и в переходе от ранних минерализованных трещин к более поздним.

Все минерализованные трещины скалывания и сложные трещины отрыва имеют продольную ориентировку и располагаются параллельно и субпараллельно контакту с интрузивом. Падение их в сторону от массива под углом от $45-48$ до $70-75^\circ$. Наиболее часто углы падения составляют $50-60^\circ$. Трещины располагаются параллельно и субпараллельно друг другу. Очень характерно их кулисное размещение.

В поперечном сечении полукольцевой зоны экзоконтакта обычно отмечается от 2—3 до 8, иногда до 10 таких трещин; наиболее часты сечения с 3—4 трещинами. Крутопадающие в сторону от массива диагональные минерализованные трещины скалывания единичны. Столь же редки, хотя их и больше, чем диагональных, крутопадающие минерализованные трещины отрыва радиальной ориентировки. По масштабу они значительно уступают продольным трещинам. Ориентировка крупных минерализованных трещин месторождения показана на рис. 67. Протяженность крупных минерализованных трещин месторождения колеблется от нескольких десятков метров до нескольких сотен метров.

Рассмотрение морфологических особенностей жил, которые приурочены к продольным трещинам скалывания и сложным

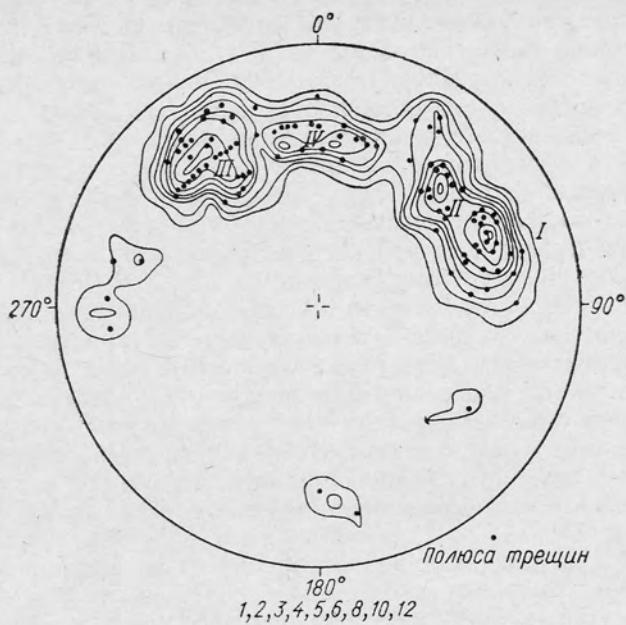


Рис. 67. Диаграмма ориентировки жил месторождения.

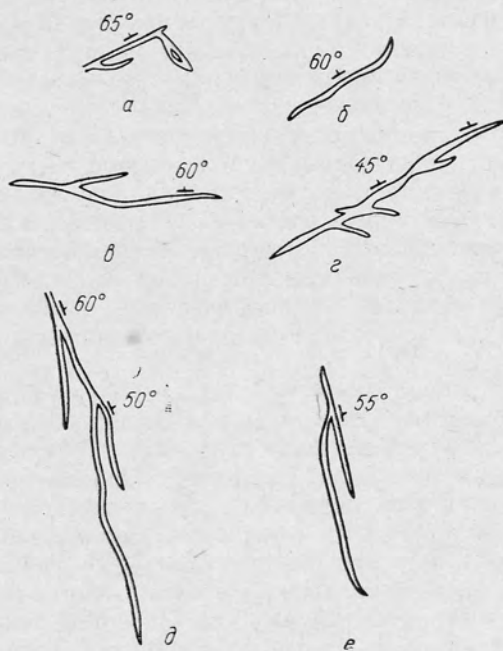


Рис. 68. Особенности морфологии жил.

трещинам отрыва, показывает, что среди них помимо прямолинейных широко распространены тела дуговидной формы (рис. 68, б). Иногда они характеризуются сложными ветвистыми окончаниями (рис. 68, д, е). Встречаются сложные формы с ветвистыми апофизами и с ответвлениями почти под углом 90° (рис. 68, а, в, г), которые возникли в результате заполнения сложных трещин отрыва. Такая морфология жил показывает, что процесс постмагматического минералообразования на месторождении происходил в обстановке приоткрывания продольных и диагональных трещин скалывания.

Широко распространены на месторождении сравнительно мелкие трещины, имеющие своеобразные особенности пространственной ориентировки. На рис. 69 приведены диаграммы ориентировки трещин, замеренных в различных участках массива щелочных гранитов. На диаграммах отмечаются максимумы, характеризующие вертикальные и близкие к ним системы трещин северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений. Выделяется также система пологопадающих трещин.

На всех диаграммах виден разорванный, но совершенно отчетливый пояс полюсов трещин единого вертикального и почти вертикального падения, но самых разнообразных простираций. Отмеченные максимумы системы трещин в направлении изменения простираций имеют крайне расплывчатые очертания. В результате максимумы образуют постепенные переходы между собой. Такой тип диаграмм ориентировки мелких трещин, обычный для трубок взрыва, интрузивов центрального типа и некоторых других форм магматических тел, характеризует нетектонические разрывные нарушения, возникновение которых связано с механической активностью магмы и вырывающихся из нее газов.

Таким образом, не только мелкие трещины, но и все другие рассмотренные структурные элементы месторождения являются производными интрузивной тектоники. Экспериментальные данные по деформации горных пород показывают, что при продольном сжатии образца цилиндрической формы разрушение его происходит в результате образования конических поверхностей скалывания.

Если при продольном сжатии образца той же формы на торцовых его поверхностях поместить свинцовые прокладки, то разрушение его происходит путем образования цилиндрических поверхностей отрыва и трещин отрыва радиальной ориентировки. При продольном сжатии образца призматической формы со свинцовыми прокладками на торцовых поверхностях возникают вертикальные трещины отрыва, параллельные граням призмы.

Для возникновения разрыва того или иного типа важное значение имеет скорость деформации. Известно, что при мгновенной деформации даже самые пластичные твердые тела разрушаются путем образования трещин отрыва.

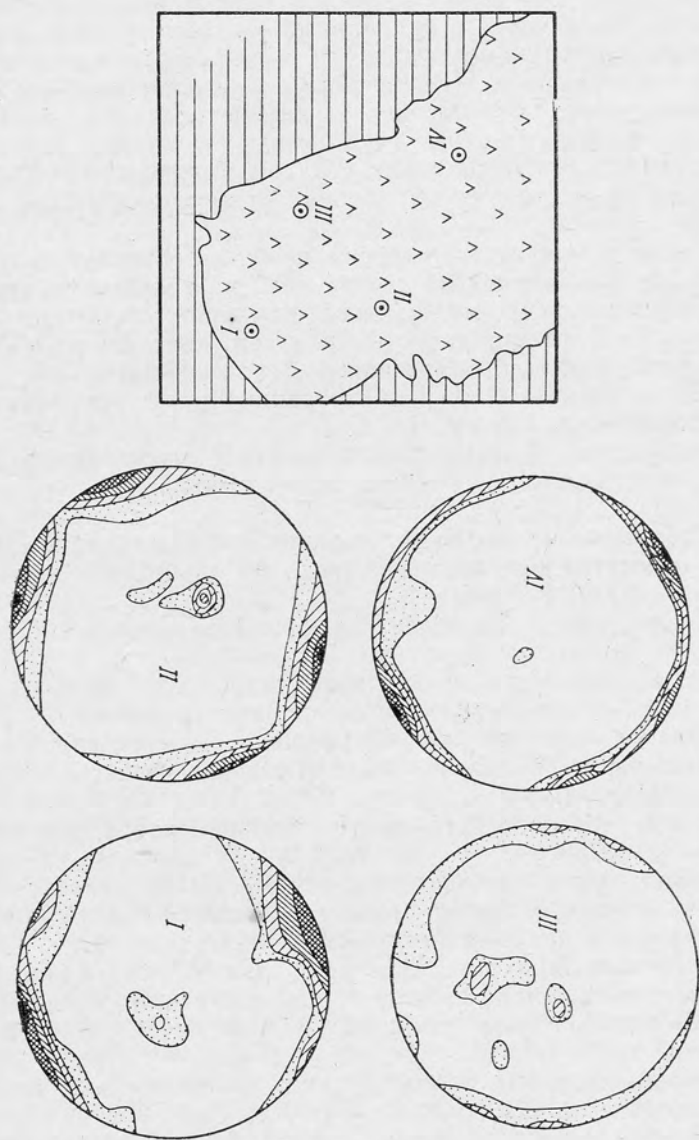


Рис. 69. Диаграммы ориентировки мелких трещин в массиве гранитов (I—IV — места замера трещин).

В свете приведенных данных крупные прямолинейные и дуговидные продольные минерализованные трещины в полукольцевой зоне экзоконтакта гранитного массива месторождения следует рассматривать как отдельные фрагменты конических поверхностей скалывания, а радиальные — как трещины отрыва. Тела аплитов, эруптивных брекчий и минерализованных тел с овальной, изометричной, дуговидной и подковообразной формами горизонтального сечения явно выполняют зоны дробления по цилиндрическим поверхностям отрыва и отдельным их фрагментам. Некоторые трубообразные тела, видимо, возникли в участках сгущения вертикальных трещин отрыва различных направлений.

Кварцевые жилы месторождения по минеральному составу отчетливо подразделяются на две группы: полевошпатово-кварцевые и мусковит-кварцевые. Среди полевошпатово-кварцевых выделяются микроклин-кварцевые и альбит-кварцевые жилы. Околожильные изменения, связанные с полевошпатово-кварцевыми жилами, выражаются в образовании биотит-микроклиновых метасоматических пород.

По морфологии и минеральному составу мусковит-кварцевые минерализованные тела месторождения можно разделить на четыре типа:

- 1) крутопадающие жилы, залегающие среди гнейсов (к этому типу относятся все промышленные по молибдену жилы);
- 2) пологопадающие жилы;
- 3) штокообразное мусковит-флюорит-кварцевое тело — флюоритовый шток;
- 4) маломощные жилки и прожилки, залегающие внутри гранитового массива среди мусковит-кварцевых грейзенов.

Образование всех этих жил сопровождалось грейзенизацией вмещающих пород, проявленной с различной интенсивностью около жил различных типов.

Абсолютных возраст грейзенов и мусковит-кварцевых жил составляет 1670 млн. лет.

Пологопадающие, иногда почти горизонтально залегающие мусковит-кварцевые жилы встречаются в верхней части гранитного массива и в прилежащих участках экзоконтакта.

Сравнительная характеристика минерального состава кварцевых жил месторождения приведена на диаграмме (рис. 70). Внутреннее строение жил различных типов имеет некоторые особенности.

Микроклин-кварцевые жилы отличаются бедностью минерального состава, в них полностью отсутствуют молибденит и редкометалльные минералы. Жилы сложены микроклин-пертитом и кварцем; в них встречаются также биотит, флюорит, мусковит. Преобладающим минералом является микроклин. В массе микроклина наблюдаются крупные обособления кварца линзовидной формы, а также гнездообразные скопления размером до

десятков сантиметров. Местами крупнокристаллические агрегаты мусковита и кварца взаимно прорастают. Микроклин-кварцевые жилы часто подвергаются дроблению с образованием брекчий, сцементированных аплитом. Кроме того, во многих случаях в них развиваются мусковит-кварцевые грейзены, приуроченные главным образом к участкам дробления или к контактам кварца с микроклином.

Минерал	Полевощпат-кварцевые				Мусковит-кварцевые				
	Mi-Q жилы	Ab-Q жилы	Mi-Q прожилки	Ab-Q прожилки	Musk-Q крутопад.	Musk-Q пологопад.	«Флюоритовый штук»	Musk-Q прожилки	Tr-Q прожилки
Кварц	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Мусковит	○	○	●	●	○	○	○	○	○
Биотит	○	○	○	○	○				
Альбит	●	○		●	●				
Микроклин	●	●	●		●?		●		
Флюорит	●	●	○	○	○	○	○	○	○
Топаз		●			●	●	○		●
Молибденит		●	●	●	●				
Пирит		●			●	○	●	●	
Магнетит		●			●		●		
Монацит		●			●	●	●	○	
Ортит		●							
Пирохлор		●			●				
Тухолит		●			●		●?		
Халцедон		●			●				
Турмалин					●				
Карбонат					●				

Рис. 70. Таблица минерального состава жил.

Минеральный состав альбит-кварцевых жил более разнообразен, чем микроклин-кварцевых. Главными жильными минералами являются кварц и альбит. В качестве второстепенных по количеству встречаются биотит, флюорит, ортит, пирохлор, апатит, микроклин. На указанную минерализацию наложены процессы грейзенизации, во время которых происходило образование мусковита, кварца, флюорита, а также выделение таких минералов, как молибденит, пирит, магнетит, монацит, минерал типа тухолита.

В строении жил наблюдается отчетливая зональность: центральные части жил состоят в основном из кварца, альбит же составляет призмобандовые оторочки. Ширина последних в разных жилах колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 2—3 м. Мощность оторочек одной и той же жилы по простиранию изменяется мало. Ксенолиты гнейсов внутри жил также бывают окружены альбитовыми оторочками. Помимо оторочек альбит образует обособления и отдельные зерна в массе кварца размеров от 1 см до десятков сантиметров. Альбитовые агрегаты имеют крупнокристаллическую структуру с размером зерен

2—3 см. Нередко наблюдается шестоватая структура альбитовых агрегатов.

Ортит выделяется преимущественно среди альбита, реже в массе кварца. Выделения ортита имеют конусовидную удлиненную форму и достигают 5—12 см в длину. Кристаллы ортита часто имеют радиальное расположение и острыми окончаниями сходятся к общему центру, образуя «ортитовые солнца».

Кристаллы облучевита (пирохлора) размером от 2—3 см до 7—8 мм обычно выделяются вокруг кристаллов ортита, немного проникая внутрь последних. Чаше облучевит встречается в ассоциации с ортитом, находящимся в кварце; в альбите он встречается реже.

Альбит-кварцевые жилы часто пересекаются зонами эруптивных breccий. Как уже упоминалось, в этих жилах также нередко участки грейзенизации, развивающейся преимущественно по оторочкам и гнездам альбита. В этих случаях на участках, содержащих ортит и пирохлор, монацит образует неравномерную вкрапленность среди флюорит-мусковитовых агрегатов.

Помимо полевошпатово-кварцевых жил крупного размера встречаются мелкие микроклин-кварцевые прожилки с биотитом, которые находятся в тесной пространственной связи с метасоматическими биотит-микроклиновыми породами. Прожилки не выдержаны по простиранию, извилисты, с многочисленными апофизами. Мощность их в среднем 1—7 см, длина — от нескольких до десятков сантиметров. Наблюдается пересечение ими аплитовых тел. Строение прожилков зональное: краевые части сложены микроклином, в центре располагается кварц с гнездами флюорита. Биотит приурочен к контакту с вмещающей породой, причем его пластинки ориентированы приблизительно перпендикулярно к поверхности контакта. Молибденит в виде мелких чешуек обычно ассоциирует с биотитом.

Большая часть жил месторождения представлена крутопадающими мусковит-кварцевыми жилами. Минерализация этих жил наиболее разнообразна. Главным минералом жил является кварц. Присутствуют также мусковит и флюорит (содержание каждого из них варьирует от 2 до 25%), биотит (до 1—2%). Обнаруживаются также молибденит, монацит, пирохлор (облучевит), топаз, пирит, магнетит, альбит, минерал типа тухолита, турмалин, халцедон.

Распределение минералов внутри жилы характеризуется следующими особенностями. Мусковит выделяется в виде сравнительно равномернозернистых агрегатов совместно с кварцем и флюоритом, образующих гнезда разнообразной формы в массе сплошного кварца. Иногда наблюдается большая концентрация мусковитовых агрегатов в зальбандах жилы, обычно же распределение мусковита по жиле незакономерное. С удалением от гранитного массива отмечается уменьшение содержания мусковита, флюорита, а также молибденита.

Флюорит помимо ассоциации с мусковитом образует среди кварца гнезда неправильной формы размером до 20—30 см.

Биотит неравномерно рассеян в жилах в виде крупнопластинчатых выделений. Приуроченности биотита к контактам, как в альбит-кварцевых жилах, не наблюдается. Альбит образует мелкие одиночные выделения в контактовых зонах жил.

Распределение молибденита в жилах, в общем, незакономерное. Однако наблюдается отчетливое обогащение молибденитом тонких ответвлений, карманообразных выступов, иногда окончаний жил, особенно когда жила перед выклиниванием ветвится, а также участков жил, обогащенных мусковитом.

Пироксид в жилах распределен весьма неравномерно. Он встречается как среди кварца, так и в кварц-мусковитовых агрегатах, реже обнаруживается в гнездах флюорита. Вокруг пироксидов в кварце наблюдается радиальная трещиноватость, во флюорите возникает темно-фиолетовая окраска. Размеры выделений пироксидов колеблются от 0,5 до 2 см в поперечнике.

Минерал типа тухолита встречается довольно часто, но в небольших количествах. Он образует мелкие (0,5—4 мм) округлые выделения в кварце, флюорите, мусковите.

Монацит отмечается в виде призматических кристаллов до 2—3,5 см длиной. Наблюдается пространственная связь выделений монацита с мусковитом; реже монацит наблюдается в массе жильного кварца или в гнездах флюорита. В редких случаях мелкие одиночные кристаллики монацита находятся внутри розеток молибденита.

Мусковит-кварцевые жилы нередко пересекают зоны эруптивных брекчий, содержащих обломки полевошпатово-кварцевых жил.

Пологопадающие мусковит-кварцевые жилы в пределах месторождения при существующем эрозионном срезе распространены мало. Они отличаются повышенным содержанием пирита, флюорита, в некоторых случаях — топаза. В то же время в них значительно ниже содержание мусковита и отсутствует молибденит. Как редкий акцессорный минерал встречается монацит.

Расположенный в центре гранитного массива, «флюоритовый шток» имеет особенности, выделяющие его среди других постмагматических образований месторождения. Шток отличается своеобразной морфологией, минеральным составом, структурно-текстурными особенностями слагающих его минеральных агрегатов. Главными жильными минералами являются, как обычно, кварц, флюорит, мусковит, но содержание флюорита значительно выше по сравнению с другими жилами (около 25% объема штока). К второстепенным минералам относятся топаз, монацит, магнетит, пирит, светло-зеленый мусковит, микроклин, минерал типа тухолита. Характерной особенностью является также повышенное содержание топаза и магнетита и отсутствие молибденита.

Еще один тип кварцевожильных образований представлен маломощными мусковит-кварцевыми жилками и прожилками, которые распространены преимущественно среди грейзенов и грейзенизированных гранитов массива. Прожилки встречаются также среди участков грейзенизированных гнейсов, аплитов, полевошпатово-кварцевых жил. Характерно, что эти прожилки всегда сопровождаются ореолами грейзенизации вмещающих пород, ширина которых превышает в несколько раз мощность прожилков. Прожилки, залегающие в гранитном массиве, почти всегда имеют пологое падение. В составе их, наряду с кварцем и мусковитом, большое место занимают флюорит и монацит.

В пределах месторождения известны постмагматические метасоматические изменения двух типов: локально проявленные биотит-микроклиновые породы и широко распространенные грейзены.

Биотит-микроклиновые метасоматические породы развиваются по интенсивно брекчированным биотит-гранатовым гнейсам в экзоконтактной полосе гранитного массива. Эти породы состоят из решетчатого микроклина, альбита, биотита, кварца и флюорита. Микроклин составляет около 50—60% породы. По сравнению с исходными гнейсами возрастает содержание биотита, а количество кварца резко уменьшается. Флюорит присутствует в небольшом количестве (несколько процентов).

Текстура породы брекчиевидная, в обломках сохраняется плосчатость, унаследованная от гнейсов. Лишь на отдельных участках наиболее интенсивного метасоматоза первоначальное строение гнейсов теряется и сменяется массивной пятнистой текстурой породы. Биотит-микроклиновые породы обычно содержат прожилки биотит-кварц-микроклинового состава с флюоритом и вкрапленностью молибденита.

Описываемые породы образуют участки неправильной формы, размеры которых достигают нескольких десятков метров. Контакты с неизменными гнейсами нечеткие; как правило, степень метасоматического изменения находится в прямой связи со степенью раздробленности гнейсов. Распространение этих пород не выходит за пределы сравнительно узкой приконтактной полосы около гранитного массива, в которой находятся аплиты и полевошпатово-кварцевые жилы.

Изменения химического состава при образовании биотит-микроклиновых пород состоят в привносе калия, магния, алюминия, фтора, натрия, а также в значительном выносе кремния и слабым выносе кальция (табл. 28). Железо в некоторой степени подвергается восстановлению. Объемный вес породы уменьшается. Таким образом, по своему химизму рассматриваемый процесс отвечает щелочно-магнезиальному метасоматозу.

Грейзены пользуются преимущественным распространением в гранитном массиве, в пределах которого неизменный гранит занимает значительно меньшую площадь, чем грейзен и грейзе-

**Изменение химического состава гранат-биотитовых гнейсов
при метасоматическом замещении биотит-микроклиновыми породами
(расчет по атомнообъемному методу)**

Компоненты	Гранат-биотитовый гнейс			Биотит-микроклиновая порода		
	вес. %	атомные количества	число ионов в 166 000 Å	вес. %	атомные количества	число ионов в 166 000 Å
SiO ₂	67,24	1120	3102	55,98	932	2488
TiO ₂	0,69	9	25	0,63	8	21
Al ₂ O ₃	14,20	278	770	16,66	328	876
Fe ₂ O ₃	2,19	28	78	1,96	24	64
FeO	4,09	57	158	4,91	68	182
MnO	0,11	1	3	0,17	2	5
MgO	2,14	53	147	3,57	88	235
CaO	1,74	31	86	1,36	24	64
Na ₂ O	2,00	64	177	2,60	84	224
K ₂ O	3,39	72	199	8,66	184	491
H ₂ O ⁻	0,41			0,82		
		176	488		159	425
П.п.п.-H ₂ O ⁺	1,76			2,06		
S	0,40	12	33	0,03	1	3
F	0,46	24	66	0,67	36	96
—O=F ₂ +S	100,82			100,08		
	—0,39			—0,29		
Σ	100,43	—	—	—99,79	—	—
Объемный вес	2,77			2,67		

низированный в той или иной степени гранит. В меньшей степени грейзены развиваются среди других пород: гнейсов, аплитов, полевошпатово-кварцевых жил. Различаются два типа грейзенов — околосильные и сплошные.

Околосильные грейзены развиты весьма слабо в виде мало-мощных (несколько сантиметров) оторочек вдоль контактов мусковит-кварцевых жил. В соответствии с залеганием последних околосильные грейзены развиваются преимущественно по гнейсам.

Сплошные грейзены составляют главную массу грейзенов месторождения. В пределах гранитного массива участки грейзенов приурочены к трещинам, причем чаще к пологим, чем к крутым. К этим же пологим трещинам приурочены мусковит-кварцевые прожилки с монацитом. Весьма широкое развитие грейзенов в гранитном массиве и приуроченность их к пологим разрывным нарушениям, очевидно, указывает на близость кровли массива, т. е. на его слабую эродированность.

Участки грейзенов в гнейсах, аплитах, эруптивных брекчиях и полевошпатово-кварцевых жилах весьма неправильны по фор-

ме. Размеры их обычно не превышают нескольких метров в поперечнике, хотя местами там, где наблюдаются мощные зоны эруптивных брекчий, прорывающих полевошпатово-кварцевые жилы, достигают нескольких десятков метров. Состав грейзенов месторождения однообразный: кварц и мусковит приблизительно в одинаковом количестве. Как второстепенные минералы присутствуют флюорит, пирит, реликтовые полевые шпаты. В околожильных оторочках по гнейсам мусковит обычно преобладает над кварцем. Химизм грейзенизации отражен в табл. 29. Наблюдается заметное увеличение объемного веса грейзенов по сравнению с исходной породой или минералом. Обнаруживается заметный привнос фтора, воды, кремния (кроме грейзенизации альбита), алюминия, железа и кальция. Интенсивному выносу подвергается только натрий. Поведение калия зависит от его содержания в исходной породе: в случае преобладания в ней натрия над калием калий привносится, при обратных соотношениях — выносится. По особенностям химизма грейзенизация данного месторождения занимает промежуточное положение между стадией отложения и стадией типичного кислотного выщелачивания.

Обращает на себя внимание пространственное обособление грейзенов и мусковит-кварцевых жил. Как указывалось, грейзен в основном развит в гранитном штоке и прилегающей к нему зоне экзоконтакта. Мусковит-кварцевые жилы расположены в некотором удалении от массива и сопровождаются лишь незначительными оторочками мусковитового грейзена.

На основе изложенных данных о строении месторождения последовательность его формирования представляется следующим образом.

Внедрение и застывание гранитного штока сопровождалось контактово-метаморфическими изменениями гнейсов. Вслед за этим в приконтактной зоне штока сформировались высокотемпературные микроклин-кварцевые жилы, за которыми последовало образование альбит-кварцевых жил. Одновременно с жилобразованием периодически происходило дробление гнейсов и жил, по-видимому, под воздействием горячих газов, прорывающихся из более глубоких, еще не остывших частей магматического очага. Прорыв газов вызывал подъем порций расплава, застывших в виде аплита, который часто цементирует участки брекчий. Очевидно, в это же время происходили метасоматические процессы — альбитизация гранитов и аплитов, а также микроклинизация и биотизация некоторых участков брекчирования в гнейсах. Временные соотношения этих двух процессов не вполне ясны. В дальнейшем наступает период наиболее активного жилобразования, которое сопровождается мощной грейзенизацией пород.

Последовательность образования жил и кристаллизации в них различных минералов отражена на рис. 71. Часть минера-

Изменения химического состава пород при грейзенизации

Компоненты	Гранит			Грейзен по граниту			Аплит			Грейзен по аплиту		
	вес. %	атом- ные ко- личес- тва	число ионов в 166 000 Å	вес. %	атомные количества	число ионов в 166 000 Å	вес. %	атомные количества	число ионов в 166 000 Å	вес. %	атом- ные ко- личес- тва	число ионов в 166 000 Å
SiO ₂	73,38	1222	3104	71,40	1189	3226	75,06	1250	3213	72,25	1203	3272
TiO ₂	0,05	1	2,5	0,04	0,5	1	0,04	0,5	1	0,06	1	3
Al ₂ O ₃	14,47	284	72,1	14,38	282	765	12,54	246	632	13,49	264	718
Fe ₂ O ₃	1,45	18	4,6	3,09	40	109	0,96	12	31	2,97	38	103
FeO	0,45	6	15	1,36	19	52	0,43	6	16	1,45	20	54
MnO	0,04	1	2,5	0,08	1	3	0,03	—	—	0,04	1	3
MgO	0,04	1	2,5	0,07	2	5	0,09	2	5	0,21	5	14
CaO	0,40	7	18	1,64	29	79	1,00	18	46	1,76	31	84
Na ₂ O	4,13	134	340	0,15	4	11	1,94	62	159	0,21	6	16
K ₂ O	5,09	106	269	4,86	104	282	6,98	148	380	4,67	98	267
H ₂ O—	0,31	38	97	0,31	127	345	0,30	32	82	0,31	121	329
H ₂ O+	0,38	14	36	0,98	63	171	0,28	26	67	1,86	77	209
F	0,27			1,20			0,49			1,46		
—O = F ₂	100,46			100,56			100,14					
Σ	—0,11			—0,50			—0,20					
	100,35			100,06			99,94					
Объемный вес	2,54					2,71			2,57			2,71

Продолжение табл. 29

Компоненты	Альбит		Грейзен по альбиту			Микроклин			Грейзен по микроклину		
	вес, %	атом- ные колич- ества	число ионов в 166 000 Å	вес, %	атомные количества	число ионов в 166 000 Å	вес, %	атом- ные колич- ества	число ионов в 166 000 Å	вес, %	атомные количества
SiO ₂	64,60	1076	2744	56,08	933	2584	64,85	1080	2635	65,58	1092
TiO ₂	—	—	—	0,05	0,5	1	—	—	—	0,03	—
Al ₂ O ₃	21,46	421	1074	22,36	440	1219	18,87	369	900	17,96	354
Fe ₂ O ₃	0,52	7	18	3,80	48	133	—	—	—	3,79	48
FeO	0,05	1	3	2,65	37	102	—	—	—	1,46	20
MnO	—	—	—	0,13	2	6	—	—	—	0,05	1
MgO	0,15	4	10	0,10	3	8	—	—	—	0,02	—
CaO	2,51	45	115	0,42	7	19	0,52	9	22	1,14	20
Na ₂ O	9,22	297	757	1,42	42	116	2,82	91	222	0,00	—
K ₂ O	1,12	24	61	7,37	156	432	12,10	256	625	6,23	132
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,41	—	—	—	—	—	0,43	—
H ₂ O ⁺	0,27	30	76	1,82	124	343	—	—	—	2,55	165
F	—	—	—	2,85	151	418	—	—	—	0,64	34
—O = F ₂	99,90	—	—	101,38	—	—	99,16	—	—	99,88	—
Σ	—	—	—	—1,20	—	—	—	—	—	—0,27	—
—	—	—	—	100,18	—	—	—	—	—	99,61	—
Объемный вес	—	—	2,55	—	—	2,77	—	—	2,44	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,77

лов является общей для разновременных жил. Однако отчетливо проявлена следующая закономерность: более ранние минералы (микроклин, альбит) в более ранних жилах отлагаются в наибольшем количестве, а с течением времени их содержание в жилах убывает; с другой стороны, в более поздних жилах увеличивается количество минералов, отлагающихся в последнюю очередь (мусковит, флюорит, молибденит, монацит).

Минерал	Микроклин-кварцевые	Альбит-кварцевые	Мусковит-кварцевые
Кварц	—————	—————	—————
Микроклин	—————	—	—
Альбит	—	—————	—
Биотит	—————	—	—————
Мусковит	—	—	—————
Флюорит	—	—————	—————
Топаз	—	—	—————
Апатит	—	—	—————
Турмалин	—	—	—————
Молибденит	—	—	—————
Магнетит	—	—	—————
Пирит	—	—	—————
Ортит	—	—	—————
Пирохлор	—	—	—————
Монацит	—	—	—————
Минерал типа тухалита	—	—	—————

~~~~~ — дробление и внедрение аплитов

Рис. 71. Последовательность минералообразования в кварцевых жилах.

В расположении жил различного состава отмечается отчетливая зональность, уже рассмотренная выше. В дополнение к этому наблюдается закономерное изменение минерального состава мусковит-кварцевых жил. С удалением от массива в них уменьшается количество мусковита, флюорита, молибденита, монацита, т. е. их минерализация становится беднее. С другой стороны, жилы и прожилки, залегающие в пределах гранитного массива, резко обедняются молибденитом. Этот факт, возможно, связан с более высокой температурой формирования этих жил, при которой не могло происходить образование сульфидов.

По масштабам редкоземельного, ториевого и ниобиевого оруденения месторождения данного типа нельзя отнести к значительным. Однако возможна добыча указанных элементов в качестве попутных при разработке месторождений на молибден.

Золото-урано-молибденовые и редкоземельно-золотомолибденовые месторождения получили довольно широкое распространение в Британской Колумбии. Здесь на участке Хейзлтон известно месторождения Виктория, на участке Бридж-Ривер —

месторождения Литл-Джонни и Индекс, к югу от Нельсона — месторождение Молли [159].

Месторождения, представленные жилообразными телами типа уплощенных линз, приурочены к разломам, рассекающим юрско-меловые батолитоподобные тела гранодиоритов и гранитов Берегового хребта. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м.

Основным жильным минералом на одних месторождениях является роговая обманка, на других — хлорит с подчиненным ортоклазом, кварцем, серицитом и карбонатами. К рудным минералам относятся молибденит, золото, уранинит, иногда арсенипирит, кобальтин, лёллингит, скуттерудит. На отдельных месторождениях широко распространен ортит, встречаются монацит, пирротин, пирит, халькопирит, иногда шеелит.

#### 4. РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ВОЛЬФРАМО-ОЛОВЯННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения часто встречаются в среднем структурном этаже складчатых поясов, где они обычно приурочены к зонам эндоконтакта сравнительно небольших массивов субщелочных гранитов. В составе последних установлены анортоклаз (55—58%), олигоклаз (2,5—3%), кварц (36—38%), биотит (2—3%). Акцессорные минералы представлены цирконом, ксенотимом, монацитом, апатитом, сфеном, касситеритом и магнетитом. Силикатные анализы гранитов характеризуются следующими данными: 75—74%  $\text{SiO}_2$ , 13—14%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 1,5—3%  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , 7—8%  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ .

Рудные тела месторождений, как правило, представлены протяженными крутопадающими жилами, приуроченными к трещинам скалывания. В деталях форма их достаточно сложная — с пережимами и раздувами и с ответвлениями по оперяющим трещинам.

Минеральный состав месторождений приведен в табл. 30.

Как видно из таблицы, жилы сложены главным образом хлоритом и магнетитом при подчиненной роли кварца, флюорита и

Таблица 30

Минеральный состав редкоземельно-вольфрамо-оловянного месторождения

| Широко распространенные минералы                                                                                                                                                                          | Редко встречающиеся                                                                                                                                                                       |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Хлорит (тюрингит) (50%), магнетит (10—50%), мусковит (1—10%), флюорит, кварц, вольфрамит, минералы группы каолинита, касситерит (1%), ксенотим, шеелит, молибденит, турмалин, монацит (0,1%), рутил, сфен | Пирит, леллингит, сидерофиллит, галенит, сфалерит, арсенипирит, халькопирит, топаз, альбит, ортит, гадолинит, торнанит, торогуммит, циркон, роуландит, апатит, станнин, висмут самородный |

мусковита, образующих гнезда в основной массе. Среди других минералов, наблюдающихся в виде вкрапленности в основной массе, следует отметить прежде всего вольфрамит, касситерит, ксенотим, шеелит, реже молибденит, монацит, турмалин и др. Спорадически в жилах месторождений отмечаются сульфиды железа, свинца, цинка, силикаты редких земель (ортит, гадолинит), торит, торогуммит и др.

Редкие земли месторождений в основном связаны с ксенотимом при подчиненной роли монацита и силикатов редких земель, а торий — с монацитом, торанитом и торогуммитом.

Вмещающие породы на контакте с рудными телами интенсивно хлоритизированы, серицитизированы и каолинизированы. Основными полезными компонентами месторождений являются олово и вольфрам при подчиненной роли редких земель. В последних соотношение иттриевой и цериевой групп составляет примерно 1:1.

#### **5. ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ТОРИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

К рассматриваемому типу относится месторождение комплексных руд железа, редких земель, тория и флюорита. Отдельные вопросы геологии, минералогии и геохимии месторождения этого типа освещались в литературе [75, 88, 94, 97, 98].

**Геология района.** Месторождение расположено в области стыка архейского кристаллического фундамента с герцинской геосинклинальной зоной широтного простирания. В переходной полосе между ними залегают докембрийские (верхнепротерозойские?) отложения, собранные в сложную антиклинальную складку того же направления. В ядре последней обнажаются наиболее древние породы (архейские?).

Месторождение сосредоточено в протерозойской толще, залегающей несогласно на породах кристаллического фундамента. В основании этой толщи лежат конгломераты, песчаники и кварциты мощностью около 100 м. На них согласно залегает горизонт черных и темно-серых сланцев с прослоями песчаников, мелкогалечных конгломератов и кварцитов мощностью около 800 м. Далее, вверх по разрезу следует горизонт карбонатных пород (известняки и доломиты). Отмечается отчетливая фациальная смена пород. В северной части района преимущественно развиты известняки, а в южной — доломиты. Мощность горизонта карбонатных пород около 900—1000 м. Разрез толщи завершается горизонтом, слюдистых микросланцев с прослоями кварцитов и полевошпатово-кварцевых пород мощностью 350 м. Мощность всей толщи около 3500—3700 м.

Возраст рудовмещающей толщи, определенный по обыкновенному свинцу, экстрагированному из неизмененных карбонатных пород, установлен в  $1400 \pm 50$  млн. лет [98].



Протерозойская толща в пределах района месторождения собрана в складки широтного простирания. Наиболее крупной из них является антиклинальная складка, в ядре которой обнажаются отложения нижнего горизонта и частично архея (?). Ось антиклинали полого погружается в западном направлении.

Складчатые структуры осложнены многочисленными продольными разрывными нарушениями, сопровождаемыми значительными вертикальными перемещениями пород. Наиболее важной среди них является широтная тектоническая зона типа грабена, в пределах которой локализованы рудовмещающие доломиты и частично перекрывающие их сланцы. Амплитуда перемещения в зоне грабена оценивается в первые сотни метров. Эта тектоническая ослабленная зона является основной рудоконтролирующей структурой рудного поля.

В районе месторождения, особенно к югу от него, широко развит интрузивный магматизм, связанный с проявлением герцинского тектономагматического цикла. Наблюдается следующая последовательность внедрения интрузивных пород: 1) габбро-диориты и диориты; 2) биотитовые граниты; 3) граносиениты и сиениты. Возраст интрузивных пород, определенный калиаргоновым методом по биотиту биотитовых гранитов, равен 350 млн. лет [98].

Габбро-диориты и диориты образуют небольшие штоки, массивы и дайкообразные тела, контролируемые широтными тектоническими разрывами.

Биотитовые граниты наиболее распространены к югу и юго-востоку от месторождения. Здесь они слагают крупные интрузивные массивы, вытянутые в субширотном направлении. В эндоконтактных зонах массивов наблюдаются мелкозернистые граниты. Результаты химического анализа биотитового гранита приведены в табл. 31.

Граносиениты и сиениты распространены преимущественно в восточной части рудного поля, где они образуют отдельные небольшие массивы и штоки, секущие протерозойские отложения. По минеральному составу выделяются биотитовые граносиениты, амфибол-биотитовые граносиениты и пироксеновые сиениты (в виде жильной фации). В состав пород входят микроклин-пертит (40—45%), альбит-олигоклаз № 10—15 (30—35%), кварц (15—20%), биотит (5—7%), иногда амфибол типа баркевикита и реже пироксен (1—3%). Среди акцессорных минералов встречаются апатит, магнетит, сфен, циркон, ортит и монацит. Результаты химического анализа разновидностей граносиенитов и пересчет данных анализов на коэффициенты А. Н. Заварицкого приведены в табл. 31.

Сопоставление химического состава и соответствующих коэффициентов нормальных биотитовых гранитов из южного массива и граносиенитов из восточного массива показывает, что последние резко отличаются от первых прежде всего высоким

## Химический состав интрузивных пород месторождения, вес. %

| Компоненты                     | I     | II    | III   | IV    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 74,85 | 68,42 | 65,88 | 65,86 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,33  | 0,34  | 0,45  | 0,40  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,85 | 14,82 | 16,49 | 15,76 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,40  | 0,74  | 1,19  | 0,67  |
| FeO                            | 0,92  | 2,50  | 2,42  | 2,69  |
| MnO                            | 0,14  | 0,10  | 0,08  | 0,13  |
| MgO                            | 0,36  | 0,88  | 0,77  | 0,98  |
| CaO                            | 1,70  | 2,03  | 2,54  | 2,34  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,20  | 3,75  | 4,16  | 4,32  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,20  | 5,55  | 5,33  | 5,51  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —     | 0,09  | 0,10  | 0,10  |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 0,05  | 0,30  | 0,44  | 0,51  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | —     | 0,18  | 0,10  | 0,14  |
| Сумма                          | 100,0 | 99,70 | 99,67 | 99,41 |

## Параметры пород по А. Н. Заварицкому

|            |       |       |      |      |
|------------|-------|-------|------|------|
| <i>a</i>   | 8,9   | 16    | 16,9 | 18,5 |
| <i>c</i>   | 1,9   | 1,8   | 1,9  | 1,9  |
| <i>b</i>   | 8,6   | 5,0   | 6,0  | 6,1  |
| <i>s</i>   | 80,6  | 77,2  | 75,2 | 73,5 |
| <i>a'</i>  | 20,5  | —     | 24   | —    |
| <i>f'</i>  | 23,5  | 57    | 54,5 | 53,5 |
| <i>m'</i>  | 6,0   | 30    | 21,5 | 29,1 |
| <i>c'</i>  | —     | 13,3  | —    | 17,1 |
| <i>n</i>   | 50,7  | 50,8  | 54,2 | 54,5 |
| <i>Q</i>   | +32,3 | +17,4 | 14,7 | 8,1  |
| <i>a:c</i> | 4,7   | 9,0   | 8,9  | 9,7  |

Примечание. I — биотитовый крупнозернистый гранит (из гранитного массива южнее месторождения); II — биотитовый среднезернистый граносиенит (из восточного массива); III — амфибол-биотитовый граносиенит; IV — пирексеновый сиенит. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР (аналитик О. А. Алексеева).

содержанием щелочей и относительной бедностью кремнеземом. Это находит отражение в том, что коэффициент *a*, а также *a:c* в граносиенитах почти в два раза выше, чем в нормальном граните, и, наоборот, величина *Q* почти в два раза меньше.

По петрохимическим особенностям рассматриваемые граносиениты относятся к промежуточному типу между нормальными и щелочными гранитами и ближе всего подходят к группе субщелочных гранитов.

**Общая характеристика оруденения. Условия залегания, морфология и строение рудных тел.** Комплексное ториеносное фторо-железо-редкоземельное оруденение локализовано в толще до-

ломитов. Рудоносная полоса в структурном отношении приурочена к широтной тектонически-ослабленной зоне типа грабена. Выделяются три рудных участка — Восточный, Главный и Западный. Рудные тела приурочены к южному крылу антиклинальной складки широтного простирания, сложенному в основном доломитами и перекрывающими их сланцами.

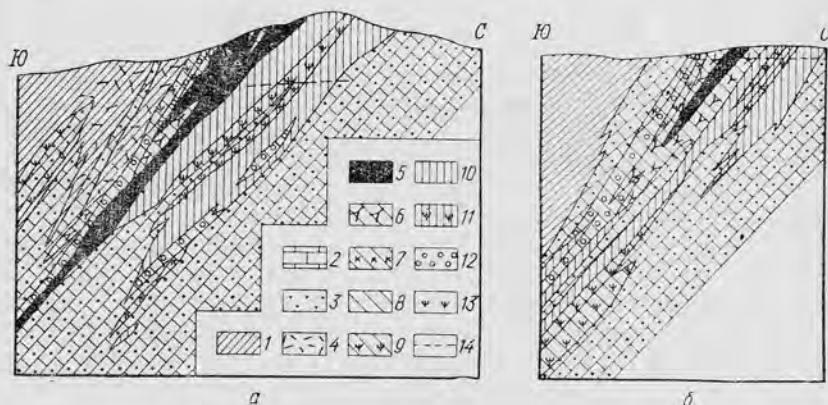


Рис. 72. Схематический геологический разрез:

а — главная залежь; б — восточная залежь; 1 — кварц-биотитовые сланцы; 2 — доломиты; 3 — гидротермальные изменения в доломитах; 4 — то же в сланцах. Руды: 5 — массивные магнетитовые с монацитом, флюоритом, апатитом, пироксеном и др.; 6 — амфибол-флогопит-магнетитовые; 7 — доломит-магнетитовые; 8 — флюорит-магнетитовые; 9 — эгирин-магнетитовые; 10 — флюорит-бастнезит-магнетитовые; 11 — флюорит-эгириновые с редкими землями; 12 — бастнезит-флюоритовые; 13 — амфибол-эгириновые; 14 — граница зоны окисления.

Они представлены крупными линзообразными залежами (Восточная и Главная залежи), залегающими согласно или почти согласно с вмещающими породами. Простирание рудных тел широтное или близкое к нему, падение на юг под углом от 50—60 до 70—80°. Как по простиранию, так и особенно по падению наблюдается расщепление единой залежи на ряд апофиз и мелких линзообразных тел (рис. 72).

Основными полезными компонентами руд являются железо, редкие земли, фтор, частично ниобий, торий и другие элементы.

**Минеральный состав, основные типы и тектурно-структурные особенности руд месторождения.** Рассматриваемое месторождение характеризуется очень сложным минеральным составом. Известно более 80 минералов, из которых около 20 гипергенные. Данные об относительном распространении минералов руд и измененных вмещающих пород приведены в табл. 32.

По преобладанию ведущих минералов комплексные руды месторождения подразделяются на следующие основные типы: 1) окисленные — маритовые, полумаритовые и частично лимонитовые с фтором и редкими землями; 2) первичные — бри-

## Минеральный состав руд и измененных вмещающих пород месторождения

| Относительная распространенность минералов | Гипогенные                                                                                                                                                          | Гипергенные                                                                           |
|--------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| Главные                                    | Магнетит, гематит, доломит, флогопит, Mg-арфведсонит, эгирин, бастнезит, флюорит, бритолит                                                                          | Мартит, лимонит, галлуазит, феррогаллуазит                                            |
| Второстепенные                             | Анкерит, сидерит, кальцит, монацит, паризит, апатит, барит, кварц, биотит, микроклин, альбит, тремолит, эцинит, клиногумит, гумит, пирит, пирротин                  | Нонтронит, феррисеполиит, пиролюзит, опал, халцедон, ярозит, алунит, мелантерит, гипс |
| Редкие                                     | Ильменит, пироклор, хуанхит, баотит, бафертсит, магбасит, чевкинит, ортит, ферриторит, скаполит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, висмутовый минерал (?) | Вульфенит, рабдофанит, лантанит                                                       |

толитовые, магнетитовые, флюорит-бастнезит-гематитовые, эгириновые, доломитовые.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных первичных типов комплексных руд.

*Бритолитовые руды.* Они распространены преимущественно в восточной части рудного поля, в экзо- и эндоконтактной зоне рудоносного массива граносиенитов. Эти руды сложены в основном двумя минеральными парагенетическими ассоциациями: флюорит-флогопит-бритолитовой и магнетит-apatит-бритолитовой.

Флюорит-флогопит-бритолитовая ассоциация образует метасоматические линзовидные тела на контакте массива граносиенитов, их апофиз и жил с вмещающими доломитами, а также среди толщи доломитов. Она состоит из агрегатов изометричных и призматических зерен бритолита, промежутки между которыми выполнены чешуйками флогопита и мелкими зернами флюорита.

Магнетит-apatит-бритолитовая ассоциация образует мелкие неправильные жилы и линзы среди граносиенитов. Они сложены магнетитом, бритолитом, апатитом, клиногумитом, доломитом, реже ортитом и другими минералами. Магнетит содержит обильные пластинчатые включения шпинели как продуктов распада твердого раствора. По химическому составу описываемый магнетит содержит (в мол. %) шпинели — 7,1; яковсита — 10,8 и магнезиоферрита — 5,0.

*Магнетитовые руды с фосфатами и фторкарбонатами редких земель.* Эти руды составляют преобладающую часть запасов комплексных руд месторождений. Они слагают большую часть Главной и Восточной залежей и почти целиком рудные тела Западного участка. По текстурно-структурным особенностям выделяются следующие подтипы руд: а) массивные, б) вкрапленные и прожилково-вкрапленные, в) прожилковые и прожилково-полосчатые. По минеральному составу различают: а) существенно магнетитовые, б) амфибол-флогопит-магнетитовые, в) доломит-магнетитовые, г) флюорит-магнетитовые, д) эгирин-магнетитовые.

Массивные магнетитовые руды слагают центральные, «ядерные» части рудных залежей. Наблюдаются постепенные переходы от них к вкрапленным амфибол-флогопит-магнетитовым и эгирин-магнетитовым рудам (висячий бок залежей), а также к вкрапленным доломит-магнетитовым, прожилково-вкрапленным и прожилковым флюорит-магнетитовым разностям (лежащий бок залежи). Описываемые руды характеризуются плотным равномерным тонко- и мелкозернистым строением. Характерно отсутствие полосчатой или реликтовой слоистой текстуры, свойственной для руд, возникших путем метаморфизма первичных осадков или путем замещения слоистых пород. В составе этих руд резко преобладает магнетит в виде идиоморфных зерен (рис. 73, а) с размерами зерен от сотых долей миллиметра до 0,5—1 мм. В небольших количествах и интерстициях зерен магнетита встречаются амфибол (магнезиоарфведсонит), флогопит, реликтовый доломит, флюорит, монацит, пирит, пирротин, а также пирохлор, сфалерит и др.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные амфибол-флогопит-магнетитовые руды встречены преимущественно в висячем боку Главной и Восточной рудных залежей, а также широко развиты в рудных телах Западного участка. Пространственно они тяготеют к зоне, где наблюдается частое чередование сланцев и доломитов. Рассматриваемые руды обладают мелко- и среднезернистой структурой и состоят из идиоморфных зерен магнетита, натрового амфибола (магнезиоарфведсонита), флогопита и реликтового доломита (см. рис. 73, б).

Доломит-магнетитовые руды обладают вкрапленной и прожилково-вкрапленной текстурой и наблюдаются в лежащем боку Главной и Восточной залежей, а также в рудных телах Западного участка. В составе этих руд кроме основных минералов — магнетита и доломита — встречаются сидерит, анкерит, монацит, апатит и флюорит, реже амфибол, флогопит, пирохлор и др. При этом мелкозернистый агрегат магнетита отчетливо замещает более крупные зерна доломита с образованием петельчатой, микропрожилковой и пятнистой структуры (см. рис. 73, в). Сидерит в доломитах иногда образует крупные метакристаллы (см. рис. 73, г), в промежутках между которыми



располагаются агрегаты зерен доломита. Эти данные указывают на отчетливо эпигенетический характер сидерита и магнетита в доломитах.

Флюорит-магнетитовые руды залегают в лежащем боку Главной и Восточной залежей — это магнетитовые и частично вкрапленные доломит-магнетитовые руды с многочисленными

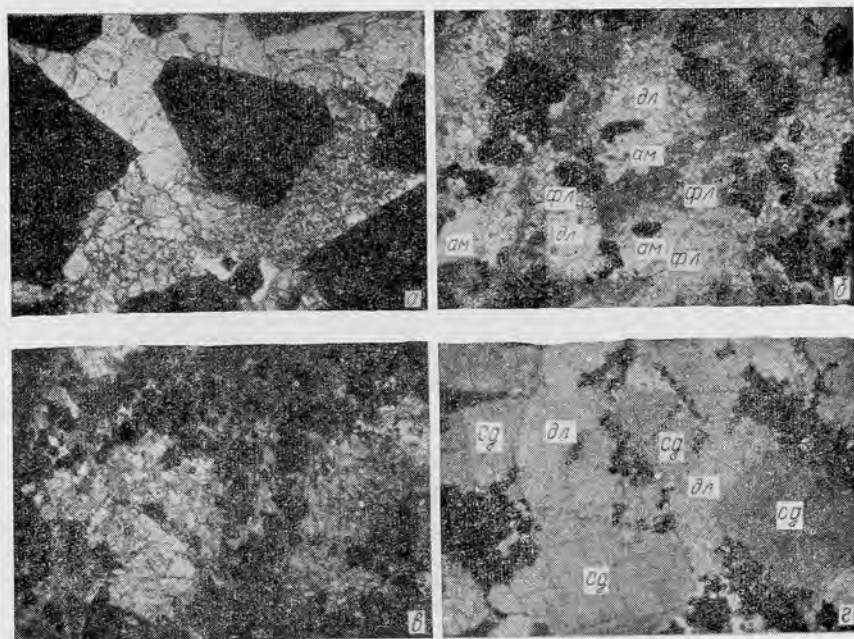


Рис. 73. Структура магнетитовых руд:

*а* — метакристаллы магнетита (черное), в интерстициях которых реликтовый доломит (светло-серое) и агрегаты мелких зерен монацита (темно-серое рельефное) с флюоритом ( $\times 90$ , без анализатора); *б* — вкрапленная амфибол-флогопит-магнетитовая руда: магнетит (черное), натриевый амфибол (ам) и флогопит (фл) с реликтами доломита (дл) ( $\times 46$ , без анализатора); *в* — вкрапленная магнетит-доломитовая руда пятнистой текстуры; неправильные пятна и обособления реликтового доломита (светло-серое) среди мелкозернистого агрегата магнетита (черное) ( $\times 20$ , без анализатора); *г* — метакристаллы сидерита (сд) в ассоциации с магнетитом, в интерстициях которых реликтовый доломит (дл) ( $\times 20$ , без анализатора).

жилами, прожилками и просечками флюорита II с бастнезитом, паризитом, баритом и др. При наличии густой сети субпараллельных флюоритовых прожилков с редкоземельными минералами возникают прожилковая и полосчато-прожилковая текстура руд (рис. 74, *а*).

Эгирин-магнетитовые руды имеют подчиненное распространение; они установлены преимущественно в висячем боку Главной и Восточной залежей. Для этих руд весьма характерна прожилковая, прожилково-полосчатая и реже прожилково-брекчие-

видная текстура, обусловленная наличием многочисленных жил, прожилков и просечек мелкозернистого эгирина в массивной магнетитовой и вкрапленной амфибол-флогопит-магнетитовой рудах (см. рис. 74, б). Местами корродированные обломки маг-

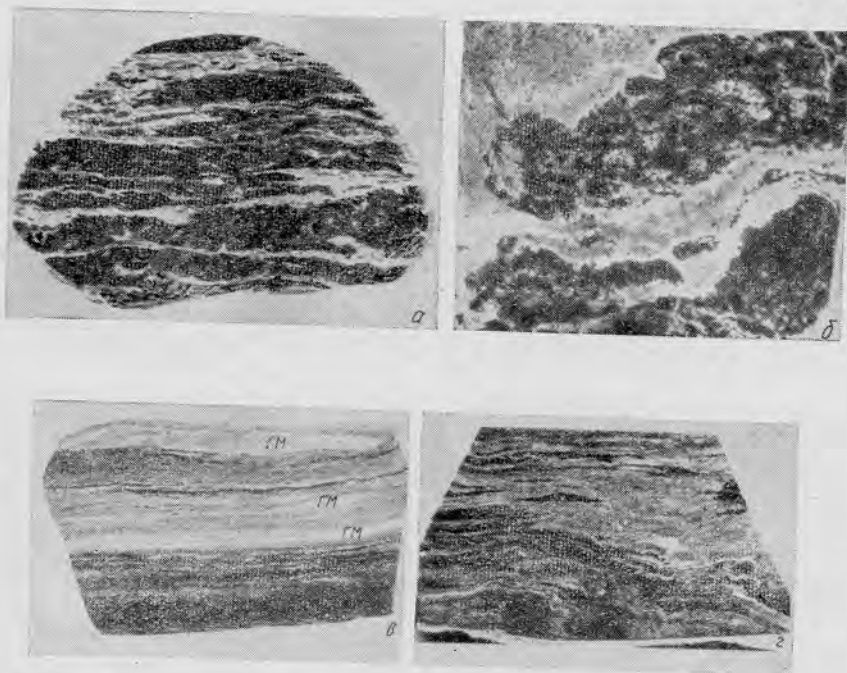


Рис. 74. Прожилково-полосчатые текстуры редкоземельно-железных руд:  
 а — полосчато-прожилковая текстура флюорит-бастнезит-магнетитовых руд: прожилки бастнезита (серые) с флюоритом рассекают магнетитовую руду (черное) (полированный штупф, натуральная величина); б — прожилки эгирина (серое) с монацитом II, бастнезитом II и баритом в магнетитовой руде (черное), агрегаты зерен эгирина замещают магнетит (полированный штупф, натуральная величина); в — тонкая прожилково-полосчатая текстура флюорит-бастнезит-гематитовых руд — гематит (гм), бастнезит — серое, флюорит — темное (полированный штупф, натуральная величина); г — прожилково-полосчатая текстура флюорит-бастнезит-гематитовых руд — бастнезит (серый), флюорит (темный) (полированный штупф, натуральная величина).

нетитовой руды встречаются в массе мелкозернистого эгирина.

В парагенезисе с мелкозернистым эгирином, замещающим магнетит и амфибол, встречаются монацит II, бастнезит II, паризит, барит, гематит, пирит, эшинит и др.

*Флюорит-бастнезит-гематитовые руды.* Эти руды наиболее широкое распространение получили в Главной и Восточной залежах и сравнительно редко встречаются на Западном участке. Они залегают преимущественно в лежащем боку указанных залежей, характеризуются наиболее высокой концентрацией фтора

и редких земель. В них заключена большая часть запасов последних в пределах контура железных руд.

Весьма характерна груболенточная, линзовидно-полосчатая, прожилково-полосчатая текстура вплоть до тонкополосчатой, обусловленная чередованием различной мощности (от долей миллиметра до 10—20 см) полос существенно гематитового и магнетит-гематитового состава с флюоритовым, бастнезит-флюоритовыми и бастнезитовыми полосами (см. рис. 74, в, г). При

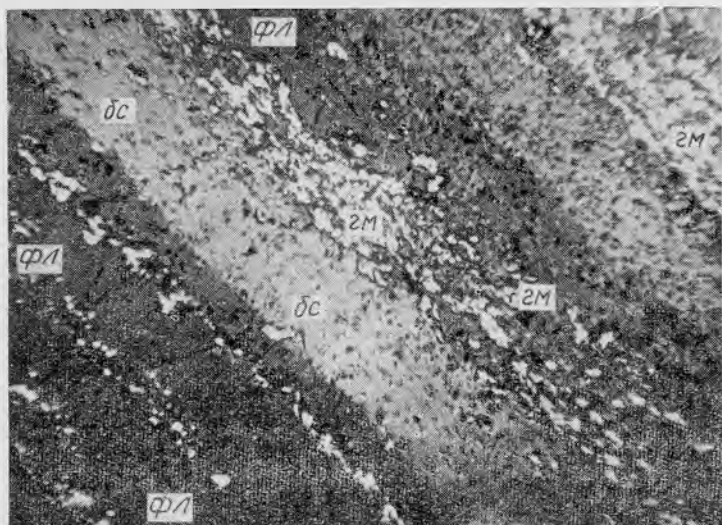


Рис. 75. Тонкополосчатая текстура флюорит-бастнезит-гематитовых руд: чередование полос гематита (гм), бастнезита (бс) и флюорита (фл) (полированный шлиф,  $\times 90$ ).

этом в таких полосчатых рудах наблюдается очень тонкая перемежаемость агрегатов зерен гематита, флюорита и бастнезита (рис. 75, а), а бастнезит и гематит образуют тонкое взаимное срастание, свидетельствующее об их одновременном образовании.

*Эгириновые руды с фтором и редкими землями.* Они встречаются главным образом на восточном фланге и частично в лежащем боку Восточной залежи и сравнительно редко в висячем боку Главной залежи среди неизмененных сланцев. На восточном фланге Восточной залежи эгириновые руды образуют неправильную по своей морфологии переходную метасоматическую зону на контакте массивных магнетитовых руд, с одной стороны, и биотит-полевошпатовых пород и биотитовых сланцев — с другой. По минеральному составу среди этих руд можно выделить два подтипа: флюорит-эгириновый и амфибол-

эгириновый. Оба подпита характеризуются повышенной торие-носностью. Кроме эгирина, арфведсонита и флюорита в них встречаются монацит II, паризит II, бастнезит III, барит, эшинит, ферриторит и др.

**Доломитовые руды.** Доломитовые руды представляют собой минерализованные рудовмещающие доломиты, несущие в той или иной степени редкие земли. Доломиты повсеместно мраморизованы, обладают массивной текстурой, мелко- и среднезернистой структурой. Часто наблюдаются маломощные (от 5—10 см до 0,5—1 м) прерывистые полосы, зоны и линзообразные обособления массивных магнетитовых руд, сопровождаемые амфиболитизацией, флогопитизацией и флюоритизацией доломитов. В доломитах наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность, просечки, прожилки и линзовидные обособления монацита и бастнезита в ассоциации с магнетитом, магнезиоарфведсонитом, флогопитом и флюоритом.

**Этапы и стадии минерализации. Парагенетические ассоциации минералов.** Данные изучения текстурно-структурных особенностей комплексных руд месторождения, анализ слагающих их парагенетических ассоциаций минералов позволяют выделить следующие этапы и стадии минерализации при формировании рассматриваемого месторождения:

1) дорудный этап: а) стадия образования магнезиальных скарнов; б) стадия образования известковых скарнов; в) стадия образования флюорит-флогопит-бритолитовых и магнетит-бритолитовых метасоматитов;

2) рудный этап: а) монацит-магнетитовая стадия; б) флюорит-бастнезит-гематитовая стадия; в) эгириновая стадия; г) сульфидная стадия.

Дорудный этап минерализации проявился исключительно в экзо- и эндоконтактных зонах массива рудоносного граносиенита на восточном фланге рудного поля. Минерализация возникла в процессе последовательного образования во времени магнезиальных скарнов (доломит-гумитовых, шпинель-периклаз-клиногумитовых и др.) в доломитах или на контакте с граносиенитами, далее известковых скарнов (диопсидовые, скаполит-диопсидовые и тремолит-диопсидовые) и, наконец, высокотемпературных флюорит-флогопит-бритолитовых и магнетит-апатит-бритолитовых метасоматитов. Редкие земли в дорудный этап минерализации представлены преимущественно силикатами (ортит, чевкинит) и силикато-фосфатами (бритолит). Постмагматическими растворами дорудного этапа были привнесены калий (главным образом в флогопите), редкие земли, ниобий, фосфор, железо, титан и др.

Рудный этап минерализации проявлен к западу от рудоносного массива граносиенитов и локализован в узкой широтной зоне типа грабена. В пределах этого этапа выделяются отмеченные выше четыре стадии минерализации.

Монацит-магнетитовая стадия характеризуется образованием существенно магнетитовых руд с монацитом, апатитом, щелочным амфиболом (магнезиоарфведсонитом), флогопитом, пироксеном, бафертитом и др. В процессе образования этих минералов существенное значение имело влияние литологического состава исходных вмещающих пород. За счет замещения доломитов образовались массивные магнетитовые руды и вкрапленные доломит-магнетитовые руды лежащего бока рудных залежей. В переходной пачке доломитов и кремнистых сланцев образовались вкрапленные амфибол-флогопит-магнетитовые руды главным образом висячем боку рудных залежей. Монацит-магнетитовая стадия проявилась почти на всей площади рудного поля, включая наиболее удаленные западные фланги Западного участка месторождения. Редкоземельная минерализация этой стадии представлена главным образом фосфатами — монацитом и в меньшей степени апатитом, содержащим до 2%  $\text{TR}_2\text{O}_3$ .

Флюорит-бастнезит-гематитовая стадия минерализации проявилась в основном в тех же структурных условиях, что и ранняя монацит-магнетитовая стадия. Однако наиболее интенсивно она выражена в пределах Восточной и Главной рудных залежей, сравнительно слабо развита в рудных телах Западного участка. В результате наложения этой стадии на раннюю в лежащем боку массивных и вкрапленных магнетитовых руд Главной и Восточной залежей возникли полосчатые и прожилково-полосчатые флюорит-бастнезит-гематитовые руды с наиболее высокими концентрациями редких земель и фтора. Одновременно с этим образовались многочисленные флюоритовые, флюорит-бастнезитовые и бастнезитовые прожилки в массивных и вкрапленных амфибол-флогопит-магнетитовых рудах, обусловившие прожилково-вкрапленную и прожилково-полосчатую текстуру последних.

В рассматриваемую стадию в тесной ассоциации с гематитом, бастнезитом и флюоритом образуются также паризит, барит, апатит и др. Редкие земли здесь встречаются главным образом в форме фтор-карбонатов (бастнезит и реже паризит). Постмагматическими растворами данной стадии были привнесены большие количества фтора, редких земель и окисного железа, а также частично бария, фосфора и других элементов.

Эгириновая стадия минерализации (или стадия щелочного метасоматоза) наиболее интенсивно проявлена на Восточном участке и значительно слабее на Главном. Эта стадия практически отсутствует в рудных телах Западного участка. Минерализация рассматриваемой стадии выразилась в образовании эгириновых метасоматитов с редкоземельным и редкометалльным (ториевым) обогащением на восточном фланге Восточной залежи.



Процесс эгиринизации вмещающих пород и магнетитовых руд происходил как инфильтрационным, так и диффузионным биметасоматическим путем. В последнем случае имела место встречная диффузия  $\text{SiO}_2$  из вмещающих кремнистых сланцев и кремнеземсодержащих пород в сторону магнетитовых руд, а железа — в обратном направлении. При этом из-за высокой щелочности постмагматических растворов закисное железо, заимствованное из магнетитовых руд, окислялось до окисного.

В рассматриваемую стадию растворами было привнесено большое количество натрия, в заметном количестве — редкие земли, фтор и барий, а также частично ниобий, торий и другие элементы.

А. И. Тугаринов [98] эгириновую стадию минерализации объединяет с ранней флюорит-бастнезит-гематитовой в единую щелочно-галлоидную стадию метасоматоза. Однако имеющиеся фактические данные, частично изложенные выше, а именно: пространственное обособление метасоматитов, с одной стороны, флюоритовых и флюорит-бастнезитовых руд — с другой, отчетливое пересечение жилами и прожилками эгиринита флюоритовых, флюорит-бастнезитовых и флюорит-бастнезит-гематитовых руд (метасоматитов), а также отсутствие в последних таких типоморфных минералов эгириновой стадии, как эшинит, ферриторит и другие, свидетельствуют о том, что рассматриваемые метасоматические образования возникли в разное время, в различные стадии минерализации.

Сульфидная стадия проявилась крайне слабо и выразилась в образовании маломощных жил и прожилков крупнокристаллического эгирина, барита, пирита, пирротина с галенитом, сфалеритом, эшинитом, монацитом, бастнезитом и др. Часть из этих минералов (эгирин, барит, монацит, бастнезит и др.), видимо, являются переотложенными и перекристаллизованными разностями более ранних образований. При пересечении сульфидными прожилками эгириновых пород наблюдается разложение эгирина с образованием обильных вкраплений магнетита поздней генерации; при этом железо для образования магнетита, видимо, заимствовано из эгирина (с частичным восстановлением окисного железа до закисного), а сам эгирин превращается в агрегат кварца и карбоната. Таким образом, в позднюю стадию минерализации растворами приносились в основном сера, частично свинец, цинк, медь и др.

Особенности распределения элементов группы редких земель в различные стадии минерализации были детально освещены ранее в работе А. И. Тугаринова [97]. Согласно этим данным, редкие земли основных типов руд — монацит-магнетитовых, флюорит-бастнезит-гематитовых и эгириновых — представлены преимущественно цериевой группой и лишь в позднюю сульфидно-прожилковую стадию наблюдается незначительная концентрация элементов иттриевой группы (в эшините). Соотноше-

ния между отдельными элементами цериевой группы заметно меняются от дорудного этапа ( $La : Ce : Nd = 10 : 8 : 18$  в брито-литах) к монацит-магнетитовой ( $La : Ce : Nd = 2,7 : 3,4 : 1$ ) и флюорит-бастнезит-гематитовой и эгириновой ( $La : Ce : Nd = 1,65 : 2,7 : 1$ ) стадиям в сторону обеднения их лантаном и церием и обогащения неодимом и частично самарием. Эта тенденция понижения концентрации наиболее легких и обогащения

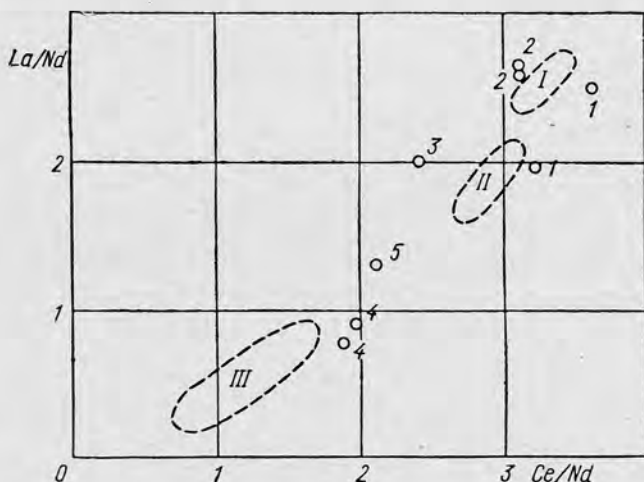


Рис. 76. Диаграмма распределения редкоземельных элементов между минералами различных стадий формирования месторождения [98]:

I — ранняя монацит-магнетитовая стадия; II — щелочно-галогидная (флюорит-бастнезит-гематитовая и эгириновая) стадия; III — поздняя (сульфидная) стадия; 1 — монацит ранней стадии; 2 — бастнезит ранней стадии; 3 — бариевый фторкарбонат второй стадии; 4 — монацит эгириновой стадии; 5 — бастнезит-флюорит бастнезит-гематитовой стадии.

растворов более тяжелыми цериевыми землями вплоть до появления даже иттрия особенно характерна для поздней прожилковой стадии (рис. 76).

**Особенности генезиса месторождения. Связь месторождения с интрузивами.** Вероятная парагенетическая связь месторождения с субщелочными граносиенитами подтверждается следующими данными: 1) приуроченностью массива граносиенитов и рудных тел месторождения к единой широтной ослабленной зоне; 2) наличием высокотемпературных метасоматитов с фторидами, редкоземельным и железным оруденением в экзо- и эндоконтактной зонах граносиенитового массива (подобные метасоматиты отсутствуют в экзоконтакте нормальных биотитовых гранитов, расположенных южнее месторождения);

3) повышенным содержанием редких земель (0,04%) в граносиенитах, в два раза превышающим средний кларк для земной коры (по А. П. Виноградову); 4) наличием в граносиенитах акцессорных минералов, содержащих редкие земли (монацит и сфен); 5) горизонтальной зональностью в размещении оруденения относительно массива граносиенитов; 6) сменой минеральных форм редких земель месторождения как во времени, так и в пространстве, определяемой в значительной мере температурными условиями их образования: силикаты (ортит, чевкинит) и силикофосфаты (бритолит) встречаются в эндо- и экзоконтактных зонах граносиенитов, а фосфаты (монацит, апатит) и фторкарбонаты (бастнезит, паризит и др.) — в рудных телах.

**Источники рудного вещества.** Существуют различные точки зрения об источнике рудного вещества при формировании рассматриваемого месторождения. А. И. Тугаринов [97] считает, что основным источником рудных элементов — железа, редких земель, свинца, ниобия, титана, фосфора и др. — явилась сама рудовмещающая доломитовая толща, частично перемежающаяся со сланцами и кварцитами. По его данным, герцинский магматизм (интрузия граносиенитов) «... выступал лишь в роли возбудителя движения по существу метаморфогенных растворов». Эти соображения основаны главным образом на определении абсолютного возраста свинца (по его изотопам) из галенитов рудных прожилков месторождения. Оказалось, что возраст свинца ( $1700 \pm 100$  млн. лет) близок к возрасту рудовмещающих доломитов. Из этого делается вывод, что свинец галенитов, как и другие элементы месторождения, был заимствован из вмещающих доломитов. Содержание редких земель в исходных неизменных доломитах района месторождения колеблется от 0,01 до 0,05%, что близко к среднему значению (0,02%) кларка для земной коры по А. П. Виноградову. Между тем в минерализованных доломитах отмечается 20—25-кратная, а в самих рудах — 50—100-кратная концентрация редких земель, которую едва ли можно объяснить только заимствованием их из вмещающих доломитов с последующим перераспределением.

Другие исследователи [94] считают, что месторождение имеет полигенное происхождение. Согласно этой гипотезе, железные руды месторождения, включая как магнетитовые, так и гематитовые, образовались в результате метаморфизма первично-осадочных морских окисных и карбонатно-окисных железных залежей. На эти метаморфизованные железные руды наложена собственно гидротермальная минерализация с фторным и редкометальным оруденением. Эта гидротермальная минерализация связана с постмагматическими растворами, отделившимися от граносиенитовой магмы. Высказывается мнение, что сингенетические сидеритовые залежи в толще доломитов явились исходными продуктами, которые при метаморфизме привели к образованию магнетитовых руд [97, 98].

Против гипотезы метаморфического происхождения магнетитовых и гематитовых руд месторождения свидетельствуют следующие фактические данные:

1) отсутствие признаков метаморфического происхождения магнетитовых и гематитовых руд месторождения, в частности: а) отсутствие реликтовой полосчатости первичноосадочных руд, весьма характерной для метаморфических образований; б) для магнетитовых, особенно вкрапленных доломит-магнетитовых руд, характерна метасоматическая структура (метакристаллы магнетита и сидерита в массе доломита и др.), между тем при метаморфогенном происхождении руд должны быть широко развиты текстуры и структуры перекристаллизации вещества; в) при сравнительно слабом региональном метаморфизме, соответствующем эпидот-актинолитовой стадии (актинолитизированные эффузивы на восточном фланге рудного поля среди доломитов), отсутствуют какие-либо реликты исходных окисных и карбонатно-окисных морских осадочных руд;

2) отчетливый структурный контроль магнетитового и гематитового оруденения, выражающийся в локализации рудных зон в пределах широтной тектонически-ослабленной зоны и в пересечении некоторыми линзовидными магнетитовыми телами слоистости вмещающих доломитов; кроме того, основные рудные залежи месторождения по падению пересекают слоистость вмещающих пород;

3) тесная парагенетическая ассоциация магнетита в рудах с такими фторсодержащими минералами, как магнезиоарфведсонит и флогопит, содержащими соответственно 2,7 и 5,8% фтора, а также гематита с флюоритом и фторкарбонатами редких земель;

4) поперечная метасоматическая зональность в строении рудных залежей (амфибол-флогопит-магнетитовые руды в висячем боку, массивные магнетитовые в центральной части и доломит-магнетитовые в лежащем боку), обусловленная влиянием литологического состава вмещающих пород на оруденение.

**Некоторые аспекты физико-химических условий образования руд и формы переноса рудных элементов.** Минеральный состав различных типов руд и околорудных метасоматитов определяется в большинстве случаев литологическим составом исходных вмещающих пород, подвергающихся замещению, и составом постмагматических растворов различных этапов и стадий минерализации. Так как рудовмещающей средой месторождения являются доломиты и частично кремнистые и биотитовые сланцы, то влияние литологического фактора при процессах метасоматического рудообразования характеризуется главным образом поведением  $MgO$ ,  $CaO$  и  $SiO_2$  и в меньшей степени глинозема.

На диаграммах системы  $MgO(FeO)-SiO_2-CaO-1/2Al_2O_3$  (рис. 77) и  $CaO-SiO_2-FeO(MgO)-Fe_2O_3$  (рис. 78) показаны

наблюдаемые парагенезисы минералов в различные этапы и стадии минерализации. В условиях высокой активности  $MgO$  и низкой концентрации  $SiO_2$  в поровых растворах при повышенных температурах в дорудный этап минерализации возникают двойные и тройные парагенезисы (I и II) существенно магнезиаль-

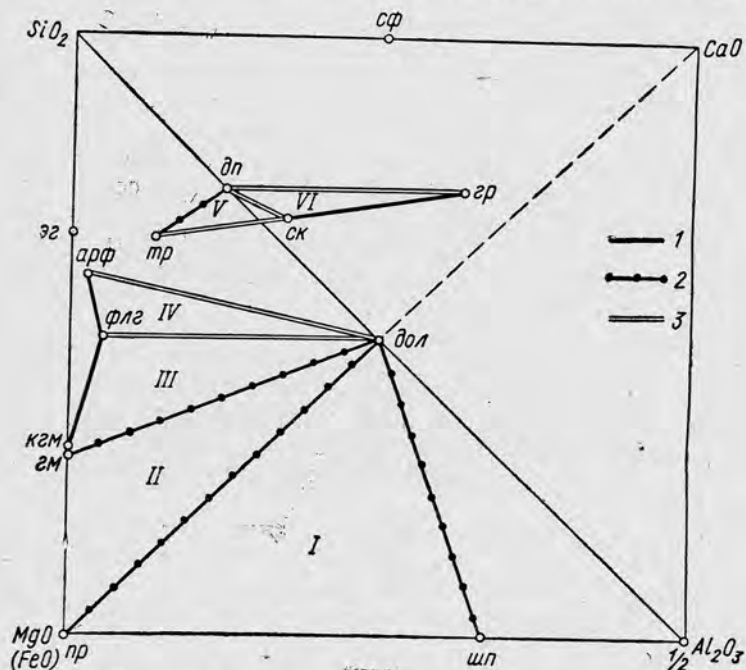


Рис. 77. Диаграмма состава и парагенезиса минералов в системе  $MgO(FeO) - SiO_2 - CaO - 1/2 Al_2O_3$ :

шп — шпинель; пр — периклаз; гм — гумит; кгм — клиногумит; флг — флогопит; арф — магнезиоарфведсонит; эг — эгирин; тр — тремолит; дп — диопсид; ск — скаполит; гр — гранат; сф — сфен; дол — доломит; I — двойные парагенезисы минералов на верхних гранях тетраэдра; II — то же на нижних гранях тетраэдра; III — то же внутри тетраэдра. Тройные парагенезисы минералов: I — периклаз-шпинель-доломитовый; II — периклаз-гумит-клиногумит-доломитовый; III — гумит (клиногумит)-флогопит-доломитовый; IV — флогопит-магнезиоарфведсонит-доломитовый; V — термолит-диопсид-скаполитовый; VI — скаполит-диопсид-гранатовый.

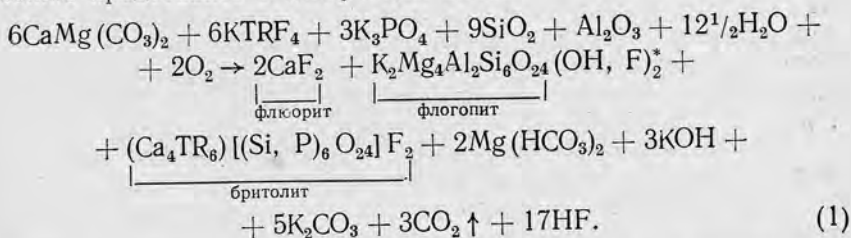
ных минералов — периклаз-шпинель, периклаз-клиногумит, периклаз-шпинель-доломит и периклаз-клиногумит-доломит, относящиеся к фации магнезиальных скарнов (рис. 77). Обособленно выделяются парагенезисы (V и VI) минералов известковых скарнов, которые образуются на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород при низкой концентрации  $MgO$  и высокой концентрации  $SiO_2$  и  $CaO$  в поровых растворах. При понижении температуры появляются фтор и гидроксилсодержащие парагенезисы с участием флогопита и арфведсонита с образованием



клиногумит (и гумит)-доломит-флогопитовых (III), доломит-флогопит-арфведсонитовых (IV), особенно флюорит-бритолит-флогопитовых метасоматитов, богатых редкими землями. Возникновение их происходило в условиях более высокой активности в поровых растворах фтора, воды, щелочей (K, Na) и MgO при относительно умеренной активности SiO<sub>2</sub> и CaO.

Тесный парагенезис флогопита с клиногумитом, флюоритом, бритолитом, магнетитом и другими минералами указывает на привнос постмагматическими растворами дорудного этапа значительных количеств калия, фтора, редких земель, фосфора и железа. При этом наиболее вероятной формой таковых являются, видимо, комплексные соединения типа KTRF<sub>4</sub>, KFe<sup>II</sup>F<sub>3</sub>, KFe<sup>III</sup>F<sub>4</sub> и K<sub>2</sub>PO<sub>4</sub>.

В соответствии с изложенным схему образования, в частности, флюорит-флогопит-бритолитовых метасоматических руд можно представить в следующем виде:



Химическая сущность реакции (1) заключается в том, что весь MgO доломита и часть перемещенных SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> идут на образование флогопита. CaO доломита связывается частично с фтором в флюорит, другая его часть, а также редкие земли, фосфор и часть кремнезема входят в состав бритолита. В резуль-

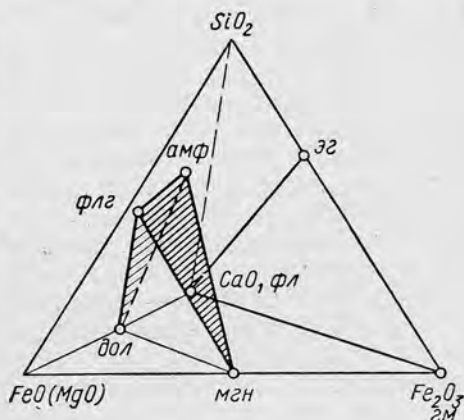


Рис. 78. Диаграмма состава и парагенезиса минералов в системе CaO—FeO(MgO)—SiO<sub>2</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:

дол — доломит; флг — флогопит; амф — амфибол;  
фл — флюорит; мгн — магнетит; эг — эгирип;  
гм — гематит.

\* При расчетах коэффициентов в схемах реакций условно принято, что в фторгидроксильных группах соединений (и минералов) отношения OH<sup>-</sup> : F<sup>-</sup> = 1 : 1; то же относится к кремнезему и фосфору в бритолите.

тате этой реакции происходит значительный вынос углекислоты и частично фтористоводородной кислоты (возникших при разложении фторидных комплексов), которые продолжают мигрировать дальше в поровых растворах.

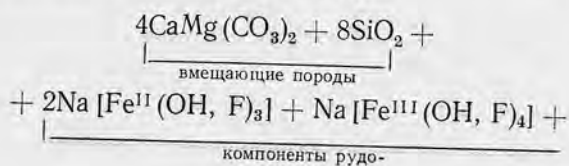
Отчетливые изменения состава постмагматических растворов выявляются при рассмотрении минерализации различных стадий рудного процесса.

В монацит-магнетитовую стадию растворами были привнесены главным образом железо, натрий, редкие земли, фосфор, фтор, частично ниобий и другие элементы. Основная масса натрия фиксируется в магнезио-арфведсоните. Появление последнего в минеральных парагенезисах, возникших в процессе замещения доломитов, указывает на заметное возрастание активности кремнезема даже по сравнению с флогопитсодержащими парагенезисами. Как видно из рис. 78, в системе  $\text{CaO}-(\text{Mg, Fe})\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$  возможны многочисленные двойные и тройные минеральные парагенезисы с флюоритом или без него. Однако в зависимости от активностей кремнезема и  $\text{MgO}$  в растворах наблюдается закономерная смена амфибол-флогопит-магнетитовой ассоциации амфибол-магнетитовой и амфибол-доломит-магнетитовой, а последних — доломит-магнетитовой почти без силикатов, что обуславливает поперечную метасоматическую зональность в строении магнетитовых рудных залежей.

Экспериментальными исследованиями [149] выяснено, что гидроксилфторидные комплексы окисного железа типа  $\text{R}_3[\text{FeF}_5(\text{OH})]$ ,  $\text{R}_2[\text{FeF}_4(\text{OH})]$ , где  $\text{R}=\text{Na, K}$  и другие, более растворимы в воде и более устойчивы, чем соответствующие соли фторидов железа  $\text{R}_3[\text{FeF}_6]$ ,  $\text{R}_2[\text{FeF}_5]$  и  $\text{R}[\text{FeF}_4]$ .

Приведенные минералого-геохимические и экспериментальные данные позволяют предполагать, что в монацит-магнетитовую стадию минерализации привнос железа, натрия, фтора и воды осуществлялся в форме фтор-гидроксильных комплексов закисного и окисного железа —  $\text{Na}[\text{Fe}^{\text{II}}(\text{OH, F})_3]$ ,  $\text{Na}_2[\text{Fe}^{\text{II}}(\text{OH, F})_4]$ ,  $\text{Na}[\text{Fe}^{\text{III}}(\text{OH, F})_4]$  и  $\text{Na}_2[\text{Fe}^{\text{III}}(\text{OH, F})_5]$ .

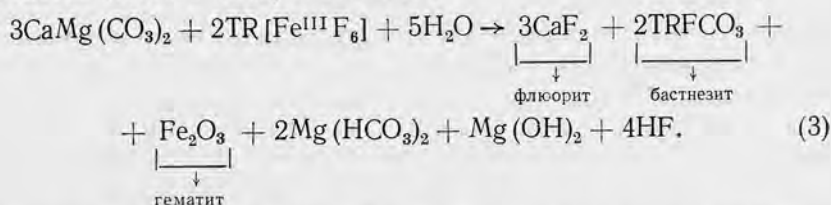
Редкие земли и ниобий в эту стадию также привносились в виде соединений типа  $\text{Na}[\text{TR}(\text{OH, F})_4]$  и  $\text{Na}[\text{Nb}(\text{OH, F})_6]$ . В незначительных количествах в эту стадию привносилась также и фосфорная кислота. Исходя из этих допущений схему метасоматического образования за счет вмещающих доломитов амфибол-магнетитовых и магнетитовых руд с флюоритом и монацитом можно представить в следующем виде:





В результате реакции (2) из вмещающих пород выносятся CaO в форме  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  и углекислый газ. Если бы концентрация фтора в растворах была достаточно высокой, то произошло бы осаждение в виде флюорита не части  $\text{Ca}^{2+}$ , а всей окиси кальция, содержащейся в исходном доломите. За счет разложения фтор-гидроксильных комплексов железа и редких земель в результате указанной реакции возрастает концентрация группы  $\text{OH}^-$  в растворах, что обуславливает умеренно щелочную обстановку процесса рудоотложения.

В флюорит-бастнезит-гематитовую стадию, как уже ранее указывалось, растворами были привнесены большие количества фтора, редких земель, окисного железа и некоторых других элементов ( $\text{Ba}^{2+}$  и др.). Наиболее вероятной формой переноса указанных основных элементов, по нашим данным [75, 76], является комплексное соединение  $\text{TRFe}^{\text{III}}\text{F}_6$ , существование которого подтверждено экспериментально [3]. В свете этих данных образование флюорит-бастнезит-гематитовых руд в лежащем боку магнетитовых залежей за счет замещения вмещающих доломитов представляется в следующем виде:

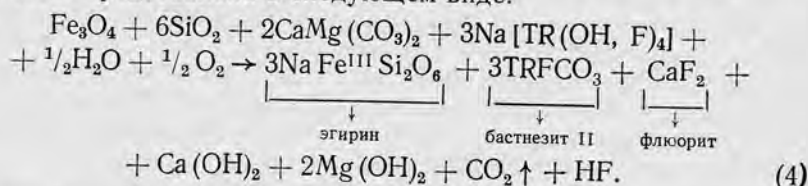


В результате реакции (3) в растворах оказывается избыток фтористоводородной кислоты, обуславливающий кислотную обстановку рудообразования рассматриваемой стадии. В этих условиях магний доломитов выносятся в форме легкорастворимого бикарбоната и частично в виде гидроокиси магния. Наконец, в эгириновую стадию минерализации, характеризующуюся интенсивным натровым щелочным метасоматозом, постмагматическими растворами были привнесены большие количества натрия, редких земель, фтора, частично ниобия, тория и бария. Эгириновые метасоматиты, как уже отмечалось, образуются либо на контакте магнетитовых руд с вмещающими кремнистыми и биотитовыми сланцами, либо за счет замещения вкрапленных магнетитовых, амфибол-флогопит-магнетитовых руд. В обоих

случаях источником железа и кремнезема для образования эгирина служили соответственно магнетит и вмещающие кремнистые сланцы, а также частично амфиболы и флогопиты вкрапленных руд.

В условиях существенно щелочных постмагматических растворов перенос редких земель, а также ниобия и тория вероятнее всего осуществлялся в форме фтор-гидроксильных комплексных соединений типа  $\text{Na}[\text{TR}(\text{OH}, \text{F})_4]$ ,  $\text{Na}[\text{Nb}(\text{OH}, \text{F}_6)]$  и  $\text{Na}[\text{Th}(\text{OH}, \text{F})_5]$ .

Схема образования эгириновых метасоматических руд может быть представлена в следующем виде:



Из реакции (4) видно, что вследствие разрушения фтор-гидроксильных комплексов редких земель возрастает концентрация группы  $\text{OH}^-$ , происходит вынос  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  в виде гидроокисей. Известно, что в условиях щелочной среды наиболее легко происходят процессы окисления катионов. Именно этим обстоятельством вызван переход закисного железа магнетита в окисное при замещении его эгирином.

В связи с этим необходимо подчеркнуть большое влияние окислительно-восстановительной обстановки на процессы рудообразования. В качестве относительного показателя этих условий может быть использовано соотношение окисного и закисного железа в минералах, выраженное через величину степени окисления  $f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ , которая характеризует отношение окисного железа к сумме окисного и закисного железа в атомных количествах.

По данным химических анализов натриевых амфиболов, слюд и эгирина, общая железистость  $\left( \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100\% \right)$  и степень окисления железа в них характеризуются величинами, приведенными в табл. 33.

Из перечисленных минералов наименьшей степенью окисления обладают биотит из сланцев (0,008), хотя он характеризуется высокой общей железистостью. Значительно больше эта величина для флогопита (0,34), а для щелочного амфибола она достигает 0,46—0,57, что очень близко к таковой для магнетита (0,66). Следовательно, наблюдаемая тесная парагенетическая ассоциация магнезио-арфведсонита и магнетита обусловлена также близкими окислительно-восстановительными условиями их образования.

Таблица 33

Общая железистость и степень окисления железа  
в минералах месторождения

| Минерал             | Общая железистость, % | Степень окисления железа |
|---------------------|-----------------------|--------------------------|
| Биотит              | 59,0                  | 0,008                    |
| Флогопит            | 10,3                  | 0,34                     |
| Магнезиоарфведсонит | 21—41                 | 0,46—0,57                |
| Магнетит            | 100                   | 0,66                     |
| Эгирин              | 100                   | 0,97                     |
| Гематит             | 100                   | 1,0                      |

Степень окисления эгирина равна 0,97, что приближается к значению для гематита 1,0, когда все железо в минерале находится в трехвалентном состоянии.

Из этих данных вытекает, что по окислительно-восстановительным условиям невозможно совместное парагенетическое сосуществование натриевых амфиболов (так же как и магнетита) с эгирином, как это предполагается некоторыми авторами [97, 98]. Действительно, повсеместно в рудах наблюдается явление замещения эгирином как натриевого амфибола, так и магнетита.

Анализ физико-химических условий рудообразования показывает, что в различные этапы и стадии минерализации заметно менялись состав растворов, формы переноса элементов, pH, Eh и температура.

#### 6. ТОРИЕВО-БЕРИЛЛИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения принадлежат к сравнительно редкой, обособленной генетической группе ториево-редкометаллических месторождений. Характерной особенностью ее является крайне сложный полиминеральный состав руд и сложный многостадийный процесс формирования месторождений.

**Геология месторождений.** Известные к настоящему времени месторождения этого типа размещены в древних докембрийских метаморфических породах, принимающих участие в строении верхнего яруса нижнего структурного этажа земной коры. Месторождения приурочены к краевым частям внутренних выступов докембрия (геоантиклинальных выступов среди интенсивно дислоцированных отложений среднего структурного этажа, представленного осадочными и метаморфическими, реже вулканогенными породами палеозоя).

Породами, непосредственно принимающими участие в строении месторождений, являются в одних случаях дорифейские кристаллические сланцы, в других — рифейские известняки, доломиты, глинистые и известковые сланцы.



Выступы фундамента, к которому приурочены месторождения, претерпели сложную и длительную историю своего развития, которая прослеживается на протяжении четырех, а в некоторых случаях и пяти тектономагматических циклов. Среди последних выделяется рифейский, байкальский, каледонский, герцинский и альпийский циклы. В соответствии с этим на площади месторождений обычно выделяется не менее трех возрастных групп изверженных пород. Древнейшими среди них являются байкальские межпластовые тела и небольшие штоки основных и ультраосновных пород, которые в процессе регионального метаморфизма превращены в габбро-амфиболиты и серпентиниты.

Каледонские интрузивные породы обычно представлены ранними небольшими штокообразными телами диоритов и кварцевых диоритов первой интрузивной фазы, более поздними огромными гарполитообразными массивами гранитов и гранодиоритов второй фазы и иногда небольшими дайкообразными и штокообразными телами поздних гранитов и гранит-порфиров третьей фазы.

Среди герцинских выделяются породы, представленные дайкообразными телами, неправильными трещинными интрузивами и мелкими штоками диоритов первой фазы, сиенитов второй фазы, щелочных сиенитов и субщелочных гранитов третьей фазы и сопровождающих их более мелких тел щелочных и субщелочных пород и жильной серии четвертой фазы.

**Структура месторождений.** Древние толщи месторождений интенсивно смяты в теснопережатые, нередко почти изоклинальные линейные складки, подвергшиеся на некоторых месторождениях сплющиванию. Вследствие этого в их сводовых частях получила развитие сланцеватость осевой плоскости. В карбонатных толщах значительной мощности обычны менее пережатые складки. При ундуляции шарниров складки часто приобретают куполовидный облик.

Породы, принимающие участие в строении месторождений, рассечены густой сетью разломов, среди которых особое значение имеют глубинные разломы. Последние в большинстве случаев имеют ориентировку, согласную с осями антиклинориев, и располагаются на их крыльях.

Вдоль главных тектонических поверхностей разломов обычно наблюдаются достаточно мощные полосы интенсивно деформированных пород, представленных не только тектонической глиной, милонитами, зонами сгущения мелких трещин, но и брекчией. Следует отметить, что брекчии обнаруживаются как в хрупких, так и в достаточно пластичных породах.

Наиболее древние из глубинных разломов, видимо, были заложены еще в байкальскую орогению. В герцинский тектономагматический цикл они достигали зоны плавления «гранитного

слоя» земной коры, и по ним магматические расплавы проникали в верхние ярусы земной коры.

Разломы играют исключительно важную роль в определении закономерностей размещения не только рудных полей, месторождений, рудных тел и сопровождающей их минерализации, но и малых интрузий щелочных и субщелочных пород и их жильной серии. Характерно, что чаще всего массивы этих пород контролируются не глубинными разломами, а сопряженными с ними и оперяющими их разрывными нарушениями. Наряду с этим трещинные интрузивы иногда размещаются непосредственно в зоне глубинных разломов. Важно подчеркнуть, что в большинстве случаев материнские интрузивы и рудные тела контролируются одними и теми же разломами.

Весьма характерной специфической структурной особенностью рассматриваемых месторождений является широкое распространение на их площади трубок взрыва, связанных с внедрением позднегерцинских малых интрузий. На одних месторождениях они возникли в процессе внедрения только щелочных и субщелочных расплавов, на других помимо отмеченных встречаются и более ранние трубки, связанные с внедрением диоритовых расплавов.

Все трубки имеют форму вертикальных и почти вертикальных столбообразных тел. Горизонтальное сечение их обычно округлое, близкое к овальному, грушевидное, иногда подковообразное, реже линзовидное и совершенно неправильное. Размеры их варьируют в широких пределах от нескольких десятков метров до 1 км и более в горизонтальном сечении.

Выполнены они главным образом обломками вмещающих пород с цементом соприкосновения, а также мелкими телами субщелочных и щелочных пород с рассекающими их жильными породами. В более ранних трубках залегают неправильные тела диоритов. В некоторых трубках, связанных с субщелочными гранитами, размещается ториево-редкоземельно-свинцово-цинковое оруденение. В то же время далеко не все трубки этого типа рудоносны; наоборот, все трубки, связанные с диоритами, безрудны.

В момент формирования подавляющее большинство трубчатых тел не достигало дневной поверхности, которая была удалена от их верхнего окончания не более чем на 700—1000 м. Отдельные трубки не достигают дневной поверхности даже при современном уровне эрозионного среза. В то же время некоторые из наиболее крупных трубчатых тел в момент их формирования прорывали всю толщину пород до поверхности и по ним происходило изливание щелочных и субщелочных лав.

Трубчатые тела непосредственно приурочены или тяготеют к узлам пересечения и сопряжения разломов или к зонам их открывания и размещаются в кровле магматических пород, с которыми они связаны. Формирование их происходило на фоне

неоднократных внедрений разновозрастных порций магматических расплавов и постмагматических растворов.

Мелкие трещины, рассекающие породы рассматриваемых месторождений, делятся на две главные генетические группы. К первой из них относятся тектонические трещины, образование которых происходило в завершающие периоды смятия осадочных и метаморфических пород в складки и в процессе глыбовых перемещений по разломам. Они получили широкое распространение. Вторая группа, имеющая локальное распространение, представлена нетектоническими разрывами интрузивных пород и трубок взрыва. Здесь наблюдаются контракционные трещины и трещины, связанные с механической активностью внедряющейся магмы. Разрывы, связанные с механической активностью магмы, отмечаются и в метаморфических породах в виде своеобразного ореола, главным образом в кровле массивов.

В размещении тектонических трещин на площади рассматриваемых месторождений отмечается довольно отчетливая вертикальная структурная зональность, проявленная на сравнительно коротких вертикальных интервалах, измеряемых первыми сотнями метров. Она находит свое отражение в существенном изменении количественных соотношений между трещинами отрыва и скалывания. С глубиной количество трещин отрыва существенно уменьшается за счет увеличения трещин скалывания.

В сравнительно пластичных дорифейских кристаллических сланцах среди тектонических разрывов развиты почти исключительно трещины скалывания. По вертикали особенности их меняются. Отмечается отчетливая тенденция, проявляющаяся на интервалах в 200—250 м, смены в глубиной сравнительно густой сети мелких трещин несравненно более разряженными, но достаточно крупными разрывами.

**Минеральный состав и изменения вмещающих пород.** Руды ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений отличаются сложным минеральным составом (табл. 34).

Главными жильными минералами этих месторождений являются кварц, биотит, альбит, ортоклаз, мусковит, серицит, флюорит, хлорит. На месторождениях, приуроченных к карбонатным породам, широко распространены минералы скарнов — везувиан, гранат, диопсид, эгирин-авгит, а также кальцит, анкерит, сидерит, манган-сидерит.

Среди главных рудных минералов установлены пирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, монацит, паризит, бастнезит, иттропаризит, итробастнезит, ферриторит, касситерит, иттрофлюорит, циртолит, малакон, магнетит, фенакит. На некоторых месторождениях среди бериллиевых минералов помимо фенакита достаточно широко распространены эпидидимит и эвдидимит.

Формирование месторождений связано со сложным многостадийным процессом, разделенным на два этапа. В период

**Минеральный состав ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений**

| Группы минералов | Минералы                                                                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                    |                                                                                                                                                                                                                                |
|------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                  | Главные                                                                                                                                                                                                       | Второстепенные                                                                                                                                                                                                                     | Редко встречающиеся                                                                                                                                                                                                            |
| Жильные          | Кварц, биотит, альбит, ортоклаз, мусковит, серицит, флюорит, хлорит; в карбонатных породах также везувиан, гранат, диопсид, эгирин-авгит, кальцит, анкерит, сидерит, мангансидерит                            | Микроклин, эпидот                                                                                                                                                                                                                  | Топаз, турмалин, актинолит, опал, халцедон, барит                                                                                                                                                                              |
| Рудные           | Пирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, монацит, паризит, бастнезит, иттропаризит, итробастнезит, иттросинхизит, ферриторит, касситерит, ксенотим, иттрофлюорит, циртолит, малакон, магнетит, фенакит | Халькопирит, арсенопирит, бавенит, джемсонит, станнин, марказит, клейофан, вюрцит, эпидидимит, эвдидимит, гематит, ильменит, феррихутонит, торит, рутил, амбатоаринит, анкилит, кальциоанкилит, флюоцерит, мизерит, циркон, апатит | Буланжерит, пираргирит, стефанит, прустит, козалит, полибазит, франкеит; самородные — свинец, висмут, серебро, олово; киноварь, шеелит, вольфрамит, станнин, колумбит, берилл, висмутин, ортит, тенгерит, антимонит, теннантит |

между ними происходило внедрение поздних дифференциатов субщелочных и щелочных пород и сопровождающей их жильной серии, которые, таким образом, являются послеминерализационными по отношению к минерализации первого этапа и доминерализационными для минералов второго этапа.

Каждый этап состоит из нескольких стадий. На месторождениях, залегающих в карбонатных породах, процесс постмагматического минералообразования начался с формирования везувиан-пироксен-гранатовых и эгирин-авгитовых скарнов, на других месторождениях — с отложения высокотемпературного кварца с циртолитом, торитом и другими минералами. Затем следовала кварц-мусковит-серицитовая стадия. В большинстве случаев минерализация первого этапа практического значения не имеет. На некоторых месторождениях с кварц-мусковит-серицитовой стадией связано образование ториево-бериллиево-редкоземельных руд.

Второй этап рудоотложения состоит из четырех-пяти стадий. На месторождениях, где ториево-бериллиево-редкоземельное оруденение связано с минерализацией первого этапа, эти стадии отражают последовательность формирования сульфидных руд. Здесь выделяются следующие стадии (от ранних к более позд-

ним): касситеритово-арсенопиритовая, пирротиновая, сфалерит-галенитовая и безрудная карбонатная. На других месторождениях выделяются альбитовая, биотит-монацитовая, ферриторит-ортоклазовая, сульфидно-кварцевая и кварцевая стадии.

Схема последовательности выделения минералов на примере одного из месторождений рассматриваемой группы приведена на рис. 79. Рассмотрение ее показывает, что отложение кварца связано почти со всеми стадиями процесса минералообразования; проходящим минералом является также и флюорит.

Методом декрипитации и гомогенизации газовой-жидких включений была определена температура образования различных генераций кварца и флюорита. Это позволило градуировать весь процесс минералообразования. Отложение раннего высокотемпературного кварца (первая стадия первого этапа) происходило в температурном интервале  $500-600^{\circ}\text{C}$ , в то время как в завершающий процесс минералообразования поздний, послерудный кварц (пятая стадия второго этапа) выделяется при температуре  $180^{\circ}\text{C}$ , а минимальная температура выделения сопровождающего его кальцита достигала  $120^{\circ}\text{C}$ .

Представляющие практический интерес ториево-редкоземельно-свинцово-цинковые руды в основном связаны со второй, третьей и четвертой стадиями второго этапа. При этом редкие земли цериевой группы (они составляют  $55-60\%$  общего количества суммы редких земель) отлагались в основном в биотит-монацитовую стадию, а редкие земли иттриевой группы ( $40-45\%$ ) — в более позднюю, ферриторит-ортоклазовую. С этой же стадией связано и основное бериллиевое оруденение. Сульфидные руды были сформированы в основном в сульфидно-кварцевую стадию.

В процессе рудообразования субщелочные габброиды и щелочные породы подвергались грейзенизации, альбитизации, ортоклазизации, серицитизации, хлоритизации и окварцеванию, а кристаллические сланцы — биотитизации и хлоритизации. В карбонатных породах широко развиты скарнирование, флюоритизация, окварцевание, анкеритизация и сидеритизация.

Грейзенизация и ранняя серицитизация были связаны с кварц-мусковит-серицитовой стадией первого этапа. Отложение минералов первой стадии второго этапа сопровождалось ранней альбитизацией габброидов, второй и третьей — их ортоклазизацией. Серицитизация, хлоритизация и особенно окварцевание интенсивно происходили в сульфидно-кварцевую стадию. Слабые проявления серицитизации и хлоритизации отмечались в связи с отложением минералов завершающей, кварцевой стадии. Биотитизация вмещающих кристаллических сланцев развивалась в период отложения минералов ранних стадий второго этапа (первая, вторая, третья). Анкеритизация и сидеритизация карбонатных пород происходили в период отложения сульфидной минерализации и в завершающую послерудную стадию.



| Этапы минерализации  | I                     |                            | II          |                     |                           |                     |           |
|----------------------|-----------------------|----------------------------|-------------|---------------------|---------------------------|---------------------|-----------|
| Стадии минерализации | 1                     | 2                          | 1           | 2                   | 3                         | 4                   | 5         |
| Минерал              | Пегматоид-ного кварца | Кварц-мусковит-серицитовая | Альбито-вая | Биотит-монацитов-ая | Феррит-торит-ортоклазовая | Сульфидно-кварцевая | Кварцевая |
| Кварц                |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Цирконит             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Микроклин            |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Альбит               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Биотит               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Эпидот               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Топаз                |                       |                            |             | ?                   |                           |                     |           |
| Ортит                |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Флюорит              | ?                     |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Горит                |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Монацит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Апатит               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Ферриторит           |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Мусковит             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Циркон               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Турмалин             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Колчедан             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Ильменит             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Ортоклаз             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Ксенотим             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Шведит               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Вольфрамит           |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Касситерит           |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Арсенопирит          |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Молибденит           |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Пирит                |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Халькопирит          |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Магнетит             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Серпентин            |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Хлорит               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Малакон              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Амбигуарит           |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Анхилит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Кальцианхилит        |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Паризит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Бастнезит            |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Берил                |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Фенакит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Баденит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Ритил                |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Флюоцерит            |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Феррихрустит         |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Иттрофлюорит         |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Сфалерит             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Галенит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Джемсонит            |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Гематит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Кальцит              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Марказит             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Вюрцит               |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Пирротин             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Станнин              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Барит                |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Клейофан             |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Кинобар              |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Самородный Pb        |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Самородное Sn        |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Самородная Cu        |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |
| Самородная Sb        |                       |                            |             |                     |                           |                     |           |

Рис. 79. Схема последовательности выделения минералов на тизиево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождениях.

**Рудные тела и закономерности распределения минерализации.** Рудные тела обычно располагаются в зоне эндоконтакта щелочных и субщелочных пород или на незначительном удалении от них во вмещающих породах.

Форма рудных тел весьма разнообразна. Встречаются жильные и жилообразные тела, дуговидноизогнутые, неправильные линзы, метасоматические залежи, штокверки, крутопадающие трубчатые тела различного горизонтального сечения.

Жильные и жилообразные тела приурочены как к единичным сложным трещинам скалывания или отрыва, так и к их системам. Гнезда, метасоматические залежи и трубчатые тела, как правило, связаны с узлами пересечения и сопряжения трещин.

Штокверки характерны для бериллиевых рудных тел, пространственно обособленных от других руд. Они образованы сравнительно густой сетью крутопадающих параллельных и субпараллельных бериллиеносных полевошпатовых прожилков, содержащих помимо фенакита и бавенита в незначительном количестве галенит, халькопирит, касситерит, арсенопирит, кварц, флюорит и другие минералы.

Размер микропрожилков составляет сотые доли миллиметра по мощности и десятые доли и первые миллиметры в длину. Мощность макропрожилков колеблется от первых миллиметров до 2—3 см и более; наиболее часты прожилки мощностью 8—15 мм; длина их варьирует от 5—10 см до 10—15 м и более; средняя равна нескольким метрам. Расстояние между макропрожилками в рудных телах колеблется от первых десятков сантиметров до нескольких метров, а в среднем достигает 0,8—1,5 м.

Прожилки выполняют приоткрытые трещины скалывания. Бериллиеносные рудные тела, не имеющие геологических границ, представлены зонами сгущения микро- и макропрожилков, которые в структурном отношении характеризуют зоны скалывания. Последние в одних случаях строго следуют простиранию крыльев складок, которые они пересекают по падению, в других — ориентированы параллельно контролирующим их разломам. В зонах скалывания подавляющая часть прожилков ориентирована согласно с общим простиранием самих зон; прожилки диагональной ориентировки имеют резко подчиненное значение.

Особенности рудоносного штокверка существенно меняются по мере увеличения глубины на сравнительно коротких вертикальных интервалах, определяемых в первые сотни метров. На верхних горизонтах месторождений наблюдается достаточно густая сеть сравнительно мелких рудных прожилков средней мощностью 8—10 мм, средней протяженностью по простиранию 3—4 м и при расстоянии между ними 0,8—1 м. На глубине рудный штокверк образован несравненно более разряженной (примерно в два раза) сетью значительно более крупных прожилков. Средняя их мощность здесь возрастает до 2,5—3 см, а

максимальная составляет 15—20 см, а длина по простиранию достигает 10 м и более.

Руды рассматриваемых месторождений характеризуются сложным поликомпонентным составом. Главными их полезными компонентами являются свинец, цинк, бериллий, редкие земли, торий, цирконий. Характерно, что редкие земли иттриевой группы составляют 40—45% общей суммы редких земель. Помимо этого, руды содержат в количествах, представляющих практический интерес, серебро, олово, молибден, кадмий, индий.

Отдельные рудные тела месторождений в большинстве случаев возникли за счет совмещения минерализации сближенных во времени нескольких стадий рудоотложения, с преобладающим развитием одной или двух из них. Случаи пространственного обособления минерализации отдельных стадий являются более редкими. В частности, минерализация первого этапа рудоотложения чаще всего пространственно обособлена от минерализации второго этапа. Послерудная карбонатная и кварцевая минерализации, завершающие процесс минералообразования также, как правило, наблюдаются в виде самостоятельных тел. Основная масса бериллиевых руд обычно пространственно обособлена от ториево-редкоземельно-свинцово-цинковых руд. Сульфидные свинцово-цинковые руды на одних месторождениях слагают самостоятельные тела, на других тесно связаны с ториево-редкоземельным оруденением.

Для рассматриваемых месторождений характерна весьма контрастная стадийная зональность в размещении оруденения и сопутствующей ему минерализации относительно кровли материнских интрузивов. Важно подчеркнуть, что проявляется она не только на площади рудных полей этих месторождений, но и на площади отдельных месторождений и даже отдельных рудных тел.

В зоне эндоконтакта материнских интрузивов или в непосредственной близости к ним во вмещающих породах обычно размещаются продукты высокотемпературной минерализации первого этапа или ранних стадий второго этапа. На некотором удалении от контакта располагается основное ториево-редкоземельное оруденение, еще дальше сульфидные и затем бериллиевые руды. На крайних флангах рудных зон, как правило, размещаются продукты безрудной минерализации завершающих стадий рудоотложения. Аналогичные изменения минерализации наблюдаются и в вертикальном разрезе. Обычно весьма существенные изменения типа оруденения с глубиной отмечаются на вертикальных интервалах 80—100 м, а иногда и на более коротких.

Около материнских интрузивов штокообразной формы наблюдается концентрическая зональность, образованная последовательно сменяющейся минерализацией, сосредоточенной в дуговидных зонах. Последние развиваются со стороны полого погружающейся кровли интрузива. В этом случае наиболее поз-

дня минерализация, завершающая рудоотложение, размещается на расстояниях в многие сотни метров от контакта с интрузивами.

В кровле полого погружающихся трещинных интрузивов, контролируемых единичными разломами, отмечаются линейно вытянутые минерализованные зоны, в пределах которых отдельные месторождения или рудные тела размещаются над скрытыми на глубине куполами массива. Рудные тела и месторождения с интенсивно проявленной минерализацией наиболее поздних стадий рудоотложения в таких зонах находятся на расстоянии первых километров от выходов массивов на поверхность.

Фенакит и бавенит, с которыми связано бериллиевое оруденение рассматриваемых месторождений, выделялись в более раннюю стадию по сравнению с основной массой галенита, сфалерита, пирита и других сульфидов, являющихся основными рудными компонентами свинцово-цинковых руд (см. рис. 79). В то же время бериллиевая минерализация штокверкового типа в зональном ряду месторождений располагается на большем удалении от кровли материнских интрузивов, нежели свинцово-цинковое оруденение. Эта аномалия в размещении бериллиевого оруденения, по-видимому, связана с более высокой подвижностью бериллия в гидротермальных растворах.

В трубках взрыва, вмещающих ториево-редкоземельно-свинцово-цинковые руды, отмечается концентрическая зональность в размещении оруденения, обусловленная кольцевыми, полукольцевыми и дуговидными зонами с различной минерализацией. В центре трубок отмечается минерализация ранних стадий с повышенным содержанием ниобия и циркония; затем следует зона с наиболее интенсивно проявленным редкоземельным оруденением с торием, молибденом и оловом. Свинцово-цинковое оруденение наибольшее развитие получило по периферии трубок.

Бериллиевая минерализация штокверкового типа обычно развита за пределами трубок — во вмещающих породах. При этом в сторону от трубок вкrest простирания контролирующих их разломов она уходит на десятки метров, а вдоль них по простиранию — на сотни метров. В кровлю трубок она также распространяется на значительном вертикальном интервале.

Общий вертикальный размах оруденения ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений колеблется в пределах от 250—300 до 400—450 м, а всей постмагматической минерализации — от 400 до 650 м.

**Генетические особенности месторождений.** Воссоздание геологического разреза в период формирования ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений, а также некоторые косвенные данные об особенностях деформации вмещающих месторождение горных пород (широкое развитие предрудных и внутрирудных брекчий в зонах разломов) показы-

вают, что их формирование происходило на незначительной глубине от поверхности — порядка 500—1200 м.

Эти месторождения обнаруживают тесную пространственную связь с массивами позднегерцинских субщелочных и щелочных пород и зональное размещение оруденения около них. Такие акцессорные минералы субщелочных и щелочных пород, как циркон, циртолит, апатит флюорит, ферриторит, монацит, касситерит, молибденит, пирит, галенит и другие, являются важными рудными минералами рассматриваемых месторождений.

Щелочные и субщелочные породы и связанные с ними месторождения близки по возрасту и обычно контролируются одними и теми же разломами. Таким образом, можно сделать вывод о существовании генетической связи рассматриваемых месторождений с субщелочными гранитами и щелочными сиенитами.

Приведенная характеристика ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений показывает, что они относятся к весьма своеобразному генетическому типу постмагматических ториево-редкометалльных месторождений, который характеризуется следующими особенностями:

- 1) тесной пространственной связью с материнскими интрузивами с зональным размещением оруденения около них;
- 2) незначительной глубиной формирования месторождений от бывшей дневной поверхности (500—1200 м);
- 3) сложным поликомпонентным и полиминеральным составом с широким развитием как ранних высокотемпературных, так и низкотемпературных минералов с ярко выраженным телескопированием (формирование месторождений происходило в интервале 600—120° С);
- 4) весьма разнообразными типами изменения вмещающих пород, которые характеризуют как ранние высокотемпературные, так и низкотемпературные процессы;
- 5) весьма контрастной стадийной зональностью в размещении минерализации не только в рудных полях и месторождениях, но и в пределах отдельных тел. Существенные изменения типа оруденения с глубиной обычно обнаруживаются на интервалах 80—100 м, а иногда и на более коротких;
- 6) сравнительно ограниченным вертикальным размахом оруденения, достигающим не более 400—450 м;
- 7) существенным изменением особенностей деформаций горных пород, вмещающих месторождения на сравнительно коротких вертикальных интервалах, что нашло отражение в изменении особенностей бериллиеносного штокверка с глубиной.

Перечисленные характерные особенности месторождений показывают, что формирование их происходило в незначительном удалении от неглубоко залегающего рудоносного очага, в условиях резкого перепада температур в направлении к поверхности.



## ГЛАВА 8

### ГРУППА СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

#### 1. СВИНЦОВО-ЦИНКОВО-ТОРИЕВЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Средне- и низкотемпературные редкоземельно-ториевые месторождения с сульфидами свинца и цинка широко распространены в районе Паудерхорн, на территории графства Ганнисон (шт. Колорадо, США). Здесь к настоящему времени известно около 30 месторождений этого типа, но ни одно из них пока еще не разрабатывается.

Район месторождения сложен докембрийскими гранитами, кристаллическими сланцами и гнейсами, прорванными комплексом ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов массива Айрон-Хилл, а также многочисленными дайками и неправильными телами диоритов, габбро, сиенитов и шонкинитов доюрского возраста (рис. 80). Эти породы перекрыты почти горизонтально залегающей толщей осадочных пород свиты Моррисона юрского возраста. На размытой поверхности юрских отложений залегают третичные эффузивы.

Юго-западная часть района осложнена сбросом Симмарон, имеющим северо-западное простирание и крутое падение к северо-востоку. Амплитуда вертикальных перемещений вдоль сбора составляет 450 м [167].

Редкоземельно-ториевые месторождения района обнаруживают тесную пространственную связь с дайковыми породами типа шонкинитов и сиенитов. На площади месторождений выделяются вертикальные и крутопадающие кварцевые и карбонатные жилы и линейные штокверковые зоны. Мощность жил колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 5,4 м, а протяженность по простиранию — от первых метров до 1 км и более. Крупнейшей в районе является кварцевая жила Литл-Джонни: длина ее по простиранию 1050 м, по падению — 210 м, мощность 0,15—1,5 м.

Кварцевые жилы сложены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом и карбонатом с подчиненными турмалином, флюоритом, баритом и рудными минералами. Среди последних установлены гематит, гетит, пирит, галенит, сфалерит, торит, торугуммит, рутил. Главную массу карбонатных жил составляют доломит, кальцит, анкерит, кварц, с незначительным количеством флюорита. Среди рудных минералов установлены пирит, апатит,

халькопирит, сфалерит, галенит, торит. Иногда отмечаются бастнезит, синхизит, монацит, пироклор.

Штокверковые зоны месторождений имеют мощность от 0,5 до 5 м при длине в десятки и сотни метров. В пределах таких

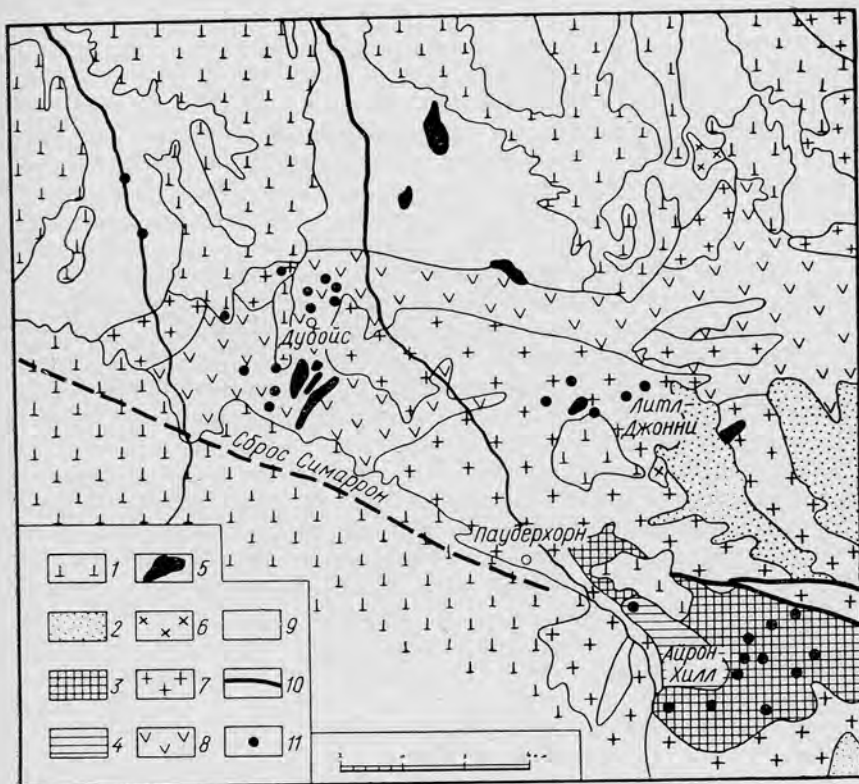


Рис. 80. Геологическая карта района Паудерхорн:

1 — вулканические породы (Т); 2 — осадочные породы свиты Моррисон (J); 3 — щелочные породы изверженного комплекса Айрон-Хилл (pCm); 4 — карбонаты (pCm); 5 — сиениты, авгит-сиениты, моназиниты (pCm?); 6 — диориты, кварц-диориты, габбро (pCm?); 7 — граниты (pCm); 8 — амфиболиты, роговообманковые гнейсы, хлоритовые сланцы (pCm); 9 — биотитовые сланцы, кварцево-слюдяные сланцы, кварциты (pCm); 10 — тектонические нарушения; 11 — месторождения тория.

зон выделяется масса неправильных прожилков, сложенных кварцем, окислами железа, щелочным полевым шпатом, гематитом, гетитом, баритом, карбонатом, торитом, торогуммитом, сульфидами и другими минералами.

Руды рассматриваемых месторождений характеризуются достаточно высоким содержанием  $\text{ThO}_2$ : в среднем в большинстве жил в пределах от 0,3 до 0,5%; среднее по жиле Литл-Джонни — 0,45%.

К редкоземельно-свинцово-цинково-ториевым месторождениям весьма близки редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения типа Галлиназ Маунтинз, расположенные в графстве Линкольн в центральной части шт. Нью-Мексико (США). Некоторые из них первоначально разрабатывались на свинец и медь, в 1943—1944 гг. — на железо и флюорит, и только после открытия карбонатов редких земель они приобрели значения как редкоземельные месторождения [156 и др.].

В районе месторождений развита мощная толща (700 м) почти горизонтально залегающих отложений пермского возраста, представленных конгломератами и аркозовыми песчаниками с прослоями известняков и алевролитов. Она образует сводовое поднятие, в центре которого выделяются обнажения докембрийских гранитов. В некоторых участках пермские отложения смяты в складки и прорваны послемеловыми и раннетретичными интрузиями. Среди них установлены крупные штоки, реже жилы и дайки кварцевых монзонитов, кварцевых порфиров, трахитовых порфиров и сиенитов.

Породами, непосредственно вмещающими месторождения, в большинстве случаев являются песчаники и алевролиты в зоне экзоконтакта интрузивов, реже трахитовые порфиры.

Пермская толща разбита серией разломов и крупных трещин северо-западного и северо-восточного простирания, к которым и приурочены основные рудные тела месторождений. Они представлены жилами, линейными зонами брекчирования, реже брекчиевыми трубчатыми телами в местах пересечения разломов. Мощность линейных зон брекчирования колеблется от нескольких сантиметров до 10 м, а протяженность по простиранию — от нескольких метров до 500 м. Наиболее крупным в районе является месторождение Ред Клоуд Флюорайт, приуроченное к зоне брекчирования песчаников и алевролитов. Площадь горизонтального сечения зоны брекчий месторождения достигает 1000 м<sup>2</sup> при протяженности на глубину до 40 м.

Минерализация месторождений в большинстве случаев выполняет свободные полости между обломками брекчий, реже замещает песчаники.

Главными жильными минералами месторождений являются флюорит (50—85%), барит (следы—35%), кальцит (следы—20%), кварц (следы—20%) при подчиненной роли халцедона и альбита. Среди рудных минералов установлены галенит (до 12,7%), пирит (до 7—8%), халькопирит (до 4,7%) и бастнезит (0,2—5%).

В небольших количествах отмечается также борнит, халькозин, гематит. Вмещающие породы на контакте с рудными телами слабо окварцованы и пиритизированы, мощность измененных пород достигает нескольких сантиметров.

Полезными компонентами месторождений являются флюорит, редкие земли цериевой группы, свинец, медь. Из руд неко-

торых месторождений попутно извлекались серебро и золото.

Формирование месторождений проходило в две стадии: с первой из них связано отложение кварца, барита, сульфидов, бастнезита и, возможно, кальцита; во вторую стадию отлагались барит, флюорит, кальцит.

Данные изучения жидких включений в минералах дают основание думать, что температура гидротермальных растворов, с которыми связано образование месторождений, не превышала 200° С. В момент формирования месторождения перекрывающая его толща имела мощность не более 500 м.

Можно привести примеры редкоземельно-свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к породам нижнего структурного этажа в краевых частях щитов.

В районе одного из них развит докембрийский кристаллический комплекс с гранитами, мигматитами амфиболитами и гнейсами. Породы кристаллического фундамента прорваны многочисленными разновозрастными интрузивными телами. Среди них установлены щелочные граниты и сиениты и рассекающие их жильные породы, представленные диабазовыми порфиритами, ортофирами и кварцевыми порфирами. Возраст этого интрузивного комплекса точно не установлен; одни исследователи относят их к нижнему, другие к верхнему палеозою.

Более молодой интрузивный комплекс района (по-видимому, верхнепалеозойский) представлен порфировидными пироксен-роговообманковыми гранитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами, образующими между собой постепенные переходы. Среди них наблюдаются дайки аплитов и небольшие пегматитовые тела. Породы этого комплекса пересекаются дайками диабазовых порфиритов, ортофиров и кварцевых порфиром.

К наиболее молодым породам позднего интрузивного комплекса относятся аляскиты, нефелиновые сиениты и сопровождающие их дайки плагиоклазитов и щелочных лампрофиров.

Породы фундамента смяты в теснопережатые складки, оси которых вытянуты в северо-восточном направлении и рассечены многочисленными разломами. некоторые из них отчетливо контролируют интрузивы нефелиновых сиенитов и связанных с ними жильных пород.

Непосредственно на участке месторождения развиты биотит и пироксен-роговообманковые граниты, grano-сиениты и сиениты. Grano-сиениты рассечены малоомощными, крутопадающими дайками плагиоклазитов, сложенных преобладающим альбит-олигоклазом с подчиненными биотитом, кварц и щелочной роговой обманкой. Жильные рудные тела месторождения приурочены к зальбандам даек плагиоклазитов. Они сложны главным образом кальцитом и флюоритом с паризитом, галенитом и сфалеритом. Среди других минералов жил установлены пирит, гаматит, кварц, халцедон.

Паризит, являющийся главным редкоземельным минералом месторождения, образует рассеянную вкрапленность, прожилки и гнездообразные скопления. Отмечается изоморфная примесь редких земель цериевой группы в кальците — от 0,88% в белом до 3% в бледно-розовом и до 7% в густо-розовом.

Примыкающие к рудным жилам пироксен-роговообманковые граниты и сиениты в контакте с ними интенсивно раздроблены и насыщены густой сетью мелких прожилков, сложенных эгирином, щелочной роговой обманкой, флюоритом и кальцитом. Дайки плагноклазитов в приконтактных с жилами зонах насыщены густой сетью прожилков и вкрапленностью галенита, сфалерита и редкоземельных минералов.

## **2. РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ТОРИЕВЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Достаточно многочисленные средне- и низкотемпературные редкоземельно-ториевые и редкоземельные месторождения известны в ряде районов США (шт. Монтана, Колорадо), на Аляске, в Африке и в других районах мира.

### **Месторождение Каронге**

Это месторождение находится в Африке на территории Бурунди, недалеко от северного окончания озера Танганьика.

В районе месторождения развита древняя метаморфическая толща системы Рузизи (архей), сложенная главным образом слюдистыми сланцами и кварцитами, которые прорываются многочисленными пегматитовыми телами [46].

На площади месторождения выделяются четыре участка — Гекара, Рузатами, Касени и Мурамби. На участке Гекара оруденение сосредоточено в пачке кварцита мощностью около 10 м и связано с трещинами оперения крупного разлома. Здесь выделяются три узкие, небольшой протяженности минерализованные зоны, ориентированные вкрест простирания вмещающих пород. К трещинам приурочены жилы и прожилки кварца с бастнезитом, прожилки безрудного кварца мощностью от 2—3 см до нескольких десятков сантиметров. Местами в прожилках отмечается монацит.

На участке Рузатами выявлена мощная (до 40 м) зона повышенной трещиноватости слюдистых сланцев с неправильными прожилками, выполненными главным образом кварцем и баритом при подчиненной роли бастнезита, монацита, пирита и галенита. Намечаются четыре стадии минерализации: с первой из них связано отложение кварца и бастнезита, которые обычно располагаются в призальбандовых оторочках жил и прожилков; во вторую стадию выделялся барит с подчиненным галенитом и пиритом, в третью — кварц второй генерации и микроклин иногда с биотитом; в завершающую, четвертую стадию отлагался гребенчатый кварц.



На участках Касени и Мурамби широкое развитие получили пегматитовые тела, залегающие среди гнейсов и амфиболитов. Редкоземельное оруденение здесь представлено густой сетью жил и прожилков бастнезита мощностью от 5 до 15 см, рассеивающих пегматиты.

Абсолютный возраст месторождения определен по изотопам свинца в 1580 млн. лет.

### **Месторождение Салмон Бей**

Расположено месторождение вблизи северного окончания острова Принца Уэльского (Аляска). В районе месторождения получили распространение вулканогенно-осадочные породы ордовика и силура, среди которых развиты граувакки, конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, покровы андезитов, туфы и известняки. Эти породы прорваны батолитообразными телами диоритов и кварцевых диоритов и дайками лампрофиров и базальтов мелового и третичного возраста.

Оруденение связано с карбонат-гематитовыми жилами, залегающими главным образом среди граувакк [141]. Выделяются жилы с преобладающим развитием ториевого, а также редкоземельного оруденения. Редкоземельные жилы нередко рассекаются ториевыми. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 1—3 м, а протяженность по простиранию — до 100 м и более.

Основная масса жил сложена доломитом и анкеритом (до 80%). Среди других жильных минералов установлены калиевый полевой шпат, иногда сидерит, еще реже кварц, халцедон, хлорит, кальцит, мусковит, серицит, флюорит, эпидот, топаз, гранат. Рудные минералы представлены гематитом, пиритом, магнетитом. В меньших количествах отмечается паризит, бастнезит, торит, циркон, монацит, марказит.

Оруденение месторождения связано с торитом, монацитом, цирконом и апатитом. Содержание тория в руде достигает 0,16%, урана — 0,034%. В одной из наиболее богатых жил содержание суммы редких земель составляет 0,79% достигая местами 5%.

Средне- и низкотемпературные редкоземельно-ториевые месторождения широко распространены в горах Уэт, главным образом в округе Кастер и частично Фримонт (шт. Колорадо, США).

Район месторождения сложен докембрийским комплексом, в составе которого установлены роговообманковые гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, силлиманитовые гнейсы, кварциты, скаполит-пироксеновые гнейсы и согласно залегающие среди них линзы и пластообразные тела гранитов. Широкое развитие получили многочисленные тела пегматитов [163].

Докембрийский комплекс прорван штоком альбитовых сиенитов с сопровождающими его дайками, мелкими неправильными телами габбро и других пород. Возраст сиенитов позднелавинский (600 млн. лет). Радиоактивность их, обусловленная главным образом торием, в пять раз выше естественного фона.

Для сланцеватости и слоистости метаморфических пород характерно преобладающее северо-восточное простирание при крутом падении главным образом в северные, иногда в южные румбы.

Породы, принимающие участие в строении района, рассеяны многочисленными крутопадающими разломами и крупными трещинами северо-западного простирания, к которым приурочены ториеносные жилы. Последние здесь очень распространены (многие сотни жил) на большом протяжении (40 км), в северо-западном направлении; ширина полосы около 16 км. Помимо жил встречаются широкие рудоносные зоны дробления и трубчатые тела брекчированных пород.

Мощность большинства жил не превышает 3 м, хотя для некоторых из них она достигает 15 м; протяженность по простиранию колеблется от нескольких десятков метров до 1500 м. Некоторые жилы приурочены к дайкам жильных пород, которые подвергались замещению жильными минералами.

В строении жил принимают участие кварц, полевой шпат, красный и белый барит. В меньших количествах отмечаются различно окрашенные (пурпурный, желтый и белый) флюорит и сидерит. Среди рудных минералов установлен преобладающий гематит, а также торит, торогуммит, галенит, ксенотим, магнетит, халькопирит, борнит, пирит; в небольшом количестве в жилах присутствует серебро и золото. В отдельных жилах обнаружен монацит. Количественные соотношения минералов в разных жилах подвержены значительным колебаниям.

В зонах дробления брекчия сцементирована кварцем, баритом, кальцитом, сидеритом с гематитом. В подчиненном количестве установлены флюорит, апатит, пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, гетит, торит. В отдельных участках встречаются скопления рибекита и арфведсонита. Распределение основного ториеносного минерала в рудах — торита — крайне неравномерное.

Основные минералы, принимающие участие в строении руд, образуются в следующей последовательности: сидерит, флюорит, кварц и сульфиды меди, галенит и барит, торит.

Вмещающие породы на контакте с рудными телами фельдшпатизированы, роговая обманка эпидотизирована, основные дайки, вмещающие оруденение, обычно карбонатизированы, и в них появляется натриевый амфибол.

Содержание  $\text{ThO}_2$  в руде от 0,02 до 15,5% (среднее 0,1%). Имеются достаточно крупные рудные столбы размером до 90 м по простиранию и до 120 м по падению при мощности до 7,8 м,

оконтуренные по бортовому содержанию  $\text{ThO}_2$  в 0,3%. Наиболее высокие содержания тория отмечаются в участках жил брекчиевой структуры или с повышенной дорудной трещиноватостью. Среднее содержание редких земель, представленных главным образом иттриевой группой, составляет 0,5%.

К рассмотренной группе относятся также некоторые редкоземельные месторождения, наиболее характерным представителем которых является месторождение Берпо Маунтин (шт. Монтана, США). Здесь карбонатные жилы с карбонатами редких земель мощностью 20—45 см установлены в верховьях реки Биг Санди Крик, в районе к юго-западу от Хилл-Каунти.

Редкоземельные жилы пространственно и, по-видимому, генетически связаны со сложным штоком Роки-Бой площадью около 30 км<sup>2</sup>. В строении его принимают участие эоценовые нефелиновые сиениты, монцониты, шонкиниты и биотитовые пироксениты. Породами, непосредственно вмещающими жилы, являются шонкиниты.

К наиболее распространенным минералам рудных жил относится кальцит, в значительно меньших количествах отмечаются санидин, биотит, эгирин, реже барит. Главные рудные минералы представлены бербанкитом и анкилитом, при подчиненной роли пирита, пирротина. Значительно реже встречаются галенит и халькопирит. В зоне окисления месторождения по бербанкиту и анкилиту развиваются лантанит и калькинсит.

Строение рудных жил — зональное. В призальбандовых участках располагаются санидин и эгирин, а в центральной части — карбонаты редких земель. Бербанкит и анкилит отмечаются в прожилках, рассекающих кальцит.

### **3. МЕДНО-ТОРИЕВО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Среднетемпературные ториево-редкоземельные месторождения с значительным содержанием меди имеют ограниченное распространение. Наиболее интересные из них известны в южной Африке и в некоторых районах США.

#### **Месторождение Стинкампскрааль**

Это месторождение открыто в 1950 г.; расположено оно в Капской провинции ЮАР, примерно в 320 км от Кейптауна, в южной краевой части Африканского щита.

В районе месторождения развиты докембрийские, местами гнейсированные граниты. Среди них прослеживается широтная, крутопадающая к югу зона скалывания с широким развитием в ее пределах брекчий и других продуктов интенсивной деформации гранитов.

Рудные жилы, приуроченные к зоне скалывания, прослеживаются на протяжении 300 м. Длина по простираанию главной жилы достигает 180 м при мощности от 2,5 м до 180 см [151].

Параллельно и субпараллельно ей располагаются более мелкие жилы мощностью от 2—3 до 40 см. На глубину 90 м главная жила вскрыта горными выработками, а глубже подсечена буровыми скважинами. Так же как и на поверхности, мощность ее с глубиной существенно меняется; чередуются раздувы и пережимы.

Жильная масса месторождения характеризуется полосчатой текстурой. В строении ее принимают участие кварц, полевой шпат, пирит, гематит, монацит. В меньших количествах отмечаются халькопирит, апатит, магнетит, ильменит, циркон, сидерит. Монацит в виде вкрапленности встречается около жил во вмещающих их покрасневших, серицитизированных и хлоритизированных гранитах. Мощность такой оторочки обычно достигает 10 см. Среди вторичных минералов месторождения установлены борнит, ковеллин, халькозин, а вблизи поверхности — азурит, малахит, хризокولا, лимонит и лейкоксен.

Микроскопическое изучение показывает, что серицитизированный полевой шпат рудных жил обычно интенсивно корродирован, монацит наблюдается в виде полукруглых зерен размером от 0,1 до 0,6 мм. По краям он нередко замещается гематитом. Апатит встречается в промежутках между выделениями монацита; зерна циркона, как правило, вкраплены между монацитом и апатитом. Кварц образует прожилки и неправильные прожилковидные скопления, замещающие более ранние минералы.

Процесс формирования месторождения расчленяется на три главные стадии минерализации. С первой из них связано отложение полевого шпата, монацита, апатита, магнетита и ильменита, со второй — кварца, пирита, халькопирита, с третьей — серицита и других минералов.

Содержание монацита в руде составляет от 20% вдоль висячего блока жил до 75% [130], двуокиси тория — 4,5%, меди — часто 5%. Среди редких земель месторождения развиты в основном элементы цериевой группы. Среднее содержание двуокиси тория в монаците составляет около 8%. Запасы месторождения оцениваются в 250 тыс. т монацита.

Абсолютный возраст месторождения характеризуется следующими данными:  $U^{238}/Pb^{206}$  — 1080 млн. лет;  $Th^{232}/Pb^{208}$  — 990 млн. лет. В окружающем месторождение Стинкампскрааль районе известна целая серия аналогичных ему рудопроявлений.

### **Месторождение Лемхи-Пасс**

Район медно-ториевых месторождений, расположенный в шт. Айдахо и Монтана (США), сложен песчаниками, аргиллитами, кварцитами и слоистыми сланцами докембрийской серии Белт. Преобладающее простирание пород — северо-западное (300—346°) с падением на северо-восток под углом от 16 до 60°.

Эти породы рассекаются серией крупных трещин скалывания, к которым приурочены рудные жилы мощностью от нескольких сантиметров до 3 м и протяженностью по простиранию до 150 м.

В строении жил принимают участие борнит, халькопирит, халькозин, пирит, кварц, гематит, торит и минералы золота и серебра. Среди супергенных минералов установлены лимонит, окислы марганца, куприт, азурит и малахит.

Ториево-медным жилам сопутствуют кварц-гематитовые жилы с торитом. Второстепенными минералами в них являются халцедон, гетит, барит и следы минералов меди. В некоторых жилах в небольших количествах обнаружены монацит и ортит.

Торит в жилах наблюдается в виде мелких призматических кристаллов, ассоциирующих с гематитом и баритом. Содержание двуокиси тория в жилах месторождений колеблется в пределах от 0,1 до 1,2%, достигая иногда 6,6%; содержание урана 0,001—0,008%.

#### **4. ТОРИЙСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ТИПА**

К этому типу относится ряд месторождений СССР, США и других районов мира.

Месторождения СССР характеризуются необычным сочетанием редкоземельного, железного и фторного оруденения с барием и стронцием. В зависимости от количественных соотношений в рудах различных минералов железа (сидерит, гематит и магнетит) среди этих месторождений можно выделить существенно сидеритовый и гематитовый подтипы. Резко преобладает сидеритовый подтип.

Наиболее ярким представителем этого типа являются некоторые детально изученные месторождения, сводное описание которых приводится ниже.

Район месторождений входит в каледонскую складчатую область. Он сложен осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями раннего и среднего палеозоя и прорывающими их разновозрастными интрузивными породами основного и кислого состава. Отложения докембрия в районе отсутствуют, но они широко развиты к юго-востоку от него. Среди палеозойских отложений выделяют нижний, средний и верхний ярусы.

Нижний ярус — это отложения нижнего кембрия, литологически представленные песчаниками, сланцами, известняками с фауной археоциат, эффузивами среднего и основного состава (мощность 2500 м).

Средний ярус — отложения верхнего силура, состоящие главным образом из терригенно-осадочных пород (сланцы, песчаники, конгломераты) с прослоями и линзами известняков с фауной мшанок и брахиопод (мощность 3000—4000 м).



Верхний ярус — пестроцветная осадочно-вулканогенная и вулканогенная толща нижнего и среднего девона, сложенная полимиктовыми песчаниками, конгломератами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, порфиритами, их туфами и туфобрекчиями (общая мощность 10 000 м).

В истории тектонического развития района месторождений выделяются два основных этапа — раннекаледонский (салаирская фаза складчатости) и позднекаледонский (таконская и тельбесская фазы складчатости). В раннекаледонский этап отложения нижнего структурного яруса были смяты в линейные складки, оси которых вытянуты в меридиональном и северо-западном направлениях. С ранним этапом связано внедрение базитов, ультрабазитов и различных гранитоидов. В позднекаледонский этап салаирская складчатая структура была перекрыта отложениями среднего и верхнего структурного яруса, которые накапливались в пределах интрагеосинклинали северо-восточного простираения. В таконскую и тельбесскую фазы складчатости толщи среднего и верхнего структурных ярусов были смяты в линейные складки северо-восточного простираения.

В позднекаледонский этап тектогенеза происходило внедрение интрузивных пород основного (габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты и диориты) и кислого (граносиениты, сиениты, граниты) состава; с последними связана и редкоземельно-железородная минерализация района.

Месторождения рассматриваемого типа в описываемом районе приурочены к довольно узким протяженным зонам субмеридионального простираения, ориентированным почти вкрест складчатой структуры. К этим зонам приурочены также трещинные интрузивы граносиенитов и сиенитов. То обстоятельство, что указанные зоны контролируют размещение гранитоидов и месторождений, позволяет их рассматривать как региональные структуры, связанные с глубинными разломами в докембрийском фундаменте.

Изверженные породы месторождений представлены разобщенными мелкими штоками биотитовых граносиенитов с горизонтальным сечением, близким к изометричному. В ряде случаев эти штоки не имеют выхода на дневную поверхность. Размеры их поперечного сечения колеблются от нескольких десятков метров до 0,5—0,6 км.

Неизменные биотитовые граносиениты представляют собой средне- и крупнозернистые породы, местами обладающие порфировой структурой. В составе их резко преобладает микроклипертит (50—60%), альбит-олигоклаз и олигоклаз (10—25%), кварц (5—15%) и биотит (3—5%). Среди акцессорных минералов встречаются апатит, циркон, сфен, магнетит и редко монацит. Структура породы гипидиоморфнозернистая и аллотрио-

морфнозернистая. Химический состав биотитовых граносиенитов и данные пересчета анализов приведены в табл. 35.

Таблица 35

Химический состав биотитовых граносиенитов, вес. %

| Компонент                      | Анализ № 1 | Анализ № 2 | Параметр по<br>А. Н. Заварицкому | Анализ № 1 | Анализ № 2 |
|--------------------------------|------------|------------|----------------------------------|------------|------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 61,34      | 60,38      | <i>a</i>                         | 16,8       | 19,0       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,71       | 0,88       | <i>b</i>                         | 10,0       | 10,6       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,88      | 17,80      | <i>c</i>                         | 1,4        | 1,56       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,88       | 1,01       | <i>s</i>                         | 71,8       | 68,74      |
| FeO                            | 3,44       | 2,75       | <i>m'</i>                        | 20,8       | 37,4       |
| MnO                            | —          | 0,009      | <i>f'</i>                        | 57,8       | 32,0       |
| MgO                            | 1,26       | 2,38       | <i>a'</i>                        | 21,4       | 30,6       |
| CaO                            | 1,09       | 1,29       | <i>n</i>                         | 38,8       | 41,4       |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,90       | 3,60       | $\varphi$                        | 25,0       | 25,0       |
| K <sub>2</sub> O               | 6,99       | 7,72       | <i>Q</i>                         | 8,6        | 2,0        |
| H <sub>2</sub> O—              | 0,59       | 0,10       |                                  |            |            |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,00       | 1,20       |                                  |            |            |
| П. п. п.                       | 1,40       | 0,60       |                                  |            |            |
| Сумма                          | 99,48      | 99,719     |                                  |            |            |

В обоих анализах характерно резкое преобладание K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O. По особенностям химического состава и величине параметров А. Н. Заварицкого биотитовый граносиенит относится к переходным разностям от нормальных щелочноземельных гранитов к щелочным и наиболее близок к граносиенитам по Дели.

**Структурные особенности месторождений.** Преобладающее большинство рудных тел месторождений расположено в блоках верхнесилурийских песчаников и сланцев, ограниченных с севера и с юга тектоническими нарушениями, вдоль которых на современной дневной поверхности обнажаются выходы известняков кембрия. К местам пересечения дизъюнктивов северо-восточного и северо-западного простираний нередко приурочены изометричные штоки и «слепые» тела биотитовых граносиенитов.

Весьма характерным элементом структуры рассматриваемых месторождений являются трубчатые тела брекчированных пород. Размещаются они обычно в зоне эндо- и экзоконтакта штоков граносиенитов. Значительно реже отмечаются трубки среди сланцев и песчаников. Как показали данные изучения подземных горных выработок и буровых скважин, на глубине под ними часто обнаруживаются штоки сиенитов.

Падение трубчатых тел крутое (70—80°), часто близкое к вертикальному. Формы горизонтального сечения весьма разнообразны — округлые, близкие к изометричным, линзовидные,

неправильные серповидные (рис. 81) и дуговидные. Контакты с вмещающими верхнесилурийскими сланцами и песчаниками четкие, резкие, с граносиенитами — менее отчетливые.

Трубки выполнены слегка окатанными и остроугольными обломками вмещающих пород, среди которых отмечаются сланцы, песчаники, алевролиты, реже известняки, а также грейзени-

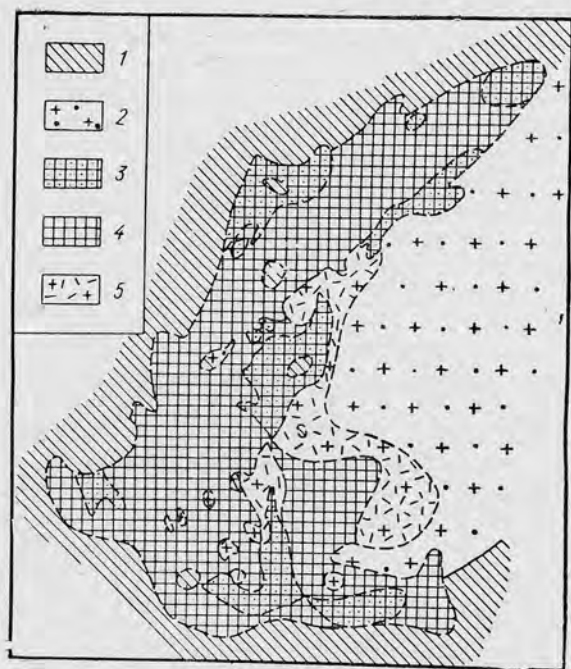


Рис. 81. Форма одного из рудных тел месторождения:

1 — сланцы и алевролиты верхнего силура; 2 — грейзенизированные граносиениты; 3 — флюорит-барит-гидрогематитовые руды; 4 — флюорит-борит-гетит-гидрогетитовые (лимонитовые) руды; 5 — сильно карбонатизированные граносиениты.

зированных и карбонатизированные граносиениты, грейзены и карбонатные метасоматы. Отмечаются также обломки сидерита, барита, кварца, флюорита и других минералов.

Размер обломков от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров, а нередко и до глыб от 0,5 м и крупнее. Цементом является руда флюорит-барит-сидеритового состава. Нередко можно видеть, как более крупные обломки цементируются мелкообломочным материалом. Характерно, что милониты и тектонические глины в цементе отсутствуют.

Форма и условия залегания трубчатых тел, особенности выполняющих их обломков и отсутствие в них тектонической глини-

ки и милонитов позволяют отнести их к типичным трубкам взрыва, формирование которых происходило в постмагматический этап. История развития трубчатых тел достаточно сложная, обусловленная неоднократным проявлением газовых взрывов, о чем свидетельствуют развитые в трубках разновозрастные брекчии.

Оруденение месторождений размещается в пределах описанных выше трубчатых тел брекчированных пород, которые в большинстве случаев и являются рудными телами. В некоторых случаях границы рудных тел, особенно в зоне контакта с граносиенитами, устанавливаются по данным опробования.

**Минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд. Основные парагенетические ассоциации минералов.** Первичные руды месторождений сложены главным образом сидеритом, баритом и барито-целестином, флюоритом, гематитом, бастнезитом и другими минералами. Кроме основных ведущих компонентов — железа, бария, фтора и редких земель — в первичных рудах установлены повышенные концентрации стронция (барито-целестин, целестин и др.), молибдена (молибденит) и частично тория (в монаците). Весьма характерна брекчиевая текстура руд, обусловленная наличием в рудах многочисленных обломков вмещающих пород, сцементированных флюорит-барит-сидеритовой жильной массой (рис. 82, а и б). Сами обломки, как правило, слабо минерализованы. Структура руд катакlastическая, при которой отдельные минералы зерна и их агрегаты неоднократно дроблены и цементированы более мелким обломочным материалом того же состава.

Среди первичных комплексных руд по содержанию железа выделяют два типа: флюорит-барит-сидеритовый и флюорит-барит-гематитовый. Первый из них резко преобладает в строении рудных тел и является основным типом руд месторождений.

Помимо первичных на месторождениях выделяются также окисленные руды. Интенсивные процессы окисления выражены главным образом в замещении сидерита и некоторых сульфидов гидроокислами железа — гидрогематитом, гидрогётитом и гётитом.

В состав руд и околорудноизмененных пород месторождения установлено более 50 гипогенных и гипергенных минералов (табл. 36). В первичных рудах месторождения выделяются флюорит-барит-сидеритовая, бастнезит-пирит-гематитовая и целестин-стронцианитовая парагенетические ассоциации минералов.

Флюорит-барит-сидеритовая ассоциация слагает в большинстве случаев до 80—90% объема рудных тел месторождений. Среди руд этого типа встречаются, как уже отмечалось выше, обломки кварц-мусковитового грейзена, грейзенизированного гранита и кальцитового метасоматита, а также обломки и неправильные зерна кварца, являющиеся реликтами граносиенита. Заметно, что сидерит образует метакристаллы в анкерит-

кальцитовой массе. В ассоциации с баритом (и барито-целестином), флюоритом и сидеритом наблюдаются мелкие рассеянные

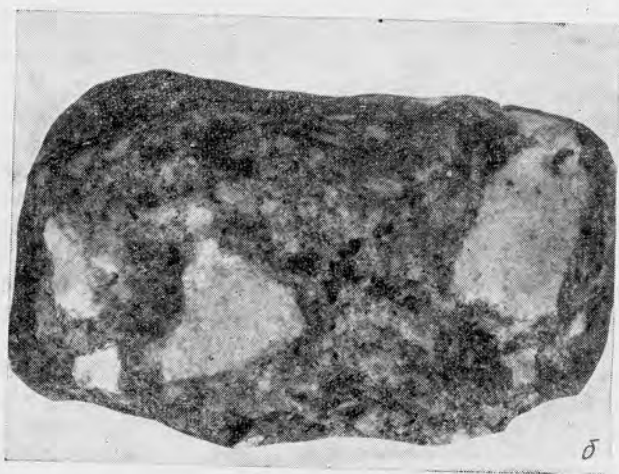


Рис. 82. Брекчиевая текстура руд:

*a* — обломки кварц-мусковитового грейзена (светлое) среди карбонатного метасоматита (прозрачный шлиф,  $\times 30$ ); *б* — обломки кальцитового метасоматита (белое) среди флюорит-барит-сидеритовой руды (штуф,  $\times 1,5$ ).

идиоморфные зерна бастнезита; иногда агрегаты зерен последнего наблюдаются среди кальцитового метасоматита. Последовательность образования минералов в данной ассоциации та-



Минеральный состав руд и измененных пород месторождения

| Относительная распространённость минералов             | Минералы                                                                                               |                                                                                      |                                                                                                                                |
|--------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                        | Гипогенные                                                                                             |                                                                                      | Гипергенные                                                                                                                    |
|                                                        | первичных руд                                                                                          | измененных вмещающих пород                                                           |                                                                                                                                |
| Главные преобладающие минералы (более 10% общей массы) | Сидерит, барит и барито-целестин, флюорит, гематит                                                     | Микроклин, кислый плагиоклаз (альбит и др.), кварц, мусковит, серицит, кальцит       | Гетит, гидрогетит, гидрогематит                                                                                                |
| Второстепенные минералы (от 1 до 10%)                  | Анкерит, кальцит, бастнезит, кварц, мусковит, серицит, альбит, целестин, стронцианит*, пирит, магнетит | Анкерит, барит и барито-целестин, флюорит, биотит, амфибол                           | Галлуазит, пиролюзит, гидрослюда, маргит                                                                                       |
| Редко встречающиеся минералы (менее 1%)                | Монацит*, паризит, апатит, торит, рутил, сфалерит, марказит, галенит, халькопирит, молибденит          | Скаполит, эпидот, сфен, рутил, щелочной амфибол, апатит, монацит, бастнезит, паризит | Геаркутит*, гипергенный флюорит*, барит*, целестин-стронцианит*, опал, гипс, малахит, азурит, рабдофанит*, отунит, тихонковит* |

\* Минерал, впервые установленный для месторождения А. П. Хомяковым.

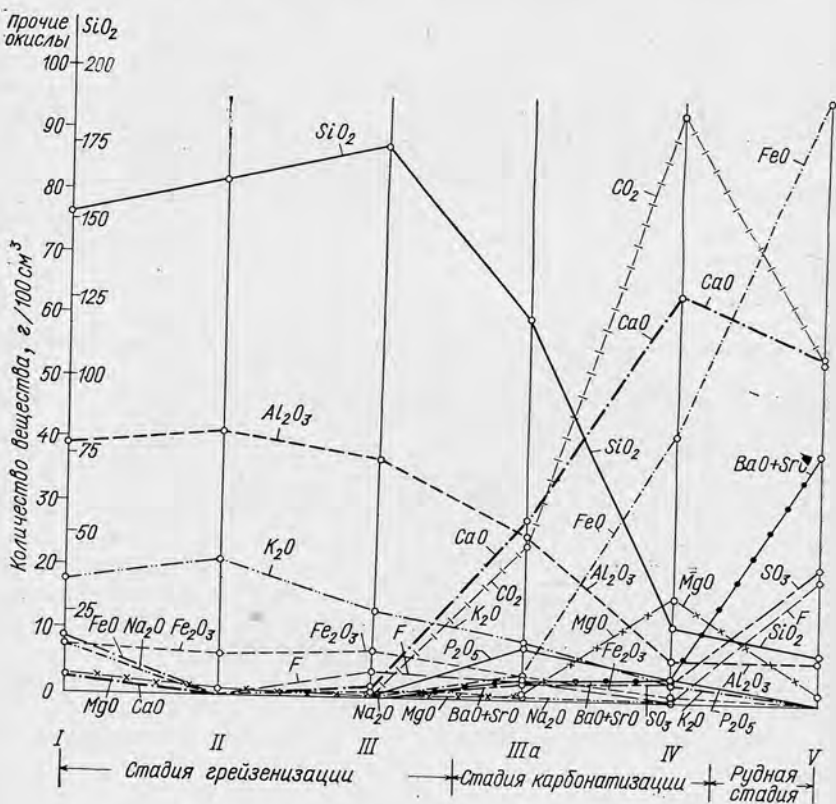
кова: барит (и барито-целестин), флюорит, бастнезит, сидерит, пирит.

Бастнезит-пирит-гематитовая ассоциация имеет подчиненное распространение и локальное развитие. Часто жилы и неправильные полосы гематитовых руд пересекают флюорит-барит-сидеритовые руды, а мелкоаблитчатый агрегат гематита нередко приурочен к участкам дробления и катаклаза первых. В ассоциации с гематитом наблюдаются мелкие призматические зерна бастнезита и сульфидные минералы — пирит, реже сфалерит, халькопирит, молибденит, галенит и др.

Целестин-стронцианитовая ассоциация, иногда с поздним кальцитом, имеет очень ограниченное распространение. Она составляет различно ориентированные прожилки и отдельные маломощные жилы, секущие как флюорит-барит-сидеритовые и существенно гематитовые руды, так и вмещающие породы — измененные граносиениты и сланцы. Отмечается преобладающее развитие этой поздней минеральной ассоциации на верхних горизонтах месторождений.

**Околорудные изменения вмещающих пород.** Вмещающие рудные тела породы — сланцы, песчаники верхнего силура, био-

**Грейзенизация биотитовых граносиенитов.** Наиболее подробно процессы грейзенизации граносиенитов были рассмотрены в работе [76]. Наблюдается следующая околотрещинная метасоматическая зональность изменения граносиенитов в процессе грейзенизации (в сторону от трещин): 1) кварц-мусковитый и мусковит-кварцевый грейзен; 2) сильно грейзенизированный граносиенит; 3) слабо грейзенизированный граносиенит; 4) неизмененный биотитовый граносиенит. Поведение петрогенных и летучих компонентов в процессе грейзенизации граносиенитов показано на рис. 83.



*I* — биотитовый граносниенит; *II* — грейзенированный граносниенит; *III* — кварц-мусковитовый грейзен; *IIIA* — карбонатизированный кварц-мусковитовый грейзен; *IV* — карбонатная метасоматическая порода; *V* — флюорит-барит-сидеритовая руда.

В начальную стадию грейзенизации в связи с мусковитизацией кислого плагиоклаза и биотита в первую очередь выносятся  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  и параллельно с этим несколько возрастает количество  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . При образовании кварц-мусковитового и мусковит-кварцевого грейзена происходит дальнейшее увеличение количества  $\text{SiO}_2$  при заметном выносе  $\text{K}_2\text{O}$  и частично  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Таким образом, процесс грейзенизации во внутренних зонах сопровождается выносом большинства оснований в последовательности:  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Такое поведение петрогенных компонентов свидетельствует, по Д. С. Коржинскому, о процессах кислотного выщелачивания. Присутствие флюорита в тесном парагенезисе с мусковитом и кварцем, наличие фтора в грейзенах (до 1,45%) и другие данные также указывают на кислотный характер грейзенизирующих растворов.

*Карбонатизация граносиенитов.* Процессы карбонатизации наиболее интенсивно проявились в эндоконтактной зоне штоков граносиенитов и выражены в образовании кальцитовых и анкерит-кальцитовых метасоматитов. Последние слагают очень неправильной формы тела в граносиенитах мощностью до десятков метров. В составе таких карбонатных метасоматитов встречаются многочисленные обломки грейзенизированного граносиенита, кварц-мусковитового грейзена и реликты агрегатов зерен микроклина, кварца и листочки мусковита, а также зерна монацита, ортита, магнетита и др. Приведенные данные указывают на то, что процессы карбонатизации проявились позднее грейзенизации и наложены на грейзены и грейзенизированные граносиениты.

Поведение петрогенных и летучих компонентов в процессе карбонатизации граносиенитов показано на рис. 83. Как видно, в стадию карбонатизации грейзенизированных граносиенитов имел место привнос большого количества  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CO}_2$  и частично  $\text{FeO}$ , при одновременном выносе  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Характерен привнос заметного количества  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1,37—3,28%) с образованием апатита и в меньшей степени монацита. Присутствие небольших количеств  $\text{BaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{SO}_4$  и фтора связано с примесью барита и флюорита, относящихся к поздней рудной стадии.

В целом постмагматические растворы стадии карбонатизации по своему составу были существенно углекислыми, содержащими в большом количестве катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , частично  $\text{Fe}^{2+}$  и анионы  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  и др., а по своему характеру слабо- или умереннощелочными.

*Сидеритизация, флюоритизация и баритизация вмещающих пород и граносиенитов.* Эти процессы пространственно связаны с формированием собственно флюорит-барит-сидеритовых рудных тел. Эти изменения выражены в образовании вкраплений, мелких гнезд и прожилков сидерита, барита и флюорита (сов-

местно или порознь) в грейзенизированных и карбонатизированных граносиенитах, а также в околорудных карбонатных метасоматитах. Ореол подобного изменения охватывает значительный интервал (5—10 м) от контакта собственно рудных тел. Широкое развитие метакристаллов сидерита, флюорита и барита в околорудных карбонатных метасоматитах, наличие многочисленных обломков и неправильных реликтов последних в самих рудах указывают на то, что основные рудные тела месторождений образовались в значительной мере в результате замещения указанных метасоматитов.

Поведение петрогенных, летучих и рудных компонентов при образовании флюорит-барит-сидеритовых руд в результате подобного замещения показано на рис. 83. Как следует из этих данных, в рудную стадию имел место привнос больших количеств катионов  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{TR}^{3+}$  и анионов  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{F}^-$ . Одновременно происходил вынос из вмещающих пород в основном  $\text{Mg}^{2+}$ , заметного количества углекислоты и частично  $\text{Ca}^{2+}$ . Отмечается незначительный вынос  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Количество глинозема остается почти без изменения. Основная масса  $\text{Ca}^{2+}$  (в флюорите) и  $\text{CO}_3^{2-}$  (в сидерите и бастнезите) при образовании руд заимствуется из вмещающих карбонатных метасоматитов. В результате разложения анкерита весь  $\text{Mg}^{2+}$  выносился, а часть  $\text{Fe}^{2+}$  пошла на образование сидерита. Таким образом, постмагматические растворы рудной стадии характеризовались повышенным содержанием железа, бария, стронция, редких земель и особенно таких кислотных компонентов, как  $\text{F}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ .

**Особенности редкоземельного оруденения.** Наиболее детальное изучение распределения редкоземельных минералов и состава редких земель в них во вмещающих граносиенитах и рудах месторождения выполнено А. П. Хомяковым [105, 106]. В биотитовых граносиенитах встречаются акцессорные минералы — монацит, ортит, апатит. В последнем содержание редких земель достигает 0,51%, в монаците установлено 5,2%  $\text{ThO}_2$ . Содержание редких земель в грейзенизированных граносиенитах, по спектроскопическим данным, колеблется от 0,01 до 0,1—0,2%. Заметная концентрация редких земель наблюдается в карбонатных метасоматитах. Здесь встречаются вкрапления монацита, апатита, паризита и бастнезита. Как уже отмечалось выше, в карбонатных метасоматитах наблюдается максимальная концентрация  $\text{P}_2\text{O}_5$  (главным образом в форме апатита). Основным носителем редких земель здесь, видимо, являются апатит, содержащий до 0,8%  $\text{TR}_2\text{O}_3$ , и в меньшей степени монацит (с 0,1—0,5%  $\text{ThO}_2$ ), паризит и бастнезит. В кальците и анкерите карбонатных метасоматитов отмечается незначительная концентрация редких земель (0,01—0,05%). Относительный состав редких земель в указанных минералах преимущественно

селективно-цериевый, т. е. преобладают редкие земли цериевого ряда (церий, лантан, неодим).

Максимальная концентрация редких земель отмечается в самых флюорит-барит-сидеритовых и флюорит-барит-гематитовых рудах. Главным носителем редких земель в рудах является бастнезит, на долю которого приходится почти 80—90% всей суммы редких земель в рудах. Наряду с этим редкие земли концентрируются также в флюорите, частично в барите и барито-целестине. При этом в флюоритах отмечается преобладание иттриевых земель.

Наконец, в наиболее поздних целестин-стронцианитовых прожилках и жилах отмечаются очень незначительные концентрации редких земель, главным образом в карбонатах и сульфидных: так, в стронцианите их 0,03%, кальците — 0,025% и целестине — 0,005%. Однако характерно заметное преобладание в них иттриевых редких земель [105, 106].

Весьма примечательно существенное изменение во времени минеральных форм нахождения редких земель. В позднемагматическую стадию редкие земли концентрировались в основном в форме силикатов (ортит) и фосфатов (монацит), при этом характерна тесная геохимическая связь редких земель с торием. В раннюю постмагматическую стадию (грейзенизация) и стадию карбонатизации граносиенитов редкие земли концентрируются главным образом в виде фосфатов (монацит, апатит) и реже фторкарбонатов (паризит), причем в монаците фиксируется очень незначительное количество тория. В более позднюю, рудную стадию редкие земли встречаются исключительно в форме фторкарбонатов (бастнезит, паризит) и частично входят изоморфно в флюорит и реже в другие минералы. Отчетливо видно, что состав редкоземельных элементов в процессе эндогенного минералообразования — от грейзеновой стадии к кальцитовой и рудной — изменялся в сторону повышения относительных количеств цериевых и понижения иттриевых земель (рис. 84). И только в конце рудной стадии, при образовании целестин-стронцианитовых жил и прожилков, остаточные растворы были существенно обогащены иттриевыми редкими землями.

**Стадийность минерализации.** Изучение текстурно-структурных особенностей, анализ парагенетических ассоциаций минералов, геохимическое поведение отдельных элементов, в частности редких земель в рудах и околорудноизмененных вмещающих породах, позволяют выделить на месторождениях три последовательные группы постмагматических образований. К наиболее ранней среди них относятся грейзенизированные граносиениты и маломощные кварц-мусковитовые, мусковит-кварцевые, реже мусковитовые грейзены. Далее следует анкерит-кальцитовые метасоматиты и карбонатизированные граносиениты. Завершающая группа постмагматических образований представлена



флюорит-барит-сидеритовыми рудами с бастнезитом, гематитом, пиритом и другими минералами.

Имеющиеся фактические материалы позволяют предполагать, что указанные группы постмагматических образований соответствуют минеральным комплексам различных стадий ми-

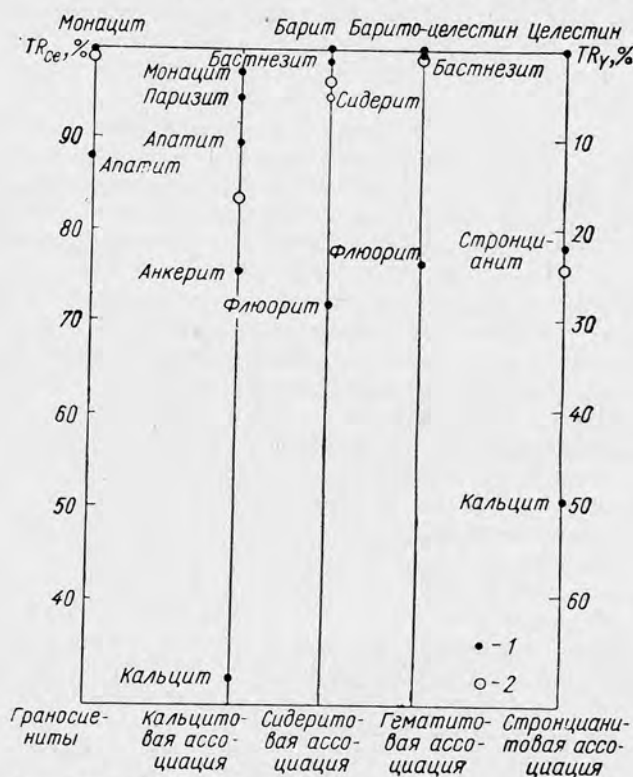


Рис. 84. Соотношение цериевых (La—Eu) и иттриевых (Gd—Lu) земель в минералах и минеральных ассоциациях месторождений:

1 — состав в минералах; 2 — состав в ассоциации (по А. П. Хомякову) [105].

нерализации. Главными критериями выделения стадий минерализации являются:

1) резкие различия в составе минеральных парагенетических ассоциаций в отличие от постепенного изменения таковых в связи с эволюцией состава растворов в пределах одной стадии минерализации;

2) межстадийные тектонические перерывы, выражающиеся в брекчировании минеральных комплексов ранних стадий и цементации их обломков минеральными ассоциациями поздних стадий;

3) особенности окolorудных изменений вмещающих пород, характерные для каждой стадии минерализации;

4) особенности геохимического поведения основных, редких и рассеянных элементов в рудах и измененных вмещающих породах. В соответствии с этими данными вся эндогенная минерализация месторождений во времени подразделяется на три стадии: грейзеновую, карбонатную и флюорит-барит-сидеритовую (рис. 85).

Грейзеновая стадия характеризуется повсеместной грейзенизацией биотитовых граносиенитов и образованием маломощных грейзенов. Эта стадия характеризуется выщелачиванием основных петрогенных компонентов из граносиенитов, за исключением наиболее инертных компонентов:  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ . Постмагматическими растворами этой стадии были привнесены главным образом вода и в меньшей степени калий и фтор. Редкие земли испытывают местное перераспределение и встречаются в форме силикатов и фосфатов. С проявлением грейзеновой стадии, видимо, связаны процессы серицитизации вмещающих сланцев и песчаников, а также локальные участки их окварцевания.

Карбонатная стадия проявилась в пределах эндоконтактовой зоны штоков граносиенитов и выразилась в образовании анкерит-кальцитовых метасоматитов и карбонатизированных граносиенитов. Возрастное положение этой стадии определяется тем, что обломки грейзенизированных граносиенитов и кварц-мусковитовых грейзенов часто наблюдаются в карбонатных метасоматитах, а многочисленные обломки последних, в свою очередь, встречаются в флюорит-барит-сидеритовых рудах. Эта стадия характеризуется привнесом постмагматическими растворами большого количества  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{3-}$ , частично  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ . Редкие земли фиксируются преимущественно в форме фосфатов (монацит и апатит).

В пределах рудной флюорит-барит-сидеритовой стадии выделяются три подстадии: флюорит-барит-сидеритовая, пирит-гематитовая и целестин-стронцианитовая. Эта стадия характеризуется привнесом растворами больших количеств фтора, железа, редких земель, бария и стронция, а также некоторых других элементов (молибдена, цинка и др.). Минерализация этой стадии отчетливо наложена на продукты ранних стадий и локализована вдоль контакта штоков граносиенитов с вмещающими сланцами и песчаниками или в пределах последних. Образование руд происходило в значительной мере путем замещения ранних карбонатных метасоматитов, а также путем выполнения и цементации брекчированных и дробленых зон. Редкие земли в рудную стадию встречаются преимущественно в форме фтор-карбонатов. Изменения вмещающих пород в рудную стадию выражены в сидеритизации, баритизации и флюоритизации, а местами в частичной гематитизации. Общая схема последова-

тельности эндогенного минералообразования рассмотренных месторождений представлена на рис. 85.

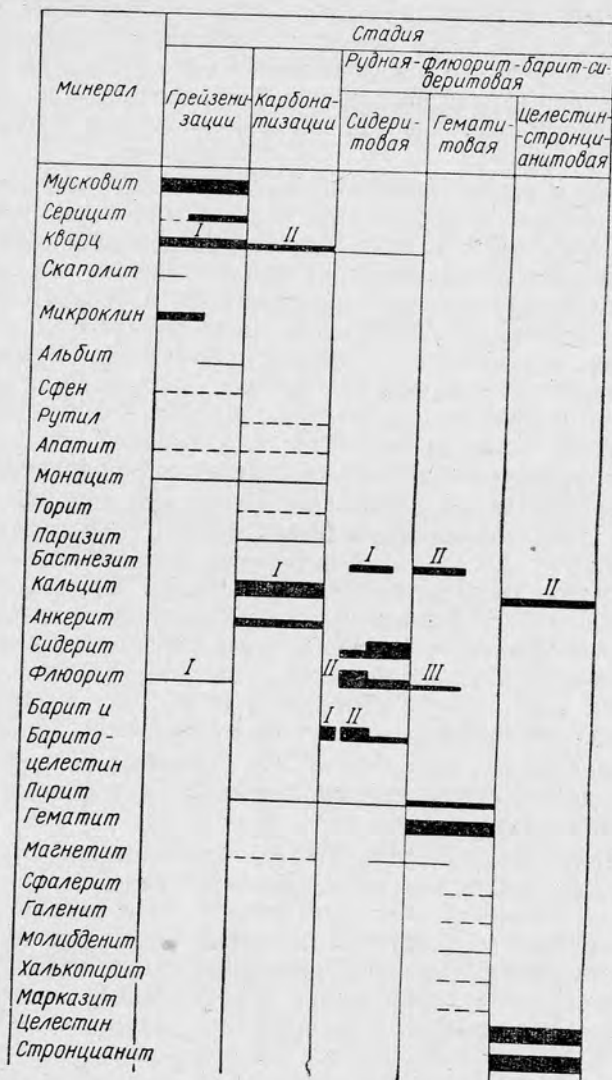


Рис. 85. Схема последовательности эндогенного минералообразования месторождения.

**Особенности генезиса месторождений.** Формирование описанных месторождений флюорит-барит-гематит-сидеритового типа с бастнезитом и другими фторкарбонатами редких земель связано с проявлением магматизма позднего этапа каледонско-

го тектогенеза. Рудные тела описанных месторождений пространственно тесно связаны с мелкими штоками и «слепыми» телами граносиенитов, причем те и другие локализованы в одних и тех же структурах. Биотитовые граносиениты характеризуются повышенным содержанием редких земель, бария и стронция, т. е. типичных элементов первичных руд месторождений.

Так, в граносиенитах в качестве акцессорных минералов встречаются ортит, монацит (с содержанием до 5,2%  $\text{ThO}_2$ ) и апатит (0,51%  $\text{Th}_2\text{O}_3$ ). Содержание  $\text{TR}_2\text{O}_3$  в граносиенитах колеблется от 0,01 до 0,2—0,3%; они входят изоморфно в калиевые полевые шпаты. Наконец, процессы грейзенизации со слабым фторным и редкоземельным оруденением, несомненно, генетически связаны с рассматриваемыми граносиенитами.

Приведенные данные позволяют предполагать, что рассматриваемые месторождения комплексных флюорит-барит-гематит-сидеритовых руд с бастнезитом если не генетически, то парагенетически связаны с интрузивами и штоками субщелочных граносиенитов как продуктов отщепления гранитоидной (или щелочно-гранитоидной) магмы. Высокая концентрация в рудах месторождений редких земель и фтора, а также молибдена и других элементов, геохимически весьма характерных для кислых магм, не позволяет рассматривать эти граносиениты как продукты габброидной магмы.

Структурно-тектонические условия образования месторождений, наличие трещинных интрузивов и штоков граносиенитов, местами не выходящих на дневную поверхность, широкое развитие брекчиевых текстур и минералого-геохимические особенности руд указывают на то, что формирование месторождений происходило в близповерхностных условиях, на глубинах, не превышающих 1—2 км от существовавшей в момент оруденения поверхности.

Эндогенная минерализация в месторождении была многостадийной. В грейзеновую стадию происходило в основном кислотное выщелачивание в условиях повышенной температуры при участии воды, калия и фтора в грейзенизирующих растворах.

Следующая, карбонатная стадия характеризуется привносом существенно углекислых растворов, содержащих главным образом  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , частично  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{TR}^{3+}$ ,  $\text{F}^-$  и др. С ней связано широкое развитие анкерит-кальцитового метасоматоза со слабым редкоземельным оруденением (монацит, апатит, паризит). Растворы этой стадии были слабо- и умереннощелочными, вследствие чего из вмещающих граносиенитов почти полностью выносились  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и др. Привнос основных катионов ( $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , частично  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{TR}^{3+}$  и др.) в карбонатную стадию происходил, видимо, в форме бикарбонатных и сложных бикарбонатных комплексных соединений. Не исключена возможность при этом, что часть  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$  заимствована

из известняков кембрия, подстилающих терригенные отложения верхнего силура.

Наконец, в флюорит-барит-сидеритовую стадию растворами было привнесено большое количество железа, бария, стронция, редких земель, фтора, серы, частично молибдена, свинца и других элементов. Образование руд происходило как путем метасоматического замещения ранних анкерит-кальцитовых метасоматитов, так и путем выполнения дробленых и брекчированных зон. В первом случае основная масса  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , входящих соответственно в флюорит и сидерит (бастнезит), была заимствована из карбонатных метасоматитов. Образование собственно флюорит-барит-сидеритовых руд развивалось в условиях относительно восстановительной обстановки (устойчивость сидерита), тогда как в конечную подстадию процессы минерализации происходили в отчетливо окислительной обстановке, что привело к образованию существенно гематитовых руд.

Из остаточных, уже отработанных растворов возникли наиболее поздние целестин-стронцианитовые прожилки и жилы.

В работе [76] детально освещен вопрос о химизме процессов изменения вмещающих пород и образовании описываемых комплексных руд. В эндогенных условиях наиболее вероятно гидросульфидная форма переноса рудных компонентов и менее реальна сульфатная и тиосульфатная. Постмагматические растворы этой стадии по своему анионному составу были существенно фторгидросульфидными. В соответствии с высказанными соображениями, а также учитывая данные по комплексным соединениям, можно сделать вывод, что перенос тяжелых элементов —  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{TR}^{3+}$  и др. — в постмагматических растворах происходил в форме различных комплексных соединений. К числу их относятся простые гидросульфиды типа  $\text{Ba}(\text{HS})_2$ ,  $\text{Sr}(\text{HS})_2$ ,  $\text{Fe}(\text{HS})_2$ , фториды железа и редких земель —  $\text{TR}^{3+}[\text{Fe}^{3+}\text{F}_6]$  и сложные фторгидросульфидные соединения типа  $\text{Ba}[\text{FeF}_{4-n}(\text{HS})_n]$ , где  $n=0\div 4$ , или гидроксилфторгидросульфидные соединения типа  $\text{Be}[\text{FeF}_{4-n-m}(\text{HS})_n(\text{OH})]_m$ , где  $n$  и  $m$  в интервале от 0 до 2.

Как видно из изложенного, в различные стадии минерализации существенно изменялись как катионный, так и анионный состав постмагматических растворов, их кислотность-щелочность и формы переноса основных элементов. Заметные изменения испытывала и температура минералообразования в различные стадии минерализации. Наиболее высокая температура характерна для стадий грейзенизации граносиенитов. Судя по парагенезису редкоземельного апатита и монацита в карбонатных метасоматитах температура образования последних была, очевидно, тоже сравнительно высокой. Для рудного флюорит-пирит-сидеритового этапа имеются единичные определения температуры декрепитации барита, флюорита и сидерита, выполнен-



ные в ИГЕМ А. Л. Дмитрик под руководством Е. Е. Костылевой. Для указанных минералов получены следующие температуры начала декрепитации: барит —  $340^{\circ}\text{C}$ , флюорит темно-фиолетовый —  $330^{\circ}\text{C}$ , сидерит —  $315^{\circ}\text{C}$  и флюорит зеленый —  $290^{\circ}\text{C}$ . Полученные температуры начала декрепитации в основном соответствуют последовательности выделения основных минералов: барит, флюорит, сидерит, гематит.

Следует отметить, что температура гомогенизации газожидких включений из флюорита различных низкотемпературных флюоритовых месторождений Средней Азии, Восточного Забайкалья, западных районов США и других регионов обычно колеблется от  $100\text{--}150$  до  $180\text{--}200^{\circ}\text{C}$ . В редких случаях в ранних генерациях флюорита она превышает  $200^{\circ}\text{C}$  и достигает  $260\text{--}270^{\circ}\text{C}$  с учетом поправки на давление.

Полученные данные по температуре декрепитации барита, флюорита и сидерита изученных месторождений значительно превышают температуру гомогенизации включений во флюоритах низкотемпературных месторождений. Допуская даже определенную погрешность метода декрепитации в сторону завышения температуры, можно предположить, что флюорит-барит-сидеритовые руды с бастнезитом описываемых месторождений являются относительно более высокотемпературными образованиями, чем известные флюоритовые месторождения, и, видимо, они сформировались в основном в средне- и низкотемпературных условиях. Наиболее низкотемпературными образованиями данных месторождений являются поздние целестин-стронцианитовые жилы и прожилки.

#### **5. УРАНО-ТОРИЕВЫЕ, ТОРИЕВО-УРАНОВЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНО-ТОРИЕВО-УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Средне- и низкотемпературные урано-ториевые, ториево-урановые и редкоземельно-ториево-урановые месторождения известны на Аляске, в Канаде (провинция Британская Колумбия) и некоторых других районах мира.

На Аляске, в южной части острова Принц Уэльский, известно урано-ториевое месторождение Росс-Адамс [67]. Район месторождения сложен метаморфизованными вулканогенными породами девона и аспидными сланцами и роговиками палеозойского возраста. Эти породы прорваны раннемеловыми мелко- и крупнозернистыми амфибол-кварцевыми и амфиболовыми диоритами, которые в процессе последующих изменений подвергались интенсивной хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации.

Более молодые изверженные породы района представлены среднезернистыми кварцевыми монацититами и гранодиоритами, апофизы которых отчетливо рассекают диориты. Известны также небольшие тела аплитов и аляскитов. К наиболее молодым интрузивным породам района, за исключением даек, отно-

сятся щелочные граниты. Возраст их считают позднемеловым или раннетретичным.

Мелко и крупнозернистые щелочные граниты слагают небольшой шток площадью примерно в  $7,5 \text{ км}^2$ . Главными минералами, принимающими участие в его строении, являются кварц и калиевый полевой шпат. В подчиненном количестве отмечаются альбит № 4 (5—15%), акмит и рибекит (1—12% каждый). На долю акцессорных минералов приходится не более 1%. К ним относятся главным образом циркон, а также ураноторит, пирит, ксенотим, флюорит и магнетит. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, порфировая, иногда кластическая. Для гранитов характерно повышенное содержание урана, тория, ниобия, иттрия, лантана, церия и других редкоземельных элементов. По данным спектральных анализов, содержание урана составляет 0,002—0,008% (чаще 0,004—0,005%), лантана и церия — 0,3%, иттрия — 0,1%, ниобия — 0,01%, тория — 0,003%.

Среди щелочных гранитов установлены дайки и дайкообразные тела аплитов и пегматитов. Шток гранитов рассечен системой разломов широтного и меридионального простирания, вдоль которых нередко прослеживаются полосы брекчий. Мощность их иногда достигает 30 м, но чаще не выходит за пределы 2—3 м.

Почти все урано-ториевые месторождения рассматриваемого района размещены в щелочных гранитах или на незначительном удалении от них. Оруденение месторождений — прожилково-вкрапленного типа. Мощность прожилков колеблется от 0,1 до 0,8 мм. Месторождение Росс-Адамс расположено в пределах штока щелочных гранитов, примерно на расстоянии 300 м от его юго-восточного края (рис. 86).

Главными рудными минералами месторождения являются ураноторит, урансодержащий торинант, гематит; в подчиненном количестве отмечаются коффинит, пирит и галенит. Следует отметить, что в зоне пересечения разломов пирит и галенит нередко встречаются в значительном количестве. Подавляющая часть урано-ториевых минералов находится в метамиктном состоянии. Жильные минералы месторождения представлены кальцитом, темно-фиолетовым флюоритом, кварцем, хлоритом.

Рудное тело месторождения имеет веретенообразную форму с длинной осью, вытянутой в меридиональном направлении. Угол падения его пологий (до  $35^\circ$  максимум в южные румбы); длина тела 105 м, мощность 12 м, протяженность по вертикали 15 м.

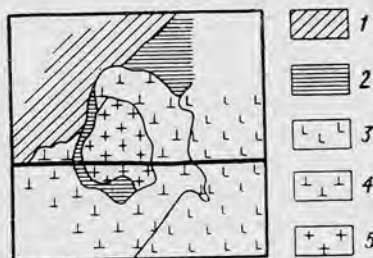
Содержание тория в руде в большинстве случаев несколько выше содержания урана. В некоторых участках соотношение тория к урану возрастает до 7:1. По данным полуколичественных спектральных анализов (12 анализов), содержание урана в руде колеблется в пределах 0,18—3,2% (чаще 0,38—0,64%),

тория — 0,74—5,66%, (чаще 1,62—2,2%, 6 анализов), железа более 10%, иттрия — 0,1%, ниобия — 3%, циркония 0,3—1%.

На юге центральной части шт. Британской Колумбии (Канада), в долине реки Норт-Томсон, известно редкоземельно-ториево-урановое месторождение Рекспар. В районе месторож-

Рис. 86. Схема геологического строения месторождения Росс-Адамс:

1 — слоистые вулканические породы; 2 — шиферные сланцы и роговики; 3 — кварцевые диориты; 4 — кварцевые монзониты; 5 — щелочные граниты.



дения обнажается докембрийская толща, в строении которой принимают участие зеленокаменные породы, аргиллиты, серицитовые сланцы и вулканогенные образования. Эти породы собраны в складки и рассеяны сбросами. Простирание осей складок северо-восточное. На площади месторождения угол падения метаморфических толщ пологий — 10—25° на северо-запад.

Пирокластические породы в основании пластообразного полого залегающего тела трахитов на площади до 10 000 м<sup>2</sup> замещены агрегатом, состоящим из пирита, серицита, биотита и пурпурного флюорита. Мощность этой залежи достигает 50 м. В руде, содержащей 5—20% пирита, отмечается тонкая рассеянная вкрапленность настурана, реже ураноторита. Из других минералов установлены целестин, альбит и карбонат. В небольших количествах присутствуют также халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, циркон, монацит и рутил.

На месторождении выделяются два рудных тела с суммарными запасами руды в 1,7 млн. т и средним содержанием U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> 0,1%. Содержание ThO<sub>2</sub>, по одним источникам, составляет 0,1%, по другим — значительно меньше. В рудах присутствуют также некоторые редкоземельные элементы — церий, лантан и иттрий. В ближайшем окружении известны также более крупные месторождения радиоактивных флюоритовых и целестиновых руд со средним содержанием как флюорита, так и целестина около 20%.

Известны ториево-урановые месторождения, приуроченные к краевым частям авлакогенов древних платформ. Одно из таких месторождений располагается в среднем ярусе среднего структурного этажа и непосредственно локализовано в базальных полевошпатово-кварцевых и аркозовых песчаниках и гравеллитах, переслаивающихся с глинистыми алевролитами и из-

вестково-песчанистыми породами континентальной и лагунно-континентальной формации.

Эти породы смяты в пологие складки, оси которых вытянуты в северо-западном направлении. На месторождении вмещающие его породы падают к северо-востоку под углами 8—16°.

Основные рудные тела месторождения тяготеют к подошве базальных песчаников и гравеллитов. Они имеют форму линзобразных пластовых залежей. Оруденение концентрируется в цементе песчаников.

Главными рудными минералами месторождения являются урановые черни и настуран; к второстепенным относятся ураноторит, торит, ферриторит, пирит, марказит, углеродистое органическое вещество. Жильные минералы месторождения представлены апатитом, баритом, альбитом, цирконом, селенитом, хлоритом.

## 6. ТОРИЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ториевые месторождения встречаются в породах среднего структурного этажа складчатых поясов. В районе месторождения, рассматриваемого здесь в качестве примера, развиты смятые в складки северо-западного простираания эффузивно-осадочные образования нижнего и среднего девона (А. Д. Демченко, Н. Ю. Михайлова, О. Ф. Кроль и др.).

Наиболее распространены кварцевые альбитофиры, кератофиры, фельзит-порфиры, фельзиты, агломератовые лавы, дациты, а также авгитовые, андезитовые и пироксен-роговообманковые порфиры. Особенно большие площади в районе занимают фильзит-порфиры с маломощными прослоями альбитофиров.

Вулканогенно-осадочная толща прорвана широко распространенными в районе интрузивными породами, среди которых известны кварцевые диориты, биотитовые граниты и граносиениты, а также лейкократовые и аляскитовые граниты. Последние относятся к позднегерцинским магматическим образованиям.

Вдоль разломов, рассекающих вулканогенно-осадочные и интрузивные породы, широко развиты мощные зоны окварцевания, образующие сплошные полосы вторичных кварцитов, несущих ториевое оруденение.

Вторичные кварциты месторождения образуются главным образом по туфолавам кварцевых порфиров и фильзит-порфиров, местами располагаются в зоне чередования брекчированных туфолав, туфобрекчий и туфов. Линзовидные тела рудоносных вторичных кварцитов часто окаймляются полосами брекчированных туфолав. Переходы от кварцитов к вмещающим породам обычно постепенные. Простираание рудных линз север — северо-восточное с падением под углами 50—70° как в северные, так и в южные румбы.

По внешнему виду выделяются темноокрашенные гетитизированные и гематитизированные и серые кварциты. Повышенная ториеносность связана с их темноокрашенными разностями. Полосы темноокрашенных кварцитов с глубиной постепенно уменьшаются в мощности, уступая место светлым их разностям.

В рудных телах помимо резко преобладающего кварца отмечаются флюорит, кальцит, накрит, каолинит, гипс, барит, а среди рудных — ферриторит, аморфный, торийсодержащий, точнее, недиагностированный минерал, гематит, гётит, пирит, молибденит, сфалерит, блеклая руда, висмутовый блеск, галенит, марказит, борнит, халькозин. Спектральными анализами в рудах месторождения помимо молибдена, свинца, цинка, висмута и меди установлены также повышенные содержания урана, бериллия и олова. Практическую ценность в рудах представляет торий.

Ферриторит по времени выделения относится к наиболее ранним минеральным образованиям, сульфиды в ряде случаев отмечаются в виде рассекающих его прожилков. На контакте с рудными телами вмещающие их породы подвергались окварцеванию и аргиллизации. Широкое развитие в рудах гипогенного гематита и гетита, а также присутствие барита дает основание думать, что формирование месторождения происходило в условиях малых глубин.

Фактический материал, на основании которого можно было бы говорить о связи месторождения с изверженными породами, отсутствует. Совокупность ряда косвенных данных и прежде всего присутствие в рудах таких элементов, как молибден, висмут и олово, позволяют предполагать, что оно связано со скрытыми на глубине гранитоидами повышенной щелочности.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе различные типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений в практическом отношении далеко не равнозначны. Некоторые из них отличаются весьма крупными масштабами, другие представляют средние и незначительные по своим запасам месторождения. В табл. 37 показаны основные типы промышленных постмагматических ториево-редкометалльных месторождений.

К крупным и крупнейшим прежде всего следует отнести карбонатитовые месторождения. Тантало-ниобиевые (гатчеттолит-пирохлоровые) карбонатиты являются важнейшим источником получения ниобия, при этом они характеризуются исключительно высокими содержаниями пятиоксида ниобия. В последнее время они начинают приобретать значение как крупные источники тантала с попутным извлечением урана.

Ториево-редкоземельные анкеритовые (реже сидеритовые) карбонатиты являются крупнейшим источником получения редких земель цериевой группы с достаточно высоким (0,5—2%)



Основные типы промышленных постмагматических ториево-редкометалльных месторождений

| Масштаб<br>месторождения     | Генетическая группа<br>месторождения                                 | Тип месторождения                     | Полезные компоненты  |                                                         | Примечание                                                            |
|------------------------------|----------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|----------------------|---------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
|                              |                                                                      |                                       | главные              | второстепенные                                          |                                                                       |
| Крупные<br>и круп-<br>нейшие | Пневмато-гидротермальные<br>и высокотемпературные<br>гидротермальные | Ta — Nb-карбонатиты                   | Nb                   | Ta, P, полупто U, Th,<br>Cu                             | Высокое содержание Nb;<br>возможна открытая раз-<br>работка           |
|                              | Средне- и низкотемпера-<br>турные гидротермальные                    | Th — TR-карбонатиты                   | TR <sub>Ce</sub>     | Nb, F, Mo, крупный по-<br>тенциальный источник<br>Th    | Высокое содержание TR<br>и убогое Th; возможна<br>открытая разработка |
|                              | Пневмато-гидротермальные<br>(альбититовые)                           | Th — TR — Nb — Ta<br><br>Th — Nb — Ta | Ta, Nb<br><br>Ta, Nb | Th, U, T, F, Sn<br><br>Th, Zr, Li, TR <sub>Y</sub> , Hf | —<br><br>—                                                            |
| Крупные                      | Пневмато-гидротермальные<br>(в контактовых рогови-<br>ках)           | Fe — U — Th — TR                      | Fe, TR <sub>Ce</sub> | U, Th                                                   | —                                                                     |
|                              | Высокотемпературные гид-<br>ротермальные                             | Fe — Th — TR                          | Fe, TR <sub>Ce</sub> | Th, F, Nb                                               | Высокое содержание TR;<br>возможна открытая раз-<br>работка           |

|                                            |                      |                              |                        |                                       |
|--------------------------------------------|----------------------|------------------------------|------------------------|---------------------------------------|
|                                            | Th — U               | U                            | Th                     | —                                     |
| Среднетемпературные гидротермальные        | Fe — TR              | Fe, TR <sub>Ce</sub>         | Ba, F, Sr, Mo Th, U    | Высокое содержание TR                 |
| Пневмато-гидротермальные (скарновые)       | TR — Th — U          | U                            | Th, попутно TR, Mo     | —                                     |
| Среднетемпературные гидротермальные        | Cu — Th — TR         | TR <sub>Ce</sub> , Th        | Cu                     | Уникально высокое содержание TR и Th  |
| Пневмато-гидротермальные (альбититовые)    | Th — Ta — Zr — TR    | TR <sub>Y, Ce</sub> и Ce, Zr | Ta, Nb, Th, частично U | Достаточно высокое содержание TR и Zr |
| Высокотемпературные гидротермальные        | Th — Be — TR — Pb Zn | TR <sub>Y, Ce</sub> и Be     | Th, Bb, Zn             | Рядовые руды                          |
|                                            | TR — Th — U          | U                            | Th                     | —                                     |
| Мелкие Среднетемпературные гидротермальные | U — Th               | U, Th                        | —                      | Высокое содержание Th                 |
|                                            | Th — TR              | TR, Th                       | —                      | Повышенное содержание Th              |

Средние

их содержанием. Редкие земли связаны главным образом с карбонатами и фторкарбонатами (бастнезитом, паризитом, синхизитом и др.). Эти руды следует рассматривать так же как крупнейший потенциальный источник тория. Носителями его являются пирохлор, монацит, ураноторит, торит, а также карбонаты редких земель. Содержание двуокиси тория обычно составляет первые сотые доли процента, значительно реже достигает 0,1%. В анкеритовых карбонатитах отмечаются также минералы стронция, бария, молибдена, свинца, цинка, фтора.

Крупные размеры рудных тел обеспечивают возможность открытой разработки многих карбонатитовых месторождений.

Важным источником тантала и ниобия являются также ториево-редкоземельно-ниобиево-танталовые, альбититовые месторождения, встречающиеся среди полей гранитизации древних метаморфических толщ. Руды этих месторождений характеризуются повышенной радиоактивностью, обусловленной главным образом торием. Соотношение урана к торию примерно 1 : 5. Основная масса тория связана с ферриторитом (60%), малаконом (30%) и тантало-ниобатами (5—10%). Содержание редких земель (как иттриевой, так и цериевой групп) обычно невысокое (сотые и первые десятые доли процента). Редкие земли практически не образуют самостоятельных минералов и концентрируются главным образом в тантало-ниобатах (70%), реже в малаконе (10%) и флюорите (10%). При обогащении радиоактивные элементы и редкие земли попадают в коллективный тантало-ниобиевый концентрат. Попутно из месторождений этого типа, которые обычно пригодны для открытой разработки, могут извлекаться флюорит и иногда касситерит.

Значительные запасы тантала и ниобия связаны с ториево-ниобиево-танталовыми альбититовыми месторождениями, которые с успехом могут отрабатываться открытым способом. При технологической переработке руд тантал и ниобий сосредотачиваются в коллективном пирохлор-колумбитовом концентрате. При этом попутно получают малаконовый, ферриторитовый, литиевый, свинцово-цинковый и полевошпатовый концентраты. Значительное количество тория помимо ферриторитового концентрата обнаруживается в малаконовом и тантало-ниобиевом концентратах. Таким образом, кроме тантала и ниобия из руд рассматриваемых месторождений попутно могут извлекаться торий, цирконий, литий, а также в какой-то мере и редкие земли главным образом иттриевой группы. Соотношение суммы редких земель цериевой группы к иттриевой обычно составляет 3 : 7.

К крупным источникам редких земель относятся многие железорудные ториево-редкоземельные месторождения. Среди них встречаются пневмато-гидротермальные железо-урано-ториево-редкоземельные месторождения в контактовых роговиках, высоко-температурные гидротермальные железорудные ториево-редко-

земельные и среднетемпературные железо-редкоземельные месторождения. Главными полезными компонентами этих месторождений являются железо и редкие земли, а для некоторых из них, кроме того, барий и фтор (среднетемпературные гидротермальные) или фтор (высокотемпературные гидротермальные). К второстепенным компонентам относятся торий и уран (пневматогидротермальные), ниобий и торий (высокотемпературные гидротермальные), стронций, молибден и торий (среднетемпературные гидротермальные). Руды этих месторождений отличаются высоким содержанием редких земель (в среднем 1—3%), причем в одних месторождениях преобладают элементы цериевой группы (высоко- и среднетемпературные гидротермальные), в других — элементы иттриевой группы (пневматогидротермальные). Некоторые из рассмотренных месторождений могут разрабатываться открытым способом.

К значительным по запасам урана относятся некоторые высокотемпературные гидротермальные ториево-урановые месторождения, пространственно и генетически связанные с вулканоплутонами центрального типа щелочных пород калиевого ряда. Месторождения такого типа характеризуются сложной многостадийной историей формирования, в которой ториевая минерализация связана с ранними высокотемпературными, а урановая — с завершающими низкотемпературными стадиями.

Рудные месторождения среднего и крупного масштаба характеризуют некоторые редкоземельно-ториево-урановые, скарновые месторождения, подобные Мери Кетлин в Австралии и района Банкрофт в Канаде. В сводных работах по геологии урана их, как правило, рассматривают как обычные урановые или скарновые месторождения, не подчеркивая при этом, что руды этих месторождений содержат силикаты редких земель, а соотношение тория к урану здесь составляет 1:5 (Мери Кетлин).

К средним по запасам редких земель относится среднетемпературное медно-ториево-редкоземельное месторождение Стинкампскрааль в южной Африке. Оно обладает уникально богатыми залежами ториево-редкоземельных руд с содержанием редких земель (в основном цериевой группы) в десятки процентов, а двуокиси тория — в первые проценты. Ведущим рудным минералом месторождения является монацит.

Среди ториево-редкометаллических месторождений среднего масштаба особый интерес представляют месторождения с комплексным составом редких земель и в том числе с преобладанием редких земель иттриевой группы. К числу таких объектов относятся пневматогидротермальные альбититовые месторождения сложного ториево-тантало-циркониево-редкоземельного состава. Отношение редких земель цериевой группы к иттриевой в рудах составляет 0,4. Руды характеризуются достаточно высоким содержанием редких земель, основная масса которых (80%) связана с ниобатами и тантало-ниобатами, около 20% — с мала-

коном. Основными полезными компонентами месторождений этого типа являются редкие земли и цирконий, второстепенными — тантал и торий, частично уран.

Комплексным составом редких земель характеризуются также высокотемпературные гидротермальные месторождения сложного ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинкового состава. Ведущими полезными компонентами месторождений этого типа являются редкие земли и бериллий, второстепенными — торий, свинец и цинк. Соотношение редких земель иттриевой группы к цериевой составляет 2:3. По запасам редких земель и бериллия месторождения этого типа относятся к рудным объектам среднего масштаба с рядовыми рядами.

Остальные описанные типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений относятся к группе незначительных по своим масштабам. Для некоторых месторождений их практическая значимость к настоящему времени не выяснена.

Среди постмагматических ториево-редкометалльных месторождений небольшого масштаба особого внимания заслуживают редкоземельно-ториево-урановые, урано-ториевые и ториево-редкоземельные месторождения, которые во многих случаях являются реальными промышленными источниками урановых, реже урано-ториевых и ториевых руд.

Представляют интерес сравнительно небольшие средне- и низкотемпературные гидротермальные редкоземельно-ториево-урановые месторождения типа месторождения Рекспар в Британской Колумбии (Канада) и других районах. Главным полезным компонентом таких месторождений является уран, при подчиненной роли тория, а главным рудным минералом — настуран, реже ураноторит.

В средне- и низкотемпературных гидротермальных урано-ториевых образованиях заслуживают внимания объекты типа месторождения Росс-Адамс на Аляске, с весьма высоким содержанием не только тория (несколько процентов), но и урана (до 0,5% и более). Главными рудными минералами рассматриваемых месторождений являются ураноторит и урансодержащий ториянит, реже коффинит. Рудами с повышенным содержанием тория характеризуются средне- и низкотемпературные гидротермальные ториево-редкоземельные месторождения типа района гор Уэт (шт. Колорадо, США). Главными рудными минералами этих месторождений являются торит, торогумит, ксенотим, иногда монацит.

Приведенное описание показывает, что среди постмагматических ториево-редкометалльных месторождений выделяются многочисленные, существенно различающиеся между собой типы. Несмотря на такое разнообразие, они имеют и некоторые общие особенности.

1. Подавляющая масса постмагматических ториево-редкометалльных месторождений имеет комплексный поликомпонентный



состав руд, который существенно меняется для месторождений различных генетических типов. Намечается общая тенденция в уменьшении числа основных полезных компонентов руд при переходе от пневмато-гидротермальных месторождений к гидротермальным и особенно к средне- и низкотемпературным среди них.

Руды наиболее сложного, комплексного состава особенно типичны для пневмато-гидротермальных альбититовых месторождений, где обычно сочетание тория, урана редких земель, тантала, ниобия и циркония. Наоборот, для руд средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений обычны два, реже три (уран и торий, редкие земли и торий, железо и редкие земли, свинец, цинк и торий и др.), а нередко и один полезный компонент (торий, редкие земли).

2. Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения и особенно пневмато-гидротермальные и высокотемпературные гидротермальные среди них обнаруживают пространственную и генетическую связь со щелочными и субщелочными породами различных формаций. Важно подчеркнуть, что тип формаций в значительной степени определяет многие специфические особенности рассматриваемых месторождений и прежде всего основные их полезные компоненты.

Щелочные и субщелочные породы наблюдаются в виде интрузивов и вулканоплутонов центрального типа, куполов, штоков, трещинных интрузивов. Очень характерны трубки взрыва, выполненные обломками вмещающих пород, а также щелочными и субщелочными породами и постмагматической минерализацией. Ториево-редкометалльные месторождения, как правило, располагаются непосредственно в массивах щелочных и субщелочных пород, реже в их экзоконтакте. Средне- и низкотемпературные месторождения значительно чаще, чем более высокотемпературные их аналоги, размещаются во вмещающих породах, в кровле этих массивов.

3. Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения в большинстве случаев приурочены к древним консолидированным участкам земной коры, активизированным более молодыми тектоническими движениями. Такими участками являются краевые части щитов и древних платформ, срединные массивы и зоны ранней консолидации складчатых поясов. В таких районах массивы щелочных и субщелочных пород и связанные с ними ториево-редкометалльные месторождения отчетливо контролируются глубинными разломами, а также оперяющими и сопряженными с ними разрывами. Выделяются сверхглубинные и со сверхдлительной историей развития разломы щитов и древних платформ и так называемые сквозьеструктурные, достигающие на глубину верхней мантии, и коровые глубинные разломы складчатых областей. Подавляющая часть месторождений приурочена к породам нижнего структурного этажа.

4. Приуроченность постмагматических ториево-редкометалльных месторождений к жестким консолидированным участкам земной коры обусловила и специфические их структурные особенности. Ведущим элементом структур рудных полей рассматриваемых месторождений являются разрывные нарушения различных порядков и генетической природы, при весьма ограниченной роли пликативных дислокаций. В то же время нельзя не подчеркнуть и важной роли в структуре этих месторождений так называемой интрузивной тектоники, с которой связаны контракционные трещины отрыва и разрывы, обусловленные механической активностью магмы и вырывающихся из нее газов. Особенно велика роль структурных элементов этого типа для постмагматических ториево-редкоземельных месторождений, связанных с интрузивами и вулканоплутонами центрального типа и трубками взрыва. Здесь в структурах рудных полей и месторождений на первое место выступают кольцевые, полукольцевые, дуговидные, конические и радиально-ориентированные разрывные нарушения и различные их сочетания с тектоническими разрывами.

При рассмотрении постмагматических ториево-редкометалльных месторождений возникает вопрос об их соотношении с постмагматическими урановыми месторождениями. Среди последних ведущим типом являются средне- и низкотемпературные собственно урановые гидротермальные месторождения. Для ураноносных провинций с месторождениями этого типа характерен гранитоидный магматизм нормального ряда. Только для пород наиболее позднего интрузивного комплекса таких провинций, с которым обнаруживается пространственная и парагенетическая связь урановых месторождений, намечается некоторая тенденция к возрастанию щелочности. Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения в провинциях такого типа не известны. Правда, в отдельных из них иногда отмечаются единичные убогие ториево-редкометалльные рудопоявления, пространственно и генетически связанные с аляскиотовыми гранитами. Последние относятся к более раннему интрузивному комплексу, нежели тот, с которым связаны урановые месторождения.

Постмагматические ториево-редкометалльные месторождения, как уже отмечалось, характерны для типичных щелочных провинций. Постмагматические собственно урановые месторождения в таких провинциях обычно не обнаруживаются. В качестве исключения можно отметить лишь некоторые щелочные провинции, приуроченные к активизированным щитам, где известны постмагматические ториево-редкометалльные и урановые месторождения. Пространственно они разобщены между собой, но принадлежат к единой эпохе активизации и, следовательно, к единому тектоно-магматическому циклу. К сожалению, более точные возрастные соотношения между месторождениями этого типа не установлены.

В то же время нельзя не отметить существенных отличий между урановыми месторождениями гранитоидных и щелочных провинций. В первых развиты типичные средне- и низкотемпературные гидротермальные месторождения, уран которых связан с настураном, а во-вторых — явно более высокотемпературные гидротермальные образования. Носителем урана здесь является не только настуран, но и уранинит, а также силикаты и титанаты урана. Не исключено, что различны и магматические источники рассматриваемых урановых месторождений. В гранитоидных провинциях, которые, как правило, приурочены к складчатым поясам, таковыми, видимо, являлись поздние дифференциаты гранитной магмы, а в щелочных (на щитах), вероятнее всего, поздние дифференциаты базальтовой магмы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александров И. В., Синькова Л. А., Иванов В. И. Экспериментальное изучение поведения редкоземельных элементов и иттрия в приложении к гидротермальному процессу. В кн. Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, стр. 267.
2. Алексиев Е. И. К вопросу о разделении редкоземельных элементов в магматическом процессе. В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, стр. 369.
3. Алимарин И. П., Павловская Ф. И. О выделении редкоземельных элементов в виде оксалатов и фторидов в присутствии больших количеств других элементов. В сб.: Редкоземельные элементы. М., Изд-во АН СССР, 1958, стр. 162.
4. Андреева Е. Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау. Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф., минералог. и геохимии, вып. 76, 1962, стр. 81.
5. Андреев Г. В. Магнезиальные скарны с акцессорным ториянитом вблизи одного щелочного плутона в Сибири. В сб. Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Тр. Бурятского комплексн. науч.-исслед. ин-та. Вып. 22, серия геол. Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во, 1966, стр. 136.
6. Апелъцин Ф. Р. Метасоматическая микроклинизация и альбитизация в зонах щелочного метасоматоза в кристаллических сланцах. В сб.: Материалы к II конференции по околорудному метасоматозу. Л., Изд-во АН СССР, 1966, стр. 177.
7. Балашов Ю. А. Дифференциация редкоземельных элементов в магматическом процессе. В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 352.
8. Балашов Ю. А. Закономерности распределения редкоземельных элементов в земной коре. «Геохимия», № 2, стр. 99—114 (1963).
9. Балашов Ю. А. Об аналогии разделения редкоземельных элементов в метеоритах и породах земной коры. В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, стр. 81.
10. Балашов Ю. А., Шараськин А. Я. Применение семикомпонентных диаграмм для анализа эволюции составов редкоземельных элементов в природных системах. «Геохимия», № 12, 1439 (1966).
11. Бандуркин Г. А. О поведении редкоземельных элементов во фторсодержащих средах. «Геохимия», № 2, 143 (1961).
12. Баринский Р. Л. О соотношении четных и нечетных редкоземельных элементов в различных минералах. «Докл. АН СССР», 120, № 3, 573 (1958).
13. Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
14. Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Госгеолтехиздат, 1963.

15. Белоусов В. В. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., «Наука», 1967, стр. 5.
16. Билибин Ю. А. В кн.: Послеюрские интрузии Алданского района. Избр. труды. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1958, стр. 63.
17. Билибина Т. В., Донаков В. И., Титов В. К. О гидротермальном урановом оруденении, связанном со щелочными интрузивными породами. «Геология рудных месторождений», № 5, 35 (1963).
18. Бородин Л. С. О типах карбонатных месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 5, 3 (1957).
19. Бородин Л. С. О некоторых основных вопросах геохимии редких земель. Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Вып. 9. М., Изд-во АН СССР, 1962, стр. 94.
20. Бородин Л. С. Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных — щелочных пород (К проблеме генезиса карбонатитов и их связи со щелочным магматизмом.) В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, стр. 396.
21. Бородин Л. С., Минеев Д. А. Анализ эволюции состава лантанидов на основе тройной диаграммы. Информ. сообщ. М., ОНТИ ВИАМС МГ СССР, вып. 76/5, 1965.
22. Бутакова Е. Л. К петрологии Маймече-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. Тр. Науч.-иссл. ин-та геол. Арктики. № 86, вып. 6. М., ГОНТИ, 1956, стр. 201.
23. Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радикальных процессов в земле. «Геохимия», № 3, 269 (1962).
24. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 555 (1962).
25. Воробьева О. А. Проблема щелочного магнетизма. В кн. Проблема магмы и генезис изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 176.
26. Герасимовский В. И. Геохимия редкоземельных элементов. «Природа», № 6, 19 (1959).
27. Гармаш А. А., Власов К. А., Бородин Л. С., Хомяков А. П., Семенов Е. И. и др. Генетические типы месторождений редких элементов. Серия «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Т. 3. М., «Наука», 1966.
28. Гинзбург А. И., Нечаева Е. А., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Редкометалльные карбонатиты. Серия «Геология месторождений редких элементов». Вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
29. Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н., Иванов И. Б., Щербина В. В. Редкоземельные элементы и их месторождения. Серия «Геология месторождений редких элементов». Вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1959.
30. Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов. В кн.: Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. Серия «Геология месторождений редких элементов», Вып. 14. М., Госгеолтехиздат, 1961, стр. 26.
31. Гинзбург А. И., Апелъцин Ф. Р., Журавлева Л. Н., Заболотная Н. П., Новикова М. И., Пожарицкая Л. К., Родионов Г. Г., Фролов А. А., Шацкая В. Т., Эпштейн Е. М. Там же.
32. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. В сб.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, стр. 130.
33. Джонстон У. П., Лоуэлл Дж. Д. Геология и происхождение трубообразных рудных тел медного бассейна в Аризоне. Вып. 18. М., Изд. ОНТИ ВИАМС, 1962.
34. Егоров Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных щелочных пород. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 108 (1960).



35. Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. А. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 122, Л., Гостехиздат, 1961, стр. 3.
36. Егоров Л. С. К проблеме происхождения карбонатитов. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 63 (1964).
37. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарновополиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959.
38. Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ. В кн.: Гранитоиды. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, стр. 54.
39. Иванов И. П. О природе «альбитизирующих» растворов. В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, стр. 92.
40. Ициксон Г. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. «Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.», 27, Л., «Недра», 1959.
41. Подер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
42. Казанский В. И. О внутреннем строении архейских разломов Центрального Алданского района. «Геология рудных месторождений», 7, № 2, 63 (1965).
43. Каплан Г. Е., Успенская Т. А., Зарембо Ю. И., Чирков И. В. Торий, его сырьевые ресурсы, химия и технология. М., Атомиздат, 1960.
44. Керр П. Ф. Месторождения урана и тория. В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956, стр. 119 (Докл. иностр. ученых на Международной конф. по мирному использ. атомной энергии. Женева, 1955).
45. Коган Б. И. Экономические очерки по редким землям. М., Изд-во АН СССР, 1961.
46. Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Роженец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964.
47. Кононова В. А., Свешникова Е. В., Борисевич И. В. О возможности применения нефелина для установления возрастных соотношений магматических и метасоматических процессов при формировании некоторых щелочных интрузивов. В сб. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.» М., «Наука», 1966, стр. 380.
48. Кононова В. А. Уртит-ийолитовые интрузии юго-восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 60. М., Изд-во АН СССР, 1961.
49. Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд-во АН СССР, 1946, стр. 242.
50. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 332.
51. Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В кн.: Магматизм и связь с полезными ископаемыми. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 21.
52. Костин Н. Е., Петрова Е. А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометальной минерализацией. В сб.: Минеральное сырье. Вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 78.
53. Костин Н. Е., Петрова Е. А., Сидоренко Г. А., Скоробогатова Н. В. О приорите из месторождений Восточной Сибири. В сб.: Минеральное сырье. Вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 121.
54. Костин Н. Е., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав редкоземельной минерализации. «Геология рудных месторождений», 7, № 1, 95 (1965).

55. Котляр В. Н., Кристальный Б. В. Месторождения тория в капиталистических странах. М., Госгеолтехиздат, 1958.
56. Котляр В. Н., Титова Н. А., Кристальный Б. В. В сб.: Вопросы геологии и сырьевой базы урана и тория в капиталистических странах. М., Изд-во АН СССР, 1959.
57. Котляр В. Н., Кристальный Б. В. Геология ториевых месторождений капиталистических стран. В сб.: Вопросы геологии и сырьевой базы урана и тория в капиталистических странах. М., Изд-во АН СССР, 1959, стр. 106.
58. Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. «Изв. вузов, геол. и разв.», № 9, 60 (1960).
59. Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкоземельные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. Серия «Геология месторождений редких элементов». Вып. 25. М., Госгеолтехиздат, 1965.
60. Куприянова И. И. Метасоматические явления в редкоземельном месторождении альбититового типа. «Геология рудных месторождений», № 6, 28 (1964).
61. Куприянова И. И., Волкова И. И., Горощенко З. М. Редкоземельные минералы одного молибденового месторождения Европейской части СССР. Тр. Минералог. музея АН СССР. Вып. 15. М., Изд-во АН СССР, 1964, стр. 123.
62. Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ними редкометалльные месторождения. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 87, вып. 3, 1958, стр. 304.
63. Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Перовскиты ультраосновных — щелочных пород Кольского полуострова. Материалы Всесоюзного научно-исслед. геол. ин-та. Новая серия, вып. 45, 1961, стр. 37.
64. Кухаренко А. А., Орлова М. П. К проблеме генезиса платформенных щелочно — ультраосновных магматических комплексов. В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964, стр. 17.
65. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М. Каледонский комплекс ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
66. Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К. Карбонатиты Восточного Саяна. В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 466.
67. Мак-Кеветт Е. М. Геология урано-ториевого месторождения Росс-Адамс на Аляске. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых. Т. 8. М., Атомиздат, 1959, стр. 367.
68. Минеев Д. А. Геохимическая дифференциация редкоземельных элементов. «Геохимия», № 12, 1082 (1963).
69. Минеев Д. А., Диков Ю. П., Соболев Б. П., Боруцкая В. Л. Разделение редкоземельных элементов в надкритических условиях. «Геохимия», № 4, 468 (1966).
70. Молчанова Т. В., Яшина Р. М. К вопросу о происхождении псевдолейцита. «Докл. АН СССР, серия геол.», 166, № 6, 1433 (1966).
71. Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Библиотека науч. техн. горного об-ва, серия геол. Вып. 6. М., Углетехиздат, 1959.
72. Невский В. А., Козлова П. С. О двух генетических типах постмагматических ториево-редкоземельных месторождений. «Атомная энергия», 19, вып. 3, 277 (1965).
73. Невский В. А. Трубочатые тела брекчированных пород Чаткарагайско-Курганского рудного узла. «Геология рудных месторождений», № 1, 55 (1966).

74. Омельяненко Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях (на примере Туркестано-Алая). «Изв. АН СССР, серия геол.», № 12, 54 (1959).
75. Онтеев Д. О. Некоторые вопросы геологии фторо-редкоземельно-железородных месторождений. «Геология рудных месторождений», № 6, 18 (1963).
76. Онтеев Д. О. Химизм процессов изменения пород и образования фторо-редкоземельно-железных руд. «Геология рудных месторождений», № 4, 66 (1966).
77. Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская Н. В. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах. «Геохимия», № 4, 291 (1959).
78. Пожарицкая Л. К. Карбонатиты ультраосновного — щелочного комплекса Восточной Сибири. В сб.: Минеральное сырье. Вып. 1. ВИМС, Госгеолтехиздат, 1960, стр. 62.
79. Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Эпштейн Е. М. Понско-вые критерии редкометалльных карбонатитовых месторождений. В кн.: Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. Серия «Геология месторождений редких элементов». Вып. 14. М., Госгеолтехиздат, 1961, стр. 115.
80. Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М. Петрохимические особенности процесса формирования карбонатитов. В кн.: Происхождение щелочных пород. М., «Наука», 1964, стр. 79.
81. Полканов А. Г. Генетическая систематика интрузий платформы кра-тогена. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 6, 5 (1946).
82. Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редко-металльного оруденения. Серия «Геология месторождений редких элемен-тов», вып. 28. М., «Недра», 1955.
83. Рудопроявления урана и тория в Австралии. Австралийский Союз. Ми-нистерство национального развития. В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. Докл. иностранных ученых на Международной конференции по мирн. использованию атомной энергии. М., ГОНТИ, 1958, стр. 107.
84. Свенке Э. Месторождения урана и тория в Швеции. В кн.: Материа-лы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии, состоявшейся в Женеве 8—20 августа 1955. Т. 6. Геология ура-на и тория. М., ГОНТИ, 1958, стр. 232.
85. Свешникова Е. В. Вулкано-плутонические формации щелочных магм. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 9, 36 (1966).
86. Семенов Е. И. Изоморфизм и эндокриптия редких земель. «Геохи-мия», № 7, 626 (1957).
87. Семенов Е. И. Связь состава редких земель с составом и структу-рой минералов. «Геохимия», № 5, 452 (1958).
88. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.
89. Семенов Е. И. Лантаниды, Серия «Геохимия, минералогия и генети-ческие типы месторождений редких элементов». Т. I. М., «Наука», 1964.
90. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
91. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. «Изв. АН СССР», № 6, 1071 (1937).
92. Соболев В. С. Важная особенность физических минералов лампро-фиров в связи с вопросом их происхождения. Минерал. сб. Львовского гос. ун-та. Изд-во Львовского университета, 1962, стр. 147.
93. Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов. «Гео-логия и геофизика», № 1, 7 (1960).
94. Соколов Г. А., Онтеев Д. О. Геология и генезис фторо-редкозе-мельно-железородного месторождения. В кн.: Авторефераты работ со-трудников ИГЕМ, 1958—1959 г. М., Изд-во АН СССР, 1960.
95. Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
96. Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Редкие земли в горных по-родах. Междунардн. геологический конгресс, XXI сессия, 1960 г. Докла-

- ды советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. М., ГОНТИ, 1960, стр. 65.
97. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 153.
  98. Тугаринов А. И. Геохимические особенности щелочных метасоматитов в Центральной Азии. В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 152.
  99. Туровский С. Д. О геохимии урана и тория. Распределение радиоактивных элементов в изверженных породах Северной Киргизии. «Геохимия», № 2, 166 (1957).
  100. Туровский С. Д. К геохимии тория. «Зап. Кирг. Всес. минерал. об-ва». Вып. 1, 1959, стр. 5—11.
  101. Уайли П. Дж., Таттл О. Ф. Система  $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  и происхождение карбонатитов. В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной минералогии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
  102. Фролов А. А. Некоторые вопросы детального геолого-структурного изучения карбонатитов. «Геология рудных месторождений», № 5, 82 (1960).
  103. Фролов А. А. Факторы локализации редкометалльного оруденения в карбонатитах. «Геология рудных месторождений», № 5, 31 (1965).
  104. Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
  105. Хомяков А. П. Особенности минералогии и распределения редких элементов в одном из месторождений фторкарбонатов редких земель. В сб.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М., «Наука», 1964, стр. 56.
  106. Хомяков А. Н. Распределение редкоземельных элементов в карбонатно-гематитовых рудах. «Геохимия», № 1, 85 (1964).
  107. Чирков И. В., Каплан Г. Б., Успенская Т. А. Торий. М., ГОНТИ, 1961.
  108. Швей И. В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. Серия «Геология месторождений редких элементов». Вып. 15. М., Госгеолтехиздат, 1962.
  109. Шейнманн Ю. М. Карбонатиты. «Бюлл. Научно-техн. информации Мин. геол. и охраны недр СССР», № 2 (7), 7 (1957).
  110. Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, стр. 436.
  111. Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Серия «Геология месторождений редких элементов». Вып. 12—13. М., ГОНТИ, 1961.
  112. Шипулин Ф. К. О малых интрузиях юго-восточного Приморья. «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1956, вып. 3, стр. 42.
  113. Шумейкер. Месторождения урана в диаметрах резерваций Навайо и Хоппи в штатах Аризона, Нью-Мексико и Юта. В кн.: «Материалы Международн. конф. по мирн. использ. атомн. энергии», т. 6. Геология урана и тория. М., ГОНТИ, 1958, стр. 480.
  114. Эгель Л. Е. Редкоземельные металлы. М., ГОНТИ, 1963.
  115. Эпштейн Е. М. О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском массиве. Сб. статей по геологии Арктики. Тр. НИИГА, т. 107, Л., «Морской транспорт», 1959, стр. 13—22.
  116. Эпштейн Е. М., Аникеева Л. М., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. Тр. НИИГА, т. 122. Л., Гостехиздат, 1961, стр. 116.
  117. Эпштейн Е. М., Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Лавренев Ю. Б., Шейнманн Ю. М., Гайдукова В. С., Здорик Т. Б. Геологическое строение и минералого-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. Серия «Геология месторождений редких элементов». Вып. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962.

118. Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962, стр. 7.
119. Яшина Р. М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелиновых сиенитов с ксенолитом доломитсодержащих мраморов (на примере Аруктинского щелочного массива юго-восточной Тувы). В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных руд. Ч. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 117.
120. Яшина Р. М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелин-сиенитовой интрузии с габброидами на примере зонально-кольцевой структуры Коргердабинского массива юго-восточной Тувы. В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1964, стр. 99.
121. Abbot A. Monazite deposits in calcareous rocks, northern Country, Idaho. *Idaho Bur. Mines. geol. Pam.*, 99, 1954.
122. Anderson A. L. Thorium mineralization in the Lemhi Pass area, Lemhi Country (Idaho). *Econ. Geol.*, 56, No. 1, 177 (1962).
123. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron subsidences. *Proc. Roy. Soc. of Edinburger*, vol. 56, p. 2, 1935/1936.
124. Brogger W. C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. *Videnkapsselskapet in Kristiania*, Bd. 2, No. 9, 1921.
125. Brown J. S., Emery J. A., Mejer P. A. Explosiv pipe in test well on Hicks Dome, Hardin Country, Jelinois. *Econ. Geol.*, 49, No. 8, 891 (1954).
126. Carron M. K., Naeser C. B., Rose H. Y., Hildebrand F. A. Fractional precipitation of rare earth with phosphoric acid. *Geolog. Survey, Bull.*, 1036, Washington, 1958.
127. Crawford J. E. Thorium Bull. *Bur. Mines*, No. 556 (1956).
128. Christman R. A., Brock M. R., Pearson R. G., Singewald Q. D. Geology and thorium deposits of the Wet Mountains, Colorado. U. S. Geol. Survey. Bull. Washington, 1959, 1072-H.
129. Crowley F. A. Columbium-rare-earth deposits, Southern Ravalli County, Montana. *Mont. Bur. Mines, Geol., Bull.*, 18 (1960).
130. Davidson C. F. The economic geology of thorium. *Mineral Mag.*, 94, 197 (1954).
131. Dixey F. Carbonate pipes and Ring Structures. *Geol. Mag.*, 83, No. 6, 289 (1946).
132. Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and Petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 425, 1963.
133. Eckermann H. The genesis of the Alno alkaline rocks. *Rep. Int. Geol. Congr. XVIII C. B.*, part III, 1948.
134. Geijer P. Some mineral associations from the Norberg district. *Sveriges Geol Undersökn. Arsbok* 20, No. 4 (1926).
135. Heinrich E. W. Economic geology of the yttrium group elements. *Econ. Geol.*, 51, No. 1, 115 (1956).
136. Heinrich E. W. The geology of carbonatites. Chicago, 1966.
137. Heinrich E. W., Levinson A. A. Carbonatic niobium—rare earth deposits, Ravalli. County, Montana. *Amer. Mineralogist*, 46, No. 11—12, 1424 (1961).
138. Heinrich E. W. Economic geology of the rare—earth elements. *Mining Mag.*, 98, No. 5, 265 (1958).
139. Holmes A. Spilicop carbonatite Eastern Transvaal. *Bull. Geol. Soc. America*, 69, pt. 1, No. 12, 1525 (1958).
140. Howell F. H., Molloy J. S. Geology of the Braden orebody, Chile South America. *Econ. Geol.*, 55, No. 5, 863 (1960).
141. Houston J. S., Gates R. G., Velikanje R. S., Wedow H. J. Reconnaissance for radioactive deposits in South eastern Alaska, 1952, U. S. Geol. Survey Bull. 1058-A, Washington, 1958.



142. Jaffe H. W. Precambrian monazite and zircon from the Mountain Pass rare—earth district San Bernardino County, California. *Bull. Geol. Soc. America*, **66**, No. 16, 1247 (1955).
143. Mc Keown E. A., Klemic H. Rare-earth-bearing apatite at Mineville, Essex County, New York U.S. Geol. Surv. Bull., 1046-B, Washington, 1956.
144. Kun N. Die Niobcarbonatite von Africa. *Neues Jahrb. f. Min. Mh.*, **6**, 124—135 (1961).
145. Kun N. The Economic Geology of Columbium (niobium) and of tantalum. *Econ. Geol.*, **57**, No. 3, 377 (1962).
146. Klemic H. Radioactive rare-earth deposit at Sckpub Oaks Mine, Morris County, New Jersey. Contributions to economic geology. Geol. survey bull. 1082—B. U.S. Government printing office. Washington, 1959, p. 59.
147. Matheson R. S., Searl R. A. Mary Kathleen uranium deposit, Mount Isa Clencurry district, Queensland, Australia, *Econ. Geol.*, **51**, No. 6, 528 (1956).
148. Mackin J. H., Schmidt D. L. Uranium and thorium—bearing minerals in placer deposits in Idaho. Intern. Conf., Peaceful Uses of Atomic Energy, Proc. 6, 587 (also U.S. Geol. Survey, Profess. Paper 300, 375, 1956).
149. Mitra G. Hydroxylfluorferriates I. Hydroxylfluorferriates of sodium potassium, nickel, zinc and cadmium. *J. Indian Chem. Soc.*, **32**, No. 2, 92 (1955).
150. Moeller Th., Kremers K. The basicity characteristics of scandium, yttrium and the rare-earth elements. *Chem. Revs.*, **37**, No. 1, 356 (1945).
151. Nininger R. D. Minerals for atomic energy. D. Van Nostrand, c, Inc. New York, 1954.
152. Olson J. C., Scharp W. N. Geologic setting of the Mountain Pass Eastnaesite deposits, San Bernardino County, California (abstr). *Bull. Geol. Soc. America*, **62**, 1467 (1951).
153. Olson J. C., Shawe D. R., Pray L. C., Sharp W. W. Rare-Earth mineral deposits at Scrub Oaks mine, Morris County, New Jersey, *Geol. Surv. Bull.*, 1032-B (1959).
154. Olson J. C. Rare-earth mineral deposits of the Mountain Pass district San Bernardino County, California. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, No. 261, Washington, 1954, p. 261.
155. Pecora W. T. Carbonatites (a review). *Bull. Geol. Soc. America*, **67**, No. 11, 1537 (1956).
156. Perhac R. M., Heinrich E. W. Fluorite-bastnaesite deposits of the gallinas Mountains, New Mexico and Bastnaesite paragenesis. *Econ. Geol.*, **59**, No. 2, 226 (1964).
157. Rare-earths found on Mary Kathleen uranium areas. *Commerce Industr. and Mining Rev.*, **19**, No. 12, 3 (1955).
158. Richard K., Courtwright J. H. Geology of Toquepala, Peru, *Mining Engng.*, **2** (1958).
159. Robinson S. C. Mineralogy and geochemistry of uranium in Canada. *Nucl. Eng. Sci. Congr.*, preprint 284, 1955.
160. Rowe R. B. Niobium deposits of Canada. *Geol. Surv. Canada Econ. Geol., Ser.*, No. 18, Ottawa (1958).
161. Satterly J., Hewitt D. F. Some radioactive mineral occurrences in the Bancroft area, Ontario Dept. Mines, Geol. Circ 2, 1955.
162. Sharp W. N., Gavender W. S. Geology and thorium-bearing deposits on the Lemhi Pass Area, Lemhi County Idaho and Beaverhead County, Montana. U. S. Gov. print. off., Washington (1962).
163. Singewald Q. D., Brock M. R. Thorium deposits in the Wet Mountains, Colorado. Intern. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy, Proc. 6, 578 (1956).
164. Sullivan C. J. Australian uranium deposits. *Nuclear Eng. Sci. Cong.* preprint 257, 1955.

165. Smith W. C. A review of some problems of African carbonatites. Quart. J. Geol. Soc. London, **112**, No. 446, 189 (1956).
166. Twenhofel W. S., Buck K. Z. Geology of thorium deposits in the United States. U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, No. 300, 587 (1956).
167. Wallace S. R., Olson J. C. Thorium in the Pawderhorn district Gunnison County, Colorado, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, No. 300, 587 (1956).
168. Walthier T. N. Uranium occurrences of the eastern United States. Mining Engng, **7**(6), 545 (1955).
169. Williams C. E. Carbonatite structure. Tororo Hills, East. Uganda. Geol. Mag., **89**, No. 4, 286 (1952).
170. Whittle A. W. Contact mineralisation phenomena at the Mery Kathleen uranium deposits. Neus Jahrb. Mineral, Abhaucl., **94**, 2 (1960).

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                              |           |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Предисловие . . . . .                                                                                                        | 3         |
| <b>Глава 1. Генетические типы постмагматических ториево-редкометалльных месторождений . . . . .</b>                          | <b>5</b>  |
| 1. Особенности процесса формирования месторождений и закономерности размещения оруденения . . . . .                          | 14        |
| 2. Геологические условия формирования месторождений . . . . .                                                                | 18        |
| <b>Глава 2. Рудоносные магматические формации областей развития ториево-редкометалльных месторождений . . . . .</b>          | <b>25</b> |
| 1. Формация карбонатитовых ультраосновных — щелочных пород                                                                   | 26        |
| Петрохимические и геохимические особенности ультраосновных — щелочных комплексов . . . . .                                   | 31        |
| 2. Формация щелочных и нефелиновых сиенитов . . . . .                                                                        | 36        |
| Щелочные породы натриевого ряда . . . . .                                                                                    | 37        |
| Щелочные породы калиевого ряда . . . . .                                                                                     | 40        |
| 3. Формация щелочных и субщелочных гранитоидов . . . . .                                                                     | 47        |
| Петрохимические и геохимические особенности субщелочных гранитоидов . . . . .                                                | 51        |
| Контактный метаморфизм вмещающих пород . . . . .                                                                             | 52        |
| Постмагматические изменения субщелочных и щелочных гранитоидов . . . . .                                                     | 53        |
| 4. Влияние вмещающей среды на состав рудоносных магматических комплексов . . . . .                                           | 54        |
| Массивы в карбонатных толщах . . . . .                                                                                       | 54        |
| Массивы в силикатных породах . . . . .                                                                                       | 64        |
| <b>Глава 3. Особенности структур рудных полей и месторождений . . . . .</b>                                                  | <b>74</b> |
| 1. Структура рудных полей . . . . .                                                                                          | 75        |
| Рудные поля, приуроченные к массивам магматических пород . . . . .                                                           | 75        |
| Рудные поля, главные структурные особенности которых определяются складчатыми формами . . . . .                              | 80        |
| Рудные поля, главные структурные особенности которых определяются крупными тектоническими разрывами . . . . .                | 80        |
| Рудные поля, главные структурные особенности которых определяются сочетанием складчатых форм и разрывных нарушений . . . . . | 90        |
| 2. Структура месторождений . . . . .                                                                                         | 92        |

|                                                                                                                                 |            |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Месторождения, главные структурные особенности которых определяются складчатыми формами . . . . .                               | 93         |
| Месторождения, главные структурные особенности которых определяются разрывными нарушениями . . . . .                            | 93         |
| Месторождения, главные структурные особенности которых определяются сочетанием складчатых форм и разрывных нарушений . . . . .  | 104        |
| Месторождения, связанные с трубками взрыва, вулканоплутонами и интрузивами центрального типа . . . . .                          | 106        |
| Месторождения, главные структурные особенности которых определяются контактом интрузивов и даек с вмещающими породами . . . . . | 129        |
| <b>Глава 4. Особенности геохимии редких земель и сопутствующих им радиоактивных элементов . . . . .</b>                         | <b>130</b> |
| <b>Глава 5. Рудоносность карбонатитовых комплексов . . . . .</b>                                                                | <b>148</b> |
| 1. Закономерности размещения карбонатитовых провинций . . . . .                                                                 | 149        |
| 2. Последовательность формирования ультраосновных—щелочных комплексов и место в них карбонатитов . . . . .                      | 153        |
| 3. Основные черты геологического строения карбонатитовых массивов . . . . .                                                     | 161        |
| 4. Стадии карбонатитового процесса и связанное с ними орудование . . . . .                                                      | 165        |
| 5. Промышленные концентрации полезных ископаемых . . . . .                                                                      | 172        |
| 6. Проблема происхождения карбонатитов . . . . .                                                                                | 176        |
| <b>Глава 6. Группа пневмато-гидротермальных месторождений . . . . .</b>                                                         | <b>182</b> |
| <b>А. Подгруппа альбититовых месторождений . . . . .</b>                                                                        | <b>182</b> |
| 1. Редкоземельно-ториевая минерализация в альбититовых месторождениях . . . . .                                                 | 182        |
| 2. Ториево-тантало-циркониево-редкоземельные месторождения . . . . .                                                            | 199        |
| 3. Ториево-циркониево-редкоземельно-ниобиевые месторождения . . . . .                                                           | 208        |
| 4. Ториево-редкоземельно-циркониево-бериллиевые месторождения . . . . .                                                         | 224        |
| 5. Ториево-редкоземельно-бериллиевые месторождения . . . . .                                                                    | 226        |
| 6. Ториево-ниобиево-танталовые месторождения . . . . .                                                                          | 235        |
| 7. Ториево-редкоземельно-ниобиево-танталовые месторождения . . . . .                                                            | 245        |
| <b>Б. Подгруппа месторождений в контактовых роговиках . . . . .</b>                                                             | <b>264</b> |
| 1. Редкоземельно-урано-ниобиево-ториевые месторождения . . . . .                                                                | 264        |
| 2. Ториево-редкометалльные месторождения высокотемпературных метасоматитов контактных зон США . . . . .                         | 274        |
| <b>В. Подгруппа месторождений в карбонатных породах (скарновые) . . . . .</b>                                                   | <b>276</b> |
| 1. Месторождение Мери Кетлин . . . . .                                                                                          | 276        |
| <b>Глава 7. Группа высокотемпературных гидротермальных месторождений . . . . .</b>                                              | <b>285</b> |
| 1. Ниобийсодержащие ториево-редкоземельные месторождения . . . . .                                                              | 285        |
| 2. Ториево-урановые месторождения . . . . .                                                                                     | 294        |

|                                                                                                     |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 3. Урано-ториево-редкоземельно-молибденовые месторождения . . .                                     | 309        |
| Ториево-редкоземельно-молибденовые месторождения . . .                                              | 310        |
| 4. Редкоземельно-вольфрамо-оловянные месторождения . . .                                            | 326        |
| 5. Железородные ториево-редкоземельные месторождения . . .                                          | 327        |
| 6. Ториево-бериллиево-редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения . . .                           | 347        |
| <b>Глава 8. Группа среднетемпературных и низкотемпературных гидротермальных месторождений . . .</b> | <b>358</b> |
| 1. Свинцово-цинково-ториевые и редкоземельно-свинцово-цинковые месторождения. . . . .               | 358        |
| 2. Редкоземельно-ториевые и редкоземельные месторождения . . .                                      | 362        |
| Месторождение Каронге. . . . .                                                                      | 362        |
| Месторождение Салмон Бей . . . . .                                                                  | 363        |
| 3. Медно-ториево-редкоземельные месторождения . . . . .                                             | 365        |
| Месторождение Стинкампскрааль . . . . .                                                             | 365        |
| Месторождение Лемхи-Пасс . . . . .                                                                  | 366        |
| 4. Торийсодержащие месторождения железо-редкоземельного типа . . .                                  | 367        |
| 5. Урано-ториевые, ториево-урановые и редкоземельно-ториево-урановые месторождения . . . . .        | 383        |
| 6. Ториевые месторождения . . . . .                                                                 | 386        |
| Заключение . . . . .                                                                                | 387        |
| Литература . . . . .                                                                                | 396        |



Невский В. А., Гинзбург А. И., Козлова П. С.,  
Онтеев Д. О., Апельцин Ф. Р., Куприянова И. И.,  
Кудрин В. С., Эпштейн Е. М.

**ГЕОЛОГИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ  
ТОРИЕВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Редактор Пчелинцева Г. М.  
Художественный редактор Александров А. С.  
Переплет художника Дутова И. Н.  
Технический редактор Власова Н. А.  
Корректор Буй О. В.

Сдано в набор 6.III.1972 г.

Подписано к печати 7.VII.1972 г.

Т-12609 Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бумага типографская № 2  
Усл. печ. л. 25,5 Уч.-изд. л. 27,02 Тираж 1000 экз.  
Зак. изд. 70278 Зак. тип. 945 Цена 2 р. 94 к.

Атомиздат,

103031, Москва, К-31, ул. Жданова, 5/7.

Московская типография № 6 Главполиграфпрома  
Государственного комитета Совета Министров  
СССР по делам издательств, полиграфии и книж-  
ной торговли

Москва, Ж-88, Южнопортовая, 24.