Д.В. РУНЛКВИСТ, В.К. ДЕНИСЕНКО, И.Г. ПАВЛОВА

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
(В С Е Г Е И)

Д. В. РУНДКВИСТ, В. К. ДЕНИСЕНКО, И. Г. ПАВЛОВА

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(онтогенез и филогенез)

1-074323

Научная библиотека
Для книг

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1971

УДК 553.45 6 - 553.241.6 + 553.061.12

Грейзеновые месторождения. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. М., «Недра», 1970, стр. 328

В книге обобщены данные по грейзеновым месторождениям СССР и зарубежных стран. В первой части дано описание грейзенов и грейзеновых месторождений. Во второй части рассматривается онтогенез грейзеновых месторождений, т. е. индивидуальная история их развития — формирование метасоматических пород, рудных жил, последовательность минералообразования. В третьей части обсуждаются вопросы филогенеза — причины и условия возникновения грейзеновых месторождений в истории геологического развития Земли.

Устанавливается закономерное изменение в составе, строении и зональности для разных типов грейзеновых месторождений (жильных, штокверковых, куполо- и трубообразных и др.) в зависимости от расположения этих месторождений по отношению к контакту материнских гранитов, а также времени развития рудоконтролирующих трещин, глубины их заложения и диапазона распространения.

Выявлена общность зонального строения и последовательности развития главных фаций грейзенов: слюдисто-кварцевой, кварц-топазовой, кварц-слюдяной, слюдисто-полевошпатовой; отмечена специфичность строения и состава щелочных метасоматитов, предшествующих и завершающих по времени формирования собственно грейзеновые фации.

Основываясь на особенностях строения рудных жил разных регионов, делается вывод о широком участии при их формировании процессов метасоматоза. Это позволяет по-новому интерпретировать многие сложные пересечения рудных жил, прожилков, даек и в итоге наметить для грейзеновых месторождений единую общую последовательность минералообразования.

На основании анализа закономерностей размещения грейзеновых месторождений в различных регионах мира установлено, что повсеместно они оказываются в сходной структурной позиции и приурочены: 1) к геоантиклинальным поднятиям, 2) к обрамлениям срединных массивов, 3) к «структурам рамы», 4) к активизированным частям щитов. Характерно при этом дугообразное размещение зон, огибающих блоки более ранней стабилизации, а также парность развития зон, что позволяет намечать симметрию в размещении этих зон в пределах складчатых областей.

Максимальное распространение грейзеновые месторождения получили в интервале 300—80 млн. лет и образование их обычно происходит в зонах, задолго до этого завершивших собственно геосинклинальную стадию развития.

В заключение приводятся рекомендации, которые должны приниматься во внимание при поисках, разведке и оценке грейзеновых месторождений.

Таблиц 16, иллюстраций 85, библиография — 334 названия.

2—9—4
303—70

ВВЕДЕНИЕ

Грейзеновые месторождения, являющиеся важным источником руд Sn, W, Mo, Be, Li, Bi, представляют собой характерную группу эндогенных высокотемпературных (гипотермальных) постмагматических месторождений, широко распространенных в различных регионах мира. На основе изучения грейзеновых месторождений Европы (Рудных гор, Центральной Франции, Корнуэлла, Пиренейского полуострова), интенсивно разрабатывавшихся на протяжении нескольких столетий, в значительной мере сформировались современные представления о процессах постмагматического минералообразования — связи оруденения с гранитоидными интрузиялщ, зональности руд, о пульсационном рудоотложении и др.

Однако ранее изучение шло главным образом в плане исследований онтогенеза грейзеновых месторождений, т. е. вопросов индивидуальной истории формирования и составления сводных схем процессов их образования в ходе развития постмагматической деятельности, связанной с гранитными интрузиями. Вопросы филогенеза грейзеновых месторождений — исторического развития, — рассматривающие закономерности появления и формирования грейзеновых месторождений как в общей истории геологического развития земной коры, так и в ходе становления отдельных складчатых областей, были слабо изученными. От решения вопросов онтогенеза зависит правильная оценка отдельных месторождений и рудных узлов, а исследование вопросов филогенеза в конечном итоге определяет плодотворность разрешения проблем перспективной оценки регионов, рудных полей и выделения новых перспективных территорий на рассматриваемый тип минерализации. Биологические термины «онтогенез» (индивидуальное развитие) **и** «филогенез» (историческое развитие) введены в минералогию **Д.** П. Григорьевым **(1961) и в** настоящее время широко используются при характеристике **генезиса минералов.** Применение этих терминов к процессам формирования **месторождений** позволяет кратко выразить многие важные закономерности эволюции рудообразования во времени и оттенить две различные стороны генезиса — образование конкретного месторождения и особенности истории развития данного формационного вида (Рундквист, **1968_2).**

Онтогенез и филогенез объединяет общий подход — рассмотрение процессов формирования месторождений с особым вниманием к фактору времени. Исследование онтогенеза и филогенеза базируется на основной закономер-

ности — параллелелизме филогенеза и онтогенеза, — проявляющейся в сходной последовательности образования минералов, парагенезисов, формаций, рядов формаций при развитии рудных тел, месторождений, рудных полей, структурно-металлогенических зон и т. д.

Эта закономерность, подчеркивавшаяся в своих частных проявлениях в учении о месторождениях полезных ископаемых и петрологии в трудах А. Н. Заварицкого, Дж. Нобла, Г. Шнейдерхена; в тектонике и металлогении — в работах Н. С. Шатского, В. Е. Хаина, В. И. Смирнова, Е. Т. Шаталова, А. Д. Щеглова, по аналогии с основным биогенетическим законом (онтогенез есть краткое и ускоренное повторение филогенеза) была рассмотрена как основной геогенетический закон развития. Обоснование и графическое выражение этого закона, фрагментарно изображенного на обложке книги, приведено в более ранних публикациях (Рундквист, 1965, 1968).

Параллелелизм онтогенеза и филогенеза открывает большие возможности для взаимного использования данных генетической минералогии и металлогении для воссоздания родословной минеральных образований и анализа геологических условий их формирования. С металлогенией филогенез объединяется при рассмотрении процесса формирования месторождений в истории геологического развития в связи с процессами осадконакопления, магматизма, метаморфизма, тектонических движений. В то же время задачи филогенеза резко отличаются от задач металлогенического анализа, так как предметом изучения филогенеза является определенный формационный вид месторождения (а не вся совокупность геологических формаций, возникающих на различных стадиях развития) и соответственно филогенез предусматривает рассмотрение лишь тех вопросов, которые объясняют причины появления данного формационного вида и его сохранение в истории развития.

В настоящей работе предпринята попытка осветить проблему генезиса грейзеновых месторождений в трех масштабах времени.

1. В ходе развития единого постмагматического процесса, связанного со становлением рудоносных гранитов (в масштабе сотен тысяч — первых миллионов лет) — вопросы онтогенеза, включающие рассмотрение особенностей формирования метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений, общей направленности процесса минералообразования, этапов и стадий минерализации.

2. В истории развития складчатой области (в масштабе десятков — первых сотен миллионов лет) — вопросы филогенеза применительно к складчатым областям различных эпох, но главным образом герцинской и киммерийской эпохам.

3. В общей истории развития Земли (в масштабе сотен миллионов — миллиардов лет) — вопросы филогенеза грейзеновых месторождений в аспекте общей эволюции земной коры, рассматриваемые главным образом для фанерозоя (Cm - Q)

На протяжении многих лет авторы монографии занимались изучением оловянных, вольфрамовых, комплексных редкометальных месторождений как грейзенового типа, так и родственных им образований — пегматитов, сульфидно-касситеритовых месторождений и др. За этот период были посещены многие месторождения и рудопроявления Урала, Центрального Казахстана и Калба-Нарыма, Алтая, Забайкалья, Малого Хингана и Приморья. При любезном содействии чешских и немецких геологов представилась возможность ознакомиться с главнейшими грейзеновыми месторождениями Рудных гор. Кроме того, авторы использовали обширную опубликован-

ную литературу по грейзеновым месторождениям Советского Союза и зарубежных стран.

При обсуждении общих вопросов металлогении и особенностей геологического строения месторождений полезных ископаемых отдельных регионов авторы обращались за советами к А. И. Семенову, Е. Д. Карповой, Т. Н. Спижарскому, Н. И. Бородаевскому, М. И. Александровой, В. М. Сергиевскому, Г. В. Ициксон, В. С. Кормилицыну, М. М. Василевскому, К. Б. Ильину. Значительное содействие проведению работ оказали А. Д. Щеглов, М. И. Ициксон, В. Т. Матвеенко и В. Ф. Алявдин, познакомившие авторов с имевшимися в их распоряжении материалами по грейзеновым месторождениям ряда зарубежных стран, а также отдельных регионов Советского Союза. Всем этим исследователям, а также И. И. Шафрановскому, Д. П. Григорьеву, Н. И. Наковнику, В. Д. Никитину, П. М. Татаринову, И. Г. Магакьяну, всегда щедро делившимся своими знаниями, авторы выражают свою искреннюю признательность.

Авторы надеются, что проведенный анализ геологических условий образования грейзеновых месторождений на представительном материале всех главнейших зон с грейзеновой минерализацией мира будет содействовать познанию генезиса грейзеновых месторождений, закономерностей их размещения и в конечном итоге — выявлению перспективных территорий и новых месторождений.

Часть I

ГРЕЙЗЕНЫ И ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ГЛАВА I

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ГРЕЙЗЕНОВ И ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. О ВЫДЕЛЕНИИ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК САМОСТОЯТЕЛЬНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА

Грейзены, наряду со скарнами, являются наиболее характерными рудоносными метасоматическими породами, которые были известны, отмечались и описывались еще на заре становления современных геологических представлений.

Термин «грейзен» («grausen» — серый) использовался саксонскими рудокопами для обозначения серого бесполевошпатового гранита с касситеритом и вошел в литературу еще в XVIII в. Он получил распространение ранее, чем такие общеизвестные названия метасоматических пород, как «скарн», «пропилит», «березит», «лиственит» и др. Причина этого — широкое развитие грейзенов в рудных полях оловянных месторождений Рудных гор, Корнуэлла, Бретани, разрабатывавшихся с давних времен, на основе изучения которых в XVIII—XIX столетиях создавались основы современных представлений об эндогенном минералообразовании.

В связи с тем, что термин «грейзен» с самого начала использовался для обозначения рудоносной оловосодержащей породы, понятия «грейзен» и «грейзеновое месторождение» никогда не противопоставлялись. Названия «грейзеновые», «жильно-грейзеновые» месторождения бытуют в геологической литературе с давних времен. Однако в классификациях эндогенных месторождений «грейзеновые месторождения» до недавнего времени (1965—1968 гг.) обычно не выделялись в самостоятельную группу и рассматривались внутри группы пневматолитовых или гидротермальных высокотемпературных глубинных месторождений (В. А. Обручев, А. Е. Ферсман, Г. Шнейдерхен, П. М. Татаринов). Дальнейшая же систематизация внутри групп производилась обычно на основании ведущего рудного минерала. Соответственно грейзеновые месторождения оказывались разобщенными: одни из них относились к кварц-касситеритовым, другие к кварц-вольфрамит-молибденитовым, третьи — к кварц-берилловым и т. д.

В последние годы в литературе появилась тенденция классифицировать эндогенные месторождения по типам гидротермально измененных пород. Одна из первых попыток в этом направлении была предпринята Ф. И. Вольфсоном (1952), выделившим для месторождений, связанных с гранитами, пять типов в зависимости от состава гидротермально измененных пород (месторождения, сопровождающиеся грейзенизацией, скарнированием, березитизацией и хлоритизацией, окварцеванием, хлоритизацией и серицитизацией). При этом

к грейзеновым им были отнесены наряду с касситерит-кварцевыми, кварц-молибденитовыми, вольфрамит-кварцевыми, такие месторождения, как касситерит-турмалин-сульфидные и золото-кварц-турмалиновые, в целом существенно отличающиеся от типичных грейзеновых месторождений как по составу руд, так и геологическим условиям залегания.

Более определенно грейзеновые месторождения выделены в классификации гидротермальных месторождений В. И. Смирнова (1965), где они указываются в качестве одного из пяти классов гидротермальных месторождений (грейзеновые, эндотермальные, телетермальные, колчеданные, субвулканические) В. И. Смирновым подчеркнуты наиболее общие особенности геологического строения месторождений — связь с ультракислыми гранитами, главнейшие генетические ряды грейзенов, образовавшихся по различным породам, типичрые рудные элементы Sn, W, Mo, Be, Li.

Грейзеновые месторождения выделены в качестве характерной генетической группы и в последней классификации И. Г. Магакьяна (1967). Здесь они фигурируют, что очень важно, в том же ранге, как пегматитовые, карбонатитовые, скарновые, колчеданные и другие, в то время как в работе В. И. Смирнова (1965) грейзены рассматриваются еще как класс эндогенных месторождений, а скарны, пегматиты как систематизационная единица на порядок более крупная — группа. В то же время нельзя согласиться с исключением из грейзеновых месторождений жильных кварц-касситеритовых и кварц-вольфрамитовых месторождений, как это принято в классификации И. Г. Магакьяна.

Таким образом, в геологической литературе последних лет происходил как бы процесс признания грейзеновых месторождений и выделения их в классификациях в качестве одной из наиболее важных и характерных групп эндогенных месторождений.

Первой сводкой, объединившей разрозненные описания грейзеновых месторождений в мировой литературе, по существу была работа Н. И. Наковника (1954), составленная с использованием данных по многим зарубежным и отечественным месторождениям различных металлов. В этой работе приводится характеристика главных фаций грейзенов, их рудоносности, последовательности образования и другие вопросы. Н. II. Наковник рассматривает грейзены наряду со скарнами, пропилитами, вторичными кварцитами, гидротермальными аргиллитами, карбонатитами и серпентинитами как одну из семи главнейших рудоносных формаций метасоматических пород.

Некоторые общие вопросы, касающиеся грейзенов и процессов грейзенизации, освещены в монографиях и статьях, посвященных геологии месторождений олова, вольфрама, бериллия (Jones, 1925; Артемов, 1930; Гречухин и др., 1940; Левицкий, 1947; Радкевич, 1947; Li, Wang, 1952; Ahlfeld, 1958; Warner a. o., 1959; Беус и др., 1962; Быбочкин, 1965 и др.), а также грейзеновым месторождениям отдельных регионов СССР — Восточного Забайкалья (О. Д. Левицкий, И. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова, В. Ф. Барабанов, А. С. Калинин, Д. О. Онтоев, А. А. Беус); Центрального Казахстана (Г. Н. Щерба, В. С. Дмитриевский, В. Д. Гукова, Ф. В. Чухров); Приморья (Е. А. Радкевич, М. Г. Руб, И. Н. Говоров); Северо-Востока (В. Т. Матвеенко, В. Ф. Алявдин, И. Я. Некрасов, П. И. Скорняков и многие другие); Урала (П. В. Покровский, А. И. Шерстюк); Алтая (А. Н. Леонтьев и Т. Ф. Бойко) [1].

[1] В 1968 г. уже после того, как рукопись была подготовлена к печати, вышла в свет монография «Генезис эндогенных рудных месторождении», содёржащая развернутую статью о грейзеновых месторождениях, составленную Г. Н. Щербон.

Выделение грейзеновых месторождений в качестве самостоятельного генетического типа ставит целый ряд новых вопросов, в том числе следующие: какие месторождения следует относить к грейзеновым, каковы их соотношения с родственными образованиями, в первую очередь с так называемыми «апогранитами» — альбитизированными и грейзенизированными гранитами — и месторождениями, сопровождающимися турмалинизацией и хлоритизацией вмещающих пород, которые одними исследователями относятся к грейзеновым, а другими — исключаются из них. В свою очередь необходимость определения «границ» грейзеновых месторождений требует разрешения такого запутанного в настоящее время вопроса: что же такое «грейзены»?

Смысл этого термина после установления новых типов метасоматических пород — «апогранитов», флюорит-мусковитовых метасоматитов в карбонатных породах, развивающихся в экзоконтакте гранитов, а также иной трактовки генезиса «десилицированных пегматитов» (рассматриваемых многими как аналоги грейзенов в ультраосновных породах), стал далеко не таким ясным, как это представлялось еще 10—15 лет назад во время публикации первых обобщающих работ по грейзенам (Щерба, 1949; И. Ф. Григорьев, 1953; Наковник, 1954; Дмитриевский, 1959 и др.).

В связи с этим представляется необходимым рассмотреть эволюцию понятия термина «грейзен» и затем дать некоторые определения.

2. ЭВОЛЮЦИЯ ПОНЯТИЯ «ГРЕЙЗЕН»

В работах Н. И. Наковника, И. Ф. Григорьева, В. С. Дмитриевского, Г. Н. Щербы и других 10—15 лет назад давались по существу близкие определения, согласно которым грейзеном называлась метасоматическая порода существенно кварцевого состава, содержащая слюды (мусковит, биотит, циннвальдит), реже топаз, турмалин, берилл, флюорит и рудные минералы — касситерит, вольфрамит, молибденит и др., образующиеся в куполовидных выступах гранитных интрузивов за счет гранитов, их жильных дериватов, кислых эффузивов и осадочно-метаморфических песчано-сланцевых пород под воздействием высокотемпературных постмагматических растворов.

Такое определение грейзена уже несколько отличалось от первоначального смысла слова «грейзен», употреблявшегося еще в XVIII в. Так, в русском переводе лекций А. Г. Вернера (1810), где содержится, по-видимому, первое в русской литературе упоминание о грейзене, указывается: «Близ Альтенбурга находится зернистое отличие гранита, содержащее олово. Он состоит из кварца и слюды и известен под именем «грумсена».

Термин «грейзен», как касситеритсодержащая порода с особой ролью кварца и слюды использовался в работах прошлого и начала настоящего века: в трудах К. Леонарда 1823 г., Г. Розенбуша 1923 г., Ф. Наумана, 1949 г. и др. Близкое определение грейзена содержится в петрографическом словаре Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве. При этом первоначально грейзен понимался не только как пневматолитово- или гидротермально-измененный гранит, но и как первичномагматический бесполевошпатовый гранит, обогащенный кварцем и слюдой, иногда топазом (Левинсон-Лессинг, 1940). В частности, подобная точка зрения о «внедрениях кварц-топазовой магмы» и образующихся при этом интрузивных грейзенах обосновывалась Дж. Б. Скривенором (Scrivenor, 1928).

В 30—50-х годах нашего столетия генетический смысл термина «грейзен» существенно уточнился, а объем понятия расширился. Под грейзеном стали

понимать метасоматические породы, обогащенные кварцем, слюдами, топазом и другими минералами, образовавшиеся не только по гранитам, но и по вмещающим их кислым алюмосиликатным породам (Левицкий, 1939; Соболев, 1949; Щерба, 1949; И. Ф. Григорьев, 1953; Наковник, 1954 и др.).

Следует, однако, обратить внимание на то, что такое расширение понятия грейзен произошло в то время без включения каких-либо дополнительных фаций метасоматических пород, которые развивались бы по вмещающим породам и не были бы известны для грейзенов по гранитам. Так, Н. И. Наковник в 1954 г., подводя итог изучению грейзенов, выделил следующие главнейшие фации грейзенов: кварцевую, кварцево-турмалиновую, кварцево-топазовую, кварцево-флюоритовую, кварцево-мусковитовую.

Все эти фации в равной мере могут возникать как во вмещающих породах, так и в гранитах. При развитии этих фаций по кислым алюмосиликатным породам кровли они отличаются главным образом по деталям количественных соотношений минералов и по структуре — развитию нередко сливных тонкозернистых разностей, наследующих структуры исходных пород.

Важно подчеркнуть, что в некоторых рассмотренных случаях расширение понятия грейзен, распространение его на метасоматические образования, развивающиеся во вмещающих толщах, отражает тенденцию называть одним термином породы общего генезиса и близкого минерального состава, вне зависимости от деталей среды минералообразования.

В последние годы ранее наметившаяся тенденция к расширению понимания термина грейзен продолжала развиваться и привела многих исследователей к чисто генетическому толкованию этого термина. При этом в одних случаях грейзенами стали называть метасоматические породы, характерные для внешних ореолов зон грейзенизации — различные «полевошпатовые» и «кварц-полевошпатовые грейзены», в других случаях — метасоматические породы, возникающие в процессе кислотного высокотемпературного метасоматоза в карбонатных, основных и ультраосновных породах. В литературе последних лет можно найти указания на тальковые грейзены (Говоров, Благодарева, 1959), бескварцевые полевошпатовые, диаспоровые, диаспор-флюоритовые разности грейзенов (Говоров, 1958), магнетит-везувиан-флюоритовые, турмалин-флюоритовые апокарбонатные грейзены, амфибол-хлорит-флюоритовые апобазитовые грейзены (Говоров, 1958_2), карбонатно-слюдисто-кварцевые грейзены (Каленов, 1959), мусковит-флюорит-флогопитовые грейзены (Шерстюк, 1963).

Помимо терминов апогрейзен, апокарбонатный, апобазитовый, используются термины экзогрейзены (Щерба, 1949) и парагрейзены для грейзенов, развивающихся по вмещающим породам (Алявдин, 1961), десилицированные грейзены (Говоров, 1958_{12}), ультрагрейзены (Kamimel, 1961), а также «регенерированные грейзены» — т. е. грейзены с позднее развившимся полевым шпатом (Stemprok, 1965_3). Отнесение к грейзенам перечисленных выше «апобазитовых», «апокарбонатных», «десилицированных» бескварцевых метасоматических пород производится на основании того, что, как показывает картирование и изучение этих пород, они представляют генетические аналоги типичных кварц-слюдяных, топазовых грейзенов, но развивавшихся среди пород резко отличного от гранитов состава.

Несмотря на кажущуюся с первого взгляда преемственность такого расширения понятия грейзен по сравнению с ранее наметившейся тенденцией называть грейзенами породы, возникшие не только при замещении гранитов, в работах последних лет по существу наметилось противоположное течение —

называть одним термином породы самого различного состава, но связанные общностью происхождения. Действительно, сопоставление пород, относимых в настоящее время к грейзенам, показывает, что их минеральный состав не имеет ничего общего, обязательного. Грейзены могут быть кварцевыми и бескварцевыми, слюдистыми и бесслюдистыми, с тальком и диаспором, хлоритом и амфиболом и т. д.

Такое расширенное толкование грейзенов на генетической основе вносит значительную путаницу и окончательно затрудняет понимание, что же такое «грейзен»?

Не следует думать, что породы, относимые в последнее время к грейзенам, в частности бескварцевые слюдисто-флюоритовые метасоматиты по карбонатным породам, ранее были вообще не известны. Образование в карбонатных породах на продолжении зон грейзенизации бескварцевых слюдяно-флюоритовых метасоматитов указывалось, в частности, Х. Мангом и К. Ченджем в 1935 г. для месторождений Южного Китая, а в более поздних работах для месторождений полуострова Сьюард (Аляска). Аналогичные явления отмечались для ряда районов Забайкалья, Восточного Казахстана, Урала. Однако возникающие при этом метасоматиты, также сопоставлявшиеся генетически с грейзенами, исследователи раньше не называли грейзенами в связи с существенным отличием их минерального состава.

Правда, еще в 1858 г. Д. Джокели (Jokely, 1858) ввел ряд терминов и предложил выделять полевошпатовые и тальковые грейзены, однако этими терминами никто не пользовался.

Следует отметить, что и добавление приставок апо- и пара- применительно к метасоматическим породам получало несколько отличный от общепринятого смысл. Так, пара- и ортогранит — породы одинакового состава, но различного происхождения. Парагрейзен (например, при замещении карбонатных пород), наоборот — порода в общем случае отличного от грейзена состава — бескварцевая, но того же генезиса. Видимо, неточно использовать и термин «десилицированный грейзен», поскольку никакой десиликации пород при образовании «грейзенов» в карбонатных или ультраосновных породах не происходит. Напротив, количество $Si0_2$ здесь резко возрастает и достигает во флюорит-мусковитовых метасоматитах по карбонатным породам 30—40%, а $A1_20_3$ 20%.

Интересно обратить внимание на определенную негативность создавшегося в настоящее время положения в понимании смысла термина «грейзен» по отношению к его первоначальному толкованию. Ранее под грейзенами понимали породы различного происхождения — магматические, пневматолитовые, гидротермальные, но определенного состава, в работах последних лет происходит обратное: это породы существенно варьирующего состава, но общего происхождения.

Таким образом, процесс распространения понятия грейзен на породы исходно негранитного состава, начавшийся с «безобидного» присоединения к грейзенам сходных по составу образований, возникающих по кислым алюмосиликатным породам, в конечном итоге логически привел к крайне расширенному пониманию, при котором всякая определенность понятия грейзен как породы потерялась.

Процесс эволюции заключался, таким образом, в переходе от первоначального петрографического смысла слова «грейзен», как породы определенного состава, сопровождающей преимущественно руды олова, вольфрама, к пониманию термина «грейзен» как формации метасоматических пород, и выделению

всех месторождений с рудами Sn, W, Mo, Be, Bi, сопровождающихся грейзенизацией вмещающих пород, в самостоятельную и характерную группу постмагматических месторождений.

3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОНЯТИЙ

Во избежание чрезмерно расширенного понимания термина «грейзен» и в то же время для отражения генетической взаимосвязи различных продуктов однотипных метасоматических процессов представляется целесообразным разделить понятия собственно «грейзен» и «грейзеновая формация метасоматических пород», сохранив за первым термином смысл, близкий его старому первоначальному пониманию (а именно: породы, характеризующиеся новообразованием определенной группы минералов), а под термином «грейзеновая формация» объединить весь комплекс родственных метасоматических пород, возникающих при развитии процессов высокотемпературного кислотного метасоматоза одновременно с преобразованием гранитов в грейзены.

Не претендуя на исчерпывающее определение понятий и окончательное решение сложных терминологических вопросов, поясним смысл используемых далее терминов.

Грейзен — это метасоматическая порода, возникающая при постмагматическом замещении гранитоидов и сходных с ними по минеральному составу вулканических или метахморфических пород, в которой наибольшим распространением пользуется кварц или слюда, либо одновременно оба эти минерала. Наряду с кварцем и слюдой широкое развитие могут иметь топаз, флюорит, турмалин, а также новообразованный калиевый полевой шпат, альбит; в более редких случаях — берилл, касситерит, молибденит, вольфрамит, висмутин, гематит, арсенопирит, пирит.

Такое определение подчеркивает особую роль в составе грейзенов кварца и слюд и одновременно расширяет наши представления о грейзенах за счет включения в их число метасоматитов с полевыми шпатами, возникающих при замещении гранитов, столь характерных, например, для Урала, Казахстана и других регионов. К собственно грейзенам относятся лишь интенсивно измененные породы, нацело состоящие из минералов-новообразований или устойчивых минералов исходных пород, равновесных с минералами-новообразованиями (обычно кварц, иногда микроклин, биотит). В грейзенах наиболее распространены следующие минералы.

1. Характерные породообразующие минералы: кварц, топаз, слюда (мусковит, циннвальдит, протолитионит, биотит, сидерофиллит), калиевый полевой шпат (микроклин); плагиоклаз (альбит), флюорит.

2. Характерные, но малораспространенные минералы: касситерит, берилл, молибденит, вольфрамит, висмутин, пирит, гематит.

3. Минералы второстепенные, получающие развитие в частных случаях: андалузит, гранат (спессартин — альмандин), апатит, графит, гельвин, бертрандит, шеелит.

4. Характерные минералы, сопутствующие грейзенам (возникающие значительно позднее грейзенов): минералы групп каолина, хлорита, гидрослюд, карбонатов (родохрозит, кальцит).

Принципы номенклатуры грейзенов на минералогической, а также химико-минералогической основе обсуждались в работах ряда исследователей: В. С. Дмитриевского (1958), М. Штемпрока (Stemprok, 1965_3), Р. Кюне (1966 г.), Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968) и др.

В. С. Дмитриевский (1958), например, предложил выделять нормативные или эталонные химико-минералогические типы грейзенов постоянного состава и сопоставлять с ними другие разности пород. В качестве эталонов им взяты такие разновидности грейзенов, которые полностью сохраняют в своем составе один из химических компонентов исходных пород, например, для гранитов K_20 или $A1_20_3$. Графически по данным химических анализов можно вычислять содержание в грейзенах основных минералов — слюды, топаза, кварца и наоборот.

Наиболее детальная классификация грейзенов на минералогической основе с отражением интенсивности грейзенизации пород разработана немецкими геологами (Кюне, 1966 г.) *. Первый важный показатель породы по этой классификации — сумма полевых шпатов и темноцветных минералов, выраженная объемными процентами. Если сумма равна 90—100% — исходная, неизмененная порода; 70—90% — слабо грейзенизированная; 40—70% — грейзенизированная; 10—40% — сильно грейзенизированная; 0—10% — собственно грейзен в узком смысле слова.

Минеральный состав грейзенов далее классифицируется по количественным соотношениям трех основных минералов — кварца, топаза, слюд. Вследствие того, что грейзены, как правило, замещены более поздними минералами (серицитом, хлоритом, каолинитом и др.), при определении типа грейзенов по минеральному составу производится объединение этих минералов. Топаз, андалузит, турмалин, флюорит объединяются в одну группу; слюды, хлориты, глинистые минералы — в другую. Грейзены с содержанием 85—40% кварца — нормальные грейзены. При наличии нескольких минералов главный указывается в названии последним (рис. 1).

Такие классификации грейзенов на количественно-минералогической основе имеют свои преимущества при документации метасоматических пород, характеристике типов руд и т. д. Однако с генетической точки зрения они не всегда удобны, так как объединяют минералы неравновесные, резко различных периодов формирования, реликты и новообразования (например, слюда, хлорит, глинистые минералы). В связи с этим при характеристике метасоматических пород широко пользуются также генетическим термином «фация». Под фацией нами понимается устойчивый минеральный парагенезис (с единовременными, неразрывно связанными с ним реакционными внешними зонами и зонами неполного замещения), занимающий определенное место в общей последовательности развития минерализации.

В соответствии с этим определением в качестве типичных наиболее распространенных фаций грейзенов могут быть указаны: слюдисто-кварцевая, кварц-топазовая, кварц-слюдяная (обычно с флюоритом), кварц-турмалиновая, слюдисто-полевошпатовая и полевошпат-кварцевая. Названия фациям даны генетические, отражающие не количественные соотношения слагающих их минералов, а тенденцию в процессе развития метасоматических процессов, которые должны приводить к все большему образованию того минерала, который указан в названии последним. Соответственно, слюдисто-кварцевая фация «стремится» к мономинеральной кварцевой; кварц-топазовая — к топазовой; кварц-слюдяная — к существенно слюдяной; кварц-турмалиновая — к турмалиновой [2].

---

[1] Доклад на II конференции по околорудному метасоматизму, Ленинград, 1966 г.

2 Следует различать названия: «фация грейзена» и «грейзен». Например, кварц-топазовая фация указывает на то, что в ходе процесса возникают все более обогащенные топазом породы; кварц-топазовый грейзен указывает на преобладание топаза в породе.

Грейзенизированная порода — метасоматическая порода промежуточного состава между грейзеном и вмещающей породой, содержащая наряду с минералами-новообразованиями один или более реликтовых (корродируемых) минералов исходных пород и сохраняющая текстурные и структурные особенности исходных пород. Грейзенизированные породы — характерные образования внешних зон участков грейзенизации.

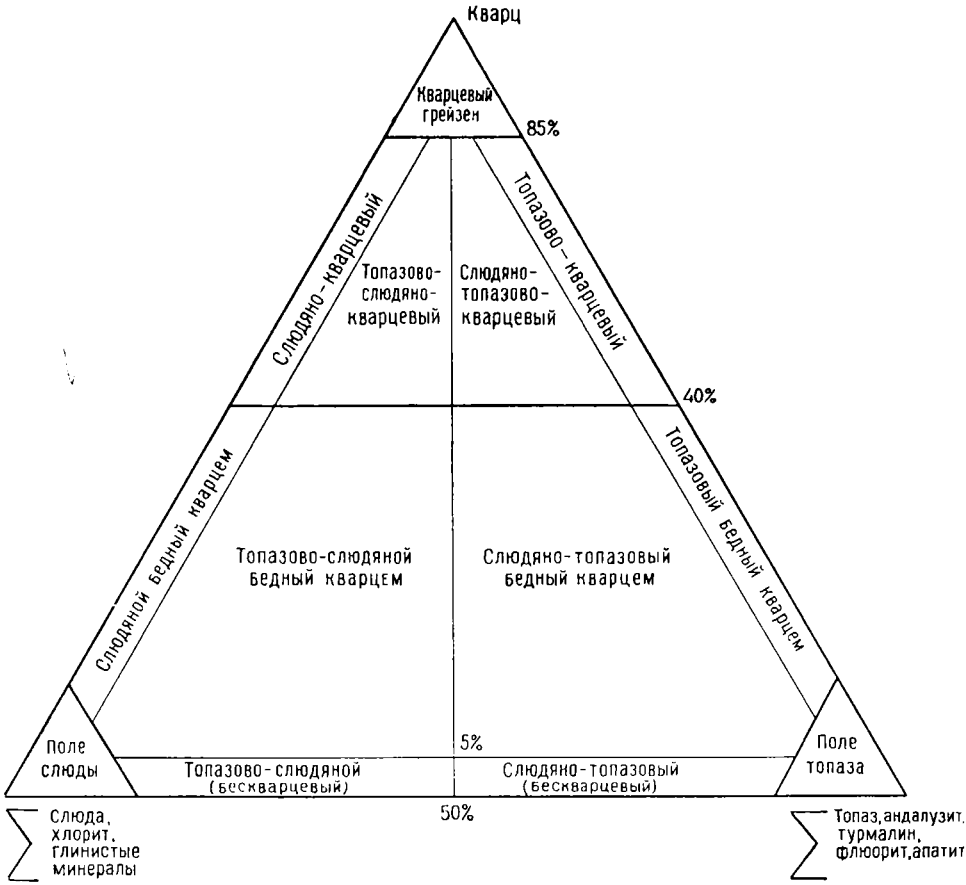


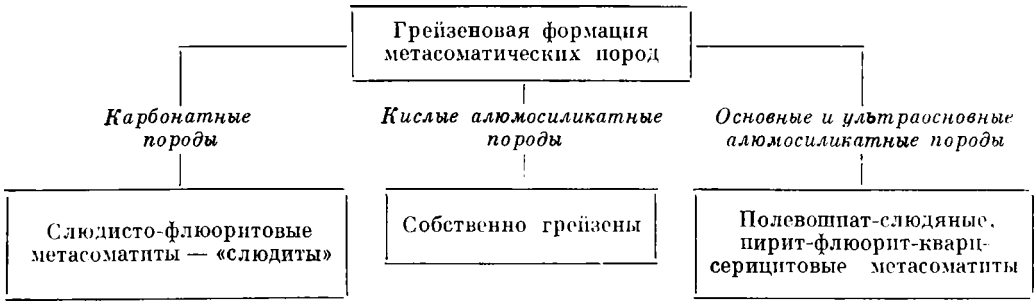
Рис. 1. Схема классификации грейзенов по минеральному составу. По данным Р. Кюне и Г. Тишендорфа, 1966 г. (материалы II метасоматической конференции)

Процесс грейзенизации — это процесс высокотемпературного (500—300° С) метасоматоза с широким участием в ходе минералообразования летучих — F, B, C1, протекающий в широком диапазоне давлений при эволюции растворов от кислотных к щелочным, развивающийся в связи с постмагматической деятельностью гранитных интрузий различных по глубине залегания.

Грейзеновая формация метасоматических пород — это генетически родственная совокупность метасоматических пород, в составе которой в гранитоидных породах преобладающим распространением и наибольшей рудоносностью пользуются собственно грейзены, а также присутствуют метасома-

тические породы родственных грейзенам типов: а) образующиеся в результате проявления процессов высокотемпературного кислотного метасоматоза во вмещающих граниты породах различного состава и б) возникшие в ходе единого геологического процесса на периферии зон проявления грейзенизации и генетически неотделимые от грейзенов.

Таким образом, формация грейзенов (или грейзеновая формация метасоматических пород) — это комплекс метасоматических пород, генетически связанный с постмагматической деятельностью кислых и ультракислых гранитов, возникающий при развитии высокотемпературного кислотного метасоматоза (обычно в условиях умеренных глубин) в апикальных частях гранитных массивов и во вмещающих их породах различного состава. Может быть намечено следующее подразделение метасоматических пород грейзеновой формации.



Приведенные определения формации и фации по смыслу ближе всего соответствуют общему определению формации и фации метасоматических пород, данному В. А. Жариковым (1956), а также близки к представлениям Н. И. Наковника (1959, 1964).

Разделив два систематизационных понятия — более широкое «грейзеновая формация метасоматических пород» и более узкое «собственно грейзен», включающих ограниченный набор фаций, представляется логичным эти же два подразделения сохранить и при классификации месторождений, соответственно выделив «месторождения грейзеновой формации» [1] и как более частое подразделение для типично грейзеновых месторождений, залегающих среди гранитов и сходных с ними по составу пород — «собственно грейзеновые месторождения».

Понятие собственно грейзеновое месторождение объединяет месторождения, различные по морфологии рудных тел (жильные, трубообразные, штокверковые и т. д.), отличающиеся по способу образования (замещение, выполнение), локализованные среди гранитов или пород кровли, но при условии преобладающего распространения в жильном выполнении и околорудных породах собственно грейзеновых парагенезисов минералов, т. е. кварца, слюд, топаза, турмалина, флюорита и т. д. Образование в ходе формирования этих месторождений грейзенов указывает на определенную устойчивость физико-химических параметров процесса и среды рудоотложения. В то же время место-

[1] Понятие «рудная формация» в связи с неустановившимся определением этого термина в данной работе используется для обозначения всей генетически родственной совокупности месторождений, возникших в процессе высокотемпературного кислотного метасоматоза и сопровождавшихся новообразованием как в околорудных породах, так и в жильном выполнении одной и той же группы минералов — кварца, слюд, топаза, турмалина, касситерита и т. д.

рождения грейзеновой формации — это месторождения, в которых процессы рудообразования, создавшие основные промышленно ценные парагенезисы, в пространстве и во времени сочетались с процессами преобразования вмещающих пород в метасоматиты грейзеновой формации, включая аналоги грейзенов среди ультраосновных, основных и карбонатных пород.

В соответствии с этим определением месторождения грейзеновой формации объединяют разнообразные по метасоматическим фациям месторождения, возникшие в различной по химизму среде, но под воздействием исходно однотипных растворов общего происхождения. Эти месторождения могут подразделяться по набору наиболее распространенных метасоматических фаций, отражающих среду процессов минералообразования — кислую алюмосиликатную, основную, карбонатную. Кроме того, грейзеновые месторождения могут быть подразделены на различные морфологические типы — жильных тел, штокверков, трубообразных тел, метасоматических залежей, избирательно замещенных горизонтов пород. В каждом морфологическом типе имеются свои особенности состава строения, зональности.

Характерной чертой грейзеновых месторождений является состав их руд. Жильные тела, прожилки и сами метасоматические породы содержат минералы Sn, W, Mo, Be, Bi, As, иногда Nb, Ta, U, Th. По минеральным ассоциациям руд грейзеновые месторождения могут быть подразделены на практически монометальные: Sn, W, Be; биметальные: Sn-W, Sn-Be, Sn-Mo, W-Sn, W-Be, W-Mo, Be-Sn, Be-W, Be-Mo и более сложные комплексные: Sn-W-Be, Sn-W-Bi, W-Mo-Be, W-Bi-Be, Li-Mo-Be и т. д. Роль указанных рудных элементов в грейзеновых месторождениях не одинакова. Наиболее характерны минералы Sn, W, Be — касситерит, вольфрамит, берилл. В двойных парагенезисах обращает внимание нехарактерность сочетания Mo и Sn, присутствие Be чаще в вольфрамовых, а Li в оловянных месторождениях.

Следует подчеркнуть, что грейзены, как и скарны, аргиллизиты, карбонатиты и серпентиниты, объединяют лишь продукты какой-то части длительного постмагматического процесса: грейзенизации, скарнирования, серпентинизации и т. д., тогда как месторождения грейзеновой формации могут включать помимо метасоматитов грейзеновой формации, метасоматиты более ранних или более поздних периодов образования, относимые к другим формациям. Например, очень характерно образование на поздних периодах в грейзеновых месторождениях метасоматитов аргиллизитовой формации, на более ранних — скарновой и т. д. При этом обязательным условием для отнесения таких сложных месторождений к собственно грейзеновым месторождениям является образование основных промышленно ценных минералов в тесной пространственной, временной и генетической связи с собственно грейзеновыми парагенезисами в жильном выполнении или в околорудных породах гранитоидного состава.

В соответствии с таким пониманием к месторождениям грейзеновой формации нами относятся многие месторождения, залегающие в породах кровли на удалении до 200—300 *м*, а иногда и больше, от гранитов, в которых превалирующим распространением на данном срезе пользуются метасоматические породы пирит-флюорит-кварц-серицитового состава (переходящие лишь в местах выхода даек гранитоидного состава в типичные кварц-мусковитовые и кварц-топазовые грейзены), например, некоторые месторождения Казахстана, Урала, месторождения Панаскейра (Португалия), Маунт-Бишоф (Тасмания), Барун-Цогто (Монголия), Пяотан (Китай) и др.

Одновременно с этим при данном определении грейзеновых месторождений из нашего рассмотрения исключены сульфидно-касситеритовые и силикатно-касситеритовые месторождения с рудоносными турмалин-хлоритовыми, сидерофиллит-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми фациями, развивающиеся обычно позднее метасоматитов грейзеновой формации, часто в связи с интрузиями более дифференцированного состава (месторождения Боливии, Дальнего Востока СССР).

Из группы грейзеновых месторождений исключаются также «редкометальные альбититы» (Беус, 1966), описывавшиеся ранее под названием «апогранитов», в составе которых преимущественным развитием и рудоносностью пользуются щелочные метасоматиты: кварц-альбитовые, микроклин-альбит-кварцевые, слюдяно-альбитовые, нередко содержащие щелочные амфиболы и пироксены (рибекит, эгирин). Эти метасоматические породы более характерны для гранитоидов более щелочного состава, формирующихся позднее ультракислых гранитов, с которыми связаны собственно грейзеновые месторождения.

При изучении филогенеза целесообразно в качестве объекта исследования рассматривать месторождения грейзеновой формации, так как закономерности их образования и размещения в масштабе общей истории развития Земли и отдельных складчатых областей в значительной мере оказываются общими. При изучении онтогенеза необходима детализация и рассмотрение особенностей строения, размещения и формирования более дробных подразделений грейзеновых месторождений с учетом специфики минералообразования, морфологии рудных тел, рудоносности.

В настоящей работе при более дробных подразделениях предпочтение отдано различным структурно-морфологическим типам грейзеновых месторождений— жильным, штокверковым, минерализованным куполам и т.д., наиболее резко отличающимся по закономерностям строения, рудоносности и особенностям формирования.

ГЛАВА II

МЕСТО ГРЕЙЗЕНОВ И ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДИ РОДСТВЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Место грейзенов среди других постмагматических образований в самом общем виде было намечено еще А. Н. Заварицким (1953), который в порядке последовательности во времени и, отчасти, в порядке падающей температуры распределил эти продукты метаморфизма в ряд:

пегматиты,

альбититы и биотитовые породы,

грейзены и некоторые другие слюдоносные породы,

березиты, листвениты,

серицитизированные породы, вторичные кварциты, тальк-карбонатные породы, хлоритовые породы.

Переходы грейзенов в березиты, серицитизированные породы, по существу прослеживаются на большинстве месторождений, залегающих в кислых алюмосиликатных породах, по мере удаления от гранитов и продвижения вверх по разрезу. Связь грейзенов с альбитизированными породами также достаточно хорошо изучена, но в отличие от березитов альбитизированные породы прослеживаются среди гранитов на более глубоких горизонтах, «подстилают»

грейзены. Таким образом, грейзены, а соответственно и грейзеновые месторождения, в намеченном А. Н. Заварицким ряду занимают не только определенное возрастное положение, но и закономерное место в вертикальном разрезе.

Ряд, намеченный А. Н. Заварицким, характерен для гранитоидов, формировавшихся на умеренных или больших глубинах. Не случайно в связи с этим в нем находят место пегматиты.

Если же рассматривать метасоматиты, возникающие в связи с гранитоидным магматизмом более близповерхностных фаций, то в этих условиях грейзены обнаруживают иной ряд образований:

редкометальные альбититы,
грейзены,
турмалин-хлоритовые метасоматиты,
серицит-хлоритовые, хлорит-карбонатные метасоматиты.

Подобный ряд, отражающий последовательность развития разных фаций метасоматитов, характерен для многих месторождений преимущественно мезозойского возраста Северо-Востока, Забайкалья, Приморья и других районов. В разрезе грейзены в этом случае залегают в эндо-экзоконтактовых частях гранитных массивов. Выше грейзенов, преимущественно во вмещающих породах, развиваются мощные зоны турмалинизации и хлоритизации.

Наконец, в случае развития наиболее близповерхностных интрузий, тесно связанных генетически с кислыми вулканогенами, в апикальных частях гранитных массивов нередко возникают месторождения промежуточные по фациям, распространенным в их пределах, между грейзенами и вторичными кварцитами, грейзенами и аргиллизитами (например, месторождения Балыгычан-Сугойского района Северо-Востока, Малого Хингана, Приморья). Во всех случаях грейзеновые месторождения занимают при этом вполне определенное положение, развиваясь вблизи контактов гранитов как в самих гранитах, так и во вмещающих их породах. При этом в первом случае в связи с более глубинными гранитами они развиваются, далеко заходя в экзоконтакты, во втором, в связи с гипабиссальными гранитами образуются в более ограниченной полосе пород экзоконтакта, а в третьем практически не выходят за пределы зон эндоконтакта.

Грейзеновые месторождения обнаруживают в ряде случаев генетическую и пространственную взаимосвязь с месторождениями редкометальных пегматитов, альбититов, скарнов, вторичных кварцитов, оловоносных турмалин-хлоритовых метасоматитов.

При классификации таких промежуточных по типу месторождений нередко возникают объективные трудности при отнесении их к определенному генетическому типу, а распространенных в их пределах метасоматических пород к той или иной формации. Руководящим признаком для разделения таких сложных месторождений может служить данное выше определение: к грейзеновым следует относить лишь те месторождения, в которых собственно грейзеновые фации или метасоматиты грейзеновой формации являются ведущими и сопровождают основное оруденение.

Рассмотрение взаимосвязи грейзенов и грейзеновых месторождений с другими метасоматическими образованиями и родственными типами месторождений значительно затрудняется резко различными принципами выделения таких метасоматических формаций, как пропилиты, аргиллизиты, вторичные кварциты, оксеталиты и скарны.

2 Заказ 1694

Для книг

а. Кварцево-рудные жилы грейзеновых месторождений и пегматиты

Вопрос о взаимоотношении пегматитов и кварцево-рудных жил грейзеновых месторождений широко дискутировался в литературе. В связи с существовавшими представлениями, основывающимися еще на описании Р. Бека прямого перехода пегматитов в кварцево-рудные жилы на месторождении Циннвальд (Рудные горы) и аналогичных наблюдениях Д. Сперра по Аляске, а также на теоретических предпосылках П. Ниггли и Н. Боуэна о пегматитовом расплаве-растворе, в литературе широко укоренилось представление о существовании непосредственных переходов между пегматитовыми и кварцево-рудными жилами. Критика этих представлений дана в статьях А. Н. Заварицкого (1953), А. И. Гинзбурга и Д. И. Горжевского (1957), М. Штемпрока (Stemprok, 1964_2).

А. Н. Заварицкий (1953) рассматривал такие взаимоотношения как результат последующей грейзенизации пегматитов. При этом он ссылался на случаи отчетливого замещения пегматитов турмалиновыми грейзенами, в результате которых «. . . пегматит сохранился в виде остатков в массе турмалинового грейзена» (стр. 90) и там же «. . . грейзенизация (в пегматитах — *Д. Р.*) следует за альбитизацией и по пространственности и, вероятно, по времени».

А. И. Гинзбург и Д. И. Горжевский (1957) обратили внимание на то обстоятельство, что взаимопереходы существуют лишь между безрудными кварцевыми жилами и кварцем центральных осевых частей зональных пегматитов. Переходы же между пегматитами и кварцево-рудными жилами отсутствуют. Высокотемпературные рудные жилы, как подчеркивают эти исследователи на примере изученных ими районов СССР, образовались позднее, чем пегматиты, пересекают их и часто оказываются разобщенными во времени периодом внедрения даек основных пород.

Особый интерес представляет статья М. Штемпрока (Stemprok, 1964_2), подводящая определенный итог дискуссии по вопросу о взаимопереходах грейзеновых кварцевожильных месторождений и пегматитов. На примере данных по тем же месторождениям Рудных гор (Циннвальд, Циновец, Крупка, Лукаш и др.), на которых в значительной мере основывались представления сторонников прямой связи пегматитов и оловоносных кварцево-рудных жил, сопровождающихся грейзенизацией, М. Штемпроком показано, что участки оловянно-вольфрамовых жил, содержащие в большом количестве калиевый полевой шпат, являются не пегматитами, а кварцевыми выполнениями, подвергшимися фельдшпатизации. Преобразование кварцевых жил в кварц-полевошпатовый пегматитоподобный агрегат специально рассматривалось также в статьях М. М. Повилайтис (1961) и И. Г. Павловой (1967).

Соотношения пегматитов и кварцевых рудных жил грейзеновых месторождений наблюдались авторами во многих рудных полях Урала, Казахстана, Калба-Нарыма, Алтая, Забайкалья. Они по существу сводятся к тем же трем основным случаям, которые отмечены в указанных выше работах.

1. Безусловно, характерны случаи проявления процессов грейзенизации на поздних стадиях процесса пегматитообразования. В результате пегматиты в отдельных участках нередко нацело превращены в слюдисто-кварцевые и существенно слюдяные метасоматиты.

Процессы грейзенизации получают широкое распространение на поздних стадиях формирования редкометальных пегматитов. Однако максимально широко грейзенизация распространена в хрусталеносных пегматитах, формирующихся в наиболее близповерхностных для пегматитов условиях. Подобные явления в хрусталеносных пегматитах Казахстана детально охарактеризованы

А. И. Захарченко (1964). Процесс грейзенизации проявляется здесь на поздних стадиях и приводит к образованию кристаллов кварца и флюорита. Судя по многочисленным анализам включений, образование кварца, по данным этих исследований, происходило из гидротермальных грейзенизирующих растворов, обогащенных хлором и щелочами в температурном интервале 250—500о С. Характерно, что в этих случаях мусковит не получает распространения, слюда представлена биотитом.

Подобные проявления грейзенизации на поздних стадиях пегматитообразования развиваются, очевидно, в основном не синхронно, а значительно ранее формирования собственно грейзеновых месторождений. Доказательством этого служат многочисленные случаи отчетливого пересечения пегматитовых тел кварцево-рудными жилами в пределах грейзеновых месторождений, наблюдавшиеся нами в месторождениях разных районов — Карасьевского на Урале, Караобинского в Казахстане, многих месторождений Калба-Нарыма и Забайкалья.

2. Характерны также переходы между зональными «дифференцированными» пегматитами и безрудными кварцевыми жилами. В таких случаях обычно наблюдается как кварц осевых частей пегматитовых жил, занимающий ксеноморфное положение по отношению к блокам кристаллов полевого шпата, местами образует жилки и прожилки, пересекающие блоки кристаллов полевых шпатов центральной части жилы, далее пересекает пегматит сегрегационной и графической структур, а также наблюдается в виде самостоятельных кварцевых жил и прожилков во вмещающих пегматиты породах. Иногда в таких жилах и прожилках встречаются «плавающие» кристаллы идиоморфных полевых шпатов, которые в подобных случаях нередко рассматривают как промежуточные образования между пегматитами и кварцево-рудными жилами и как доказательство их взаимосвязи. В связи с разбираемыми вопросами важно подчеркнуть, что во всех случаях, во-первых, эти жилы не рудоносны и не сопровождаются грейзенизацией и, во-вторых, они образуются также отчетливо позднее пегматитов и проявления в них основных процессов перекристаллизации. По времени они, очевидно, синхронны с периодом завершения формирования кварцевых осей зональных пегматитов. Подобные взаимопереходы наблюдались нами, например, на Анненском пегматитовом поле (Урал).

3. Образование ложных пегматитовых жил в результате метасоматического замещения кварца рудных жил поздним полевым шпатом представляет явление, крайне характерное для многих грейзеновых месторождений, залегающих в гранитах. В таких случаях обычно наблюдается следующая картина. Кварцево-рудная жила со слюдяными оторочками и сложным характером распределения рудных минералов резко как бы обрывается и на ее продолжении наблюдается существенно полевошпатовое тело с небольшим количеством кварца, крупными незакономерно расположенными пластинками слюд и рудными минералами. Наиболее распространен в таких участках молибденит; вольфрамит, касситерит и висмутовые минералы наблюдаются в меньших количествах, чем в кварцево-рудных жилах. Взаимоотношения кварца и полевых шпатов характерны и имитируют пегматоидную текстуру пегматита: полевой шпат создает правильно ограненные кристаллы, в интерстициях которых располагается ксеноморфный кварц. Доказательством более позднего развития полевых шпатов, заместивших кварц, являются фациальные переходы таких «пегматитовых» жил в кварцево-рудные с единичными идиоморфными кристаллами полевых шпатов, располагающихся цепочками в жильном кварце, образование самостоятельных полевошпатовых прожилков, пересекающих кварцевые жилы,

рудные прожилки и вмещающие их породы, непостоянство состава таких «пегматитовых» жил и др.

Особым типом метасоматических «пегматитов», широко распространенных в грейзеновых месторождениях, является так называемый штокшейдер (stockscheider) по терминологии немецких и чешских геологов. Штокшейдер представляет собой тела, сложенные крупно-гигантозернистым агрегатом кварца и полевого шпата, иногда слюд — биотита, циннвальдита, топаза, развивающиеся в виде пологих пластообразных залежей в эндоконтакте куполов гранитных массивов. Такие тела наиболее детально описаны для месторождений Рудных гор, известны на месторождениях Монтебрас (Франция), Блю Тир (Австралия) и многих других. Нами такие образования детально изучались на примере месторождений Забайкалья. Для подобных «пегматитовых» тел очень характерно ритмично-полосчатое строение, обусловленное закономерным чередованием кварца и полевых шпатов (чаще альбита, иногда микроклина — амазонита), кварца и слюд, кварца и топаза. Размеры лучистых кристаллов топаза достигают в таких образованиях 10—15 *см* (месторождение Эренфридерсдорф, Рудные горы).

Такие «пегматитовые» образования представляют собой зоны интенсивного проявления процессов раннещелочной стадии метасоматоза и образования существенно полевошпатовых тел под экраном малопроницаемых пород кровли. В дальнейшем, в ходе последующей кислотной стадии метасоматоза, в таких зонах происходит замещение полевых шпатов слюдами (часто жильбертитом), топазом, в результате чего образуются наблюдаемые в настоящее время сложные по составу и строению тела. На более раннее образование подобных «пегматитовых» кварц-полевошпатовых полосчатых тел, помимо замещения полевых шпатов слюдами, топазом, указывают также пересечения их кварц-вольфрамитовыми, кварц-касситеритовыми жилами, наблюдавшиеся, например, на месторождениях Эренфридерсдорф и др. Важно подчеркнуть, что такие «пегматиты» развиваются в наиболее молодых гранитах, с которыми непосредственно связаны грейзены и рудные жилы.

Таким образом, во всех случаях устанавливается, что в каждом данном месте пегматиты и грейзены представляют собой разновременные образования: пегматиты более ранние, а грейзены более поздние; постепенных генетических переходов между ними нет.

Пегматиты и грейзены могут быть как образованиями единого непрерывного постмагматического процесса, так и образованиями различных процессов, разобщенных периодами образования даек. В пегматитах всегда более полно проявлены процессы ранней щелочной стадии метасоматоза, в грейзенах — последующей кислотной. В связи с тем, что в участках развития редкометальных пегматитов наблюдаются обычно сложные взаимоотношения их с безрудными жилами, а в пределах грейзеновых месторождений встречаются только безрудные тела пегматитов, то по существу при систематизации месторождений не возникает особых затруднений в отнесении их к пегматитовым или грейзеновым.

б. Грейзены и скарны

В литературе описаны многочисленные примеры проявления кислотного высокотемпературного метасоматоза среди известняков и доломитов экзоконтакта гранитных массивов. В одних случаях кислотные парагенезисы локализуются среди неизмененных известняков, в других — среди ранее скарни-

рованных разностей. Характеристика таких месторождений, сочетающих в себе «парагенезис» скарнов и грейзенов (или их аналогов), приводится в многочисленных статьях.

В большинстве случаев, там где грейзены и скарны встречаются совместно в пределах одного массива или даже месторождения в генетической связи с одними и теми же гранитоидными интрузиями, грейзены являются отчетливо более поздними образованиями и накладываются на парагенезисы собственно скарновых минералов (Григорьев, Доломанова, 1955; Говоров, 1960; Блохина, 1964 и др.).

Интересные наблюдения по соотношению грейзенов и скарнов, отражающие общую последовательность проявления этих процессов, приводятся И. Ф. Григорьевым и Е. А. Доломановой (1955), которые отмечают, что под воздействием послемагматических растворов на контакте с рудными жилами роговики превращаются в грейзены, а скарны и скарноподобные породы — в слюдяные, тальковые, хризотилловые и другие породы, аналогичные по своему значению и происхождению грейзенам.

На подобные же соотношения грейзенового и скарнового парагенезисов для месторождений Дальнего Востока указывают И. Н. Говоров и М. Г. Руб,
И. Н. Говоров (1960) пишет, что грейзеноподобные породы (слюдяно-флюоритовые, топаз-флюоритовые и им подобные) возникают при замещении известняков и скарнов одновременно с обычными грейзенами и позднее скарнов, ассоциирующих с этими же интрузивами.

К аналогичному выводу о более позднем проявлении грейзенов по сравнению со скарнами на примере месторождений Средней Азии приходят и другие исследователи. Так, по данным П. И. Салова и К. Л. Бабаева (1955) в пределах Ойгаингского рудного поля кварц-грейзеновые жилы всюду отчетливо секут скарны всех морфологических типов и пегматиты. Интересные наблюдения по соотношению грейзенов и скарнов на Майхуринском месторождении приводит Н. А. Блохина (1964), которая на основании детального изучения взаимоотношений различных парагенезисов формулирует следующий однозначный вывод: процессы грейзенизации происходили повсеместно после образования скарнов.

Подобные же взаимоотношения документировались авторами на Пороховском вольфрамовом месторождении Урала и Белорецком Горного Алтая. В пределах Пороховского месторождения серия кварц-вольфрамитовых жил, сопровождающихся развитием среди порфиритов пирит-кварц-серицитовых метасоматитов («березит» формации грейзена), пересекает прослои известняков, превращенные в гранат-пироксеновый шеелитсодержащий скарн. Вблизи жил как известняк, так и скарн преобразованы в флюорит-слюдистую кальцитсодержащую породу. От исходных минералов скарнов вблизи жил не остается никаких реликтов. На Белорецком месторождении Алтая, в экзоконтакте небольшого гранитного массива согласно с залеганием вмещающих карбонатно-терригенных пород возникла залежь скарнированных известняков. Известняки и скарны пересечены в свою очередь многочисленными прожилками слюдисто-флюоритового состава. Подобные соотношения позволяют однозначно определить более раннее образование скарнов по сравнению с грейзенами и их аналогами. Взаимоотношения грейзенов и скарнов обсуждались также в работе В. А. Жарикова и Б. И. Омельяненко: «Следует подчеркнуть, что скарнообразование и грейзенизация относятся к различным стадиям послемагматического процесса, причем приконтактовое выщелачивание накладывается и на ранее образованные скарны» (1965, стр. 169).

Наиболее сложные процессы замещения возникают на контакте доломитсодержащих толщ с гранитоидными интрузиями. Здесь возникают ритмично-полосчатые концентрически-зональные магнетит-плеонасговые, флюорит-везувиановые, мусковит-флюоритовые метасоматиты. По Л. И. Шабынину (1966), при образовании их проявляется несколько стадий метасоматоза. Сначала возникают магнезиальные скарны (форстерит, диопсид, плеонаст, основной плагиоклаз), затем известковые (диопсид, геденбергит, гроссуляр, тремолит-актинолит, магнетит) и, наконец, поздний парагенезис, аналогичный по характеру грейзенизации. Именно в этот период образуются полевые шпаты, кварц, флюорит, селлаит, мусковит, литиевые слюды, топаз, касситерит и обширная группа редкометальных минералов.

В целом, таким образом, исследователи единодушны в мнении о возрастной последовательности скарнов и грейзенов. Заключения о синхронности грейзенов в гранитах и скарнов в известняках, содержащиеся в отдельных статьях П. М. Хренова (1957 г.), А. П. Шмотова (1958), основываются на несколько ином понимании грейзенов. Так, П. М. Хренов описывает в районе междуречья Витима и Витимкана наблюдавшиеся им переходы околожильных грейзенов (?) в гранатовые скарны при пересечении одной и той же сульфидной (!) жилой гранитов и известняков.

Заключение А. П. Шмотова о синхронности грейзенов и скарнов в Джидинском районе Забайкалья обосновывается на: а) приуроченности тех и других к одним и тем же системам трещин, переходящим из гранитов в известняки, и б) на пространственной взаимосвязи: в эндоконтакте — грейзенизированные граниты, в экзоконтакте среди мраморизованных известняков — пироксен-скаполитовые скарны. В этой работе настораживает следующее: во-первых, что подобные соотношения, как и в предыдущем случае, описываются не на хорошо изученных месторождениях, а на примере участков рудопроявлений и, во-вторых, подозрительны сами грейзенизированные граниты, в которых отмечается развитие среди новообразований серицита, эпидота, хлорита, а в составе рудных минералов — молибденита, пирита, сфалерита.

Если последовательность образования скарновых и грейзеновых парагенезисов в целом не вызывает особых сомнений, то вопрос о том, какие из подобных месторождений с совмещенными фациями относить к грейзеновым, а какие к скарновым, решается далеко не так просто.

Аналогичные по типу месторождения одними исследователями рассматриваются как скарновые, другими как грейзеновые. Нами к грейзеновым месторождениям относятся лишь те из месторождений с проявленными фациями скарнов, которые по особенностям геологического строения, набору фаций, широкому распространению в них собственно грейзенов мало чем отличаются от обычных грейзеновых месторождений и в которых скарнирование имеет подчиненное значение, а скарны сами по себе не рудоносны.

В частности, мы разделяем заключение Л. И. Шабынина (1966) о том, что характерную по геологической позиции группу месторождений, залегающих среди доломитов с широко проявленными стадиями магнезиального и известкового скарнирования, несмотря на интенсивное проявление последующего кислотного метасоматоза, следует относить к скарновым месторождениям.

в. Грейзены и редкометальные альбититы

За последние годы в сферу промышленной эксплуатации широко вошел новый генетический тип месторождений — редкометальные альбититы или «апограниты», представляющие микроклинизированные и альбитизированные

граниты с рассеянной в них вкрапленностью минералов группы колумбита-танталита, берилла, вольфрамита. Подобные месторождения, выделенные и охарактеризованные в работах А. А. Беуса, Э. А. Северова, А. А. Ситнина, К. Д. Субботина, Ф. Р. Апельцина, В. С. Кудрина, в настоящее время известны во многих регионах СССР. К этому же типу месторождений теперь относят многие месторождения Африки и ряд выявленных в последние годы рудопроявлений и месторождений Франции.

Подобные месторождения развиваются, как и грейзены, в апикальных частях гранитных массивов и представлены в различной степени измененными гранитами. Кроме процессов микроклинизации, альбитизации, окварцевания в таких месторождениях с различной интенсивностью проявляются процессы грейзенизации, приводящие к типично грейзеновым топазовым, кварц-слюдяным, реже кварц-турмалиновым фациям. Имея часто сходные геологические условия залегания и минеральные фации, многие из таких месторождений, получившие название редкометальных апогранитов, мало чем отличаются от типичных грейзеновых месторождений. «Апограниты» определялись А. А. Беусом и другими (1962) как альбитизированные и грейзенизированные граниты.

Изучение этих месторождений позволило выявить многочисленные их разновидности, в том числе месторождения, возникающие в связи с субщелочными и щелочными гранитоидами (Кудрин и др., 1965), а также месторождения с аналогичным по составу оруденением в зонах глубинных разломов в связи с проявлением процессов гранитизации (Рудник, Терентьев, 1966). Все эти данные позволили установить практически непрерывный ряд перехода от типично грейзеновых месторождений с характерными грейзеновыми фациями и Sn, W, Be, Mo, Bi-оруденением до типичных щелочных метасоматитов с участием, помимо микроклина, альбита, кварца и слюды, щелочных пироксенов и амфиболов (рибекит, эгирин и др.) и резко отличным оруденением — Nb, Ta, Zr, Be, Li, Rb, Th. Этот непрерывный ряд метасоматитов и оруденения отражен в табл. 1.

Таблица 1

Характерные метасоматиты и оруденение различных по составу гранитоидов. По В. С. Кудрину и др., 1965

Состав материнских интрузий	Характерные и ведущие метасоматические процессы	Характерные рудные элементы
Ультракислые гранитоиды	Микроклинизация Альбитизация Грейзенизация	Be (W, Mo, Sn, Ta)
Нормальные гранитоиды	Микроклинизация Альбитизация Грейзенизация	Ta (Nb, Sn, Be, Li)
Субщелочные гранитоиды	Микроклинизация Альбитизация Грейнизация (ослюденение) Окварцевание	Nb, Ta, TR (Sn, Zr, Th, Be, Li)
Щелочные гранитоиды	Микроклинизация Альбитизация Окварцевание	Th, Y (Nb, Ta, Zr)

Очевидно, здесь по существу проявляется непрерывный ряд образований между двумя (или даже более) резко отличающимися метасоматитами и типами

месторождений. В противоположность метасоматитам грейзеновой формации щелочные метасоматиты, развивающиеся в связи с гранитоидным магматизмом, было предложено объединить в формацию редкометальных альбититов (Беус, 1966), а щелочные метасоматиты, развивающиеся в связи с гранитизацией, — в метасоматическую формацию щелочных метасоматитов зон региональных разломов (Рудник, Терентьев, 1966).

В связи с наличием всех переходов между этими типами метасоматитов и метасоматитами грейзеновой формации различие между месторождениями грейзенового типа и месторождениями типа редкометальных альбититов не всегда можно провести достаточно четко. Что касается месторождений, связанных с щелочными метасоматитами зон глубинных разломов, то их специфическая геологическая позиция вне связи с интрузивными гранитами, в зонах гранитизации и ультраметаморфизма, резкое преобладание щелочного метасоматоза и развитие главным образом редкометального оруденения позволят обособить их. Характеристика подобного типа месторождений дана в работах С. И. Гурвича и др. (1962), Л. Н. Черник и А. С. Бабкина (1964), В. С. Кудрина и др. (1965), Ф. Р. Апельцина и П. Г. Фельдмана (1958) и в настоящей работе не приводится. С точки зрения генетической взаимосвязи процессов щелочного метасоматоза и грейзенизации можно лишь подчеркнуть, что по мнению названных исследователей грейзенизация в этом типе месторождений проявляется в завершающие стадии процессов щелочного метасоматоза.

При разделении месторождений грейзенового типа и месторождений редкометальных альбититов, залегающих в сходных геологических условиях и образующихся в связи с однотипными или близкими по составу гранитами, существенное значение приобретает интенсивность проявления метасоматитов щелочной стадии (микроклиновых, «амазонитовых», альбитовых, слюдисто-альбитовых фаций) и стадии кислотного выщелачивания (существенно кварцевых, кварц-слюдяных, кварц-топазовых), а также характер оруденения и его место в ходе постмагматического процесса. Для типично грейзеновых месторождений, как известно, характерно развитие Sn, W, Be, Mo оруденения одновременно с формированием кварц-слюдяных, кварц-топазовых, кварц-турмалиновых фаций. В то же время в редкометальных альбититах Nb — Ta, Zr, TR Be оруденение возникает, по данным А. А. Беуса и других, в ходе щелочного метасоматоза — преимущественно при формировании собственно альбититов. Процессы грейзенизации в таких типах месторождений имеют второстепенное развитие и проявляются между процессами ранней и поздней щелочности.

Месторождения грейзенового типа и редкометальных альбититов существенно отличаются также по резко различной распространенности рудных жил. Типичные альбититовые месторождения представлены однородными метасоматйческими породами, практически лишенными жил и прожилков, которые могли бы свидетельствовать о существовании открытых трещин или полостей при их формировании. Напротив, для грейзеновых месторождений развитие жил, прожилков — крайне характерное явление. В случае развития грейзенов вне связи с жилами для них типичны полости, занорыши, жеоды и т. д. Эти данные указывают на формирование грейзенов и редкометальных апогранитов хотя и в сходной позиции по отношению к гранитам, на близких уровнях глубинности их становления, но, по-видимому, в различных условиях: первые — в относительно открытых системах, вторые — в относительно закрытых Именно в связи с этим в первом случае могут полно проявляться процессы кислотного метасоматоза, а во втором — щелочного (Никитин, Рундквист, 1967).

Возрастные соотношения грейзеновых месторождений и месторождений типа редкометальных альбититов при развитии их по однотипным гранитам, по-видимому, указывают на то, что в общем последовательном ряду рудных месторождений, возникающих на поздних стадиях развития складчатых областей, типично грейзеновые месторождения формируются в связи с гранитами более ранних интрузивных фаз, а редкометальные альбититы — с более поздними. Такие соотношения устанавливаются на примере гранитоидов и связанной с ними минерализации Монголии, Забайкалья. В частности, для Забайкалья А. В. Дружининым и В. С. Колесниченко отмечено, что гранитоиды массива, с которыми связаны альбититы (в данном случае амазонит-альбитовые метасоматиты), являются более поздними образованиями, чем гранитоиды, с которыми поблизости связана минерализация грейзенового типа.

Для одного из массивов Забайкалья В. В. Аристовым, а позднее В. В. Потапьевым отмечено развитие внутрирудных даек, отделяющих период формирования альбит-слюдяно-кварцевых метасоматитов грейзеновой формации с вольфрамитовой минерализацией от более поздних амазонит-альбитовых метасоматитов с рассеянной редкометальной Nb-Ta минерализацией.

Таким образом, несмотря на значительное сходство грейзеновых месторождений и месторождений типа редкометальных альбититов (апогранитов), а также наличие промежуточных разностей между ними, в своих типичных проявлениях эти месторождения существенно отличаются и формируются:

а) в связи с различными по составу и времени образования гранитами или

б) в связи с одними и теми же гранитами, но различными по условиям образования (степени открытости — закрытости систем).

г. Грейзены и вторичные кварциты

Вопрос о взаимосвязи грейзенов и вторичных кварцитов рассматривался в работах Н. И. Наковника (1954, 1964), Г. В. Ициксон (1956), А. А. Толока (1964), Г. М. Власова (1965) и др. Н. И. Наковник (1964) отмечает, что для грейзенов, вторичных кварцитов и пропилитов характерен ряд общих фаций — монокварцевая, серицитовая, андалузитовая. Однако по связи с магматическими породами и условиям образования грейзены и вторичные кварциты, по его мнению, резко отличны. Вторичные кварциты Н. И. Наковник рассматривает в качестве характерных образований фумарольно-сольфатарной деятельности. Он подчеркивает также существенное отличие вторичных кварцитов от грейзенов по щелочности — кислотности среды минералообразования (pH минералов вторичных кварцитов 3—7, грейзенов 7—8). По представлениям Д. С. Коржинского (1953, стр. 417), «. . .месторождения вторичных кварцитов могут рассматриваться как аналоги месторождений грейзенов, образовавшихся в близповерхностных условиях» в вулканических комплексах.

Г. В. Ициксон (1956) при описании Олонойского оловорудного месторождения, метасоматические породы которого трактовались одними исследователями как вторичные кварциты, а другими как грейзены, рассматривает взаимосвязь этих двух формаций метасоматических пород. В частности, она отмечает, что топаз- и мусковит-кварцевые андалузитсодержащие грейзены (иногда с корундом) действительно имеют много общего с вторичными кварцитами, но по геологическим условиям залегания, в частности, пространственной и генетической ассоциации с малыми интрузиями гранит-порфиров, должны быть отнесены к грейзенам. Подобные месторождения могут рассматриваться до некоторой степени как связующее звено между вторичными кварцитами и грейзенами.

На территории СССР месторождения такого переходного типа наиболее широко распространены на Северо-Востоке в Омсукчанском районе, на Малом Хингане, в Приморье. А. А. Толок (1964) выделяет месторождения этого типа в самостоятельную формацию, которую он называет «оловоносные алюмосилициты». Определенные фации этих пород представляют, по его определению, грейзены, сформировавшиеся в близповерхностных условиях. Месторождения этого типа связаны с верхнемеловой — нижнетретичной интрузивной деятельностью, расположены в молодых структурно-металлогенических зонах, и формировались в условиях, близких к поверхности. В отличие от вторичных кварцитов эти месторождения связаны с интрузивными комплексами и возникли в большинстве случаев при воздействии относительно кислых растворов на осадочные и другие породы в близповерхностных условиях.

К месторождениям переходного типа между грейзеновыми и месторождениями формации вторичных кварцитов можно отнести Невское (Северо-Восток СССР), Октябрьское (Приморье) и ряд других. Общие характерные черты этих месторождений: развитие их в связи с субвулканическими интрузиями, в районах широкого распространения покровных эффузивов среднего и кислого состава; преимущественно оловянный характер минерализации, сложный минеральный состав, сочетание минералов, характерных для грейзенов — топаза, мусковита, турмалина, и для вторичных кварцитов — андалузита, пирофиллита, дьюмортьерита.

Вторичные кварциты по сравнению с грейзенами отличает, по Н. И. Наковнику, преобладающая роль-SO3 при их образовании, в то время как при грейзенизации первостепенное значение имеют F и B и более подчиненное — сернистые соединения. Однако Г. М. Власов (1965) обращает внимание на то, что на многих месторождениях, отнесенных Н. И. Наковником к вторичным кварцитам, присутствуют турмалин, дьюмортьерит, топаз, флюорит, зуниит и другие минералы, содержащие B, F, C1 (Приморье, Уайт-Маунтин в Калифорнии). В целом же отмеченное Н. И. Наковником отличие грейзенов от вторичных кварцитов по содержанию в первых касситерита и вольфрамита и отсутствию сульфатов (например, алунита), безусловно, справедливо.

Касаясь возрастных соотношений месторождений грейзенового типа и переходных между грейзеновыми и месторождениями типа вторичных кварцитов, считаем справедливым заключение, что процессы, приводящие к их формированию, занимают одно и то же место в общем ходе развития постмагматической деятельности: связаны с процессами высокотемпературного кислотного выщелачивания. В этом отношении месторождения этих типов являются одновозрастными образованиями, но различных уровней глубинности становления интрузий. При рассмотрении же последовательности формирования месторождений в процессе развития складчатых поясов имеются указания на то, что месторождения переходного типа формируются позднее типично грейзеновых (Матвеенко, Шаталов, 1963).

д. Грейзены и аргиллизиты

Во многих оловянно-вольфрамовых типично грейзеновых месторождениях на поздних стадиях развития процессов гидротермального минералообразования возникают парагенезисы глинистых минералов — каолинита, монтмориллонита и гидрослюд. Эти минералы заполняют полости в жеодах кварцево-рудных, жил, но наиболее широко распространены во вмещающих их границах, образуя широкие площади и зоны каолинизированных пород.

Как известно, гидротермальные метасоматические изменения указанного типа были выделены в качестве самостоятельного и широко распространенного типа гидротермальных изменений — аргиллизации. По вопросу о том, что следует понимать под аргиллизитами, нет единого мнения. Н. И. Наковник, Г. Т. Волостных, Ю. В. Казицын рассматривают аргиллизиты как самостоятельную формацию метасоматитов, сопровождающих образование флюоритовой, радиоактивной, свинцово-цинковой минерализации. Г. М. Власов (1965) не считает аргиллизиты за формацию. По его мнению, имеется два типа аргиллизации, из которых первый тесно связан с процессами грейзенизации и протекает в субвулканических условиях, вблизи контактов интрузий гранитоидов, а второй — тип сольфатарной аргиллизации, проявляющийся в полях молодой вулканической деятельности.

В рассматриваемых авторами случаях мы имеем дело с процессами аргиллизации первого типа, развивающимися в ходе длительного процесса минералообразования, позже проявления грейзенизации. Характерными примерами оловянно-вольфрамовых месторождений с интенсивно выраженными процессами аргиллизации являются Лост-Ривер (полуостров Сьюард), Альтенберг и Циновец (Рудные горы), Олонойское (Малый Хинган), Хемердон, Касл-ан-Динас (Корнуэлл). В этих месторождениях глинистые изменения проявлены очень интенсивно. В качестве второстепенных изменений каолинизация отмечается во многих грейзеновых месторождениях Франции, Португалии, Восточного Египта, Китая, Казахстана, Забайкалья.

В действительности процессы глинистого изменения на рассматриваемых месторождениях грейзенового типа проявлены, очевидно, значительно шире, чем это известно по литературным данным. Во многих случаях эндогенные процессы каолинизации полевых шпатов, топаза трактуются как вторичные; гидрослюда принимается за серицит.

В пределах грейзенового вольфрамово-оловянного месторождения Лост-Ривер метасоматические породы, в том числе аргиллизированные, служили предметом самостоятельного изучения (Sinsbury, 1960). Минерализация здесь локализована в экзоконтакте слепого купола гранитного массива среди известняков, пересеченных дайками. Одна из даек (риолит-порфиров) интенсивно грейзенизирована (превращена в кварц-топазовый грейзен) и содержит многочисленные кварцевые и кварц-топазовые прожилки с касситеритом и сульфидами — арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, станнином, халькопиритом.

Процессы аргиллизации проявились неравномерно и не совпадают с контурами рудных тел. Аргиллизация охватывает дайку, грейзены, граниты и известняки. Преобразование грейзена начинается с замещения топаза. В результате замещения грейзена возникают своеобразные по составу породы, состоящие из глинистых минералов, реликтов кварца, топаза, флюорита. Из рудных минералов исчезают сульфиды железа, но сохраняются минералы олова, арсенопирит, сфалерит.

Как подчеркивает К. Л. Синсбери, аргиллизация происходила позднее грейзенизации и отложения практически всех рудных минералов. Доказательством этого, помимо реликтов грейзенов в аргиллизированной породе, несовпадения контуров руд и проявления глинистых изменений служит также то, что в грейзенах без признаков проявления аргиллизации имеется уже полный «набор» рудных минералов данного месторождения. Однако к последнему заключению следует подойти достаточно критически, так как само по себе резко повышенное количество сульфидов, в том числе сфалерита, халькопирита, галенита, присутствие станнина, не характерно для «чистых» грейзеновых

месторождений. Интенсивное проявление глинистого изменения в Корнуэлле также может быть сопоставлено с резко повышенной ролью сульфидов в жилах этого рудного района.

На месторождениях Рудных гор наиболее интенсивно аргиллизация проявилась на месторождении Альтенберг. Рудоносный купол гранитного массива, преобразованный в касситеритсодержащий кварц-слюдяной и топазовый грейзен, пересечен очень четко выраженной «красной трещиной». Вблизи этой трещины неизмененные граниты интенсивно каолинизированы, в грейзенах отмечается новообразование гематита (Hedrich, 1958). Эта «трещина» простирается далеко за пределы месторождения. Собственно на месторождении Альтенберг «трещина» состоит из двух зон, которые располагаются параллельно друг другу на расстоянии 20 *м;* вдоль трещин проявлялись сдвиговые нарушения, породы в блоке между трещинами нацело разложены — каолинизированы. Каолинизация распространяется и в сторону от «красной трещины», преобразуя альбитизированные граниты внутреннего купола, однако интенсивность каолинизации здесь меньшая.

На примере месторождения Альтенберг важно подчеркнуть, что процессы глинистого изменения — каолинизации тесно связаны здесь с развитием гематита и коллоидного кремнезема и происходили значительно позднее развития основных фаций грейзенов и отложения оруденения.

Термин «каолинизация» используется немецкими геологами в широком смысле, он объединяет всю группу каолинитовых минералов. Детальными же исследованиями (К. Мелка и М. Штемпрока) на Циновецком месторождении установлено широкое развитие среди них диккита. Это же отмечено и Р. Кюне в докладе на Второй метасоматической конференции.

В пределах Циновецкого месторождения развитие процессов аргиллизации также происходит позднее грейзенизации и формирования оруденения (Stemprok, $1964_{1,\ 2}$). Аргиллизация проявляется здесь в первую очередь в разложении полевых шпатов, превращающихся в агрегат кварца, каолиновых минералов (диккит, каолинит, монтмориллонит) и гидрослюд, и в менее интенсивном замещении топаза вдоль границ зерен и трещин спайности. В тесной ассоциации с глинистыми минералами (гидрослюдами, диккитом) возникают флюорит, галенит, кальцит. М. Штемпрок (Stemprok, 1965_3) подчеркивает, что глинистые минералы распространяются на очень большую глубину (до 800 *м* и иногда более). Помимо псевдоморфоз по полевым шпатам они образуют самостоятельные жилки и маломощные зоны вдоль флюоритовых прожилков и, следовательно, сопровождают весь низкотемпературный парагенезис минералов. Как показывает изучение Циновецкого месторождения, в грейзеновых месторождениях процессы аргиллизации тесно генетически связаны с поздними процессами минералообразования — развитием флюорита, гематита, «яшмовидного» кварца. Во времени они следуют не непосредственно за процессами грейзенизации, а значительно позднее, после проявления развивающейся за грейзенизацией фельдшпатизации. Процессы аргиллизации проявляются значительно шире, чем грейзенизация, охватывают как граниты, так и породы кровли.

В районе оловянных месторождений Корнуэлла процессы глинистого изменения в гранитах проявлены настолько интенсивно, что собственно глинистые минералы — диккит и каолинит — интенсивно эксплуатируются гигантскими карьерами. Каолиновые разработки пространственно разобщены от зон развития оловянной минерализации, однако и в пределах вольфрамово-оловянных и медных жил граниты обычно интенсивно каолинизированы. По мнению Камерона (Cameron, 1951), каолинизация представляет собой,

возможно, заключительный процесс пневматолитического изменения гранитов.

При характеристике португальских оловянно-вольфрамовых месторождений Котело Нейва (Neiva, 1944) отмечает, что полевые шпаты гранитов и пегматитов были подвергнуты «типичной каолинизации». Эта каолинизация более интенсивна вблизи жил и уменьшается по мере удаления от них. Каолинизация полевых шпатов окружающих пород и даже пегматитовых прожилков, по его мнению, большей частью обязана гипогенному воздействию.

Указание на интенсивную каолинизацию гранитов в районе оловянно-вольфрамовых месторождений Китая содержится в статье С. К. Хунга и Дж. Х. Чанга (Hung, Chang, 1949). Характерный случай развития каолинизации на поздних стадиях гидротермального процесса после завершения грейзенизации и поздней фельдшпатизации описан в работе Г. В. Ициксон (1956). Подобные явления отмечены также для многих грейзеновых месторождений Забайкалья и Казахстана.

В заключение рассмотрения взаимосвязи процессов грейзенизации и аргиллизации отметим следующие положения.

1. Проявление процессов гипогенного глинистого изменения — характерная особенность большинства грейзеновых месторождений.

2. Развитие этих процессов следует значительно позднее проявления грейзенизации (очевидно с разрывом в десятки миллионов лет) и не связано с рудообразованием минералов олова, лития, вольфрама, молибдена. Процессы глинистого изменения тесно взаимосвязаны с гематитизацией, образованием поздних флюоритовых прожилков, жилок яшмовидного кварца, в ряде случаев с сульфидной, полиметаллической и медной минерализацией. В связи с этим никаких затруднений при классификации месторождений и разделении грейзеновых и аргиллизитовых месторождений не возникает.

3. Оценка целесообразности отнесения гипогенных глинистоизмененных пород в районах распространения грейзеновых месторождений к метасоматитам аргиллизитовой формации не входит в компетенцию авторов. Подчеркнем лишь, что почти никто из исследователей при характеристике этих метасоматических пород не называет их аргиллизитами, хотя комплекс возникающих минералов-новообразований (каолинит, диккит, монтмориллонит, кварц, гидрослюды) типичен для подобных изменений.

4. В пределах грейзеновых месторождений глинистые изменения пользуются не локальным, а региональным распространением, охватывают значительные объемы пород, выходят за пределы гранитов (Лост-Ривер), однако генетически они наиболее тесно связаны с наиболее поздними гранитами, которые оказываются измененными максимально (Альтенберг).

е. Грейзены и турмалин-хлоритовые метасоматиты

Измененные породы — грейзены и турмалин-хлоритовые метасоматиты — по минеральному составу, морфологии проявления и зональности резко отличаются друг от друга. Тем не менее разделение грейзеновых и касситерит-турмалин-хлоритовых типов месторождений вызывает значительные трудности, имеющие, с одной стороны, исторические корни, с другой — объективные причины из-за широкого распространения турмалина как в типичных грейзеновых, так и в касситерит-турмалин-хлоритовых месторождениях, а также из-за

проявления в сульфидно-касситеритовых месторождениях типичных грейзеновых фаций в эндоконтактовых частях гранитов.

Указание на отнесение турмалина и хлорита, хлорита и серицита к парагенезисам грейзенов содержится во многих работах. Так, В. А. Обручев (1939), характеризуя группу медно-турмалиновых месторождений типа Телемаркен в Южной Норвегии, рассматривает турмалин-хлорит-серицитовые метасоматические породы, сопровождающие этот тип месторождений, как грейзены. Описывая турмалин-висмутовые месторождения Тасмании, где развиты аналогичные же породы, он также связывает образование их с процессами грейзенизации. П. М. Татаринов (1963) турмалин-хлоритовые метасоматиты наряду с топазовыми, флюоритовыми и другими также рассматривает как грейзены. Ф. Н. Шахов (1964) к грейзенам, образовавшимся по глинистым сланцам, гранодиоритам, относит кварц-хлоритовые метасоматиты. Хлорит указан в качестве характерного минерала грейзенов также Н. И. Наковником (1954). Серицит (включая и гидрослюду) рассматривается немецкими и чешскими геологами как характерный минерал грейзенов Рудных гор.

В литературе последних лет дана детальная характеристика метасоматических пород касситерит-турмалин-хлоритовых и касситерит-сульфидных месторождений, сопровождающихся развитием хлорит-серицитовых метасоматитов (Г. В. Ициксон, 1956; Г. В. Ициксон и др., 1959; Руб, 1960; Толок, 1964 и др.). В этих работах показано, что подобные месторождения и сопровождающие их метасоматиты возникают в специфических геологических условиях и обычно значительно позднее собственно грейзеновых месторождений. В качестве характерных особенностей развития метасоматитов турмалин-хлоритовой формации, по сравнению с грейзенами, следует указать следующие: а) связь с малыми интрузиями гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров; б) преимущественную локализацию во вмещающих граниты алюмосиликатных породах; в) процесс формирования метасоматитов начинается с кислотных стадий, позднещелочная стадия проявлена редуцированно, парагенезисы ранних щелочных стадий практически не встречаются; г) из рудных элементов характерны Sn, Bi, Zn (Au, As, Cu, W).

Величина «разрыва» во времени формирования между типично грейзеновыми, турмалин-хлоритовыми и хлорит-сульфидными месторождениями на примере Северо-Востока и Забайкалья определяется в 15—30 млн. лет. В то же время в связи с каждой поздней группой касситерит-сульфидных месторождений устанавливаются отчетливые признаки проявления грейзенизации в эндоконтакте гранитных массивов. Так, в пределах Хапчерангинского типичного сульфидно-касситеритового месторождения, представленного параллельной свитой жил, закономерно меняющих свой состав от турмалин-арсенопиритовых до свинцово-цинковых по мере удаления от гранитов, в эндоконтакте гранитов распространены типичные кварц-слюдяные, кварц-топазовые фации грейзенов. На фланге Смирновского сульфидно-касситеритового рудопроявления известны специфические станнинсодержащие кварцевые, кварц-топазовые грейзены.

На Северо-Востоке во многих рудных узлах, в участках выхода гранитов распространены типичные грейзеновые месторождения, а в удалении от гранитов, среди вмещающих пород — силикатно-касситеритовые и сульфидно-касситеритовые. Однако, что важно подчеркнуть, в большинстве случаев такие грейзены и грейзеноподобные породы не являются рудоносными. С другой стороны, на многих грейзеновых месторождениях при переходе минерализации на более высокие горизонты во вмещающие осадочные песчано-сланцевые толщи резко возрастает роль турмалина, хлорита, серицита, и типично грейзеновые

метасоматиты вдоль жил сменяются кварц-турмалин-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми метасоматитами.

Таким образом, взаимосвязь грейзенов и турмалин-хлоритовых, хлорит-серицитовых метасоматитов представляется особенно тесной. В одних случаях (при полном проявлении грейзенов и турмалин-хлоритовых метасоматитов) они оказываются резко разновременными образованиями, в других — представляют собой генетически родственные образования, развивающиеся единовременно: одни — преимущественно в эндоконтакте, другие — среди пород экзоконтакта и соответственно при разных температурах и условиях глубинности.

При таком общем рассмотрении вопросов связи грейзенов и метасоматитов других формаций, а также грейзеновых месторождений и родственных им образований можно сделать следующие выводы.

1. Грейзены и пегматиты не образуют взаимных переходов и представляют собой различные по условиям залегания, времени развития и природе образования. Переходы между ними — результат совмещения разновременных продуктов в единых структурах.

2. Грейзены и вторичные кварциты представляют собой родственные образования, возникающие при сходных по природе и температуре образования процессах минерализации, но на различных уровнях глубинности становления кислых интрузивных пород и в связи с этим с разным проявлением магматизма, интрузивным в первом случае и экструзивным — во втором, и разной щелочностью — кислотностью.

3. Грейзены и аргиллизиты в случае их совмещения в пределах одного месторождения представляют собой продукты разновременных процессов, возникающих при кислотном метасоматозе в резко различном температурном диапазоне, разделенном периодом щелочного метасоматоза. Переходы между фациями — временные, возникающие вследствие совмещения.

4. Грейзены и альбититы представляют собой родственные образования, возникают в сходном диапазоне температур и давлений, но при превалирующем значении в грейзенах кислотной стадии метасоматизма, а в альбититах — ранней (до грейзеновой) и поздней щелочной стадии метасоматоза. В связи с этим в одних случаях грейзены и альбититы могут быть фациальными разновидностями одного постмагматического процесса, но по разному проявившегося в различных участках, в других — это разновременные образования, возникающие в связи с ультракислыми (грейзены) и с более поздними гранитами с повышенной щелочностью (альбититы).

5. Грейзены и скарны являются образованиями, возникающими как в ходе единого постмагматического процесса, так и в связи с разновозрастными интрузиями. В случае развития скарнов и грейзенов в ходе единого процесса грейзенизация соответствует более поздней стадии кислотного выщелачивания. Переходные образования возникают за счет наложения в экзоконтакте гранитов продуктов кислотного метасоматоза — аналогов грейзенов среди карбонатных пород — на скарнированные известняки и доломиты.

6. Грейзены и турмалин-хлоритовые метасоматиты могут быть как единовременными и связанными в этом случае с различными уровнями глубинности становления метасоматических пород, так и разновременными. В последнем случае грейзены характерны для более ранних, а турмалин-хлоритовые метасоматиты для более поздних гранитов.

В соответствии со сказанным можно наметить следующие ряды родственных грейзенам образований.

а. Родственные образования, связанные с несколько отличными по составу гранитами и соответственно различными полно проявленными стадиями постмагматического процесса:

Гранитонды повышенной основности		Нормальныеи ультракислые граниты		Гранитоиды повышенной щелочности
Скарны	→	Грейзены	→	Редкометальные альбититы

б. Родственные образования, связанные с различными глубинами формирования исходно однотипных гранитов:

Глубинные		Умеренные глубины		Близповерхностные
Пегматиты	—	Грейзены	→	Вторичные кварциты

в. Родственные образования, связанные с проявлением одного и того же процесса на различном удалении от гранитов:

Глубокие эндоконтактовые зоны		Эндо-экзоконтактовые зоны		Далекие экзоконтактовые зоны
Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)	→	Грейзены	→	Березиты, серицит-хлоритовые метасоматиты, «оксеталиты»

г. Родственные образования, связанные с проявлением растворов различной щелочности — кислотности:

Повышенной щелочности		Кислотные — нейтральные		Кислотные
Альбититы	→	Грейзены	→	Вторичные кварциты

д. Родственные образования основного возрастного ряда развития:

Пегматиты, скарны	→	Грейзены	→	Аргиллизиты, турмалин-хлоритовые метасоматиты

ГЛАВА III

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

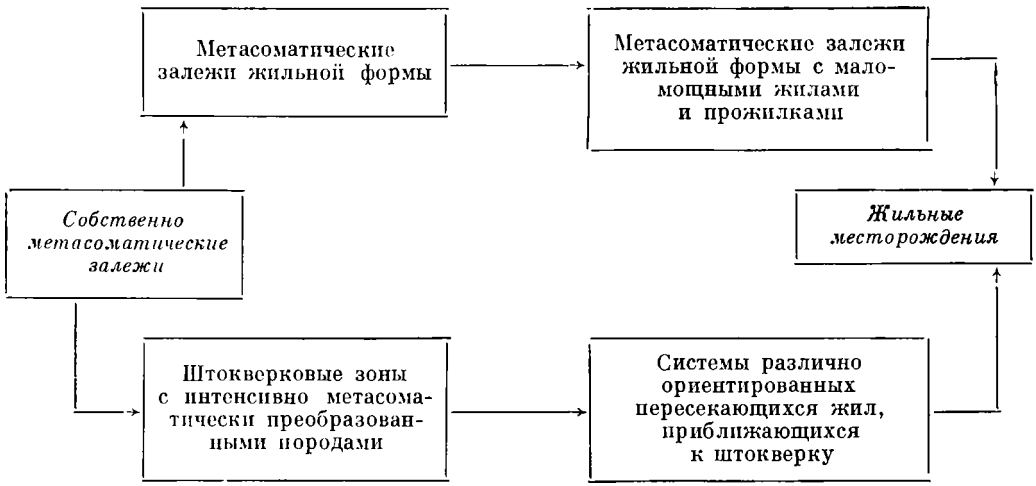
1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Подразделение грейзеновых месторождений на месторождения грейзеновой формации и собственно грейзеновые месторождения основывалось главным образом на общности происхождения и близости главных минеральных парагенезисов жильного выполнения или внутренних зон метасоматических пород, характеризующихся повышенным количеством таких минералов, как слюды, топаз, флюорит, турмалин.

Рассматривая месторождения, объединяемые таким образом в одну формацию, можно видеть, что они резко различаются в первую очередь по морфологии и строению. Среди грейзеновых месторождений Ф. И. Вольфсоном (1955) были выделены два основных структурных типа — грейзеновые месторождения без кварцевых жил и кварцево-жильные месторождения в грейзенизированных породах. Каждый из этих типов Ф. И. Вольфсон подразделял на подтипы, главным образом по характеру рудоконтролирующей трещиноватости — минерализация в контракционных трещинах, трещинах разрыва, сколовых зонах и т. д.

По существу подобное разделение отражает существование двух главнейших структурных типов грейзеновых месторождений — кварцево-жидьных, в которых грейзены развиваются в виде линейных околожильных зон, и месторождений, представленных самостоятельными рудоносными зонами грейзенизации, не связанными с жилами и имеющими разнообразную морфологию. В то же время между этими крайними случаями — метасоматическими телами без жильного выполнения и жилами, сопровождающимися зонами околожильных изменений, имеются многочисленные промежуточные по типу строения месторождения. С одной стороны, известны многочисленные случаи, когда метасоматические грейзеновые тела без осевых жил выполнения развиваются вдоль тектонических плоскостей и приобретают типичную жильную форму, причем центральная кварцевая зона может имитировать кварцевую жилу. С другой стороны, иногда собственно жильное выполнение составляет незначительную часть общих метасоматических зон. В таких случаях, казалось бы, правильнее относить такие месторождения к метасоматическим залежам. Очень распространен также тип грейзеновых месторождений, представленных штокверками в породах кровли или в гранитах. В этом случае значительные объемы пород оказываются преобразованными в метасоматиты.

Таким образом, между собственно метасоматическими рудными залежами и жильным типом месторождений устанавливаются переходные типы, которые отображены на приводимой схеме.



Для целей настоящей работы представляется более удобной систематизация грейзеновых месторождений по морфологическим и структурным особенностям рудных тел. Все главнейшее многообразие месторождений грейзеновой формации

может быть сведено, по нашему мнению, к следующим шести основным структурно-морфологическим типам.

Минерализованные купола — месторождения, приуроченные к куполам гранитов.

Минерализованные дайки — месторождения, приуроченные к дайкам гранитных пород.

Трубообразные тела — трубообразные залежи в гранитах или породах кровли.

Штокверковые месторождения — месторождения, приуроченные к зонам брекчий или многочисленным системам пересекающихся трещин как в гранитах, так и во вмещающих их породах.

Жильные месторождения, приуроченные к трещинам, пересекающим различные породы.

Месторождения минерализованных зон пород экзоконтакта — избирательно замещенных горизонтов пород.

Выделенные, таким образом, типы грейзеновых месторождений оказываются специфичными по метасоматическим фациям пород, зональности, связи с месторождениями других типов и составу руд.

Представление о количественном распространении различных морфологических типов можно получить из табл. 2, составленной на основании обобщения данных по 824 грейзеновым месторождениям и рудопроявлениям различных регионов мира. Из приведенных данных видно, что резко преобладающим типом грейзеновой минерализации, превышающим все остальные вместе взятые, являются жильные месторождения. При сопоставлении цифр таблицы с данными, полученными М. Штемпроком (Stemprok, 1963) о размещении 285 месторождений Sn-W-Mo-формации по отношению к контакту гранитов, устанавливается их хорошая сходимость (по данным М. Штемпрока, в экзоконтакте залегает 24,5%, в экзо-эндоконтакте 29%, в эндоконтакте 40%, неясные случаи 6,5%).

Таблица 2

Размещение грейзеновых месторождений различных структурно-морфологических типов по отношению к контакту гранитов

Расположение по отношению к гранитам	Структурно-морфологические типы						
	Всего	Минерализованные купола	Минерализованные дайки	Трубообразные тела	Штокверковые м-ния	Жильные м-ния	М-ния минерализованных зон
В экзоконтакте, % . .	27,5	Нет	100	13,0	55,4	22,4	100
В экзо-эндоконтакте, %	31,2	»	Нет	25,0	27,6	38,0	Нет
В эндоконтакте, % . .	41,3	100	»	62,0	17,0	39,6	»
% месторождений данного типа от общего числа учтенных (824)	100	15,0	3,5	4,7	16,6	55,0	5,2

Следует отметить, что при анализе особенностей месторождений различных структурно-морфологических типов устанавливается следующее: выделенные типы тесна, связаны между собой и могут непосредственно переходить друг в друга. Это особенно характерно в случае значительного вертикального диапазона развития минерализации.

Очевидно также, что особенности состава и строения месторождений в значительной мере определяются их размещением по отношению к кровле интру-

зий, т. е. являются функцией «уровня» локализации оруденения по отношению к материнским гранитам. Например, многие жильные и штокверковые месторождения в породах кровли с глубиной переходят в тип минерализованных куполов. Минерализованные дайки обычно тесно взаимосвязаны с месторождениями минерализованных зон пород экзоконтакта и минерализованными куполами.

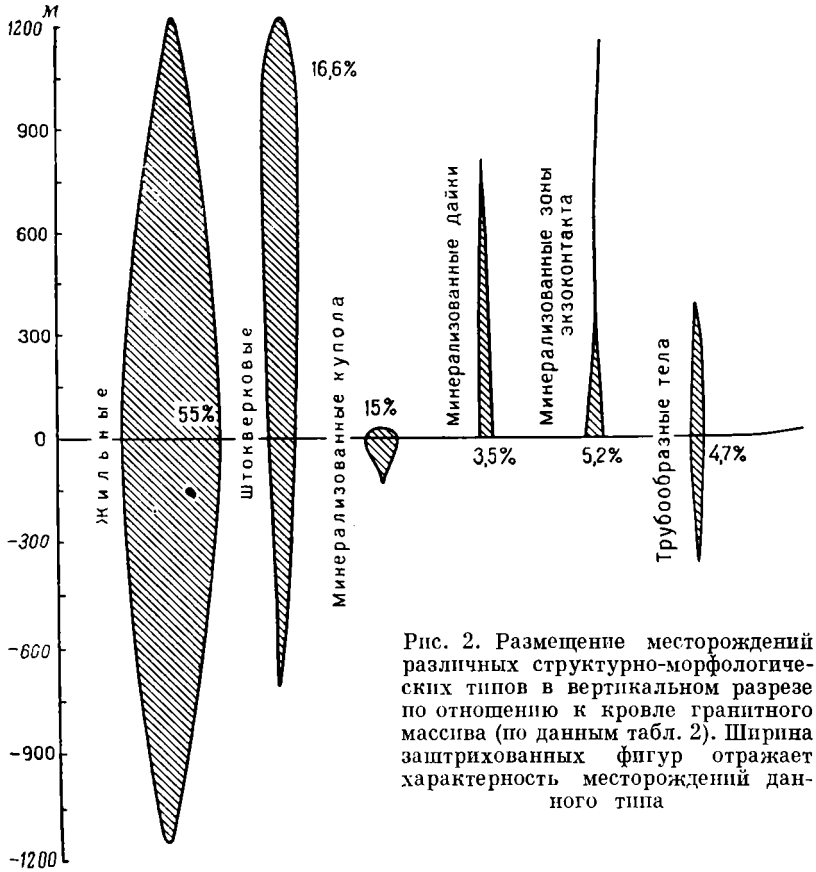


Рис. 2. Размещение месторождений различных структурно-морфологических типов в вертикальном разрезе по отношению к кровле гранитного массива (по данным табл. 2). Ширина заштрихованных фигур отражает характерность месторождений данного типа

Существенное влияние поверхности контакта гранитных интрузий на особенности разлития минерализации отмечали практически все исследователи, занимавшиеся изучением месторождений рассматриваемого типа. Еще В. Эммонс и П. Ниггли, а позднее Г. Шнейдерхен и Х. М. Абдуллаев предлагали использовать степень удаленности месторождений от материнских интрузий даже в качестве классификационного признака. В частности, выделялись крипто-, акро-, эпи-, эмбатолитовые месторождения, по классификации П. Ниггли (1933) и В. Эммонса (1933), или месторождения без-, над-, околопнгрузивной и интрузивной зон, по Х. М. Абдуллаеву (1954).

«Безинтрузивные» месторождения (криптобатолитовые) — это главным образом жильные и штокверковые. «Надинтрузивные» (акробатолитовые) более разнообразны: помимо жильных и штокверковых здесь распространены месторождения типа минерализованных даек и минерализованных зон пород

экзоконтакта. «Околоинтрузивные» (эпибатолитовые) месторождения, локализующиеся непосредственно в экзо-эндоконтакте, наиболее многообразны: они могут быть представлены всеми шестью типами. Месторождения «интрузивные» (эмбатолитовые) чаще всего жильные, реже штокверковые и трубообразные. На примере изученных месторождений можно наметить условные границы размещения оруденения в каждом из этих четырех случаев (в метрах по вертикали от контакта).

I. Безинтрузивные +500.
II. Надинтрузивные от +500 до +100.
III. Околоинтрузивные от +100 до —100.
IV. Интрузивные > —100.

Выделенные структурно-морфологические типы грейзеновых месторождений оказываются при этом характерными для различных диапазонов глубинности. Типичное распределение месторождений различных структурно-морфологических типов по уровням глубинности условно изображено на рис. 2. Как видно из рисунка, жильные месторождения не только наиболее распространенный, но и наиболее устойчивый морфологический тип грейзеновых место-

Таблица 3

Характерные элементы руд грейзеновых месторождений различных структурно-морфологических типов, %(за 100% принято общее количество учтенных месторождений и рудопроявлений мира)

Элементы	Жильные месторождения	Штокверковые м-ния	Минерализованные купола	Минерализованные дайки	Трубообразные тела	М-ния минерализованных зон
W	**16,4**	9,5	6,5	3,4	2,4	6,5
Sn	6,3	8,0	**12,9**	**33,3**	9,5	**10,9**
Mo	1,2	1,4	—	—	**14,3**	2,2
Be	2,1	3,4	3,7	—	—	**30,5**
Be-W	3,9	2,0	3,7	—	—	8,7
W-Sn	**34,3**	**38,0**	**25.2**	**30,0**	16,7	4,3
W-Mo	4,5	6,8	—	—	4,8	—
W-Bi	0,6	—	—	—	—	—
Sn-Bi	0,4	—	—	—	4, 8	—
Mo-Be	0,4	0,7	—	—	—	—
Sn-Be(+Li)	1,7	0,7	2,3	—	—	6,5
W-Sn-Bi	1,8	2,0	1,5	3,4	—	—
W-Mo-Sn	2,5	4,0	8,1	3,4	**16,6**	4,3
W-Bi-Mo	3,5	8,0	2,3	—	**14,3**	—
W-Mo-Be	4,1	4,0	2,9	—	2,4	6,5
Sn-Be-W(+Li)	4,1	2,0	2,3	3,4	—	**13,0**
Be-Mo-Bi	1,0	—	1,5	—	2,4	2,2
W-Bi-Be	0,6	0,7	0,7	—	—	—
W-Sn-Mo-Be	2.8	1,4	7,5	3,4	—	2,2
W-Be-Bi-Mo	1,6	2,7	2,3	3,3	—	—
W-Sn-Mo-Bi-Be	2,1	2,7	2,3	3,3	—	2,2
Sn+(Nb, Ta, Li, Be)	0,2	—	6,0	**10,0**	—	—
W-Sn-Mo-Bi+(Li)	3,1	2,0	6,0	3,1	**11,8**	—
Sn-W-Be-Mo	0,8	—	2,3	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечания: 1. В таблице последовательность перечисления элементов не имеет смыслового содержания (например Mo-W и W-Mo).
2. Полужирным даны наиболее характерные элементы (в кол-ве > 10%).

рождений. Они развиваются как в наиболее удаленных частях экзоконтакта, так и в эндоконтакте.

Каждый из выделенных структурно-морфологических типов грейзеновых месторождений обладает также и характерными особенностями оруденения. Так, месторождения минерализованных куполов имеют обычно наиболее сложный состав: помимо Sn, W, Be, Mo для них характерны также Li, Nb, Ta, иногда As. Жильные месторождения, особенно удаленные от поверхности контакта гранитов, как правило, отличаются более простым составом.

Особенности рудной минерализации грейзеновых месторождений, локализованных в экзо- и эндоконтакте, и месторождений различных структурно-морфологических типов, отражены в табл. 3 (по данным 824 учтенных месторождений и рудопроявлений). Эти сведения следует рассматривать как сугубо предварительные, так как наши суждения о метальности руд основываются на резко различных данных: в одних случаях — лишь на списочном составе минералов руд, приводимом в статьях, в других — на более надежных данных, учитывающих промышленные содержания элементов в рудах.

2. ЖИЛЬНЫЕ И ШТОКВЕРКОВЫЕ ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Жильные месторождения — наиболее распространенный тип грейзеновых месторождений. Строение жильных месторождений обычно простое: это системы параллельных кварцево-рудных жил, сопровождающихся грейзенизацией, пересекающих породы кровли и граниты. В одних случаях устанавливается одна параллельная система жил, в других несколько. Расположение жил обычно хорошо увязывается с региональными рудоконтролирующими разрывными нарушениями и особенностями морфологии гранитных интрузий. Наиболее простые по строению месторождения обладают одной четко выраженной системой жил. Таковы параллельные жильные зоны месторождений Корнуэлла, многих месторождений Урала (Боевское, Юго-Коневское и др.), Забайкалья (Антоновогорское, Дедовогорское, Зун-Ундурское), Китая (Сихуашань, Тахишан, Шанпинг) и других регионов.

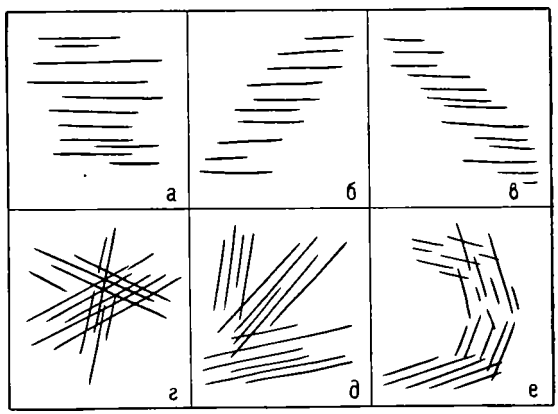


Рис. 3. Типы структур жильных полей грейзеновых месторождений:

***а—в* — простые, *г—е* — сложные; а — параллельная система жил, б — правая кулиса жил, *в* — левая кулиса жил, г — радиальная система жил, *д* — веерообразная система жил, *е* — дугообразная система жил**

В зависимости от геологического строения района и характера рудоконтролирующих нарушений параллельные жильные системы в одних случаях образуют правые кулисы жил, в других — левые, в третьих — нормальные системы без какого-либо смещения (рис. 3, *а*, б, *в)*. При развитии нескольких систем жил возникают радиальные, веерообразные и дугообразные структуры жильных полей (рис. 3, г, *д*, *е)*. Таковы месторождения Караобинское, Нура-Талдинское (Казахстан), Карасьевское (Урал), Калгутинское (Алтай), Джидинское, Букукинское и Белухинское (Забайкалье), Торрингтон (Австралия), Хеемскирк-Зеехан (Тасмания), Мармолохо (Испания) и др.

В случае образования большого количества не мощных жил, а маломощных прожилков, изометричных в плане очертаний полей минерализации, такие месторождения образуют переходы к штокверкам. Рудные тела в типичных жильных месторождениях обычно прослеживаются на сотни метров, реже достигая первых километров. Мощности жил грейзеновых месторождений обычно незначительны: 20—40 *см*, в раздувах от 60 *см* до 1 *м*. Жилы мощностью более метра встречаются редко и далеко не в каждом месторождении. Для грейзеновых месторождений в целом, безусловно, типичны крутопадающие жилы, пересекающие вмещающие породы и граниты, пологопадающие тела встречаются значительно реже, хотя известны отдельные крупные месторождения с пологопадающими жилами (Панаскейра, Циновец и др.).

В разрезе типичные жильные месторождения также нередко обнаруживают переходы к штокверковым зонам. В одних случаях такое разветвление жил на многочисленные мелкие жилки и прожилки, создающие штокверк, устанавливается в нижней части жильной зоны, в других — в верхней. В участках перехода в штокверковые зоны резко возрастает объем зон гидротермально измененных пород. Зоны грейзенизации, сопровождающие жилы в таких участках, сливаются и образуют единое поле метасоматически измененных пород, пронизанных прожилками.

Отмечая взаимосвязь жильных и штокверковых месторождений и условность в ряде случаев отнесения месторождений к тому или иному типу, отметим, что в своем типичном выражении жильные и штокверковые месторождения резко отличаются друг от друга. Тем не менее тесная пространственная взаимосвязь жильных и штокверковых месторождений, а также общность характера изменения в них минерализации как в разрезе, так и в плане, позволяет дать их объединенное описание.

а. Особенности месторождений различных «уровней глубинности»

Наиболее общие черты зональности руд, особенности минерального состава жил, прожилков в зонах штокверков и околожильных пород находятся в отчетливой зависимости от расположения отдельных жил, жильных зон и штокверков по отношению к контакту гранитов. Эти закономерности справедливы и для других морфологических типов. Однако в жильных и штокверковых месторождениях они выражены максимально отчетливо.

При сопоставлении месторождений I — IV уровней глубинности (по отношению к материнским гранитам) прежде всего обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Несмотря на неразрывную взаимосвязь месторождений и наличие всех промежуточных типов между далеко удаленными или «криптобатолитовыми» (I), удаленными или «акробатолитовыми» (II), собственно прикровельными — «эпибатолитовьши» (III) и месторождениями достаточно эродированных частей массивов — «эмбатолитовыми» (IV), в этом едином геологическом ряду образований, охватывающем около 1000 *м* по вертикали (±500*м* по отношению к контакту), нет единой общей направленности в изменении особенностей строения и состава месторождений.

По широте развития даек, связи рудоконтролирующих структур с региональными нарушениями, вертикальному диапазону оруденения, характеру минерализации, зональности устанавливается «экстремум» всех этих свойств для собственно приконтактовых, «прикровельных» месторождений. Свойства месторождений однонаправленно изменяются вначале (по мере приближения

к кровле гранитного массива) в одном, затем (под кровлей) — в другом, нередко противоположном направлении. Рассмотрим эти положения более подробно.

1. При анализе особенностей размещения и состава даек в различных по удаленности от гранитов месторождениях можно отметить следующие основные закономерности. В направлении от I ко II типу устанавливается отчетливое возрастание количества развитых в их пределах даек, а от III к IV типу — уменьшение. Так, в месторождениях, формирующихся на значительном удалении от гранитов (I тип), дайки, как правило, единичны или представлены лишь одной-двумя разновозрастными сериями. Для месторождений II типа количество даек максимальное, устанавливается наиболее отчетливая пространственная связь с ними оруденения. Дайки образуют протяженные на несколько километров, а иногда и до десятков километров зоны и пояса. Примером может служить широко известный район Корнуэлла.

По отношению к таким поясам оруденение располагается закономерно, локализуясь в местах пересечения поясов друг с другом или с дорудными тектоническими структурами. Аналогичная особенность концентрации оруденения по отношению к дайкам установлена М. Б. Бородаевской для кварц-золоторудных месторождений Урала и Д. В. Люисом для месторождений Америки. В месторождениях, приуроченных к апикальным частям массивов (III тип), дайки по широте распространения хотя и сопоставимы с предыдущим типом, однако имеют незначительные размеры. Протяженность их редко превосходит первые десятки метров, а мощность, как правило, варьирует в пределах 10—20 *см*. Наконец, в месторождениях, располагающихся в эродированных гранитных массивах (IV тип), дайки вновь имеют крайне ограниченное развитие.

Обращает на себя внимание также развитие в месторождениях I типа даек преимущественно основных пород, в месторождениях II типа наряду с основными дайками широко распространены и кислые, образующие три-четыре и более разновозрастных серий. В месторождениях III и IV типов развиты жильные породы практически только кислого состава. Кроме того, в генетическом отношении дайки первых двух типов месторождений в подавляющем большинстве не связаны с формированием рудоносных гранитов, т. е. являются так называемыми дайками второго этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову). В месторождениях же III и IV типов, напротив, дайки — производные материнских гранитных интрузий и близки им по составу и строению (дайки I этапа).

Следует также отметить, что для даек, ассоциирующих с месторождениями II и III типов, характерно интенсивное проявление процессов метасоматического замещения — микроклинизации, альбитизации, грейзенизации, нередко явлений реоморфизма, в значительной степени затушевывающих первичные структурно-текстурные особенности пород или приводящих к полному их замещению. Так, например, М. М. Повилайтис (1964), на основании изучения особенностей состава и строения даек, развитых в пределах рудопроявлений гранитного массива Куу в Центральном Казахстане, пришла к выводу о возникновении их при процессах замещения и переплавления исходных крупнозернистых гранитов. Интенсивное проявление процессов микроклинизации и альбитизации, нацело перерабатывающих первоначальную породу, отмечалось нами для даек, развитых в пределах Караобинского месторождения. Одновременно в таких измененных дайках фиксируется повышенное количество акцессорных элементов-примесей, в частности Be, Li, W и др. В месторожде-

ниях, наиболее удаленных от контактовой зоны гранитов (I и IV типы), дайковые породы, как правило, не обнаруживают заметных признаков постмагматических изменений.

По отношению к оруденению дайки обычно дорудные, внутрирудные дайки характерны лишь для месторождений II—III типов. На чередование во времени периодов внедрения даек и оруденения обращали внимание многие исследователи. При этом образование даек в общем ходе развития минерализации месторождения происходит закономерно и разделяет различные этапы оруденения, чаще всего раннее молибденовое от последующего вольфрамового, а иногда вольфрамовое от более позднего комплексного редкометального (Абдрахманов, Строганов, 1958; Денисенко, 1965).

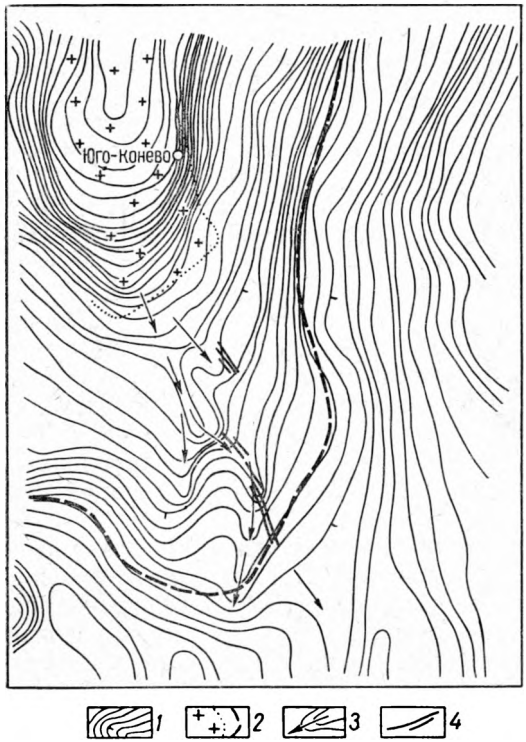


Рис. 4. Схема размещения жил Пороховского (Урал) кварц-вольфрамитового рудопроявления в породах кровли над гребнем гранитов. По материалам Н. В. Свешникова и др., 1965 г.

1 — **изолинии силы тяжести, штрихи направлены в сторону возрастания поля;** *2* — **Юго-Коневский гранитный массив (контуры на поверхности и на глубине);** *3* — **направление погружения «слепого гребня» гранитов;** *4* — **главнейшие жильные зоны**

2. Устанавливается определенная закономерность **в** изменении структуры рудных полей месторождений по мере их удаления от контакта с гранитами, т. е. от месторождений II типа к месторождениям I типа — в породах кровли и от месторождений III к IV — в гранитах. Для жильных месторождений эта закономерность выражается в отчетливой связи структуры месторождений I и IV типов с региональными рудоконтролирующими нарушениями в основном взбросо-сдвигового характера, по отношению к которым рудные жилы и прожилки располагаются обычно как оперяющие трещины различных порядков (Рундквист, 1964; Рундквист, Денисенко, 1966).

Вследствие взаимосвязи со сдвиговой тектоникой для рудных полей I и IV типов характерны параллельные, кулисообразные, эшелонированные жильные системы, развивающиеся в блоках между параллельными рудоконтролирующими нарушениями, приуроченность жил к наиболее хрупким из различных по механическим свойствам пород, сложное разветвление жил в местах выклинивания и др. Очень характерны протяженные параллельные жильные зоны Юго-Восточного Китая, Корнуэлла, вольфрамовых месторождений Урала. При этом во всех случаях установлено, что главную роль в локализации жил играли экзокинетические системы трещин, развивающиеся как в пределах гранитов, так и во вмещающих породах по одному плану, которые в гранитах лишь приспосабливались к существующей системе эндокинетических трещин.

Другая характерная особенность — образование в участках пересечений нескольких тектонических нарушений веерообразных, дугообразных, «вихревых» структур жильных полей, возникающих при развитии нескольких соподчиненных систем трещин, закономерно располагающихся друг по отношению к другу.

При анализе структур жильных месторождений, залегающих в куполах п непосредственно над куполами гранитов (II и III типы), устанавливается четкая зависимость размещения рудных тел от особенностей морфологии этих куполовидных массивов (рис. 4, 5). Последнее позволяет сделать важный вывод о принципиальной возможности по взаимному расположению жил и прожилков (в случае, если граниты даже не обнажаются на данном срезе) предвидеть возможные особенности локализации оруденения, а в ряде случаев — размещение и главные черты морфологии нижележащих массивов гранитов.

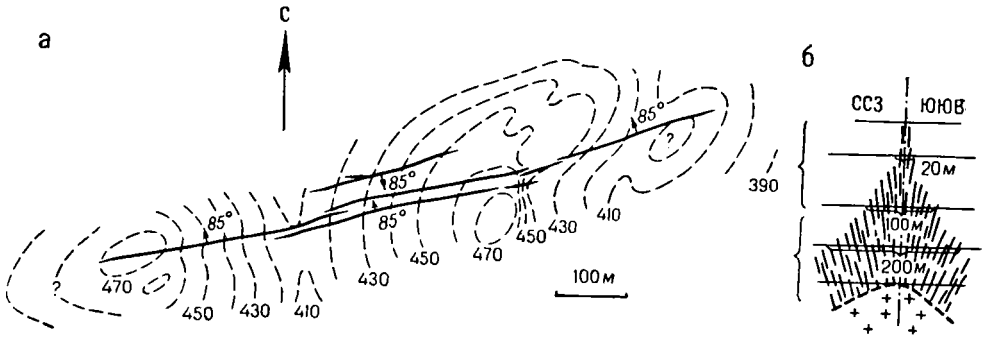


Рис. 5. Расположение рудных жил и сопровождающих их грейзенов (черные линии) на месторождении Эренфридерсдорф (Рудные горы), приуроченных к породам кровли над «слепым гребнем» гранитов;

а — план; б — разрез. По Х. Болдуэну и М. Хофману (Bolduan, Hoffman, 1963)

Обобщая известные случаи закономерного размещения рудных жил рассматриваемых типов месторождений по отношению к морфологии гранитов, можно прийти к следующим выводам.

а. Очертания жильных зон в первом приближении отражают морфологию куполов, над которыми или в пределах которых они развиваются. В связи с изометричными в плане куполами развиваются изометричные жильные зоны, в связи с вытянутыми «гребневидными» — удлиненные, в связи с неправильными, асимметричными, подковообразными и т. д. — дугообразные, веерообразные, спиралеобразные и т. п.

б. Развитие жильных зон и минерализации, это уже неоднократно отмечалось (Уиссер, 1964; Смирнов В. И., 1963), всегда происходит со стороны пологого погружения купола. Предварительно можно также отметить, что в случае дугообразных жильных систем выпуклость дугообразности обращена в сторону центра купола гранитов. Это положение, в случае его подтверждения большим числом примеров, может иметь важное значение при поисках рудоносных метасоматически переработанных куполов.

в. Как правило, из двух генетически тесно связанных систем трещин — концентрических и радиальных — для размещения рудных жил значительно чаще используются радиальные.

На основании экспериментальных исследований, на которые ссылается Э. Уиссер (1964), подобная особенность развития трещин может быть следствием наличия пологих склонов куполов гранитов, поскольку концентрическая система трещин как будто бы в соответствии с этими данными должна получать доминирующее развитие лишь при крутых склонах куполов. В этой связи важно подчеркнуть, что дугообразные структуры, устанавливаемые при изучении жильных месторождений, могут быть не только результатом неполного проявления концентрических структур, но (и этот случай, очевидно, более распространен, судя по размещению жил в куполах и над ними) могут возникать как частный случай развития радиальных структур, когда жилы ориентируются лишь по двум «радиусам» (т. е. образуя двугранный угол) и сериям сопряженных соединяющих их трещин.

г. По мере удаления от гранитов, размещение жильных зон и их внутренние структуры все в меньшей степени отражают особенности кровли гранитов и все более отчетливо выявляют региональные особенности проявления разрывной тектоники — связь с рудоконтролирующими нарушениями и оперяющими их системами трещин.

Закономерности в размещении жил грейзеновых месторождений хорошо согласуются с закономерностью, отмеченной Э. Уиссером (1964) для эпитермальных месторождений, связанных с куполами.

Вполне разделяя выводы этого исследователя о закономерном расположении трещин по отношению к куполам и их генетической взаимосвязи, мы считаем, однако, необходимым подчеркнуть, что эти закономерности вместе с тем не могут быть поняты без учета проявления общей региональной разрывной тектоники, роль которой в размещении жил закономерно возрастает и становится превалирующей по мере удаления от центра жильного поля к периферии, от куполовидных выступов гранитов во вмещающие толщи.

3. В полном соответствии со сказанным изменяются **вертикальная протяженность рудных тел** и выдержанность оруденения на глубину, которые максимальны в месторождениях I типа, значительны в месторождениях IV и II типов и имеют наименьший «размах» в месторождениях III типа. Эта интересная особенность для жил I и III типов оловянно-вольфрамовых месторождений юго-восточной части Китая отмечалась М. И. Ициксоном (1963).

4. При рассмотрении особенностей **развития минерализации** в пределах месторождений выделенных типов устанавливается, что по мере приближения к гранитам (т. е. от I к IV типу) отмечается в целом усложнение минерального состава руд. Так, количество минеральных видов, устанавливающихся в пределах различных месторождений Казахстана и относимых к одному из выделенных типов, закономерно изменяется и составляет для месторождений I типа около или несколько более 50 видов, II — около 100, III и IV — свыше 100.

Эта же особенность справедлива и в отношении метальности руд жильных месторождений. Так, месторождения I типа, как правило, монометальны или реже биметальны; в месторождениях II типа присутствуют два, реже три компонента; наконец, в месторождениях, локализованных в гранитах (III, IV тип), имеет место комплексное редкометальное оруденение.

5. Одновременно с усложнением минерального состава руд по мере увеличения глубинности формирования месторождений происходит возрастание **относительной роли метасоматоза** (по сравнению с жильным выполнением), выражающееся в развитии среди гранитов более мощных околожильных и околопрожилковых зон изменений, а нередко и самостоятельных линейных и площадных метасоматических тел, несущих оруденение. Может быть отмечена

также и закономерность в смене метасоматических фаций: кварц-серицитовые, кварц-серицит-пиритовые, кварц-пиритовые, кварц-хлоритовые — в породах кровли, на значительном удалении от интрузий, и кварцевые, кварц-топазовые, кварц-флюорит-мусковитовые, т. е. типичные грейзеновые фации — в гранитах.

6. Устанавливается определенная зависимость между глубинностью формирования месторождений и особенностями зонального размещения минерализации в их пределах. В общем виде схемы горизонтальной и вертикальной зональности для каждого из рассматриваемых типов месторождений достаточно устойчивы. В первую очередь может быть подчеркнута резко различная степень контрастности зональности. Минимально контрастная зональность устанавливается в месторождениях надинтрузивных, максимально контрастная — характерна для месторождений апикальных частей интрузий. С другой стороны, как следствие усложнения минерального состава месторождений от IV ко II и от I к II типу, можно отметить отчетливое возрастание сложности зональности месторождений, проявляющееся как в образовании все большего числа различных по минеральному составу зон, так и в усложнении генетического типа зональности. По-видимому, зональность месторождений IV частично I и II типов, в большей степени пульсационная, тогда как зональность месторождений II и III типа представляет собой сложную суммарную картину зональности отложения и пульсации.

Как будто бы можно говорить и об устойчивости общей «типовой» последовательности смены минеральных зон в каждом из типов. При этом в месторождениях IV, а также I типов зональность целесообразно рассматривать главным образом по отношению к рудоконтролирующим тектоническим нарушениям, а в месторождениях II и частично III типов — в первую очередь относительно морфологии гранитного купола.

Рассмотрим несколько характерных случаев зонального развития минерализации в месторождениях различных уровней глубинности по отношению к кровле куполов рудоносных гранитов на примерах изучавшихся авторами месторождений Казахстана (см. рис. 6—9).

В месторождениях I типа, обладающих простым минеральным составом, зональность в плане выражается обычно в изменении содержания рудного компонента в соответствии с изменением структурного плана развития жильного поля. Так, для одного из кварц-вольфрамитовых месторождений Казахстана (см. рис. 6), которое локализовано в глинисто-известковой песчано-сланцевой толще кровли слепого купола гранитов, залегающего на глубине свыше 400—450 *м*, зональность выражается в том, что различные концентрации $W0_3$ в пределах рудного поля распределяются закономерно, образуя три (I, II, III) самостоятельные подзоны (рис. 6, *а)*. При этом внешняя северная подзона имеет самые низкие содержания $W0_3$, центральная подзона объединяет жилы со средним содержанием, а в южной — устанавливаются наиболее высокие концентрации $W0_3$ (см. рис. 6, *в)*. Примерное соотношение содержания $W0_3$ в этих подзонах в направлении с севера на юг может быть выражено следующим порядком цифр: 1 : 15 : 35

Такая смена содержания трехокиси вольфрама в пределах рассматриваемого месторождения находится в полном соответствии с изменением структурного плана развития жильного поля. Мощные и протяженные жилы, развивающиеся в южной части рудного поля вблизи тектонического нарушения по азимуту СЗ 290—300°, образуют зону с наиболее высоким содержанием $W0_3$; жилы с азимутом простирания СЗ 330°, располагающиеся по отношению к предыдущим к северу как оперяющие трещины более низкого порядка, характери-

зуются преимущественно средними содержаниями $W0_3$; наконец, для апофиз на северном выклинивании жил, имеющих тенденцию к развитию в близмеридиональном направлении, характерны самые низкие концентрации $W0_3$.

С глубиной монометальные месторождения, относимые к I типу, нередко становятся биметальными. При этом последовательность смены минерализации

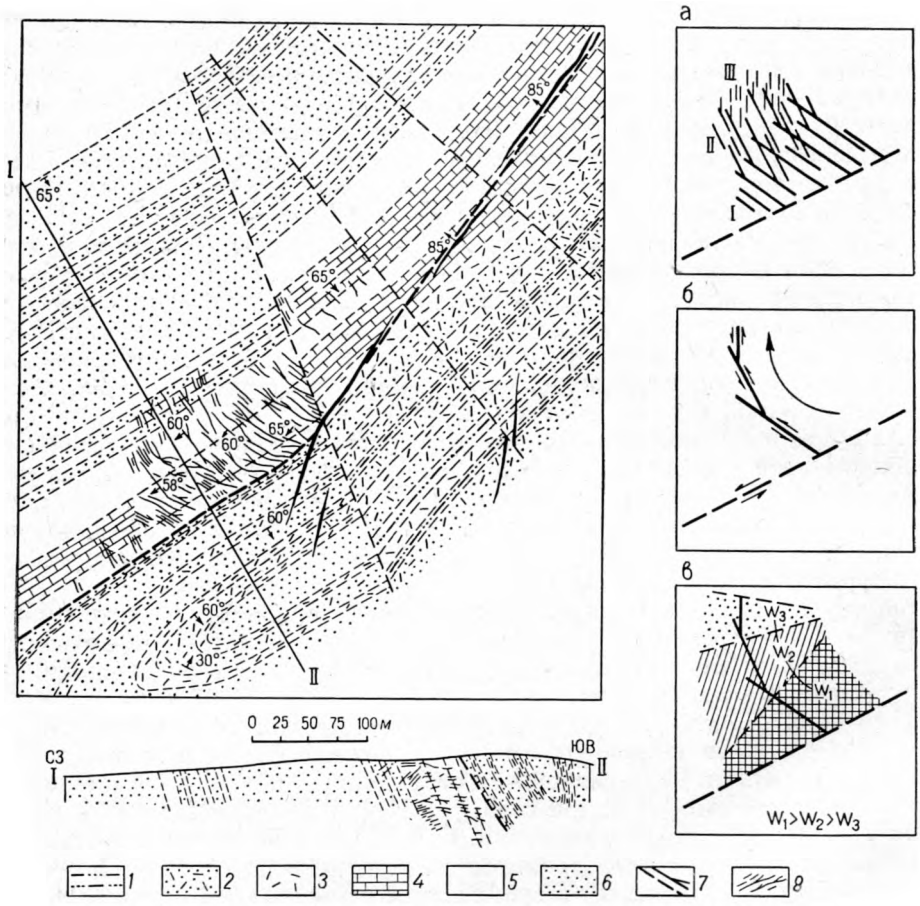


Рис 6. Схема геологического строения и зональности месторождения I типа — штокверк в породах кровли. Составлена по материалам И. А. Фролова.

***а* — структурная схема размещения жил по отношению к рудоконтролирующему нарушению, б — схема, поясняющая образование дугообразной системы жил и прожилков, *в* — схема горизонтальной зональности вольфрамовой минерализации в пределах рудного поля**

***1* — аркозовые песчаники; *2* — алевролитовые и кристаллические туфы; 3 — пепловые туфы; *4* — известняки и скарны; *5* — глинистые и серицитовые сланцы; *6* — туфонесчаники; *7* — тектонические нарушения; *8* — кварцево-рудные жилы**

по вертикали выдерживается однотипной в различных месторождениях и отвечает ряду: W—Sn—R—Mo [1]. Иными словами, в оловянно-вольфрамовых месторождениях вольфрамовая минерализация характерная для верхних частей жил, с глубиной сменяется существенно оловянной; в вольфрамово-молибдено-

---

[1] **Здесь и далее R — редкометальная минерализация.**

вых также верхние горизонты практически монометальные вольфрамовые, а более глубокие — комплексные вольфрам-молибденовые и т. д.

Горизонтальная зональность в месторождениях, развивающихся в широкой экзо- и эндоконтактовой зоне гранитных массивов (II и III типы), во многом однотипна (рис. 7, 8), для нее характерна отчетливая связь особенностей размещения минерализации с морфологией купола рудоносных гранитов. Такая связь выражается в локализации минеральных зон над пологой стороной купола и смене их по направлению к вершине купола в закономерной последовательности: W — (Bi + — Sn) — R — Mo. Последняя зона располагается обычно в зоне эндоконтакта гранитных куполов.

Для рассматриваемых месторождений устанавливается, что вольфрамовое оруденение обычно выдерживается на всей площади месторождений, поэтому зональное распределение минерализации необходимо рассматривать на фоне возрастания комплексности руд. Каждая последующая минеральная зона по отношению к предыдущей имеет сравнительно более локальное площадное распространение и в значительной мере перекрывается с предыдущей зоной, однако центры максимального проявления той или иной минерализацни закономерно смещены по отношению друг к другу.

«Выдержанный эксцентриситет» в размещении рудных зон, развитие их не вокруг всего гранитного массива, а с закономерным смещением и расширением в направлении его пологой кровли отмечался ранее В. И. Смирновым (1963). В плане минеральные зоны имеют вид полумесяцев, огибающих вершину купола.

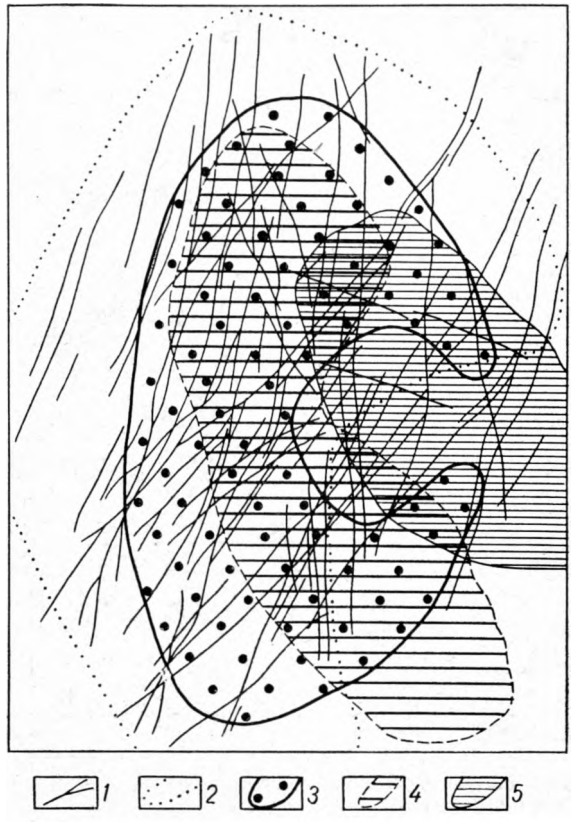


Рис. 7. Схема горизонтальной зональности месторождения II типа — веерообразная система жил в породах кровли над асимметричным «слепым» куполом гранитов.

Зоны минерализации в виде «полумесяца» развиваются над пологой стороной «слепого» купола гранитов. *1* — кварцево-рудные жилы и прожилки; зоны минерализации: *2* — вольфрамовой, *3* — вольфрамовой и висмутовой, *4* — комплексной редкометальной, *5* — молибденовой

В месторождениях III типа устанавливается зависимость расположения рудной минерализации от морфологии массива: в вертикальном разрезе оруденение в плоскости жил размещается в виде «лент», «поясов», располагающихся близпараллельно кровле гранитного массива.

Отмеченная горизонтальная зональность в распределении оруденения полностью подтверждается и данными изучения ореолов рассеяния металлов в пределах рудных полей. По данным К. Ш. Сатыбалдина, на редкометальных

месторождениях Казахстана внешний фон редкометальных ореолов является вольфрамовым, площадь его значительно превышает размеры отдельных рудных тел или минерализованных зон. Ореолы рассеяния молибдена имеют несколько более локальное развитие и распространяются обычно на площади лишь «в два-три раза большей, нежели их фактические размеры». «Ореолы рассеяния висмута и олова вписываются в площади распространения ореолов рассеяния вольфрама и молибдена» (Сатыбалдин, 1960).

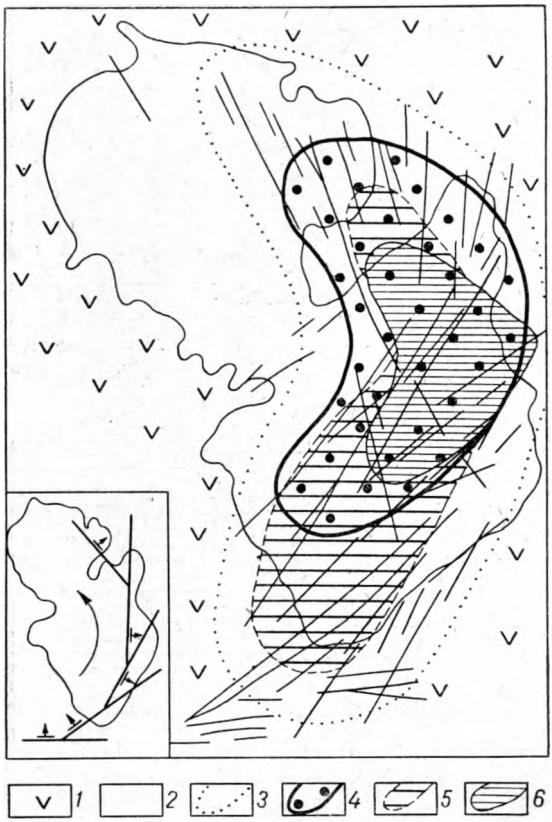


Рис. 8. Схема горизонтальной зональности месторождения III типа — дугообразная система жил в куполовидном выступе гранитов. Слева — схема, иллюстрирующая дугообразность в размещении жил. Оруденение развивается со стороны пологого погружения купола гранитов.

***1* — кварцевые порфиры и их туфы; *2* — граниты; зоны минерализации: *3* — вольфрамовой, *4* — висмут-оловянной, *5* — комплексной редкометальной, *6* — молибденовой**

По существу в той же последовательности, а именно: W — (Sn + Bi) — R — Mo происходит смена минерализации » месторождениях II и III типов и по вертикали в направлении от поверхности к более глубоким горизонтам. Для редкометальных месторождений Казахстана аналогичная смена рудных зон по вертикали ранее отмечалась Г. Н. Щербой (1960), который подчеркивал, что в самом низу преимущественно накапливается Sn_t W и др., выше к ним прибавляются W, Bi и в самом верху, кроме W, появляются еще Pb, Zn, Cu (стр. 356). Близкая смена оруденения по вертикали устанавливается, по данным И. Я. Некрасова (1963), для месторождений касситерит-кварцевой и молибденит-кварцевой формаций Якутии.

Для редкометальных месторождений Юго-Восточного Китая также характерна смена минерализации от поверхности на глубину в последовательности: Sn-W зона с преобладанием вольфрамита, W-Sn с преобладанием касситерита, в нижних частях которой появляется берилл (Геологическое общество Китая, 1963). Аналогичная зональность устанавливается и на месторождениях Северо-Западного Китая — с глубиной W-Sn оруденение в жилах постепенно сменяется Mo-Be минерализацией. Вертикальный диапазон распространения жил, в пределах которого происходит такая смена, составляет 400—500 *м*.

Однако следует подчеркнуть, что быстрота смены различных минеральных зон по вертикали значительно меньшая по сравнению с таковой, наблюдающейся в горизонтальном направлении по мере удаления от купола. Учитывая

это, а также факт сравнительно ограниченного диапазона выдержанности промышленного оруденения на глубину (первые сотни метров), в целом вертикальная зональность оказывается менее отчетливо проявленной.

В месторождениях IV типа, располагающихся в эродированных гранитных массивах, размещение минерализации подчиняется преимущественно струк-

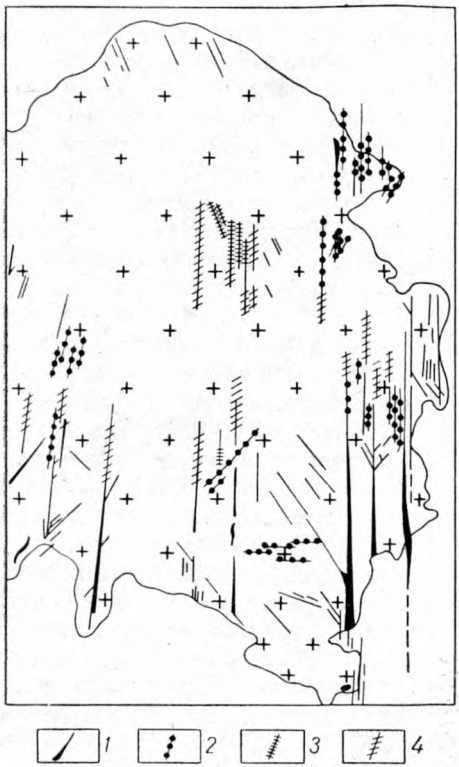


Рис. 9. Принципиальная схема размещения жил с различной минерализацией в пределах восточной части гранитного массива (Казахстан). IV тип — линейная система жил внутри достаточно эродированного массива гранитов

1 — **вольфрамовая с мусковит-кварцевыми и кварц-топазовыми грейзенами;** *2* — **комплексная редкометальная с кварц-мусковитовыми грейзенами; 3 — поздняя безрудная с кварц-турмалиновыми грейзенами;** *4* — **участки интенсивной калишпатизацин на выклинивании жил**

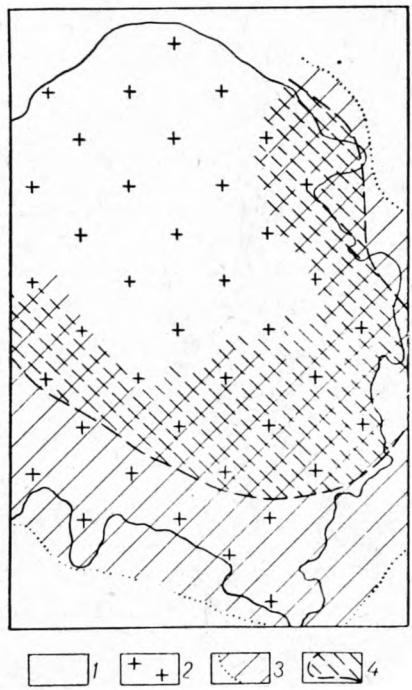


Рис. 10. Схема горизонтальной зональности месторождения **IV** типа — **си-**схема жил в эродированном гранитном массиве

1 **- породы кровли; 2 - граниты; зоны минерализации;** *3* — **вольфрамовой;** *4* — **комплексной редкометальной**

турному контролю. Так, в грейзеновых месторождениях Казахстана авторами в различных по времени образования трещинах устанавливалась локализация разновременных минеральных парагенезисов (рис. 9). В пределах же всей площади месторождения смена минерализации в плане, в направлении от периферии к центральным частям гранитного массива происходит в той же последовательности, что и в месторождениях II и III типов, а именно: от вольфрамовой к комплексной редкометальной (рис. 10). Что же касается размещения оруденения по вертикали, то наряду с прямой зональностью здесь нередко фиксируются случаи обратной, являющейся как бы зеркальным отражением,

последовательности смены типов оруденения, имеющей место выше контактовой поверхности гранитного массива.

Вероятно, отмеченные закономерности в изменении особенностей геологического строения (даек, структур рудных полей и зональности) месторождений, локализованных на различном удалении от материнских интрузий, настолько характерны и выдержаны, что могут использоваться при оценках месторождений и поисках слепых рудных тел, а в ряде случаев и при уточнении некоторых генетических и практических вопросов (например, связи оруденения с теми или иными массивами, поисках «слепых» куполов гранитных интрузий и др.).

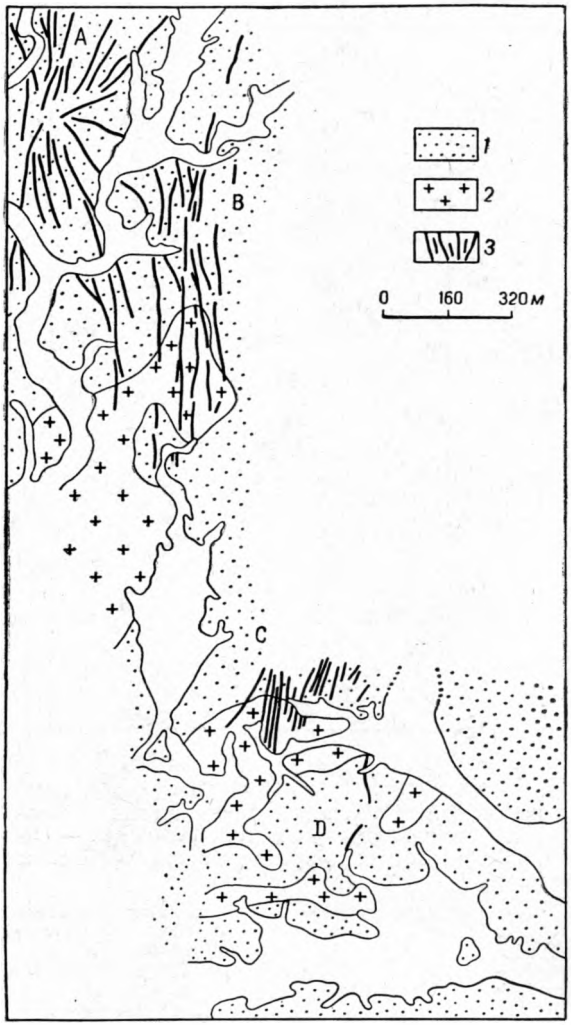


Рис. 11. Схема размещения рудных жил в пределах месторождения Игл (Восточная Пустыня О АР). Составлена по данным М. С. Амина (Amin, 1947).

Зоны развития жил: *A* — безрудных и слабо минерализованных; *B* — с существенно оловянной минерализацией; *C* — с существенно вольфрамовой минерализацией; *D* — безрудных кварц-флюоритовых.
***1* — породы кровли; *2* — розовые граниты; 3 — кварцево-рудные жилы**

В качестве примера использования отмеченных закономерностей приведем месторождение Игл района Ум-Рус-Шит (Египет), охарактеризованное в ряде статей М. С. Амина (Amin, 1947, 1955). Это месторождение представляет интерес для рассмотрения, так как оно нередко указывается в качестве характерного примера проявления обратной «боковой гипогенной» зональности оруденения — от оловянной минерализации, локализованной на периферии рудного поля, к вольфрамовой — в приконтактовой зоне гранита.

На рис. 11 в первую очередь обращает внимание отчетливо веерообразное размещение жил на западном, максимально удаленном от выхода гранитов участке. Веерообразное расположение жил постепенно сменяется линейной жильной зоной, развивающейся в сторону гранита по аз. СВ 40—50°. Минерализация распределена, как отмечает М. С. Амин, закономерно: в зоне А —безрудные и слабо оруденелые жилы, в зоне В — существенно оловянное оруденение, в зоне С — вольфрамовое, в зоне D — безрудные кварц-флюоритовые жилы. По расположению зон В и С по отношению к гранитам действительно как будто бы намечается обратная обычно устанав-

Таблица 4

Изменение строения, состава и характера зональности месторождений, расположенных на различном удалении от контакта материнских гранитов

Тип м-ния	Дайки	Структуры рудных полей	Устойчивость оруденения по вертикали	Минеральный состав руд	Способ образования метасоматизма	Зональность	
Экзоконтакт. I. Количество даек возрастает	Основных пород (порфириты)	Структура усложняется. Связаны с региональными разрывными нарушениями, гл. образом сдвигами; взбросо-сдвигами; жилы в оперяющих трещинах; характерны кулисообразные и дугообразные «вихревые» структуры	Максимально устойчиво (распространяется на глубину до 1000 и более метров)	Простой (W, Sn, Bi, As), сульфиды, руды монобиметальные	Выполнения. «Березиты», «турмалин-хлоритовые метасоматиты»	Не контрастная простая, гл. образом пульсационная; проявляется по отношению к рудоконтролирующим нарушениям	прямая — вольфрамовая
II. Количество даек возрастает	Апофизы и дайки кислых и основных пород, внутрирудные дайки	Связаны с морфологией поверхности кровли гранитных массивов; типичны радиальные и веерообразные системы жил	Не выдержано (обычно не более 200—300 м)	Сложный (Sn, Bi, W, Mo, Li, Nb, Ta), руды комплексные	Замещения. Грейзены и метасоматиты грейзеновой формации	Максимально контрастная, сложная: отложения + пульсации; проявляется в первую очередь по отношению к поверхности кровли гранитов	прямая — редкометальная
контакт							
Эндоконтакт. III. Количество даек возрастает	Дайки, пластовые тела кислых пород — гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов	Связаны с морфологией гранитных куполов и разрывными нарушениями; характерны дугообразные и линейные системы жил			Собственно грейзены, альбититы		обратная — редкометальная
IV	Не характерны	Связаны с региональными разрывными нарушениями, гл. образом сдвигами, взбросо-сдвигами; жилы в оперяющих трещинах, образуют простые и сложные кулисы	Может быть устойчивым до 600—700 м	Простой (Sn, Sn—W, Mo—W, Mo) руды моно- и биметальные	Выполнения. Грейзены, грейзенизированные граниты	Не контрастная простая, гл. образом пульсационная; проявляется по отношению к рудоконтролирующим нарушениям	обратная — вольфрамовая

ливаемой для таких месторождений зональность. Однако в действительности это, очевидно, не так, если принять во внимание: а) структуру жильного поля и, в частности, наличие веера жил на западном фланге, где в силу этого следует предполагать залегание слепого купола рудоносных гранитов и б) состав обнажающихся гранитов, по отношению к которым рассматривается зональность. По данным М. С. Амина, это так называемые «розовые» граниты второй фазы, а не рудоносные мусковитовые лейкократовые граниты третьей фазы, с которыми М. С. Амин и другие исследователи связывают оруденение этого района.

Таким образом, граниты восточного фланга месторождения не могут рассматриваться как материнские породы, а вместе с этим лишается смысла и рассмотрение зональности по отношению к ним, а также вывод об обратной по отношению к обычной боковой зональности. Исходя из структуры жильного поля зональность оруденения является стандартной, прямой, со сменой вольфрамового оруденения оловянным по мере приближения к слепому куполу гранитов, выявляемому по расположению жил. В целом весь этот рудный район следует, очевидно, как это справедливо отмечают М. Ель-Рамли, М. Камаль-Акаад и Д. Аль-Фар (El-Ramli a. o., 1959), рассматривать как апикальную часть массива мусковитовых гранитов, со слепым куполом которого и увязывать оруденение.

Аналогичные примеры четкой связи веерообразного и дугообразного размещения жил с зональностью оруденения можно найти и на ряде других месторождений. В частности, очень характерно в этом отношении Джидинское месторождение, представляющее, судя по описаниям Е. П. Малиновского и В. И. Игнатовича (1962), яркий пример взаимосвязи размещения жил и зональности оруденения. Показательны также многие месторождения Восточной Монголии и некоторых других регионов. Следует подчеркнуть, что природные закономерности в действительности, очевидно, значительно выдержаннее и позволяют проводить нередко бо́льшую типизацию, чем это обычно представляется. В этом отношении пример «обратной» зональности месторождения Игл достаточно характерен.

Особенности месторождений различных уровней глубинности суммированы в табл. 4.

б. О вертикальном диапазоне развития жил и штокверков

Важное значение для понимания геологического строения, состава и зональности жильных и штокверковых месторождений имеет не только «уровень глубинности» их по отношению к кровле гранитов, но и вертикальный диапазон развития трещин или трещинных зон. В одних случаях трещины, контролирующие кварцево-рудные жилы и прожилки, развиваются во вмещающих граниты породах и резко выклиниваются по мере приближения к гранитному массиву или частично заходят в его апикальную часть. В других случаях, рудовмещающие трещины пересекают как породы кровли, так и сами граниты, в третьих — трещины практически не выходят за пределы материнских гранитов.

Три перечисленных случая геологической позиции жильных и штокверковых месторождений схематически изображены на рис. 12. Каждый из них характеризуется специфическими особенностями. В первом случае (рис. 12, *а)* вдоль жил и контакта гранитов с породами кровли развиваются зоны грейзенов. При этом мощность грейзенов в апикальной части гранитов достигает значительных размеров (десятки метров) и они образуют как бы «шляпу» над

жилами. Характерные примеры — одно из крупнейших вольфрамовых месторождений Юго-Восточного Китая Сихуашань; Гивор (Корнуэлл) и др. Зональность в жилах однонаправленная, нередко обратная — снизу вверх возрастает роль слюд, топаза, турмалина, рудных минералов — касситерита, берилла, молибденита. Роль поверхности контакта в локализации оруденения здесь весьма существенная.

Во втором случае (рис. 12, *б)* контактовая поверхность не имеет особого значения, кварцево-рудные жилы пересекают и граниты и породы кровли. Процессы грейзенизации развиваются только вдоль жил, минерализация, как правило, не локализуется в апофизах и куполах гранитов. Зональность однонаправленная, прямая. В направлении сверху вниз происходит закономерное возрастание количества слюд, флюорита, топаза, полевого шпата. Последовательность смены рудной минерализации отвечает ряду: W—Sn—R—Mo. Примером данного случая развития минерализации могут служить некоторые, оловянно-вольфрамовые месторождения Казахстана, Циновец (Рудные горы), Хемердон (Корнуэлл) и др.

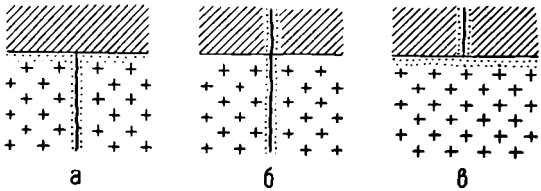


Рис. 12. Схемы, иллюстрирующие три основных случая геологической позиции жильных месторождений по отношению к контактовой поверхности гранитов и особенности развития грейзенизации (точки) в каждом из них

В третьем случае (рис. 12, *в)* контакт гранитов с породами кровли, в пределах которых развиваются кварцево-рудные жилы, вновь получает важное рудолокализующее значение. Грейзенизация проявляется вдоль жил, наиболее широко она распространена в приконтактовой зоне гранитов и отходящих от них апофизах. Грейзены апикальных частей гранитов, мощность которых достигает нескольких десятков метров, служат как бы общей подошвой, основанием большого числа жил или зон штокверков, развивающихся в породах кровли. Зональность, как и в предыдущем случае, однонаправленная, обычно прямая — сверху вниз возрастает роль «высокотемпературных» минералов — топаза, турмалина, слюд, касситерита, молибденита. В качестве примеров можно указать месторождения Нура-Талды (Казахстан), Иультин (Северо-Восток СССР), Югодзыр (Восточная Монголия), Панаскейра (Португалия), Аберфойл (Австралия), Эренфридерсдорф (Рудные горы) и др.

Существенное влияние на характер минерализации и тип зональности глубины заложения жильных трещин, вертикальной их протяженности, обусловливает необходимость более подробного рассмотрения влияния диапазона развития трещин на особенности проявления минерализации. На рис. 13 условно выделены горизонты рудоотложения по отношению к «нулевой поверхности» — контакту гранитов. Выделяемые крипто-, акро-, эпи- и эмбатолитовые месторождения могут быть подразделены на многочисленные подтипы, главнейшие из которых: I (а, б, *в*, г), II (*д*, *е*, *ж*), III (з, *и*), IV *(к)*.

Проблема выделения типов и подтипов месторождений по вертикальному диапазону их развития значительно осложняется в связи с возможностью существования самого различного эрозионного среза гранитов и жил, с одной стороны, и неизвестностью глубины их распространения — с другой. При этом наблюдаемые в глубоко эродированных массивах жилы могут быть как «местными», так и корнями в значительной степени эродированных жил,

развивавшихся преимущественно над гранитами. На рис. 13 такие случаи, обусловленные эрозией, изображены пунктиром.

К обсуждению вопроса о том, как определять возможную глубину распространения жил мы вернемся при рассмотрении условий образования метасоматических пород, здесь лишь ограничимся формулированием общего принципа, вытекающего из максимальной вертикальной устойчивости оруденения в жильных и штокверковых месторождениях. В общем случае для крипто- и акробатолитовых месторождений чем более неравновесен парагенезис высокотемпературных жильных минералов с парагенезисом общего фона метасоматически измененных пород на данном уровне, тем глубже распространяются данные

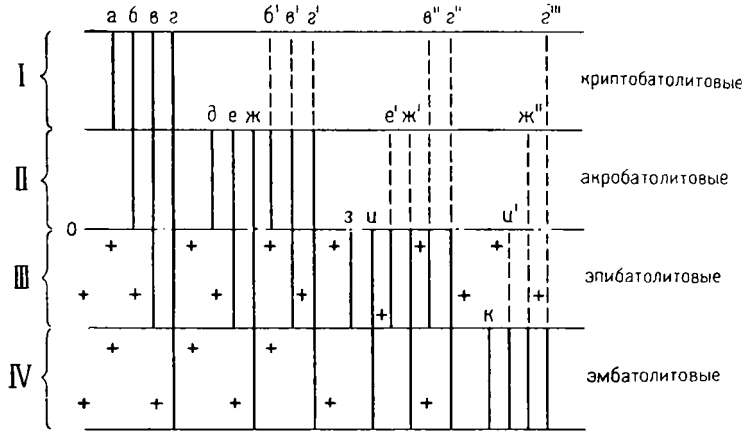


Рис. 13. Возможные случаи размещения трещин (соответственно жил и прожилков месторождений) по отношению к кровле гранитов («нулевому уровню») с учетом различного вертикального диапазона распространения трещин и эрозионного среза (эродированные части жил показаны пунктиром)

жилы на глубину. Так, обнаружение среди пород карбонат-хлорит-серицитового площадного изменения жил с высокотемпературным грейзеновым парагенезисом минералов: топаза, слюд, касситерита, вольфрамита будет указывать на вероятность значительного распространения жил на глубину. В таких случаях мы, возможно, имеем верхние срезы жил, продолжающихся до эпи- или даже эмбатолитовых уровней глубинности.

На рис. 14 изображены главнейшие жильно-грейзеновые месторождения мира и близкие им по типу, схематически распределенные по диапазонам глубинности развития минерализации.

Существенное влияние на развитие процесса минералоотложения, его интенсивность оказывает величина прогрева пород кровли интрузий, особенности морфологии гранитных тел. В частности, следует подчеркнуть намечающееся важное правило «соизмеримости» морфологии купола материнских гранитов и рудных жил, пересекающих этот купол, правило, определяющее развитие метасоматической минерализации в пределах последнего.

Жилы, превосходящие размеры купола — «пересекающие» его и уходящие далее во вмещающие породы, — как правило, «исключают» купола гранитов из активного постмагматического минералообразования. При очень значительной протяженности жил, что имеет место в Корнуэлле, на многих месторожде-

ниях Юго-Восточного Китая, даже крупные купола гранитов оказываются слабо минерализованными.

Напротив, если рудные жилы «соизмеримы» с размерами гранитных куполов или меньше их, то даже в тех случаях, когда они пересекают контактовую поверхность гранитов и выходят во вмещающие породы кровли, не происходит ослабление процессов постмагматической переработки гранитов в куполе. В качестве примеров можно указать на месторождения Нура-Талдинское и Караобинское (Казахстан), Панаскейра (Португалия), Югодзыр (Восточная Монголия) и др., в которых рудная минерализация локализуется как в коротких

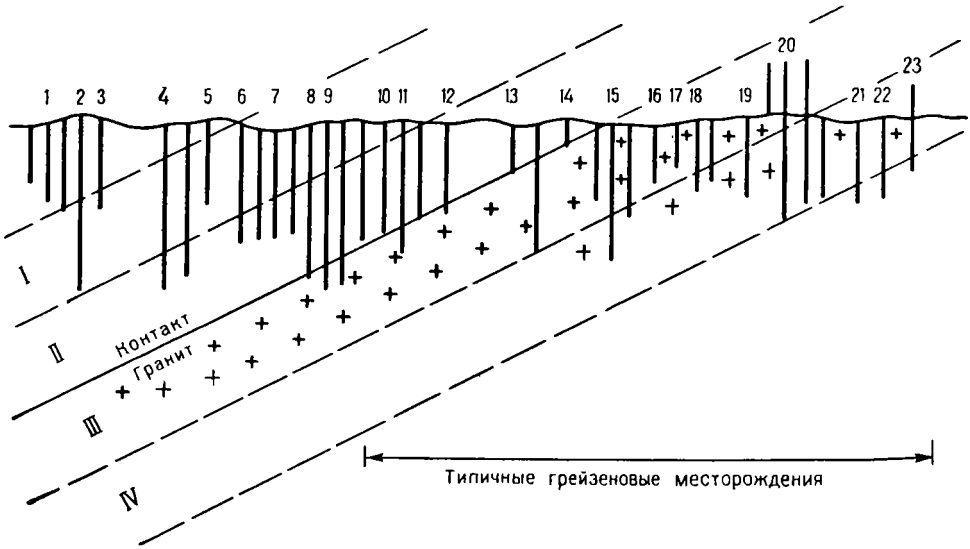


Рис. 14. Грейзеновые и близкие им по типу месторождения, отличающиеся расположением по отношению к поверхности кровли гранитных массивов. Горизонтальная волнистая линия — современный эрозионный срез. I—IV — выделенные типы месторождений различных уровней глубинности

1 — Акмая; 2 — Верхне-Кайрактинское; 3 — Пороховское; 4 — Тахишан; 5 — Маунт-Упллер; 6 — Барун-Цогто; 7 — Пяотан; 8 — Панаскейра; 9 — Югодзыр; 10 — Аберфойл; 11 — Эренфридерсдорф; 12 — Пехтельсгрюн; 13 — Шлаггенвальд; 14 — Садисдорф; 15 — Циновец; 16 — Альтенберг; 17 — Крупна; 18 — Ндл-Хилл; 19 — Юго-Коневское; 20 — Керрок-Фелл; 21 — Снхуашань; 22 — Хемердон; 23 — Сиалунг

жилах и прожилках, пересекающих граниты, так и в интенсивно грейзенизированных породах апикальной части купола.

Заканчивая общую характеристику наиболее распространенного жильного типа грейзеновых месторождений и близкого к нему штокверкового, представляющих в совокупности около 70% всех грейзеновых месторождений, подчеркнем следующее обстоятельство. Несмотря на многообразие рассмотренных месторождений, выражающееся в развитии минерализации среди различных пород, неодинаковой морфологии рудных тел, резко неодинаковой протяженности и мощности, наличии рудных жил и прожилков разнообразного минерального состава, различного набора даек, участвующих в строении месторождения, и т. д., устанавливается и целый ряд устойчивых закономерностей, которые позволяют рассматривать эти месторождения как единый ряд образований, основные особенности которого определяются диапазоном развития трещин и их расположением по отношению к поверхности материнских гранитов.

Эти закономерности, по существу эмпирические, в значительной мере перекликаются с особенностями размещения металлоносных жил по отношению к гранитным батолитам, охарактеризованным В. Эммонсом (1933). Однако в дополнение к этому нами подчеркнуто закономерное изменение всех особенностей строения месторождений, включая структуру жильного поля, широту распространения даек, соотношения метасоматоз — выполнение и т. д. Кроме того, в отличие от концепции В. Эммонса, главное значение при объяснении этих закономерностей авторами придается вертикальному диапазону развития трещин по отношению к кровле массивов и времени их проявления по отношению к процессам становления массивов.

3. ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ КУПОЛОВ

На тесную пространственную и генетическую связь собственно грейзеновых месторождений с куполами гранитов обращали внимание многие исследователи. Особенно отчетливо эта связь устанавливается в месторождениях Рудных гор, Франции, Центральной Африки, отчасти в пределах Корнуэлла. Именно в работах исследователей, изучавших эти регионы, размещение грейзеновой минерализации с куполами рассмотрено наиболее полно (Эммонс, 1933; Öelsner, 1952 1 $_2$; Hosking, 1963; Tischendorf a. o., 1965; Stemprok, 1965$_x$; Moussu, 1962, Varlamoff, 1950, 1952 и др.). Не затрагивая проблем генетической связи оруденения с гранитами, в настоящем разделе ограничимся лишь фактической стороной — описанием особенностей локализации и строения данного типа грейзенового оруденения.

В качестве характерных примеров месторождений, в которых минерализация локализована непосредственно в куполах гранитов, назовем следующие: Шерловая Гора, Спокойное, Этыкинское (Восточное Забайкалье), Кестер, Днепровское, Барыллыэлахское, Грядинское, Кюрбеляхское (Северо-Восток СССР); Садисдорф, Шлаггенвальд, Пехтельсгрюн, Шнекенштейн (Рудные горы); Монтебрас, гранитный массив Леслей (Франция); Блю Тир, Станхоуп (Австралия), Девилс-Пик, Кастл-Пик (Сянган); Талушань (ЮВ Китай), Ларут, Паханг (Юго-Восточная Азия); Лост-Ривер (Америка) и др. (рис. 15).

Кроме того, следует сразу же подчеркнуть, что с невскрытыми или частично эродированными куполами связаны очень многие штокверковые и жильные месторождения в породах кровли — Нура-Талдинское, Джанет, Коктенкуль (Казахстан), Ононское (Забайкалье), Иультин (Северо-Восток СССР), Эренфридерсдорф (Рудные горы), Панаскейра (Португалия), месторождения Корнуэлла и др. По существу связь грейзеновых месторождений с куполами гранитов — самая общая закономерность, справедливая для всех выделяющихся типов. Месторождения же, представленные собственно метасоматическими телами в эндоконтактовой части куполов, проявляют эту закономерность в наиболее отчетливом виде.

Месторождения, залегающие в куполах гранитных массивов в самых различных районах, обнаруживают много общих черт.

1. В первую очередь важно обратить внимание на то, что практически во всех случаях эти месторождения развиваются на контакте наиболее молодых гранитов с вмещающими породами, которые могут быть представлены не только различными сланцами и гнейсами, но и гранитами предшествующих периодов магматизма. В связи с этим рудоносные купола могут залегать на контакте граниты — сланцы (наиболее распространенный случай), граниты — гнейсы (характерно для Рудных гор), граниты — граниты или гранодиориты (отдель-

ные месторождения Рудных гор, Северо-Востока СССР, Франции), граниты — кислые эффузивы (месторождения Девилс-Пик, Кастл-Пик в Сянгане).

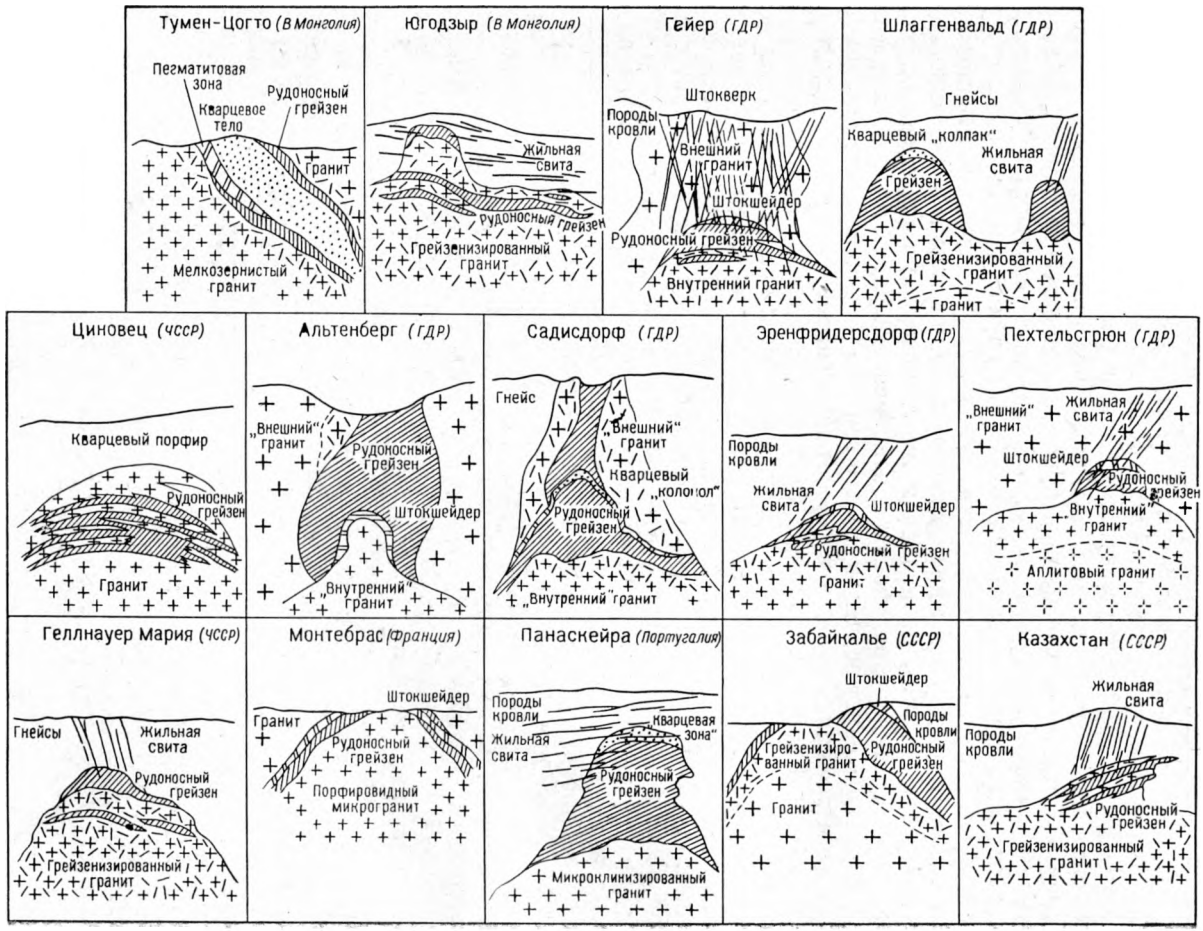
Существенное влияние на локализацию оруденения в молодых гранитах оказывало подпруживающее, экранирующее влияние пород кровли. Рассмотрение всех известных случаев сочетания пород, в контактах которых происходит метасоматическое развитие грейзеновой минерализации, убеждает, однако, в том, что важную роль при этом играет не только плотность или пористость пород, но и резко различная проницаемость горячих интрузивных и относительно холодных пород контакта (Рундквист, 1966).

Наряду с отмеченной закономерностью — приуроченностью минерализации к куполам наиболее молодых гранитов — в ряде случаев при развитии сложных тел гранитов устанавливаются и более сложные особенности размещения минерализации. Так, для месторождений Рудных гор — Альтенберг, Гейер, Садисдорф — характерны купола, состоящие из двух разновозрастных гранитов: «внешнего гранита», более раннего, и «внутреннего», более позднего (см. рис. 15). Наиболее интенсивно в этом случае оказываются замещенными «внешние» граниты верхней части купола. В частности, на месторождениях Альтенберг и Гейер вся минерализация локализована в верхнем более раннем по возрасту граните, пронизанном многочисленными прожилками. На месторождении Садисдорф рудоносны одновременно верхний и нижний граниты.

Однако следует подчеркнуть, что верхние («внешние») граниты оказываются при этом трещиноватыми и содержат штокверковую сеть рудных прожилков, а на контакте верхних и нижних гранитов практически во всех случаях наблюдается зона пегматоидного строения, сложенная кварцем, полевыми шпатами, слюдами или топазом (пикнитом), резко разделяющая нижние и верхние граниты. На примере месторождений Альтенберг и Садисдорф установлено следующее: процессы грейзенизации и образования так называемого цвиттера (оловосодержащий гранит, грейзенизированный вдоль прожилков) во «внешнем» граните распространяются резко неравномерно, преимущественно в виде штокверков над верхушечной частью купола «внутреннего» гранита. Наблюдающиеся иногда случаи развития грейзенизации и оруденения на отдельных участках за пределами «внешнего» гранита среди окружающих гнейсов свидетельствуют о том, что «внешний» гранит в процессе рудоотложения играл такую же роль, как и другие вмещающие породы. Эти данные позволяют рассматривать подобные «двухъярусные» месторождения как штокверки, развившиеся над куполами молодых рудоносных гранитов в куполовидных сводах более древних гранитов.

Возвращаясь к характеристике простых куполов, следует отметить, что процессы экранирования определяют верхнюю границу рудных грейзеновых тел, развившихся в купольной части гранитов, которая выражена обычно достаточно резко и точно совпадает с контактом интрузий. Лишь в местах развития прожилкового или жильного оруденения эта закономерность нарушается, и минерализованные зоны распространяются за пределы купола гранита.

2. Очертания минерализованных зон в куполах, развивающихся под экраном пород кровли, повторяют морфологию купола. В пологих куполах возникают пологие метасоматические залежи (например, месторождения Шлаггенвальд в Рудных горах, Барыллыэлах, Кестер на Северо-Востоке СССР, Блю Тир в Австралии); в штокообразных — крутые, столбообразные грейзеновые тела (Альтенберг, Гейер, Шнекенштейн в Рудных горах); наконец, в куполах неправильной формы метасоматические залежи чаще всего возникают со стороны


Тумен-Цогто (в Монголия)
Пегматитовая зона
Кварцевое тело
Рудоносный грейзен
Гранит
Мелкозернистый гранит
Югодзыр (в Монголия)
Жильная свита
Рудоносный грейзен
Грейзенизированный гранит
Гейер (ГДР)
Штокверк
Породы кровли
Внешний гранит
Штокшейдер
Рудоносный грейзен
Внутренний гранит
Шлаггенвальд (ГДР)
Гнейсы
Кварцевый „колпак"
Жильная свита
Грейзен
Грейзенизированный гранит
Гранит
Циновец (ЧССР)
Кварцевый порфир
Рудоносный грейзен
Гранит
Альтенберг (ГДР)
„Внешний" гранит
Рудоносный грейзен
Штокшейдер
„Внутренний" гранит
Садисдорф (ГДР)
Гнейс
„Внешний" гранит
Кварцевый „колпак"
Рудоносный грейзен
„Внутренний" гранит
Эренфридерсдорф (ГДР)
Породы кровли
Жильная свита
Штокшейдер
Рудоносный грейзен
Гранит
Пехтельсгрюн (ГДР)
„Внешний" гранит
Жильная свита
Штокшейдер
Рудоносный грейзен
Внутренний гранит
Аплитовый гранит
Геллнауер Мария (ЧССР)
Гнейсы
Жильная свита
Рудоносный грейзен
Грейзенизированный гранит
Монтебрас (Франция)
Штокшейдер
Гранит
Рудоносный грейзен
Порфировидный микрогранит
Панаскейра (Португалия)
Породы кровли
Жильная свита
Кварцевая зона
Рудоносный грейзен
Микроклинизированный гранит
Забайкалье (СССР)
Штокшейдер
Породы кровли
Грейзенизированный гранит
Рудоносный грейзен
Гранит
Казахстан (СССР)
Жильная свита
Породы кровли
Рудоносный грейзен
Грейзенизированный гранит

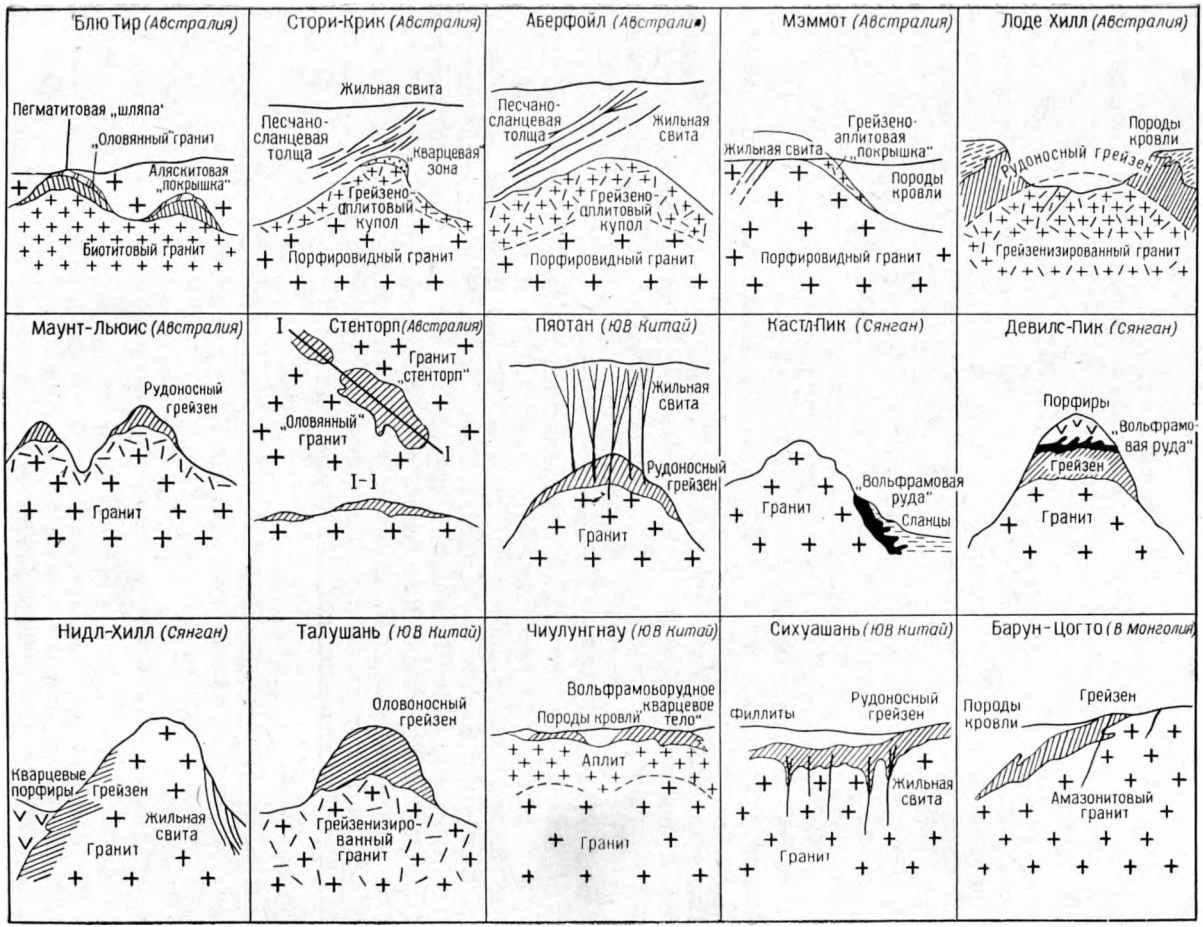


Рис. 15. Характерные примеры грейзеновых месторождений с минерализованными куполами гранитов

пологого контакта, где образуют пластообразные «моноклинальные» залежи, параллельные пологому погружению контакта (Нура-Талдинское в Казахстане).

В различных срезах куполов на современной поверхности наблюдаются различной формы метасоматические залежи — в виде кольца по всему периметру интрузий, изометричные, округлые, непрерывные и прерывистые, асимметричные, развивающиеся лишь с одной стороны массива и т. д. Нижняя (внутренняя) граница таких зон во всех случаях проявлена неотчетливо, тела оконтуриваются снизу лишь по данным опробования. Смена одних типов оруденения другими происходит постепенно при одновременном изменении метасоматических фаций.

3. Строение метасоматических залежей в куполах в значительной степени определяется неоднородностью гранитов и наличием пологих контракционных трещин, основная система которых развивается параллельно контакту куполов интрузий. Поскольку эти же пологие контракционные системы определяли размещение поздних дериватов интрузий, представленных дайками мелкозернистых гранитов, аплитовидных гранитов, гранит-порфиров, а также продуктов ранних периодов постмагматической деятельности — кварц-полевошпатовых «пегматитов», то в целом для рассматриваемого типа месторождений крайне характерна выдержанность гой или иной минерализации параллельно контакту и резкая изменчивость ее в направлении, перпендикулярном контакту.

В пологих куполовидных частях интрузий мощность оруденелых зон, измеренная в направлении перпендикулярном контакту, обычно составляет первые десятки метров и лишь в единичных случаях превышает 100 *м*. В случаях развития минерализации в штокообразных куполах гранитов распространение оруденения на глубину является максимальным и достигает 300—400 *м*.

4. Вне зависимости от особенностей состава минерализации основной принцип изменения оруденения и метасоматических фаций в данном типе месторождений сохраняется с удивительным постоянством. Рассмотрим вначале широко распространенные случаи зонального строения, а затем более сложные, характерные для «двухъярусных» куполов.

Для подавляющего большинства рудоносных гранитных куполов характерно простое зональное строение. В частности, для месторождений Кестер, Барыллыэлахское (Северо-Восток СССР), Этыкинское, Шерловая Гора (Забайкалье), Девилс-Пик, Кастл-Пик (Сянган), Блю Тир (Австралия), Шлаггенвальд (Рудные горы), Монтебрас (Франция) и других справедлива следующая закономерность: максимально кислотные фации метасоматитов всегда локализуются в наиболее верхней прикровельной части купола, сменяясь далее вниз все более щелочными. Соответственно этому могут быть намечены следующие типы зональных метасоматических колонок (сверху вниз):

а) контакт кварцевая зона (до сливного кварца) альбитизированный гранит гранит-микроклинизированный гранит	Месторождение Девилс-Пик (по материалам С. Г. Девиса)
б) контакт кварц-слюдяной грейзен (иногда с акцессорными лепидолитом и амблнгонптом) слюдисто-кварцевый грейзен альбитизированный гранит гранпт-микроклинизированный гранит	Месторождение Кестер (по материалам В. Н. Соболевой, А. И. Киселева, Б. Л. Флерова и др).

в) контакт кварцевая зона кварц-топазовый грейзен альбитизированный гранит мпкроклинизированный гранит	Месторождение Садисдорф (по материалам Г. Шрокке, О. Эльснера, Г. Тпшендорфа и и др.)
г) контакт кварц-слюдисто-альбитовая зона слюдисто-альбитовый метасоматит альбитизированный гранит **микроклинизированный гранит**	Месторождение Спокойное (по материалам Л. Ф. Сырицо, авторов И др.)
д) контакт кварцевая зона кварц-турмалиновый грейзен кварц-турмалин-альбнт-слюдистый метасоматит альбитизированный гранит **гранит**	Месторождение Барыллыэлахское (по материалам Д. С. Харкевича, В. К. Чайковского и др.)

Во всех указанных случаях принцип изменения минерализации в направлении сверху вниз от максимально кислотных фаций к все более щелочным сохраняется. При этом мощность зон обычно резко возрастает по мере удаления от контакта. Собственно кварцевые зоны, характерные для контактовых частей, составляют первые метры, далее мощность зон возрастает, а интенсивность метасоматического изменения пород столь же резко падает. Нижние зоны альбитизированных гранитов могут распространяться на значительные глубины — до сотен метров и постепенно переходить в малоизмененные граниты со слабо выраженной минерализацией.

Осложнения намеченной зональности могут быть двух типов: а) в связи с неоднородностью гранитов, по которым развивается минерализация — наличием в них аплитовых, пегматитоподобных тел, систем трещин, вдоль которых процесс минералообразования может проявляться более интенсивно, б) в связи с совмещением в пределах купола минерализации различных периодов образования. Наиболее часто встречаются случаи, когда зональность осложнена развитием на контакте, в более ранние периоды формирования купола, пегматитоподобных тел («штокшейдеров» по терминологии немецких геологов). В том случае, если полевые шпаты остаются в ходе процесса грейзенизации не полностью замещенными, над телом рудоносных грейзенов наблюдаются «пегматитовые шляпы». Подобное явление, например, наблюдалось нами на вольфрамовом месторождении Спокойное в Восточном Забайкалье.

5. Для развития рудной минерализации характерны следующие основные особенности. В грейзенизированных куполах простого «одноярусного» строения наиболее высокие концентрации рудной минерализации, которая представлена в таких случаях Sn, W и комплексной редкометальной, постоянно наблюдаются в верхней прикровельной части купола и постепенно уменьшаются с глубиной. Нижней границей оруденения обычно служит зона смены грейзенов альбитизированными гранитами.

В «двухъярусных» куполах распределение оруденения значительно сложнее. Так, на месторождении Садисдорф — единственном в Рудных горах, где минерализация развивается как в «верхнем», так и «нижнем» куполе, устанавливается, что для грейзенов, развившихся в пределах первого из них, характерна ассоциация Sn и Cu, для нижнего — Sn и Bi, а в пределах разделяющей их зоны «штокшейдера» широкое развитие получает W и Mo минерализация.

6. По составу рудной минерализации и типу метасоматических пород подобные куполовидные залежи обнаруживают переходы к месторождениям типа редкометальных альбититов. Сходство подчеркивается наличием в них повышенного количества полевых шпатов, незначительным распространением флюорита, резким преобладанием в большинстве известных куполов топаза над турмалином, а также развитием литиевых минералов — слюд, иногда литиевых фосфатов. Для рудной минерализации характерно преобладание обычно оловянного, значительно реже вольфрамового оруденения; роль сульфидов весьма незначительна. Отмечается постоянное присутствие в качестве примесей в касситерите и вольфрамите Nb и Ta, нередко эти элементы образуют и самостоятельные выделения в виде акцессориев.

Характерной особенностью рассматриваемого типа минерализации, резко отличающей его от других грейзеновых месторождений, является относительно равномерное распределение в пределах купола рудных компонентов и постепенное убывание их с глубиной по мере удаления от контакта. Интересна также следующая закономерность: наиболее типичные фации грейзенов возникают в куполах только там, где в породах кровли развиты прожилки или жилы. В противном случае наблюдается переход к редкометальным альбититам — резко преобладающим типом изменений становятся микроклинизация (амазонитизация) и альбитизация, а в составе руд начинают превалировать Nb и Ta.

4. ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ДАЕК И АПОФИЗ ГРАНИТОВ

Месторождения типа минерализованных даек пользуются подчиненным распространением среди грейзеновых рудоносных образований, составляя около 4% от их общего числа. Они обнаруживают тесную пространственную, а в ряде случаев и генетическую взаимосвязь с минерализованными куполами, указывая нередко на наличие последних на глубине. Наиболее типичные представители месторождений данного типа следующие: Маунт-Бишоф, Ренисон-Белл, Рой Хилл, описанные Л. С. Найтом и М. Соломоном в монографических работах по геологии рудных месторождений Австралии (Geology of Australian ore deposits, 1953, 1965), Лост-Ривер на Аляске (Sinsbury, 1960), Маунт-Плезант в Канаде (Hosking, 1963), Монтебелё во Франции (Stemprok, 1965_2) и др. Помимо указанных месторождений, объектом промышленной разработки в которых служат именно минерализованные дайки, можно указать ряд жильно-штокверковых месторождений, где также развиты грейзенизированные рудоносные дайки, однако не имеющие самостоятельного значения: Эрведеса (Испания), Панаскейра (Португалия), Сихуашань (Юго-Восточный Китай), Светлое, Ыттыр-Халонское, Иультин (Северо-Восток СССР), Тайшек, Нура-Талды, Байназар (Центральный Казахстан), Комсомольское (Приморье) и др. Столь широкое развитие минерализованных даек позволяет рассматривать их в качестве самостоятельного структурно-морфологического типа грейзеновой минерализации.

При изучении подобных дайковых тел месторождения Тайшек и района гранитного массива Кызыл рай в Центральном Казахстане, а также при сопоставлении опубликованных материалов выявляется ряд закономерностей в их развитии (Денисенко, 1968!).

В подавляющем большинстве случаев минерализованные дайки развиваются в породах кровли куполов гранитов и представлены по составу кислыми

разностями — аплитами, гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами, кварцевыми порфирами и т. п. По особенностям взаимосвязи с гранитами они могут быть подразделены на три основных генетических типа.

1. Дайки-апофизы. Расположены в прикровельных частях слепых куполов гранитов. При прослеживании на глубину они постепенно переходят в граниты, которые так же, как и дайки, интенсивно метасоматически изменены и рудоносны.

Характерным примером даек этого типа может служить месторождение Байназар в Центральном Казахстане, схематический план и разрез которого приведены по данным Г. Н. Щербы (I960) на рис. 16, *а*. В пределах этого месторождения развита толща эффузивно-осадочных пород, слагающих кровлю слепого купола метасоматически преобразованных гранитов, залегающих на глубине около 300—350 *м*. Отдельные апофизы и выступы гранитного массива достигли поверхности, где образовали серию мелких штоков и даек. Как дайки, так и вмещающие породы кровли вблизи них интенсивно грейзенизированы. Наиболее крупный штокообразный выход гранитов и отходящие от него апофизы, известные под названием Рудной Сопки, нацело замещены слюдяно-топазовыми грейзенами, содержащими прожилково-вкрапленное Sn-W оруденение.

2. Избирательно замещенные дайки. По времени образования они догранитные и отчетливо срезаются контактовой поверхностью массивов. В данном случае грейзеновая минерализация, генетически связанная с гранитами, лишь пространственно приурочена к дайкам, представляющим наиболее благоприятные породы для проявления процессов грейзенизации. В связи с этим не случайно, что в грейзены оказываются переработанными дайки не на всем их протяжении, а лишь те участки, которые располагаются в пределах ореола контактово измененных пород кровли.

Характерно также развитие минерализованных даек этого типа, как правило, не самостоятельно, а в тесной пространственной связи с кварцево-рудными жилами, прожилками, минерализованными зонами пород экзоконтакта. Указанные черты строения избирательно замещенных даек наиболее отчетливо могут быть проиллюстрированы на примере месторождений Тайшек в Центральном Казахстане и Лост-Ривер на Аляске.

Месторождение Тайшек приурочено к протяженному на десятки километров кольцевому поясу даек гранит-порфиров. В пределах пояса оруденение локализуется лишь в участке над слепым куполом аляскитовых гранитов, фиксирующимся на поверхности ореолом интенсивного ороговикования и грейзенизации песчано-алевролитовых пород кровли (рис. 16, *б)*. Комплексная редкометальная минерализация локализована в линейных жильно-прожилковых зонах и участках даек, в надинтрузивной зоне нацело превращенных в слюдяно-кварцевые и кварц-флюорит-слюдяные грейзены. За пределами рудного поля дайки не изменены.

Участок месторождения Лост-Ривер, по данным К. Л. Синсбери (Sinsbury, 1960), сложен толщей известняков, прорванных двумя небольшими куполами гранитов. Один из них непосредственно обнажается, другой расположен на глубине около 200 *м* и проявляется на поверхности ореолом скарнированных и мраморизованных известняков (рис. 16, *в)*. Из всех даек, развитых на месторождении, грейзенизированны и рудоносны лишь те, которые располагаются в пределах «пятна» контактово преобразованных известняков. Здесь же развита штокверковая сеть рудоносных прожилков и бериллиеносных флюорит-мусковитовых метасоматитов.

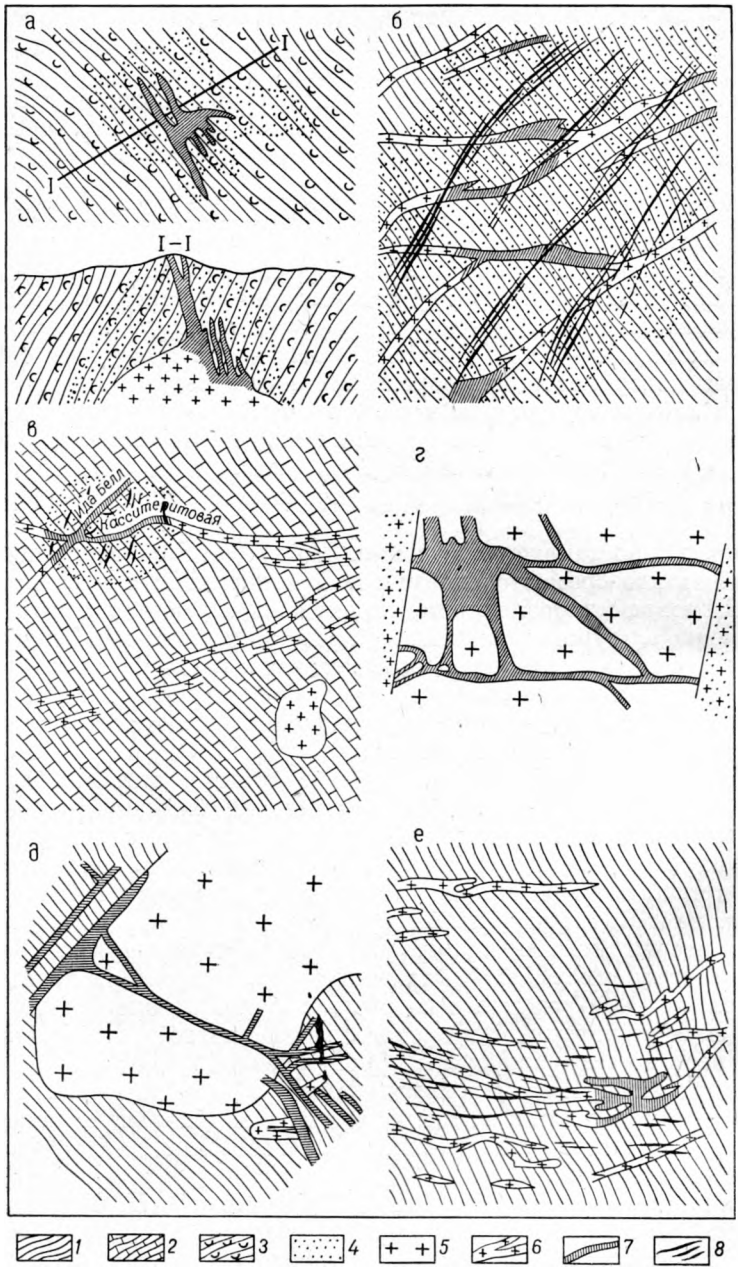


Рис. 16. Схемы, иллюстрирующие особенности геологического строения месторождений типа минерализованных даек и апофиз гранитов

а **— месторождения с дайками-апофизами слепых куполов гранитов (I тип): Байназар (Казахстан); б—*в* — месторождения с избирательно замещенными дайками (II тип): *б* — Тайшек (Казахстан), *в* — Лост-Ривер (Аляска); *г—д* — месторождзния с самостоятельными минерализованными дайками (III тип): г — Гунанг Бакау (Малайзия), *д* — Торрингтон (Австралия); *е* — Светлое (Северо-Восток СССР)**

1 **— песчано-сланцевые породы кровли; *2*—известняки; *з*—эффузивно-осадочные породы; *4* — грейзенизированные и метасоматически измененные породы; *5* — граниты; *6* — дайки гранитного состава; *7* — участки _ даек, нацело превращенные в рудоносные грейзены; *8* — кварцево-рудные жилы и прожилки**

3. Самостоятельные минерализованные дайки. По отношению к гранитам они являются более молодыми образованиями и пересекают их. Формирование даек связано, по-видимому, с периодом развития в массивах наиболее поздних обогащенных летучими дифференциатов гранитной магмы и проявлением процессов реоморфизма.

В породах кровли такие дайки развиваются в виде протяженных на несколько километров минерализованных жильных тел, вне видимой связи с ореолами ороговикования или другими типами редкометального оруденения. Так, например, в районе гранитного массива Кызыл рай грейзенизированные лайки наблюдались в протяженном дайковом поясе, состоящем из сближенных субпараллельных тел кислого и основного состава. Минерализованные дайки гранит-порфиров на всем их протяжении превращены в однообразные мусковит-кварцевые грейзены. При этом рядом расположенные дайки, в том числе и гранитного состава, не обнаруживают каких-либо признаков изменения. Интересно, что в пределах грейзенизированных даек, в свою очередь, развиваются маломощные дайки микрогранитов и аплитов, практически не затронутые процессами замещения.

При развитии минерализованных даек в гранитах они представляют собой типичные жильные тела рудоносных грейзенов. Контакты даек как бы экранируют распространение процессов замещения за их пределы, обусловливая тем самым резкие четкие границы грейзенов с вмещающими гранитами, не характерные, как известно, для обычных метасоматических образований. Поэтому не случайно, что для объяснения их генезиса отдельные исследователи вынуждены высказывать мнение о существовании специфической грейзеновой магмы. Так, образование кварц-топазовых жильных тел месторождения Гунанг Бакау в Малайзии (рис. 16, г), развивающихся по дайкам мелкозернистых гранитов, связывается с внедрением топазовой магмы (Scrivenor, 1928).

В отличие от двух предыдущих типов даек в данном случае наряду с крутопадающими минерализованными дайками характерны и пологие грейзеновые тела замещения. В частности, на месторождении Торрингтон в Австралии, сложенном, по данным С. Ст. Д. Милхолланда (Geology of Australian ore deposits, 1965), грубозернистыми биотитовыми гранитами и останцом песчано-сланцевых пород кровли, заключенном в них, кварц-топазовые вольфрамоносные грейзены развиваются по дайкам мелкозернистых гранитов (рис. 16, *д)*. В гранитах это преимущественно крутопадающие тела, которые вблизи контакта со сланцами нередко переходят в пластообразные грейзеновые залежи, прослеживающиеся по простиранию на десятки метров при мощности до 30 *м*.

Детальное изучение особенностей состава и строения минерализованных даек выделенных типов позволило выявить ряд закономерностей в последовательности образования различных фаций грейзенов, характере рудной минерализации, морфологии даек и др. Рассмотрим их.

По особенностям минерального состава среди грейзенов, развивающихся по дайкам, выделяются самые разнообразные фации: кварцевые, слюдисто-кварцевые, топазовые и кварц-топазовые, существенно слюдяные с флюоритом, кварц-турмалиновые и др. При этом намечается довольно устойчивая последовательность в их образовании, выдерживающаяся на различных месторождениях. Наиболее отчетливо она проявляется на детально изученном и подробно охарактеризованном месторождении Маунт-Бишоф в Тасмании (Geology of Australian ore deposits, 1953, 1965).

Наиболее ранним и широко распространенным процессом метасоматического замещения, охватывающим практически все известные на месторождении

дайки, является образование мусковит-кварцевых грейзенов. Следующая по времени проявления топазизация пород приводит к образованию кварц-топазовых грейзенов, нацело замещающих отдельные участки даек; она сменяется процессом развития кварц-слюдяных с флюоритом грейзенов. Последние имеют ограниченное распространение, развиваясь в виде гнезд, прожилковидных и неправильных очертаний обособлений. Лишь в одном случае в пределах участка Броун Фейс слюдяные грейзены распространены весьма широко, приводя к возникновению значительных масс мусковита (жильбергита). Турмалинизация даек — процесс еще более поздний по сравнению с предыдущими и проявленный отчетливо локально: турмалин избирательно замещает вкрапленники полевых шпатов, либо образует прожилковидные выделения. Аналогичная последовательность образования слюдисто-кварцевых, кварц-топазовых, кварц-флюорит-слюдяных грейзенов устанавливается и на месторождениях Тайшек и Байназар в Центральном Казахстане.

Основной рудной минерализацией грейзенизированных даек, определяющей промышленный интерес к ним, является оловянно-вольфрамовая. Бериллиевая, молибденовая, висмутовая, частично литиевая и ниобо-танталовая минерализации обычно играют подчиненную роль и известны лишь в единичных месторождениях за рубежом (Лост-Ривер на Аляске и др.). В большинстве месторождений преобладает один рудный компонент, чаще Sn и W, а остальные представляют лишь минералогический интерес. В дайках с комплексным редкометальным оруденением в отдельных случаях устанавливается вертикальная зональность в распределении олова и вольфрама, причем иногда обратная по сравнению с зональностью, наблюдающейся обычно в грейзеновых жильных и штокверковых месторождениях. Так, на месторождении Лост-Ривер в пределах основного рудного тела — Касситеритовой дайки (рис. 16, в), в верхних частях преобладает оловянное оруденение, которое с глубиной по мере приближения к слепому куполу гранитов сменяется существенно вольфрамовым (Sinsbury, 1960).

Оруденение в дайках образует рассеянную неравномерную вкрапленность или прожилки, «цепочки» рудных минералов, контролируемые тончайшими системами секущих трещин, нередко выходящими за пределы контура даек. Известны также случаи образования рудных гнезд, карманов объемом до нескольких кубических метров или псевдоморфоз по одному из породообразующих минералов. Максимальные концентрации оруденения устанавливаются в участках наиболее интенсивного проявления в дайках процессов грейзенизации.

Отмечена также определенная зависимость между характерными минеральными фациями грейзенов, развитыми в дайках, и их рудоноспостыо. Анализ с этой точки зрения данных по рудоносным дайкам ряда отечественных и зарубежных месторождений позволяет установить некоторые особенности.

Характерным рудным минералом слюдисто-кварцевых и полевошпат-слюдяно-кварцевых фаций является касситерит, отчасти молибденит. В кварц-топазовых грейзенах наиболее широкое распространение получает W и Sn минерализация. При этом характерно в целом синхронное образование касситерита и вольфрамита с развитием топаза в грейзенах, что, в частности на примере месторождения Лост-Ривер, подчеркивалось К. Л. Синсбери (Sinsbury, 1960). В кварц-слюдяных с флюоритом и существенно слюдяных типах грейзенов устанавливается весьма разнообразная рудная минерализация. Помимо наиболее характерного бериллиевого оруденения в указанных метасоматитах

во многих случаях фиксируется также W, Mo, Sn, Bi, Li минерализация. В связи с поздним процессом турмалинизации даек проявляется обычно оловянное оруденение.

Наконец, кратко охарактеризуем морфологические особенности даек. Минерализованные дайки в целом имеют простое строение, на отдельных участках осложняемое разветвлениями, раздувами, коленообразными изгибами и т. п. В особенностях расположения даек и деталях их очертания может быть намечена определенная взаимосвязь со слепыми куполами гранитов, в породах кровли над которыми они развиваются.

Так, протяженные зоны минерализованных даек расположены вдоль не выходящих на поверхность гребней гранитов. В участках над куполовидными «вздутиями» таких гребневидных поднятий гранитов дайки обычно сливаются друг с другом, образуя раздувы штокообразной формы, являющиеся как бы проекцией куполов на дневную поверхность. Аналогичная особенность морфологии устанавливается и при развитии даек над изолированными куполами. В породах кровли над ними также наблюдается обычно небольшое штокообразное тело, от которого по радиусам в разные стороны расходятся дайки. В результате образуются характерные ветвящиеся паукообразные тела. Такое радиальное расположение подчеркивается наличием в отдельных случаях единичных концентрических даек.

Указанные морфологические особенности минерализованных даек позволяют использовать их при поисках слепых куполов минерализованных гранитов. При этом по ряду признаков можно достаточно определенно судить и об относительной глубине залегания таких гранитов. В частности, чем более сложна и прихотлива морфология даек, чем интенсивнее метасоматическая переработка слагающих их пород, чем разнообразнее минеральные фации грейзенов, развитых в дайках и их рудоносность, тем ближе от поверхности располагаются граниты. Попытаемся на примере месторождения Светлого на Северо-Востоке, исходя только из анализа морфологических особенностей даек, установить вероятное местоположение купола гранитов. Как видно из схемы геологического строения рудного поля (рис. 16, е), дайки, развивающиеся в пределах месторождения субпараллельной близширотной зоной, на юго-востоке сливаются, образуя небольшой раздув по мощности.

Исходя из отмечавшейся выше закономерности, слепой купол гранитов должен располагаться именно в этой части рудного поля. Граниты буровыми скважинами на месторождении не подсечены. Однако справедливость высказанного предположения подтверждается отмеченной С. Ф. Луговым (1965) закономерностью в размещении даек, косвенно свидетельствующей о наиболее близком от поверхности расположении гранитов в юго-восточной части месторождения. В частности, установлено, что на северо-западе развиты дайки гранит-порфиров, в центральной части — микрогранитов и на юго-востоке месторождения — преимущественно аплитов. Кроме того, именно в юго-восточной части рудного поля интенсивность грейзенизации даек (рис. 16, *ё)* и широта развития в них Sn-W минерализации максимальны.

В заключение следует подчеркнуть два основных положения. Во-первых, рассмотренные особенности геологического строения и состава минерализованных даек и апофиз гранитов указывают на самостоятельное промышленное значение этого структурно-морфологического типа грейзеновой минерализации. И, во-вторых, отмеченная поисковая роль рудоносных даек ставит задачу ревизии месторождений с известными в их пределах грейзенизированными

дайками с целью обнаружения на более глубоких горизонтах минерализованных куполов гранитов — важного и широко распространенного типа комплексной редкометальной минерализации.

5. ТРУБООБРАЗНЫЕ ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Трубообразные месторождения — своеобразный по морфологии тип грейзеновой минерализации — пользуются ограниченным распространением среди грейзеновых месторождений, составляя всего лишь 4,7% от общего их числа. Для этих месторождений характерно крайне неравномерное размещение

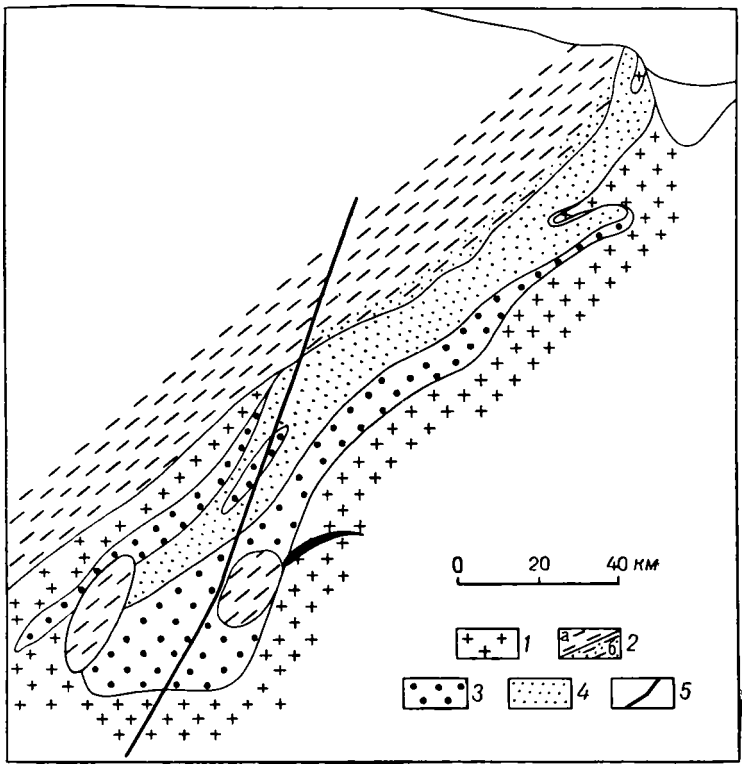


Рис. 17. Разрез грейзенового штока Танненберг (Kammel, 1961)

1 — гранит (вблизи контакта со штоками грейзенов с небольшими грейзеновыми телами); 2 — роговик неизмененный (а) и грейзенезированный (б); 3—«внешний» грейзен; 4—«внутренний» грейзен; J— безрудная жила

в пределах различных грейзеновых провинций мира. Практически полностью отсутствуя в одних, они в то же время весьма широко развиты в пределах других регионов, играя существенную роль в промышленном балансе руд редких металлов, сопоставимую по масштабам проявления минерализации с такими широко распространенными месторождениями, как кварцево-жильные и штокверковые.

К числу таких регионов относятся в первую очередь Восточная Австралия и Тасмания, в пределах которых количество известных промышленных трубоабразных залежей исчисляется сотнями (а одно из месторождений — Вулкан

дало олова больше, чем любое другое редкометальное месторождение этого района), Юго-Восточная Азия и Африка. Единичные месторождения этого типа установлены также на территории Восточной Монголии, Юго-Восточного Китая, США и в некоторых других регионах. Из работ, посвященных специальному рассмотрению трубообразных месторождений, можно указать на статью Р. Бленчарда (Blanchard, 1947), в которой суммируются особенности строения и геологических условий залегания трубообразных залежей, развитых в пределах Восточной Австралии.

Трубообразные месторождения имеют четко выраженную геологическую позицию — они практически повсеместно локализуются вблизи контактовой поверхности материнских гранитных массивов, развиваясь при этом преимущественно среди гранитов и значительно реже — в породах кровли. В последнем случае они нередко также приурочиваются к апофизам или дайкам гранитов.

Так, например, при обобщении данных по условиям залегания 230 трубообразных залежей 73% от общего количества оказались расположенными в гранитах и лишь 25% рудных тел локализованы в осадочных и эффузивных породах кровли. В 2% случаев тела непосредственно пересекали контактовую поверхность. Как будет показано далее, особенности залегания месторождений по отношению к контакту гранитов оказывают определяющее влияние на вещественный состав рудных тел и характер распределения оруденения.

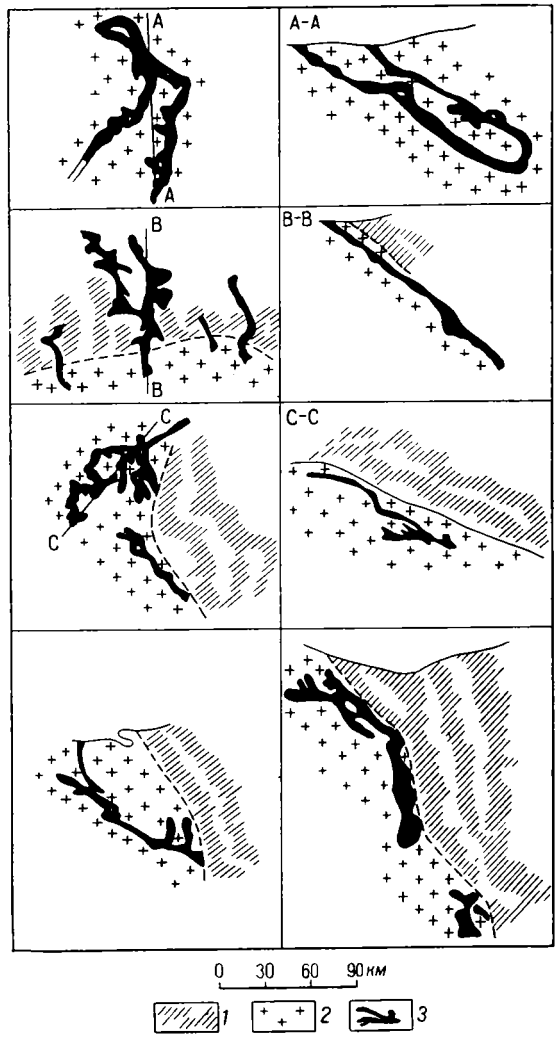


Рис. 18. Расположение трубообразных рудных тел по отношению к контактовой поверхности гранитов (левая колонка — в плане и правая — в разрезе). Схематические зарисовки ряд а месторождений Восточной Австралии. По Р. Бленчарду (Blanchard, 1947). Обращает внимание падение трубообразных тел согласно с направлением погружения поверхности контакта

1 — **породы кровли,** *2* — **граниты,** *3* — **трубообразные рудные тела**

Устанавливается также, что трубообразные залежи удалены от контактовой поверхности на расстояние, не превышающее 150 *м*. При этом вследствие пологого падения многих рудных тел в плане они могут наблюдаться на значительно болыпехм удалении. Однако при измерении расстояния по нормали

к контакту во всех случаях становится очевидным ошибочность кажущегося значительного удаления рудных тел. Локализуясь вблизи контактовой поверхности гранитных массивов, трубообразные залежи в большинстве случаев имеют падение согласное с направлением погружения этой поверхности, располагаясь близпараллельно последней (рис. 17, 18).

В пределах месторождений трубообразные залежи могут встречаться как в виде единичных тел, так и образовывать сближенные «рои» таких залежей. Однако в последнем случае на глубине отдельные тела сливаются друг с другом, прослеживаясь далее на значительном расстоянии в виде единой рудной залежи. На месторождении Зайплатс в Южно-Африканской Республике насчитывается 25 трубообразных залежей, в пределах рудного поля Вольфрам-Бамфорд (Восточная Австралия) их около 250.

Образование трубообразных залежей, по мнению большинства исследователей, связано с процессами метасоматического замещения тектонически ослабленных блоков пород, возникающих: 1) в участках пересечения трещин различной ориентировки; 2) в местах пересечения трещин с прослоями резко отличных по механическим свойствам пород (например, прослоев кварцитов среди глинистых сланцев, пластов известняка в песчано-сланцевых отложениях и т. п.); 3) вдоль контактов различных фациальных разновидностей гранитов.

В первом случае из рудоконтролирующих систем трещин наиболее важную роль играют, как правило, две системы — круто- и пологопадающие, одна из которых ориентирована по нормали к контактовой поверхности гранитного массива, а другая располагается (в первом приближении) параллельно ей. В участках пересечения этих трещин наблюдаются наиболее мощные тела и обогащенные рудные столбы. Такие раздувы далее по падению могут сменяться тончайшим проводником, прослеживающимся до очередного участка пересечения трещин, где развивается новое рудное тело. Известны также случаи, когда трубообразные залежи контролируются лишь одной из систем трещин или последние вообще не фиксируются.

Наряду с подобной трактовкой генезиса трубообразных месторождений отдельными исследователями высказывается также точка зрения о возможности образования их в связи с газовыми «выбросами» из магматических очагов, т. е. в качестве своеобразных трубок взрыва (Geology of Australian ore deposits, 1953). При этом каких-либо доказательств, подтверждающих такое представление, не приводится.

Характерна морфология месторождений рассматриваемого типа. Правильная цилиндрическая или овальная эллиптическая форма рудных тел наблюдается довольно редко. В большинстве случаев это прихотливо ветвящиеся тела в целом изометричные в сечении, изобилующие многочисленными раздувами, ответвлениями, пережимами и т. п. (см. рис. 18). Устанавливается также частая прерывистость по падению, вследствие чего отдельные рудные тела напоминают скорее прерывистый ряд линз неправильной формы, чем единую трубку. Характерна частая смена направления падения, отдельные отходящие апофизы нередко переходят в самостоятельные тела.

Размеры рудных тел незначительные, площадь поперечного сечения обычно измеряется несколькими десятками квадратных метров и лишь в исключительных случаях трубки в сечении достигают сотни квадратных метров. Вертикальная протяженность в большинстве случаев не выяснена, так как эксплуатация их на значительную глубину не рентабельна и разработка обычно прекращается на глубине 30—40 *м*. Самые глубокие шахты, разрабатывающие трубообразные залежи, Грейт Нортерн Ист, Грейт Нортерн Галли — в Восточной

Австралии, Менглембу — в Юго-Восточной Азии, Мутус Фидес, Зайплатс — в Южно-Африканской Республике. Вертикальная протяженность их составляет 200—250 *м*. Одно из месторождений — трубка Вулкан (Восточная Австралия) было прослежно до глубины 450 *м*.

На минеральный парагенезис трубообразных залежей и характер оруденения главенствующее влияние оказывает литологический состав вмещающих пород. Наиболее четкие различия среди последних устанавливаются для гранитов и пород кровли. Так, в телах, развивающихся среди гранитов, оруденение повсеместно комплексное редкометальное Be-Bi-Mo-W-Sn с преобладающей ролью двух, реже трех из перечисленных компонентов. В породах кровли широкое распространение наряду с оловянной и, частично, вольфрамовой минерализацией получает сульфидное Cu и Ag-Pb-Zn оруденение. Зависимость состава породообразующих минералов от характера вмещающих пород отражена в табл. 5, составленной на основании обобщения материалов по большому числу трубообразных месторождений.

Таблица 5

Зависимость состава трубообразных залежей от состава вмещающих пород

Вмещающие породы	Жильные минералы трубообразных залежей	
	Широкораспространенные	Второстепенные
Граниты	Кварц, мусковит (нередко литийсодержащий), полевой шпат, турмалин, топаз	Флюорит, карбонат, серицит, хлорит, протолитионит и др.
Известняки	Флюорит, тремолит, карбонат	Кварц, турмалин, мусковит, полевой шпат и др.
Песчано-сланцевые породы и кислые эффузивы	Хлорит, серицит, турмалин, гранат, кварц	Кварц, флюорит, мусковит, полевой шпат и др.

Наиболее четкое различие устанавливается в составе рудных тел, развивающихся в гранитах и среди известняков. Для первых из них характерен типично «грейзеновый» минеральный парагенезис, а для вторых — отчетливое преобладание в жильном выполнении минералов бора. Наблюдающиеся отклонения от этого общего правила в каждом данном случае могут быть объяснены локальными особенностями строения конкретного рудного поля. В частности, на крупном месторождении Беатрис (Малайзия), трубообразная залежь которого локализована среди известняков, широкое развитие имеет магнезиальный борат.

Для трубообразных залежей, развивающихся среди пород кровли, характерен прежде всего более разнообразный минеральный состав, обусловленный наличием, помимо высокотемпературной грейзеновой минерализации, минералов, образующихся в условиях средних и низких температур. Для рудных тел, развивающихся среди известняков, в отличие от гранитов устанавливается ведущая роль фтора, а не бора.

Строение трубообразных залежей в большинстве случаев концентрически-зональное (рис. 19). При этом в одних случаях это правильные кольца различного минерального состава, со всех сторон окружающие центральное ядро, в других — они не прослеживаются непрерывно, а образуют отдельные полумесяцы, прерывистые линзы и т. п. Последовательность смены различных

минеральных фаций метасоматически измененных пород в направлении от центральной части к периферии для нескольких типовых трубообразных залежей следующая [1].

Волъфрам-Кемп (Восточная Австралия)

кварцевый грейзен —> кварц-мусковитовый грейзен —> грейзенизированный гранит —> гранит

Крикет Гроунд (Юго-Восточная Азия)

полевошпатовый метасоматит с топазом и турмалином —> касситерит-полевошпатовый метасоматит —> слюдяно-полевошпатовый грейзен с флюоритом —► гранит

Гроенфонтейн (Южно-Африканская Республика)

полевошпатовый метасоматит с малинофлюоритом, турмалином, жильбертитом —> кварц-турмалиновый грейзен ► кварцевый грейзен —> кварц-мусковитовый грейзен —> грейзенизированный гранит —> гранит

Мутус Фидес (Южно-Африканская Республика)

кварц-жильбертитовый грейзен с флюоритом, полевым шпатом —> полевошпатовый метасоматит —> серицитизированный и хлоритизированный гранит —> гранит

флюорит-турмалиновый грейзен с хлоритом —> кварцевый грейзен с турмалином —> полевошпат-кварцевый метасоматит —> гранит

Уипстии (Восточная Австралия)

кварцевый грейзен —> спессартитовый метасоматит —> грейзенизированный гранит —> гранит

Зайплатс (Южно-Африканская Республика)

кварц-турмалиновый грейзен —> кварцевый грейзен —> окварцованный гранит —> серицитизированный гранит —> гранит

Олифанте Ривер (Южно-Африканская Республика)

карбонат-флюоритовый метасоматит с серицитом, хлоритом —> кварц-турмалиновый грейзен —► полевошпатовый метасоматит —► циннвальдитовый грейзен —> биотитизированный гранофир —> гранофир

Как видно из приведенных схем, в подавляющем большинстве случаев наибольшая интенсивность метасоматического замещения пород устанавливается в центральных частях рудных тел. Соответственно и основная масса рудной минерализации оказывается приуроченной к этим участкам. Наряду с этим известны также случаи, когда рудная минерализация локализуется по периферии практически безрудного ядра. Характерным примером в этом отношении может служить месторождение Эвертон в Восточной Австралии, рудные тела которого имеют форму крутопадающих конусообразных минерализованных зон мощностью 4—4,5 *м,* окружающих безрудные сердцевины

---

[1] **Для африканских месторождений последовательная смена фаций составлена по материалам П. А. Вагнера, О. Г. Хелдринга, Р. Сетешера, Р. Рамдора; для восточно-австралийских — по материалам, приведенным в монографиях Geology of Australian ore deposits, 1953, 1965; для месторождения Крикет Гроунд — по данным В. Р. Рамбольда и сводке Е. А. Радкевич (1947).**

трубообразных интрузий кварцевых порфиров. В пределах таких колец гранитоиды в большей своей части превращены в кварцевый грейзен, содержащий вкрапленность крупночешуйчатого молибденита.

Следует отметить, что ореолы грейзенизированных пород, развивающиеся вокруг отдельных трубообразных тел, учитывая их сближенное расположение, обычно сливаются друг с другом. В результате приконтактовые зоны пород

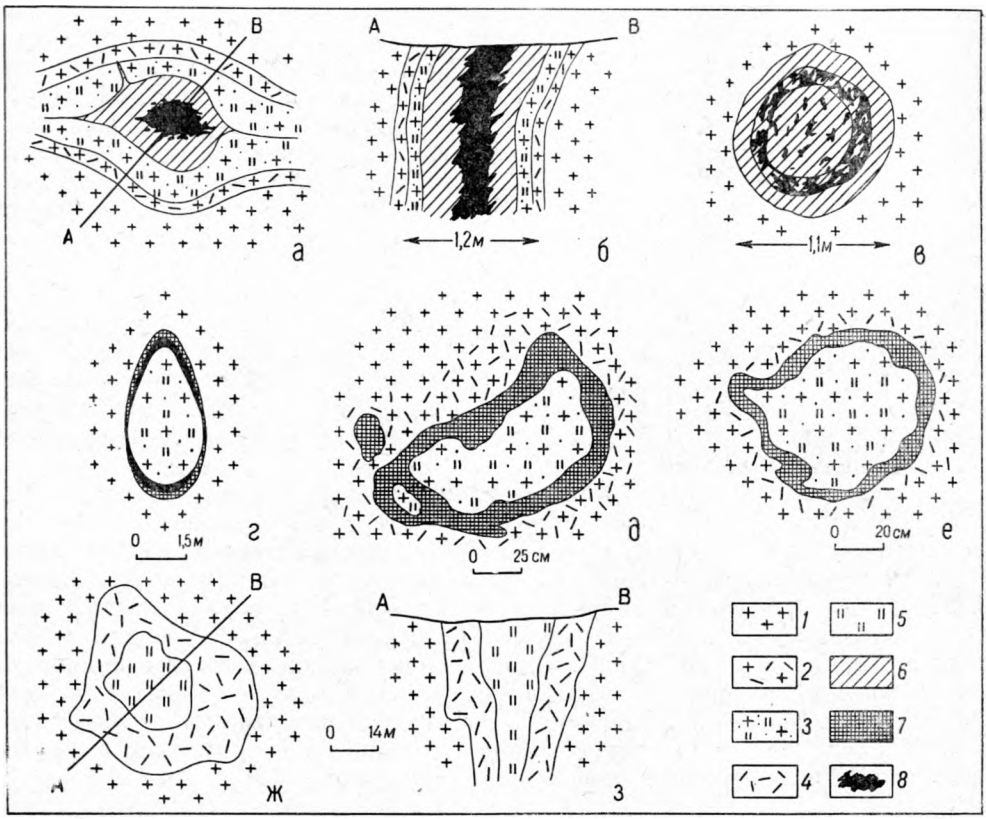


Рис. 19. Схемы зонального строения трубообразных залежей

аб — рудное тело (и разрез) Сутерлендс (Малайзия); в — трубка Груид (Малайзия); г — залежь Гроепфонтейн (Трансвааль, Южная Африка); д — Ридепурт (Трансвааль, Южная Африка); е — Мутус Фидес (Трансвааль, Южная Африка); ж, з — трубообразная залежь месторождения Тумен-Цогто (Восточная Монголия)

1 — гранит; 2 — грейзенизированный гранит; 3 — интенсивно грейзенизированный и оруденелый гранит; 4 — слюдисто-кварцевый грейзен; 5 — слюдяной грейзен; в — полевошпатовый метасоматит; 7 — кварц-турмалиновый и турмалиновый грейзены; 8 — существенно касситеритовая порода

оказываются интенсивно грейзенизированными на значительном расстоянии, иногда до нескольких километров, что позволяет разрабатывать такие минерализованные зоны, как единое рудное тело.

Характер размещения рудной минерализации в трубообразных залежах весьма разнообразен. В одних случаях устанавливается концентрически-зональное развитие минерализации, при котором маломощные прожилковидные обособления рудных минералов располагаются параллельно цилиндрическому очертанию трубки, образуя грубоконцентрический узор в центральной части тела. В других — это крупные гнездообразные скопления или тонкая рассеянная

вкрапленность, в третьих — минерализация приурочивается к системам тончайших секущих трещин. Детальных исследований рудоконтролирующих факторов для рассматриваемого типа месторождений не проводилось. Большинство исследователей придерживается мнения, что степень рудоносности трубообразных залежей определяется интенсивностью метасоматической переработки пород.

Характерно гнездовое, крайне неравномерное распределение рудной минерализации — резко обогащенные участки чередуются с практически безрудными. Для трубообразных залежей, развившихся в породах кровли, нередко устанавливается отчетливое возрастание рудной минерализации вблизи участков пересечения с апофизами или дайками гранитов. Весьма показательно в этом отношении месторождение Ватсонвиль (Восточная Австралия), трубообразные тела которого развиваются среди песчаников и граувакк экзоконтактовой зоны гранитного массива. Промышленные концентрации олова устанавливаются вблизи участков пересечения рудных тел с порфировыми дайками и постепенно затухают по мере удаления от них (Geology of Australian ore deposits, 1953). Время образования даек по отношению к оруденению не достаточно выяснено. С одной стороны, дайки пересекают рудные тела, с другой же — наблюдается обогащение вблизи них рудной минерализацией, приводящее нередко к образованию крупных гнезд касситерита размером до 5—10 *см* в поперечнике. По-видимому, дайки являются дорудными, но представляют собой менее благоприятную среду для метасоматического замещения по сравнению с окружающими породами.

В распределении оруденения в пределах месторождений намечается определенная зональность. Непосредственно в материнских гранитах распространена высокотемпературная Be-Bi-Mo-Sn-W минерализация, развивающаяся в тесном парагенезисе с топазом, мусковитом, турмалином и др. По мере удаления от гранитов комплексная редкометальная минерализация постепенно сменяется оловянно-вольфрамовой и касситерит-сульфидной. Одновременно широкое развитие среди породообразующих минералов приобретает более низкотемпературный комплекс — серицит, хлорит, карбонат и др. Наконец, в зоне максимально удаленной от гранитов развиваются трубообразные залежи, сложенные хлорит-турмалиновыми, серицит-хлоритовыми и другими метасоматитами, несущими существенно сульфидное Cu и Ag-Pb-Zn оруденение. Такие залежи могут быть отнесены к грейзеновым лишь условно.

6. ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИПА ИЗБИРАТЕЛЬНО ЗАМЕЩЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОРОД

Среди вмещающих граниты пород, нередко на значительном удалении от контакта, известны своеобразные грейзеновые месторождения, представляющие собой метасоматические залежи грейзенизированных пород, избирательно заместивших в одних случаях горизонты мраморизованных известняков, доломитов и углистых сланцев, а в других — различные по составу зоны милонитизированных пород вдоль рудоконтролирующих нарушений (рис. 20). В СССР месторождения этого типа известны на Урале, в Казахстане, Средней Азии, Забайкалье, Дальнем Востоке, за рубежом — в Китае, Малайзии, Австралии и Тасмании, на Аляске.

Для большинства мелких грейзеновых месторождений характерно исключительно широкое развитие в их пределах флюорит-слюдистых метасоматических пород, нередко именуемых «слюдитами», преобладающая роль в составе

руд бериллиевой минерализации, отчетливая зависимость минерального состава метасоматических пород и рудной (главным образом бериллиевой, отчасти вольфрамовой) минерализации от состава эдуктов — замещаемых вмещающих пород. Так, в кислых алюмосиликатных породах главным минералом является берилл; в алюмосиликатных, чередующихся с карбонатными (и мергелистых) — берилл + фенакит; в карбонатных — фенакит [1]-г хризоберилл. Соответственно вольфрамит в этом ряду пород сменяется шеелитом.

Рудные тела типа избирательно замещенных горизонтов пород наиболее часто ассоциируют с рудными телами грейзенов типа минерализованных даек и апофиз гранитов, а также с минерализованными куполами гранитов (см. рис. 20, а, г). При одновременном развитии всех этих типов минерализации отнесение месторождения к тому или иному морфологическому типу затруднительно и возможно лишь по преобладающему распространению того или иного типа.

Могут быть условно намечены два структурно-морфологических типа грейзеновых месторождений, представляющих собой избирательно замещенные горизонты пород. Наиболее распространен случай избирательного замещения горизонтов пород (главным образом карбонатных) непосредственно вдоль контактов гранитных интрузий, с которыми данная минерализация непосредственно связывается. Другой, менее типичный случай — развитие минерализации вдоль зон тектонических нарушений среди вмещающих пород, вне видимой связи с контактовыми зонами, на значительном удалении от выходов гранитных интрузий.

В первом случае оруденение контролируется особенностями морфологии кровли гранитных массивов, крутизной контактов, наличием или отсутствием апофиз, расположением «слепых» куполов; во втором — тектоническими нарушениями, зонами милонитизации и дробления пород и оперяющими нарушения системами сколовых трещин.

Морфология рудных тел месторождений этого типа чаще всего пластообразная, линзообразная, наследующая исходную неоднородность вмещающих пород: чередование карбонатных, карбонатно-алюмосиликатных прослоев или детали строения зон рудоконтролирующих нарушений. Вблизи контактов интрузий морфология рудных тел обычно более сложная, что связано не только с составом и свойствами вмещающих пород, но и с деталями строения самих интрузий. Здесь часто встречаются неправильные штоки, сложные ветвящиеся линзы, пластообразные тела с многочисленными «заливами».

Одно из наиболее типичных месторождений этого типа детально охарактеризовано в работах М. Г. Руб (1957, 1960) и И. Н. Говорова (1958[1, 2], 1960). Это месторождение, представленное многочисленными рудными телами, залегает в кровле гранитов, которые обнажаются в виде небольших тел среди карбонатно-терригенных пород. Сверху вниз по разрезу устанавливается неоднократная перемежаемость сланцев и известняков, причем практически вся наиболее важная минерализация отчетливо приурочена к горизонтам известняков. Карбонатно-терригенная толща, прорванная гранитами, собрана в складки. При этом с одним из куполов гранитов контактируют породы крутостоящие, с другим пологозалегающие, примерно согласные с морфологией кровли гранитов. Соответственно здесь наблюдаются и разные типы минерализации. Там, где вмещающие породы крутопадающие, установлены сложно ветвящиеся крутонаклоненные апофизы гранитов. Основная минерализация сосредоточена здесь за пределами гранитов в известняках, пересекаемых апофизами. Известняки интенсивно грейзенизированы и преобразованы в бериллиеносные

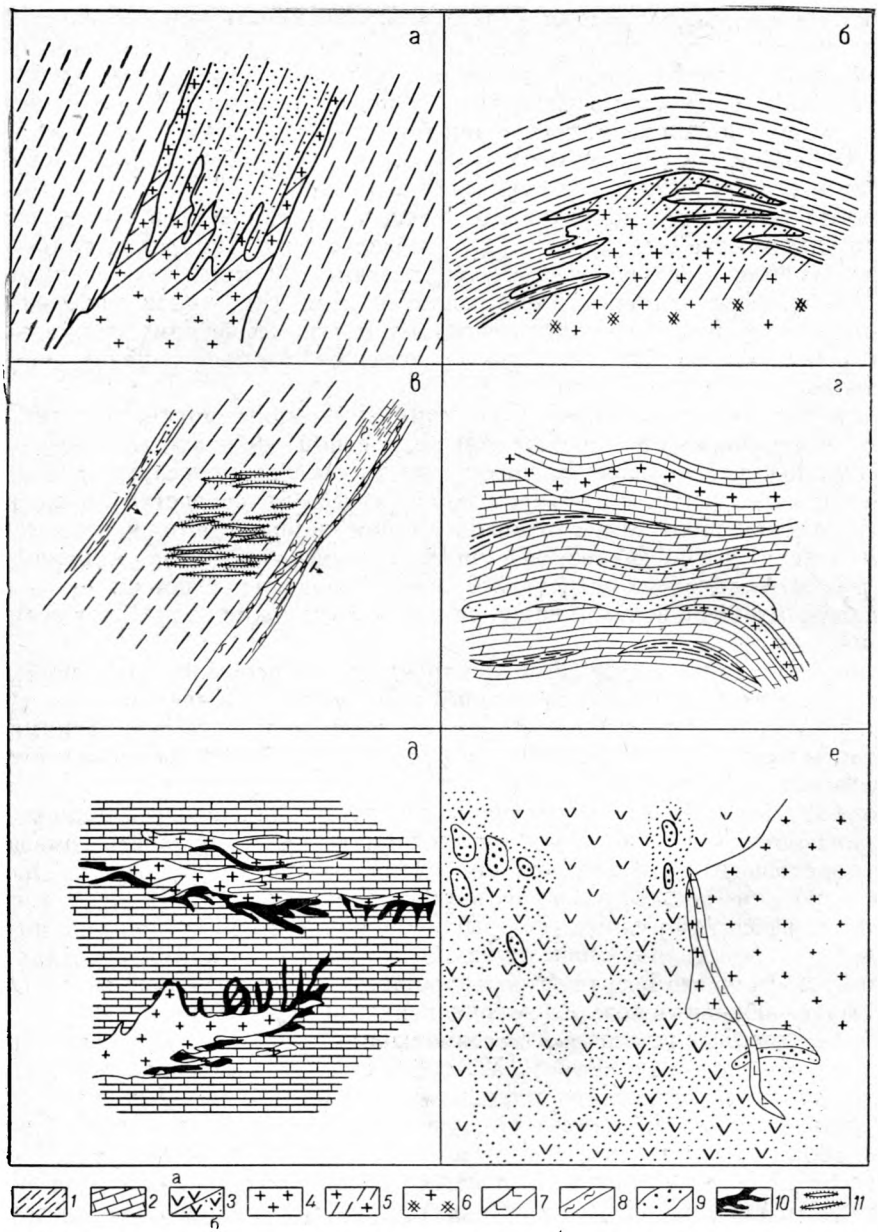


Рис. 20. Особенности строения месторождений типа избирательно замещенных горизонтов пород

а и б — влияние морфологии гранитного массива на особенности развития минерализации (в разрезе): *а* — при грейзенизации избирательно замещаются породы экзоконтакта в участке, ограниченном апофизами гранитного массива (Дальний Восток), б — процессы грейзенизации практически не выходят за пределы куполовидной части гранитов (Дальний Восток); *в* — избирательное замещение углисто-карбонатных горизонтов в пределах мощной зоны смятия (Урал); *г* — согласные пластообразные тела флюорит-мусковитовых метасоматитов среди доломитовой толщи, пронизанной дайкообразными телами мелкозернистых гранитов (Казахстан); *д* — сложная морфология тел флюорит-мусковитовых метасоматитов, развивающихся в экзоконтакте дайкообразных тел гранитов вдоль зон повышенной трещиноватости известняков (Средняя Азия); *е* — избирательно-замещенные участки ороговикованных эффузивов в кровле гранитного массива (Дальний Восток)

флюорит-мусковитовые метасоматиты с хрупкими слюдами (эфеситом). Там, где вмещающие породы образуют пологую складку, апофизы гранитов развиваются не вверх от кровли купола, а в стороны (располагаясь как бы гипсометрически ниже кровли купола). Соответственно в этом участке вся основная рудная минерализация сосредоточена в пределах самого купола гранитов и практически не выходит за его пределы.

Для известняков и мергелей типична следующая зональность:

Известняк	**Слабо флюоритизированный известняк, иногда с сульфидами, альбитом**	**Флюорит-альбитовый метасоматит, часто с сульфидами, флогопитом**	**Флюорит-мусковитовый метасоматит**	**Флюорит-эфеситовые флюорит-маргаритовые, флюорит-мусковит-топ азовые, флюорит-мусковит-кварцевые**

Основная рудная минерализация, получающая наиболее широкое развитие во внутренних фациях, представлена бериллом, хризобериллом, фенакитом, шеелитом (вольфрамитом), касситеритом.

Среди известково-магнезиальных и магнезиальных пород (доломитов) возникает сходная зональность метасоматических пород, но с преимущественным развитием среди слюд флогопита. В тех случаях, когда в пределах рудного поля широко проявлены граниты, генетическая взаимосвязь типичных кварц-слюдяных, кварц-топазовых грейзенов и бескварцевых метасоматитов флюорит-мусковитового, флюорит-топазового, альбит-флюоритового состава проявлена очень отчетливо. В первом случае крутонаклоненные апофизы служили выводными каналами для постмагматических растворов и содействовали локализации оруденения в избирательно замещенных горизонтах пород. Во втором случае минерализация накапливалась в самом куполе, «подпруживалась» вышележащими сланцами, что приводило к созданию оруденения типа минерализованных куполов.

Аналогичная закономерность — связь рудных тел и месторождений типа избирательно замещенных горизонтов пород с апофизами и дайками (игравшими, очевидно, ту же роль, что и разрывные нарушения в другом подтипе) характерна и для других месторождений рассматриваемого структурно-морфологического типа, например для месторождений Лост-Ривер (Аляска), Маунт-Бишоф (Тасмания) и др.

Замещаемые породы в рассматриваемых месторождениях обычно обладают отчетливо зональным строением (вкрест простирания рудных тел). Наиболее характерные зональные колонки рудных тел месторождений грейзеновой формации, образовавшихся среди карбонатных пород, описаны И. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1955), И. Н. Говоровым (1958$_{lt\ 2}$), Д. В. Рундквистом и Н. Е. Чистяковым (1960), П. Д. Яковлевым и Ай Юнь-фу (1964). М. Г. Руб (1960) описаны непосредственные переходы топазовых и слюдяных грейзенов в слюдисто-флюоритовые метасоматиты в пределах одного рудного тела, расположенного на контакте гранитов и известняков.

В силу широкого развития на контакте гранитов и известняков в месторождениях характеризуемого типа помимо процессов грейзенизации, явлений

---

1 — песчано-сланцевые толщи; 2 — карбонатные породы; 3 — ороговикованные (а) и грейзенизированные (б) эффузивы; 4 — граниты; 5 — альбитизированные граниты; 6 — микроклинизированные граниты; 7 — дайки основных пород; 8 — тектонические зоны смятия; 9 — рудоносные грейзены и разнообразные метасоматиты; 10 — флюорит-мусковитовые грейзены с редкомстальной минерализацией; 11 — кварц-вольфрамитовыс жилы с боковыми зонами грейзенов

скарнирования — образования гранат-пироксеновых, магнетит-везувиановых, скаполитовых пород — участки развития скарнов и грейзенов могут быть совмещены в пространстве. В большинстве случаев наблюдается лишь частичное перекрытие контуров скарнирования и грейзенизации. Так, на одном из вольфрамовых месторождений Западной Сибири основное грейзеновое оруденение сосредоточено в эндоконтакте — ближайшем экзоконтакте интрузии, а скарнирование развивается полосой на расстоянии 300—500 *м* от ее контакта. На Урале, в участках развития среди карбонатных пород флюорит-мусковитовых метасоматитов, скарнирование вообще не проявлено. В месторождениях Казахстана и Дальнего Востока зоны с наиболее богатыми и типичными флюорит-мусковитовыми рудами и скарны также пространственно разобщены. В случае совпадения зон скарнирования и грейзенизации возникают очень сложные по составу и строению тела, описанные М. П. Материковым (1961), Г. Н. Комаровой (1965), Л. И. Шабыниным (1966) и др. В месторождениях с совмещенным скарнированием и грейзенизацией нередко устанавливается промышленная оловоносность. При проявлении на месторождении и процессов скарнирования, и грейзенизации возникают объективные трудности для отнесения месторождения к тому или иному типу.

Руды месторождений типа избирательно замещенных горизонтов пород очень разнообразны по текстурам. В целом резко преобладают три типа текстур:

а) массивные с относительно однородным распределением минералов;

б) так называемые ритмично-полосчатые с многократным чередованием полосок (доли сантиметра — 1 *см)* флюорита и слюд, флюорита и топаза, флюорита и альбита;

в) сетчатые мелкопрожилковые, образованные многочисленными ветвящимися прожилками (миллиметры — первые сантиметры), каждый из которых имеет в миниатюре ту же зональность, что и вся зона в целом.

Брекчиевые руды с избирательно замещенными обломками карбонатных, иногда глинистых пород среди милонитизированных зон встречаются значительно реже.

При развитии минерализации непосредственно в экзоконтакте вертикальная протяженность тел значительно меньшая, а зональность проявляется более резко и заключается обычно в развитии наиболее проработанных внутренних фаций метасоматических пород (флюорит-топазовых, флюорит-мусковитовых) п наиболее богатого оруденения непосредственно на контакте с гранитами. Для экзоконтактовых зон предварительно может быть отмечена характерность смены относительно простой минерализации более сложной: непосредственно у контакта монометальных преимущественно бериллиевых руд — сложными комплексными с повышенными содержаниями иногда лития, олова, молибдена, вольфрама.

В случае развития месторождений типа избирательно замещенных горизонтов пород на значительном удалении от гранитов вдоль зон тектонических нарушений минерализация хорошо выдерживается на глубину (на 200—300 и более метров), но зональность в этом случае обычно проявлена неотчетливо и является функцией изменения состава пород. Так, на одном из месторождений этого типа (Рундквист, Чистяков, 1960) зональность, как показали последующие исследования Н. П. Заболотиной и др., проявляется помимо возрастания количества сульфидов в некотором увеличении с глубиной во флюорит-мусковитовых рудах количества флюорита, отчасти альбита, что находит объяснение в увеличении роли карбонатных пород в зоне разлома с глубиной.

* *
*

Приведенная характеристика структурно-морфологических типов грейзеновых месторождений лишь в самом общем виде отражает главнейшие закономерности их строения и далеко не исчерпывает всего многообразия грейзеновых месторождений, столь широко проявленных в различных регионах мира.

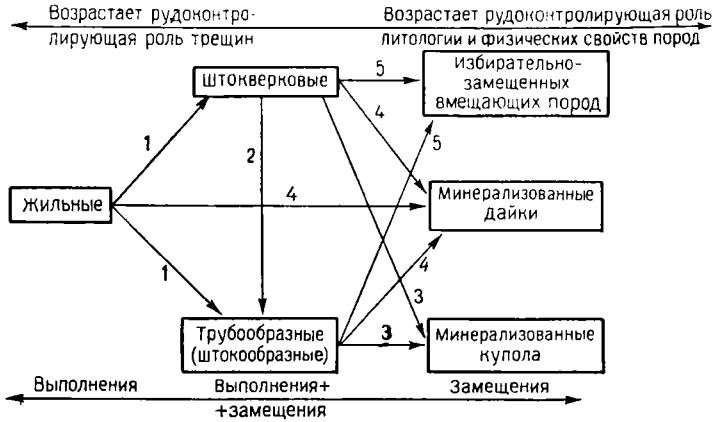


Рис. 21. Переходы между грейзеновыми месторождениями различных структурно-морфологических типов

1* — увеличивается количество прожилков, уменьшается мощность жил, возрастает интенсивность и широта распространения метасоматических изменений; *2* — исчезают жилы и прожилки выполнения, зоны метасоматнческих пород сливаются в единое тело, контролируемое системами трещин; 3, *4, 5* — исчезают жилы и прожилки выполнения, главное значение приобретают метасоматические породы с метасоматическими прожилками, минерализация экранируется кровлей гранитов (3), избирательно замещает дайки (4) или горизонты вмещающих пород *(б)

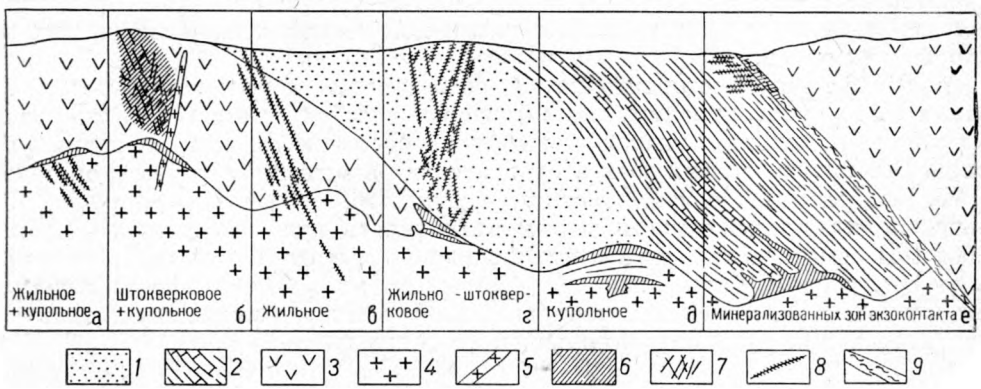


Рис. 22. Схема размещения грейзеновых месторождений различных структурно-морфологических типов *(а—е)* и их взаимосвязь друг с другом в идеализированном разрезе. Структурно-морфологический тип месторождения определяется: морфологией кровли гранитов (а, *б*, с, *д, е);* трещинной тектоникой — диапазоном распространения жильных трещин *(а*—г); составом и элементами залегания пород экзоконтакта (е)

***1* — песчаники; *2* — сланцы с прослоями известняков; *3* — эффузивы; *4* — граниты; *5* — дайки кислых пород; 6 — рудоносные метасоматически измененные породы; *7* — штокверковая сеть прожилков; *8* — кварцево-рудные жилы с околожильными зонами грейзенов; 9 — тектонические зоны смятия**

В заключение этого раздела обратим внимание на сложную взаимосвязь выделенных структурно-морфологических типов, проявляющуюся не только в сочетании в пределах одного месторождения рудных тел различных типов, но и в распространении переходных разностей, одновременно обладающих неполно выраженными чертами нескольких типов. Характерные взаимные переходы месторождений и рудных тел различных типов, возникающие за счет постепенного изменения относительной роли трещин, степени замещения пород, влияния контакта интрузий и т. д., изображены на схемах (рис. 21, 22).

Выводы

Обобщение данных по многочисленным месторождениям различных регионов СССР и зарубежных стран, в пределах которых распространены грейзены и метасоматиты грейзеновой формации, позволяет подчеркнуть следующие положения, которые поддерживают, развивают или утверждают авторы.

1. Грейзеновые месторождения — одна из характернейших групп эндогенных месторождений, которая в современных классификациях должна рассматриваться в том же ранге, что и пегматитовые, скарновые колчеданные, карбонатитовые месторождения, месторождения вторичных кварцитов и др.

2. Грейзеновые месторождения объединяют многочисленные родственные по природе, близкие по геологическим условиям образования, залегающие не только в гранитах и сходных с ними по составу породах, но и включающие их аналоги, формирующиеся в карбонатных, основных и ультраосновных алюмосиликатных породах.

3. Грейзеновые месторождения имеют устойчивые взаимоотношения с родственными образованиями — пегматитами, скарнами, вторичными кварцитами, аргиллизитами, редкометальными альбититами, рудоносными турмалин-хлоритовыми месторождениями. Промежуточные по составу, геологическим условиям месторождения являются или итогом совмещения разновременных процессов (телескопирования) или следствием фациальных особенностей — различной глубинности становления, степени открытости — закрытости рудообразующей системы, либо результатом исходно различной геохимической специализации материнских пород.

4. Грейзеновые месторождения по особенностям морфологии рудных тел, зональности, рудоконтролирующим факторам подразделяются на шесть основных типов — жильные, штокверковые, трубообразные, минерализованных куполов, минерализованных даек и избирательно замещенных горизонтов пород.

5. Наиболее общие особенности месторождений — зональность оруденения, вертикальная протяженность тел, комплексность руд, минеральный состав, набор метасоматических фаций, широта распространения и состав даек в пределах грейзеновых месторождений — определяются размещением минерализации по отношению к кровле материнских интрузий и вертикальным диапазоном распространения рудоконтролирующей трещиноватости.

Часть II

ВОПРОСЫ ОНТОГЕНЕЗА

Под онтогенезом месторождений полезных ископаемых понимается индивидуальная история развития отдельных месторождений рассматриваемого типа, приводящая к возникновению их специфических черт. В отличие от филогенеза, изучающего формирование месторождений в истории развития Земли, отдельных складчатых областей или зон, т. е. в масштабе времени значительно бо́льшем, чем длительность образования самих месторождений, онтогенез включает изучение тех особенностей формирования месторождений, которые связаны с индивидуальным их развитием и возникли в масштабе времени, равном или меньшем длительности их собственной истории формирования (Рундквист, 1968_2).

Таким образом, в круг вопросов «онтогенеза» входит изучение причин образования месторождений, специфических черт их строения, состава, зональности, взаимоотношений слагающих месторождения жил, прожилков и метасоматических пород, выделение стадий и этапов минерализации, рассмотрение источников рудного вещества и т. д.

ГЛАВА IV

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В грейзеновых месторождениях метасоматические породы проявляются многообразно: в одних случаях они сопровождают рудные жилы и прожилки, в других — образуют самостоятельные тела рудоносных грейзенов, в третьих — слагают мощные зоны грейзенов, объединяющие в едином контуре многочисленные жилы, прожилки или рудные штокверки.

При развитии грейзенов вдоль трещин содержания полезных рудных элементов в них оказываются обычно ниже, чем в жилах и прожилках. Однако значительно бо́льшие мощности зон грейзенов по сравнению с жилами и прожилками, а также нерентабельность в ряде случаев эксплуатации только одних жил (из-за их малой мощности) определяет необходимость разработки грейзенов

как руды, даже в случае бедных содержаний в них металлов. Из сказанного очевидно, что грейзены имеют не только важное поисковое значение для руд редких металлов, но и сами служат важным источником добычи этих металлов.

Наиболее важное значение имеют слюдисто-кварцевая, кварц-топазовая, кварц-(флюорит)-слюдяная, кварц-турмалиновая и слюдисто-полевошпатовая фации, развивающиеся по породам гранитного и близкого им состава, а среди пород основного и карбонатного состава наиболее распространены бескварцевые флюорит-мусковитовые и полевошпат-флюоритовые метасоматиты.

а. Слюдисто-кварцевая фация

Слюдисто-кварцевая фация — одна из самых распространенных фаций грейзеновой формации. Наиболее часто слюдисто-кварцевые грейзены встречаются как характерная фация околожильно измененных пород в кварцево-жильных месторождениях. Кроме того, грейзены этой фации образуют разные по форме и размеру самостоятельные тела — линейные зоны, неправильной формы гнезда и линзы, трубообразные тела и др. В ряде случаев слюдисто-кварцевые грейзены имеют широкое площадное развитие, преимущественно в апикальных частях гранитных массивов, где мощность зон грейзенов составляет десятки или даже первые сотни метров.

Несмотря на различную морфологию проявления, грейзены слюдисто-кварцевой фации обладают многими общими особенностями. Главный минерал этой фации — кварц, содержание его изменяется от 50% в слюдисто-кварцевых грейзенах до 90—95% в существенно кварцевых или «ультракварцевых»[1] грейзенах (табл. 6).

Таблица 6

Количественные соотношения главных минералов в слюдисто-кварцевой фации грейзенов разных месторождений

Месторождения	Фации	Содержание главных минералов, %		
		кварц	слюда	прочие
Рудных гор (Stemprok, 1965з)	Слюдисто-кварцевые	92-100	Циннвальдит, До 8	Топаз, до 2
Казахстана (Щерба, 1949)	Слюдисто-кварцевые Кварцевые	60 80	Мусковит, до 20 Мусковит, до 5	Топаз, до 3—5
Казахстана (Щерба, Гукова и др., 1964)	Слюдисто-кварцевые	60-80	Мусковит, сидерофиллит, 10-30	Флюорит, пирит, 1-8
Альтенберг (Oelsner, 1952i)	Слюдисто-кварцевые	60	Флогопит, 51	Топаз, до 2; касситерит, вольфрамит молибденит, 2

[1] Термин Т. Кеммеля (Kammel, 1961).

Слюды грейзенов этой фации могут быть представлены мусковитом, циннвальдитом, биотитом, протолитионитом, сидерофиллитом. Взаимоотношения кварца и слюд сложные. Нередко устанавливается несколько генераций этих минералов. Существенно кварцевые грейзены в большинстве случаев сложены агрегатами аллотриоморфных зерен кварца различной или одинаковой величины, имеющими неправильные границы; структура этих грейзенов обычно гранобластовая. Местами в существенно кварцевых грейзенах содержатся пустоты размером до 1,5 *см,* заполненные кристаллами кварца или других минералов. Наиболее распространенной структурой слюдисто-кварцевых грейзенов является лепидогранобластовая.

Рудные минералы, встречающиеся в грейзенах этой фации, такие как касситерит, вольфрамит, берилл, молибденит и некоторые другие, которые в ряде случаев и обусловливают практическую значимость их, обычно образуются позднее и накладываются на уже сформировавшиеся тела слюдисто-кварцевых и кварцевых грейзенов. Рудные минералы распределены, как правило, неравномерно и встречаются в виде рассеянной вкрапленности, «цепочек», прожилков, контролируемых мелкими трещинками. В отдельных случаях перечисленные минералы образуют более крупные (до нескольких кубических метров) гнезда и обособления, сложенные на 30—80% каким-либо рудным минералом, например касситеритом, бериллом и др.

На более позднее развитие рудной минерализации в кварцевых и слюдисто-кварцевых грейзенах обращали внимание многие исследователи (Williams, 1934; Varlamoff, 1950).

В виде небольших обособлений, гнезд и прожилков в слюдисто-кварцевых грейзенах встречаются также и нерудные минералы, получающие широкое развитие в более поздние стадии грейзенового процесса, такие как флюорит, топаз, поздний микроклин, турмалин, карбонаты, цеолиты, минералы группы каолинита и др.

Как общую и повсеместно выдерживающуюся особенность слюдисто-кварцевой фации следует отметить зональное строение. Внешние зоны грейзеновых тел, сложенных породами этой фации, как правило, более богаты слюдой, развивающейся, в первую очередь, по плагиоклазу исходных гранитов. По мере приближения к осевой части тел возрастает содержание кварца. Общая типовая зональность грейзенов этой фации в наиболее простом случае выражается рядом:

грапит —> грейзенизированный гранит ► слюдисто-кварцевый грейзен —> кварцевый грейзен —> жила

Подобная зональность может наблюдаться как в микромасштабах вдоль отдельных прожилков, так и прослеживаться на расстоянии до десятков метров вкрест простирания самостоятельных жильных зон.

б. Кварц-топазовая фация

Грейзены этой фации развиваются чаще всего вблизи рудных жил, содержащих в значительном количестве топаз: кварц-топазовых, топаз-мусковитовых — в виде симметричных или асимметричных зон мощностью от нескольких сантиметров до 1—1,5 ж, а иногда и более. Околожильные кварц-топазовые грейзены широко развиты в месторождениях многих регионов — Центрального Казахстана (Акчатау, Караоба, массив Куу и др.), Забайкалья (Шерлова гора), Монголии, Австралии, Аляски. Своеобразно проявлены кварц-топазовые

грейзены в месторождениях Рудных гор. В ряде месторождений (Альтенберг, Садисдорф, Эренфридерсдорф и др.) кварц-топазовые и особенно слюдисто-кварц-топазовые грейзены развиваются по пегматитоподобным телам — «штокшейдерам», приуроченным к контакту вмещающих более древних и молодых рудоносных гранитов. Такие пегматитоподобные тела оказываются полностью замещенными груболучистым топазом — пикнитом, кварцем и литийсодержащей слюдой. К числу характерных проявлений кварц-топазовых грейзенов относятся жильные тела, возникающие при замещении даек кислых пород — месторождения Лост-Ривер на Аляске, Маунт-Бишоф в Тасмании, Гунанг Бакау в Малайзии и др.

Главными минералами кварц-топазовой фации являются кварц и топаз (табл. 7).

Таблица 7

Количественные соотношения главных минералов кварц-топазовой фации грейзенов (по данным различных исследователей)

Месторождения	Главные минералы, %			Второстепенные
	топаз	кварц	слюда	
Рудных гор (Stemprok, 1965_3)	3-15	77-97	Циннвальдит, До 8	
Танненберг, Рудные горы (Kämmel, 1961)	.50	45	—	Диккит, флюорит, касситерит, апатит, гематит, сульфиды
Казахстана (Щерба, 1949)	15-25	60	Мусковит, до 5	Альбит, микроклин, рудные минералы

Кроме кварца и топаза, в кварц-топазовых грейзенах в качестве широко распространенных минералов обычно указываются разнообразные слюды, а также флюорит и пирит (Казахстан, Забайкалье), содержание которых может достигать 5—6 %; в незначительных количествах встречаются также рутил, турмалин, циркон, минералы каолинитовой группы, карбонаты; широко распространен поздний микроклин.

К характерным рудным минералам топазовых грейзенов, имеющим промышленное значение, относятся касситерит и вольфрамит. При этом касситерит наиболее широко распространен в кварц-топазовых грейзенах собственно грейзеновых месторождений, тогда как вольфрамит более характерен для жильных месторождений, в которых он в основном концентрируется в жилах и лишь в незначительном количестве встречается в сопровождающих жилы грейзенах.

На тесную связь топазовых грейзенов с вольфрамовой минерализацией рудных жил для месторождений Центрального Казахстана обращали внимание Н. И. Наковник, В. С. Дмитриевский, Г. Н. Щерба, В. Д. Гукова и др. Повышенная оловоносность топазовой и кварц-топазовой фаций отмечалась в работах О. Д. Левицкого (1964) для месторождений Забайкалья, Г. Тишендорфом для месторождений Рудных гор, для которых топазовые фации грейзенов являются особенно характерными. Г. Тишендорф указывал: там, где топаз в грейзенах встречается в наибольшем количестве, оловянное оруденение также максимально.

Образование касситерита и в ряде случаев вольфрамита происходило при этом близко одновременно с топазом или несколько позднее топаза. Вследствие этого в одних случаях устанавливаются нормальные срастания этих минералов без каких-либо коррозионных границ, а в других — касситерит отчетливо обрастает кристаллы топаза или выполняет тонкие трещинки в топазовых грейзенах. Одновременное образование касситерита и топаза отмечает, например, К. JI. Синсбери (Sinsbury, 1960) для месторождения Лост-Ривер; о более позднем развитии касситерита по сравнению с топазом свидетельствуют венчики касситерита, образующиеся вокруг радиально-лучистых агрегатов топаза на Карадубском месторождении. В то же время в Шумиловском месторождении, как подчеркивает О. Д. Левицкий, преобладающая масса касситерита заключена не в грейзенах, а в своеобразных рудных прожилках, которые сложены сплошным тонкозернистым касситеритом и совершенно отчетливо рассекают как грейзены, так и жильный кварц, но не выходят при этом за пределы рудных зон.

Таким образом, по рудоносности топазовые грейзены могут быть и оловоносными и вольфрамоносными. Бериллиевая минерализация не характерна для участков развития топазовых грейзенов. А. А. Беус (1961) указывает, например, что кварц-топазовые грейзены, как и кварцевые, могут представлять интерес на бериллий только в случае присутствия высоких концентраций бериллия в поздних прожилках, выполняющих трещины в грейзеновых зонах.

Внешне грейзены этого типа выглядят разнообразно. Разновидности, в которых преобладает топаз, представляют массивные, плотные (с объемным весом до 3,50) мелкозернистые сахаровидного облика породы, окрашенные в голубовато-серые тона. Но часто встречаются топаз-кварцевые грейзены с ноздреватой, пористой текстурой, объемный вес их уменьшается до 2,10. В мелких пустотках выщелачивания в таких породах образуются кристаллы переотложенного топаза, который выделяется также в виде прожилков, секущих кварц-топазовые и более поздние разновидности грейзенов. Наряду с топазом встречаются кристаллы кварца, мелкие чешуйки мусковита, иногда кристаллики флюорита, касситерита, диккита и других минералов группы каолинита.

Структуры грейзенов разнообразны, но наиболее характерны гранобластовая и гетеробластовая. Рассматривая особенности строения и состава кварц-топазовой фации, нельзя не отметить очень своеобразные радиально-лучистые, сферолитовые, криптокристаллические формы проявления этого минерала в грейзенах ряда месторождений (Маунт-Бишоф, Тасмания; Днепровское рудопроявление, Одинокое, Курбахское, Северо-Восток СССР; Олононское и Карадубское, Малый Хинган).

Наряду со сферолитами встречаются метельчатые агрегаты топаза, обладающие, как и полноразвитые сферолиты, концентрически-зональным и в то же время радиально-лучистым строением и представляющие как бы части таких сферолитов. В близповерхностных месторождениях Малого Хингана наблюдается топаз, представленный хлопьевидными сгустками криптокристаллических агрегатов (Павлова, 1959). Сопоставляя особенности зонального строения грейзенов кварц-топазовой фации разных месторождений, типовую зональную колонку этой фации можно представить следующим рядом:

исходная порода	—►	зона грейзенизированных или микроклпнизированных гранитов	—>	слюдисто-кварцевый грейзен	►	кварц-топазовый грейзен	—> жила

Граница между кварц-топазовой и слюдисто-кварцевой зонами может быть достаточно резкой, но чаще происходит постепенный переход, причем в ряде случаев кварц-топазовые грейзены не обособляются в виде самостоятельных зон, а представлены (в осевых частях тел и особенно в участках контакта с жилами) слюдисто-кварц-топазовыми разностями.

Сравнивая колонки кварц-топазовых грейзенов разных месторождений, можно заключить, что процесс формирования этих грейзенов происходил при все более возрастающей во времени роли топаза. Встречаются грейзены, почти нацело сложенные топазом — «топазиты», в которых топаз отчетливо замещает кварц. Однако в последующем процессы интенсивного образования топаза, по-видимому, затухали и получали развитие процессы выщелачивания топаза, в результате которых возникали грейзены с зональностью несколько иного типа:

исходная порода —> грейзенизированная порода —► слюдисто-кварцевый грейзен —> кварц-топазовый грейзен с возрастающим содержанием топаза ----------► кварцевый грейзен с пустотами выщелачивания

в. Фации кварц-слюдяных и слюдяных грейзенов

Кварц-слюдяная фация грейзенов наряду со слюдисто-кварцевой и кварц-топазовой относится к числу наиболее характерных фаций грейзеновой формации. Кварц-слюдяные и слюдяные грейзены встречаются как в виде зон околожильных грейзенов, так и самостоятельных тел —линз, жил, гнезд, карманов, пластообразных тел, часто с нечеткими контактами и постепенными переходами к неизмененным гранитам.

Мономинеральные слюдяные грейзены имеют более локальное распространение и встречаются обычно в виде небольших зон, прилегающих непосредственно к жильному выполнению или развивающихся в центральной части трещинных тел. Характерны также кварц-слюдяные грейзены, нацело замещающие дайки на протяжении нескольких десятков метров.

От слюдисто-кварцевой фации кварц-слюдяные грейзены отличаются значительно большим содержанием слюды (табл. 8), закономерно возрастающим по мере перехода от периферических частей грейзеновых тел или зон к центральным, где часто возникают мономинеральные или существенно слюдяные грейзены, состоящие на 80—90 % из слюды — слюдяные «ультрагрейзены».

Следует подчеркнуть, что именно тенденция к созданию в процессе образования практически мономинеральных бескварцевых слюдяных зон составляет характерную особенность грейзенов этой фации и их отличие от слюдисто-кварцевой фации, процесс образования которой характеризуется прогрессирующе увеличивающимся количеством кварца, вплоть до образования мономинеральных кварцевых ядер в центральных частях тел.

Слюды в грейзенах этой фации могут быть представлены разнообразными минеральными видами: мусковитом (месторождения Казахстана, Алтая, Монголии, Урала и других районов), циннвальдитом (месторождения Рудных гор, Забайкалья, Юго-Восточного Китая), биотитом (Забайкалье); сидерофиллитом (Забайкалье, Северо-Восток СССР); протолитионитом (Казахстан, Забайкалье).

Сидерофиллитовые, протолитионитовые, биотитовые грейзены по сравнению с мусковитовыми и циннвальдитовыми имеют резко подчиненное развитие и возникают в специфических условиях становления отдельных массивов. Сидерофиллитовые грейзены, выделенные как характерная фация для место-

Таблица 8

Количественные соотношения главных минералов в кварц-слюдяной фации грейзенов разных месторождений

Месторождения	Название фаций	Содержание главных минералов, %		
		слюда	кварц	прочие
Казахстана (Щерба, 1949)	Слюдяные	60	20	Топаз, 1—5
Рудных гор (Stemprok, 1965:0	Слюдяные	Циннвальдит, 60-90	10-40	Топаз, до 3
Танненберг, Рудные горы fKamimel, 1961)	Кварц-слюдяные	Серицит, 38; мусковит 6	54	Касситерит, турмалин, топаз, флюорит и др.
Провинции Цзянси. Китай (Hsii, Ting, 1943)	Кварц-слюдяные, слюдяные	Мусковит, циннвальдит 15—40, до 90	10-85	Флюорит, ортоклаз, касситерит, молибденит, висмутин шеелит
Монголии (Каленов, 1962)	Кварц-слюдяные, кварц-флюорит-слюдяные	Мусковит 30—40, 85-90	—	Флюорит, 15—10

рождений Забайкалья, (О. Д. Левицкий, И. Ф. Григорьев), имеют ограниченное распространение. Как отмечает О. Д. Левицкий (1947), в грейзенах наряду с кварцем и подчиненным топазом важную роль играют железистые, бедные магнием слюды лепидомеланового ряда, часто содержащие фтор и литий и объединяемые под общим названием сидерофиллита.

Мелкозернистые кварц-сидерофиллитовые грейзены описаны С. И. Гурвичем и др. (1962) для одного из месторождений, где они развиваются на отдельных участках в поле широкого развития сидерофиллит-кварцевых грейзенов.Кварц-сидерофиллитовые агрегаты с гентгельвином и бериллийсодержащим виллемитом встречаются здесь в виде маломощных прожилков, залегающих нередко согласно с общим направлением рассланцевания пород. Иногда серии прожилков образуют зоны мощностью до 10 *м*. Биотитовые и протолитионитовые грейзены описаны также для ряда месторождений Забайкалья, для массива Тарауджи в Нигере.

В кварц-слюдяных грейзенах наряду со слюдами и кварцем постоянно присутствует флюорит, содержание которого изменяется от 1—2 до 10—15%, сульфиды (пирит, арсенопирит, висмутин и пр.), топаз, калиевый полевой шпат, минералы каолинитовой группы (диккит и др.). Специфической чертой кварц-слюдяных грейзенов является широкое развитие в них разнообразных рудных минералов, прежде всего берилла, а также бертрандита, висмутовых минералов, вольфрамита, касситерита. Повышенная рудоносность слюдяных грейзенов определяется в первую очередь расположением грейзенов этой фации в верхних частях грейзеновых тел, т. е. в тех участках, где преобладают зоны отложения элементов как рудных, так и нерудных, вынесенных из более глубоких горизонтов. В слюдяных грейзенах именно этих зон часто наблюдаются

значительные скопления берилла, в ряде случаев отмечаются большие концентрации Li и Rb, содержащихся в слюдах типа циннвальдита (Беус, 1961).

В месторождениях Казахстана в слюдяных грейзенах встречаются вольфрамит, содержание которого в отдельных локальных участках достигает 30 — 40% (так называемые «рудные грейзены»). В слюдяных грейзенах часто концентрируются висмутовые минералы, например в месторождениях провинции Цзянси Юго-Восточного Китая, иногда молибденит.

В кварц-мусковитовых грейзенах наблюдаются также и повышенные концентрации касситерита, например месторождения Забайкалья (Левицкий, 1964), Рудных гор, оловянно-вольфрамовые месторождения провинции Цзянси (Hsii, Ting, 1943), хотя в целом для этой фации касситерит менее характерен, чем другие рудные минералы. При этом для месторождений провинции Цзянси отмечается интересная закономерность, справедливая и для месторождений многих других регионов: в жилах, вдоль которых развивается слюдяной грейзен, вольфрамит и касситерит содержатся в равных количествах, тогда как в грейзене распространен только касситерит с примесью шеелита или без него. Характерным минералом кварц-слюдяной фации является также берилл. Количество его в ряде случаев может быть столь значительно, что возникают берилл-слюдяные и слюдисто-берилловые грейзены, содержащие до 50% берилла в отдельных гнездах и жилообразных выделениях.

Таким образом, отличия между кварц-слюдяной и слюдисто-кварцевой фациями проявляются в составе и зональном строении, а главное в другом наборе рудных минералов и ином характере связи их с метасоматическими породами.

Из сопоставления зонального строения кварц-слюдяных грейзенов разных месторождений типовая зональность этой фации может быть представлена рядом:

исходная —> грейзенизированный или микро- —► кварц-слюдяной —> слюдяной —> жила
порода клинизированный гранит грейзен грейзен

В случае широкого развития флюорита зональность грейзенов этого типа выражается рядом:

порода —> грейзенизированная —► кварц-слюдяно-флюорп- —> флюорит-слюдя- —► жила
порода товый грейзен ной грейзен

Количественные соотношения кварца и слюды изменяются примерно от 3 : 1 в кварц-слюдяном до 1 : 10 в слюдяном грейзене.

г. Кварц-турмалиновая фация

Кварц-турмалиновая фация как характерная для грейзеновой формации выделяется в работах Н. И. Наковника (1954), В. С. Дмитриевского (1958); О. Д. Левицкого (1964); Г. Н. Щербы (1949); М. Г. Руб (I960) и др. Как и другие фации грейзенов, турмалиновые и кварц-турмалиновые породы проявляются многообразно. Они являются характерными породами околожильных фаций и образуют самостоятельные жило-, линзо-, трубо-, гнездообразные тела, а также выдержанные по простиранию зоны раздробленных, сцементированных турмалином пород в грейзеновых месторождениях многих районов (Северо-Востока СССР, Корнуэлла, Португалии и др.). Реже кварц-турмалиновые грейзены имеют широкое площадное распространение и развиваются в апикаль-

ных частях слабо эродированных интрузивов (например, месторождение Барыллыэлах на Северо-Востоке).

Особый морфологический тип представляют турмалинизированные дайки аплитов и кварцевых порфиров, описанные для месторождений Малайзии и для месторождения Маунт-Бишоф в Тасмании.

Установлено широкое развитие кварц-турмалиновых грейзенов в ряде месторождений азиатского сектора Тихоокеанского пояса: на Северо-Востоке (Днепровское, Барыллыэлахское и др.), на Малом Хингане (Карадубское), во многих месторождениях Приморья, а также Малайзии. Как характерный тип изменений вмещающих пород турмалинизация отмечена для ряда месторождений Забайкалья: сопки Большой Шерловогорского месторождения (Левицкий, 1939), Комсомольского и Букукинского месторождений (Тихомиров и Рудакова, 1963). Хотя в целом на месторождениях Забайкалья, на что обратил внимание еще О. Д. Левицкий, турмалинизация имеет подчиненное развитие по сравнению с другими процессами.

Широко проявлена турмалиновая минерализация в грейзеновых месторождениях Калба-Нарыма. Формы проявления турмалинизации здесь разнообразны. В одних месторождениях (Ленинское, Чебундинское, Чердояк) кварц-турмалиновые, полевошпат-турмалиновые и турмалин-графитовые породы представляют околожильные фации и развиваются вдоль зальбандов рудных кварц-полевошпатовых и турмалин-кварцевых жил. В других месторождениях наблюдается обильная рассеянная вкрапленность игольчатого турмалина и гнездообразные полевошпат-турмалиновые обособления в альбитизированных и грейзенизированных гранитах, в которых залегают кварцево-рудные жилы большинства месторождений. Характерны также прожилковидные зоны турмалинизации с узкой каемкой альбитизированных пород вдоль них, например на месторождениях Палатцы, Большевистское, Горняцкое и др.

Как широко распространенный процесс околорудных изменений, турмалинизация отмечается для оловянно-вольфрамовых месторождений Португалии (Neiva, 1944). В гранитах турмалин развивается в непосредственном контакте с жильным выполнением, замещая полевой шпат, слюды, кварц; содержание турмалина постепенно уменьшается по мере удаления от жил. Интенсивная турмалинизация развивается здесь также около жил, расположенных в сланцах, причем процессы турмалинизации проявляются на отдельных участках столь интенсивно, например в Альго-Доуро, что породы утрачивают первичную сланцевую структуру и представлены массивными турмалиновыми и турмалин-кварцевыми метасоматитами — «турмалинитами». Околожильные зоны турмалинизации в сланцах имеют большую мощность, чем в гранитах.

Турмалинизация является характерным типом изменения вмещающих пород для многих месторождений Корнуэлла. Турмалиновые и кварц-турмалиновые породы развиваются здесь как в околожильных зонах, в зальбандах кварцевых жил, так и вдоль отдельных трещин без жильного выполнения, а также приурочены к мощным зонам дробления. По данным Кеара (Кеаг, 1952_2) на руднике Касл-ан-Динас, например, турмалинизация прослеживается на расстоянии до 1—2 *м* от жил, различных по времени образования, причем отмечается, что около ранних жил процессы турмалинизации проявляются более интенсивно. Кроме того, турмалин широко развит вдоль трещин в сланцах в стороне от жил. Местами здесь возникают турмалиниты — черные вязкие породы, состоящие из мелких иголок шерла и «интергранулярного» кварца.

Метасоматические кварц-турмалиновые породы, приуроченные к трещинам и зонам дробления, прослеживающиеся на многие километры по простиранию

(до 12 *км),* наряду с кварцевыми жилами представляют типичную руду многих месторождений Корнуэлла. Наиболее характерные минералы турмалиновых грейзенов — кварц (10—90%) и турмалин (до 70—80%).

Характерный разрез грейзеновой зоны кварц-турмалинового состава по мере перехода от турмалин-кварцевой жилы к неизменным гранитам приводится ниже, по данным П. М. Скорнякова:

грейзенизи > турмалин-мусковитизированный гранит	—> мусковит-турмалин-кварцевый метасоматит	► турмалиновый грейзен (с касситеритом)	—► турмалин-кварцевый (скасситеритом) грейзен	турмалин-кварцевая жила с касситеритом

Турмалиновые грейзены разнообразны по структурным особенностям: сливные массивные, пористые, с «оспенной» текстурой. Когда турмалин и касситерит замещают лишь вкрапленники полевого шпата, в гранитах образуются турмалиновые грейзены с порфиробластовой структурой. Рассматривая особенности состава турмалиновых грейзенов в целом, необходимо подчеркнуть, что наряду с кварцем и турмалином в грейзенах этой фации широко распространены самые разнообразные минералы — слюды, флюорит, апатит, альбит, иногда топаз, из рудных — касситерит, вольфрамит, сульфиды (арсенопирит).

Разнообразно проявляется в грейзенах и сам турмалин. По особенностям состава, как подчеркивает О. Д. Левицкий (1947), для большинства типичных турмалиновых грейзенов выделяется несколько разновидностей турмалина: от существенно железистых до магнезиальных разностей, занимающих разное место в процессе грейзенизации: наиболее ранний — черный или темно-бурый; более низкотемпературный — темно-синий. Эта закономерность в изменении окраски турмалина впервые была отмечена Вестон-Дюнном (Weston-Dunn, 1923) для Корнуэлла, а затем отмечалась на многих других месторождениях.

Для месторождений Чаунского района, например, А. В. Андрианов (1941) располагает по окраске турмалины в такой последовательности от ранних к поздним: 1) коричневый, коричнево-бурый, бурый; 2) буровато-зеленый, грязно-зеленый, 3) зеленый с переходом в синевато-зеленый; 4) зеленовато-синий и синий; 5) голубовато-зеленый, голубоватый, бесцветный. Интересно, что зональное распределение окраски, соответствующее отмеченной выше последовательности, наблюдается иногда в пределах одного кристалла, причем в направлении от центра к периферии прослеживается переход от коричневых к зеленым и зеленовато-синим тонам, иногда проявляется бóльшее число разноокрашенных зон.

Относительно рудоносности турмалиновой фации данные противоречивы. Многие исследователи подчеркивают, что турмалин в грейзенах является послерудным минералом. На Комсомольском месторождении Забайкалья, например, «...турмалин не сопровождается ни касситеритом, ни шеелитом, являясь послерудным минералом» (Тихомиров, Рудакова, 1963, стр. 260). На Карадубском месторождении широко проявленный турмалин также является более поздним по сравнению с касситеритом. На месторождении Маунт-Бишоф касситерит выделялся после турмалина и топаза, совместно с кварцем, позднее отлагались жильбертит, тальк, сульфиды. Иногда исследователи подчеркивают, что часть турмалина образуется до касситерита, часть сопровождает касситерит и некоторое количество выделяется после касситерита, например на Днепровском месторождении, в Чаунском районе. Для месторождений Чаунского района А. В. Андрианов (1941) указывает, что «...большие количества зелено-синего и синего турмалина образуются путем отложения в трещинах до выделе-

ния касситерита, одновременно с ним и частью после него...; бледноокрашенный или бесцветный турмалин отлагается в тонких трещинах с кварцем после касситерита...» (1941, стр. 135).

д. Слюдисто-полевошпатовая фация

Кварц-слюдяно-полевошпатовые, слюдисто-полевошпатовые и практически мономинеральные полевошпатовые породы распространены во многих грейзеновых месторождениях, залегающих в гранитах. В одних случаях обогащенные микроклином и альбитом породы, представляющие начальные продукты процесса грейзенизации, образуют широкие внешние ореолы вокруг грейзеновых месторождений, залегающих в гранитах. В таких метасоматически измененных гранитах в значительном количестве сохраняются полевые шпаты исходных пород, в том или ином количестве в них развиваются новообразованные полевые шпаты. Эти породы не выделяются нами в самостоятельную фацию, а рассматриваются как внешние зоны различных собственно грейзеновых фаций — кварцевой, кварц-топазовой, кварц-слюдяной и др.

Помимо слюдисто-полевошпатовых метасоматических пород внешних зон, в грейзеновых месторождениях Урала, Калба-Нарыма и других районов широко распространены кварц-слюдяно-полевошпатовые (обычно альбит) метасоматические породы, залегающие во внутренних зонах — в непосредственном контакте с рудными жилами. По особенностям размещения и взаимоотношений таких пород в метасоматической колонке можно заключить, что эти метасоматиты и полевошпатсодержащие слюдисто-кварцевые породы являются аналогами ранних безальбитовых слюдисто-кварцевых пород, однако сохраняющих альбит или в силу меньшей интенсивности процесса, или в результате большей глубинности протекания процессов грейзенизации, при которых степень кислотности воздействующих растворов, очевидно, не достигает своего максимума. Не рассматривая эти породы, обратим внимание на характерные образования многих грейзеновых месторождений — слюдисто-полевошпатовые (до мономинеральных полевошпатовых) метасоматиты, возникающие в поздние периоды процесса грейзенизации и отчетливо замещающие продукты всех предыдущих стадий процесса. Именно эти метасоматические породы, тесно ассоциирующие с оруденением, и выделяются нами в самостоятельную слюдисто-полевошпатовую фацию.

В подавляющем большинстве известных авторам случаев слюдисто-полевошпатовые метасоматиты содержат калиевый полевой шпат — микроклин, в соответствии с чем по аналогии с предыдущими процессами (окварцеванием, топазизацией, мусковитизацией, турмалинизацией) мы говорим о поздней калишпатизации или микроклинизации. Процессы поздней калишпатизации (или микроклинизации) проявляются многообразно. Поздний калиевый полевой шпат может развиваться в виде жил, гнезд, обособлений. При замещении ранее образованных жил и метасоматических пород (в зависимости от их состава) возникают разнообразные метасоматиты с резко различной рудной минерализацией.

Для отдельных грейзеновых месторождений разных районов калишпатизация этого типа описана в работах Ф. Л. Хамфри и М. Уайта (Humphrey, Wyatt, 1955), В. Ф. Барабанова (1958), Ф. В. Чухрова (1960), М. М. Повилайтис (1961), М. Штемпрока (Stemprok, 1964_2), И. Г. Павловой (1967) и др.

В неизмененных гранитах процессы поздней калишпатизации, сопровождаемые в той или иной мере альбитизацией и поздним окварцеванием,

могут развиваться в виде систем линейно вытянутых маломощных зон, прослеживающихся на десятки и сотни метров по простиранию и далеко выходящих за пределы рудных тел. Такие зоны обычно резко выделяются на фоне неизмененных гранитов своим красновато-бурым цветом и гораздо отчетливее выражены в естественных обнажениях на выветрелых плоскостях, чем в свежих сколах гранитов. Сложены они теми же минералами, что и граниты, но характеризуются повышенным содержанием микроклина (в шлифах бурого, замутненного), присутствием альбита, мусковита, в незначительном количестве содержат флюорит и топаз. В шлифах отчетливо устанавливается замещение микроклина альбитом и более поздним кварцем. Мощность таких пород составляет от 5 до 15 *см*.

В некоторых случаях полосы микроклинизированных гранитов имеют зональное строение: в центре наблюдается кварцевая или микроклиновая зона, далее — слюдисто-кварцевая, а по периферии — оторочка микроклинизированных гранитов. Подобные линейные зоны развиваются хотя и локально, тем не менее могут наблюдаться на значительном удалении от рудных тел (десятки — сотни метров) и легко обнаруживаются вследствие густоты прожилков. Наличие таких зон поздней калишпатизации не является однозначным доказательством рудоносности гранитов, но может служить благоприятным признаком при поисковых работах.

Проявление поздней калишпатизации в целом свидетельствует об определенной завершенности процессов минералообразования, дошедших до относительно поздней стадии развития. Важно обратить внимание, что широкое развитие калишпатизации представляет характерную особенность лишь определенного по геологическим условиям типа месторождений: развивающихся в апикальных, прикровельных, купольных частях гранитных массивов. Зоны калишпатизации отсутствуют в месторождениях надкупольных, залегающих среди вмещающих пород, и не характерны для жильных месторождений, расположенных в глубоко эродированных частях массивов.

В измененных гранитах, преобразованных предшествующими процессами грейзенизации, возникают наиболее разнообразные по минеральному составу метасоматиты: микроклин-кварцевые, микроклин-слюдяные, микроклин-слюдяно-флюоритовые и др., обладающие часто своеобразными структурами — венчиковыми, пятнистыми, полосчатыми, образующимися в результате неполного замещения ранних минералов более поздними.

Процессы поздней калишпатизации широко проявлены в кварцево-рудных жилах. И в жилах, и во вмещающих породах микроклин часто образуется одновременно, и повышенному содержанию микроклина в жилах соответствуют обогащенные микроклином участки околожильных пород. Но в ряде случаев процессы микроклинизации развиваются избирательно, преимущественно по жильному кварцу. Калиевый полевой шпат в жилах проявлен разнообразно: встречается в виде тонко- и крупнозернистых агрегатов, слагающих гнезда, прожилковидные выделения, неправильные обособления и «примазки» вдоль трещин в кварце жильного выполнения. Отдельные участки протяженностью до 1—5 и более метров полностью замещены микроклином, вследствие чего образуются кварц-полевошпатовые и существенно полевошпатовые жилы с «пегматоидной» структурой, нередко ошибочно принимаемые за пегматиты.

Мономинеральные полевошпатовые обособления часто развиваются на выклинивании жил или в участках их кулисообразного сочленения. Размер зерен, слагающих агрегаты, варьирует от 0,1 до 2—3 *мм*, в отдельных случаях до 1—2 *см* (кристаллы в полостях), а иногда и большего размера. В центральных

частях полевошпатовые агрегаты обычно обладают более мелкозернистым строением, нередко пористы. По периферии полевошпатовых обособлений часто наблюдаются идиоморфные кристаллы, благодаря чему создается полное впечатление пегматоидной текстуры: крупные монокристаллы микроклина с молочно-белым обычно крупнокристаллическим кварцем в промежутках между ними. Если учесть, что здесь же наблюдается то или иное количество мусковита или биотита, то понятно, почему образцы из таких жил в ряде случаев могут практически не отличаться от типичных пегматитов. Не случайно в одной из статей М. Штемпрок (Stemprok, 1964_2) на примере Рудных гор специально доказывает, что подобные образования, давно описывавшиеся как пегматиты, представляют результат последующего наложения на кварцевые жилы поздней калишпатизации.

е. Малораспространенные и редкие метасоматические породы грейзеновых месторождений

Процессы грейзенизации, сопровождающиеся развитием собственно грейзеновых фаций в гранитах при кислотном высокотемпературном метасоматозе, являются лишь частью длительно протекающего процесса минералообразования. Грейзенам, образующимся на относительно ранней стадии постмагматического процесса, предшествует сравнительно ограниченный «набор» метасоматических пород. Это главным образом продукты процессов ранней щелочной стадии — микроклинизации и альбитизации в гранитах. Однако позднее грейзенов развиваются разнообразные по минеральному составу метасоматические породы. Часть из них связана с более поздними стадиями того же постмагматического процесса, в первую очередь с процессами поздней калишпатизации и альбитизации; часть представляет продукты наложения еще позднее проявившихся процессов. Собственно грейзены подвергаются при этом частичному или полному замещению, в результате чего возникают породы сложного минерального состава с ассоциацией минералов различных стадий и этапов гидротермального процесса.

Особо сложные преобразования происходят при замещении рудных минералов и переотложении слагающих их элементов в виде новообразований, например фенакита, гельвина, бертрандита и других минералов при замещении берилла калиевым полевым шпатом. Многообразие метасоматических пород представляет также следствие проявления процессов метасоматоза в различных условиях: на разных уровнях глубинности, под экранами пород, вблизи трещин и т. д. Своеобразные и редкие метасоматические породы возникают в специфических условиях становления отдельных массивов одновременно с главными фациями или в завершающие стадии процесса грейзенизации.

Рассмотрим особенности состава и строения более редко встречающихся пород грейзеновых месторождений.

Андалузитсодержащие грейзены. Андалузит относится к числу сравнительно редких минералов грейзенов. Тем не менее в отдельных месторождениях он распространен довольно широко: Барыллыэлахское месторождение Северо-Востока, Дальненский гранитный массив Казахстана, Олонойское месторождение Малого Хингана. В других известных авторам случаях андалузит наблюдается обычно как редкий акцессорный минерал. Рассмотрим особенности андалузитсодержащих грейзенов на примере названных выше месторождений.

В районе Дальненского гранитного массива в Казахстане андалузит встречен в зонах околожильных грейзенов, образующих оторочки мощностью до 0,4—

0,5 *м* около кварцевых жил в эндоконтакте массива (Захарова, 1956). Мусковит-андалузитовые грейзены развиваются здесь в непосредственном контакте с кварцевой жилой; по мере удаления от жилы они сменяются сначала мусковитовыми, затем мусковит-кварцевыми грейзенами и грейзенизированными гранитами.

Мусковит-андалузитовые грейзены, по описанию Е. М. Захаровой, представляют массивные крупнозернистые породы яркого розового цвета, состоящие из андалузита (4—80%), кварца, крупночешуйчатого мусковита и тонкочешуйчатого жильбертита. Длина кристаллов андалузита более 1,0—1,5 *см*. В шлифах нередко наблюдается зональная окраска: центральные части окрашены в розоватые тона, а периферические — бесцветные. Интересна отмечаемая для этого массива разобщенность топаза и андалузита в грейзенах. Развитие одного из этих минералов исключает появление второго.

Иные по морфологии проявления андалузитсодержащие грейзены описаны Д. С. Харкевичем (1955) для Барыллыэлахского месторождения Северо-Востока. Процессы грейзенизации проявляются в пределах этого месторождения в апикальной части купола двуслюдяных гранитов, где образуются зоны площадных грейзенов мощностью от нескольких до первых десятков метров. Преобладают кварц-мусковитовые грейзены, которые на отдельных участках по мере перехода к вмещающим роговикам обогащаются кварцем (кварцевые грейзены).

Андалузитовые грейзены слагают здесь переходную (между кварц-мусковитовыми и кварцевыми грейзенами) зону, не превышающую по мощности «нескольких метров», и представлены крупно-среднезернистыми породами розового цвета, содержащими до 80% андалузита, а также кварц и мусковит; в незначительном количестве, но постоянно присутствуют диаспор и пирофиллит. Из рудных минералов повсеместно наблюдается арсенопирит, местами вольфрамит.

Аналогичные андалузитовые грейзены описаны для Чибагалахской гранитной интрузии Северо-Востока (Гавриков, Грачева, 1966). Андалузитовые грейзены встречаются здесь в виде небольших участков среди андалузит-турмалиновых и турмалин-мусковитовых грейзенов. Снизу вверх грейзенизированные граниты сменяются турмалин-мусковитовыми, мусковит-кварцевыми, турмалин-андалузитовыми, андалузитовыми и кварцевыми грейзенами.

Андалузит-мусковит-кварцевые породы широко распространены на Олонойском месторождении, где они развиваются среди ороговикованных туфолав, интрузивных кварцевых порфиров в самой прикровельной части штока гранит-порфиров. Мощность грейзеновых участков от нескольких сантиметров до 5—15 *м*. Грейзены этого месторождения отличаются тонкозернистым характером слагающих их минералов. Отдельные скопления андалузита достигают 5—6 *мм* в длину, часто андалузит образует небольшие прожилки, выполняя мелкие трещины. Андалузит приурочен к участкам наибольшего окварцевания, максимальное содержание его достигает 16—20% (45% кварца, 39% мусковита).

В отличие от упоминавшихся выше месторождений в андалузит-мусковит-кварцевых породах встречается топаз, с которым андалузит находится в тесном срастании. Топаз обрастает андалузитом, что свидетельствует о его более позднем образовании. В ассоциации с топазом и андалузитом появляется биотит. При замещении биотита, топаза и андалузита мусковитом образуется зеленая шпинель.

Для андалузитсодержащих грейзеновых зон Г. В. Ициксон выделяет два разновременных парагенезиса: ранний — андалузит-кварц-(топаз)-(биотит)-(корунд); поздний — мусковит-кварц-(шпинель).

При анализе условий, определивших появление андалузита, установлено следующее:

1) андалузит встречается в парагенезисе с одними и теми же минералами — мусковитом и кварцем;

2) зона богатых андалузитом пород располагается между кварцевой жилой или зоной кварцевых и мусковитовых грейзенов;

3) характерно отсутствие топаза в грейзенах; в тех редких случаях, где в грейзенах появляется топаз, в них исчезает андалузит (Захарова, 1956).

Другой случай имеет место на Олонойском месторождении (Малый Хинган), где топаз и андалузит встречаются в пределах одних и тех же зон или даже небольших гнезд, образуют взаимные срастания и выделяются почти одновременно или топаз даже немного позднее андалузита. Возникновение андалузитовых «фаций» в грейзенах этого месторождения, формировавшегося в близповерхностных условиях, свидетельствует, по мнению Г. В. Ициксон (1956), о скоротечности процессов метасоматоза, в результате чего фиксируются продукты незавершенных реакций минералообразования и, в частности, «ассоциация мусковит — андалузит».

Гранатсодержащие грейзены. Гранат встречается в грейзенах относительно редко. Только в отдельных месторождениях этот минерал образует значительные скопления. Гранат-мусковит-кварцевые грейзены выделены И. Ф. Григорьевым (1953) как характерная фация грейзенов Забайкалья.

Гранатсодержащие породы были изучены авторами на глубоких горизонтах среди измененных гранитов Нура-Талдинского месторождения в Казахстане. В апикальной части этого массива, среди наиболее измененных разностей пород — альбит-мусковит-кварцевых и муековит-кварцевых, наблюдаются участки, содержащие единичные зерна или густую вкрапленность мелких (1—2 *мм)* изометричных зерен граната. На отдельных небольших интервалах содержание граната достигает 30—40%. Для этого месторождения может быть выделено несколько гранатсодержащих разновидностей пород: гранат-кварцевые, гранат-мусковитовые, гранат-мусковит-кварцевые. В пределах месторождения гранат повсеместно интенсивно замещается карбонатами (сидеритом, родохрозитом). Совместно с мусковитом и карбонатами гранат образует псевдоморфозы по микроклину, на основании чего можно заключить, что он выделился после микроклина, но до мусковита; соотношения с альбитом и кварцем однозначно не устанавливаются. Гранат представлен спессартином.

Мельчайшие кристаллики красного граната отмечены в околожильных грейзенизированных породах, развивающихся вдоль вольфрамит-кварцевых жил в некоторых месторождениях провинции Южной Цзянси (Hsti, Ting, 1943). Гранат, представленный альмандином, широко развит в кварцевых грейзенах на острове Стьюарт, Новая Зеландия (Williams, 1934).

Грейзены сложены грубозернистым кварцем, топазом, альмандином, распространенным даже более широко, чем топаз, а также касситеритом и вольфрамитом. Касситерит и вольфрамит корродируются кварцем, топазом и альмандином.

Рассматривая причину появления граната в грейзенах отдельных месторождений, можно отметить следующее. Гранат является характерным минералом вольфрамитовых жильно-грейзеновых месторождений. В грейзенах месторождений, где встречен гранат, мало распространены сульфиды, отсутствует или незначительно проявлен флюорит. Гранат принадлежит к минералам поздних стадий минералообразования, замещает вольфрамит и замещается сам карбонатами (сидеритом, родохрозитом).

Гематитсодержащие грейзены. Гематит относится к числу широко распространенных минералов грейзенов. В. С. Дмитриевский (1958) выделяет гематит-кварцевую фацию, как характерную для грейзеновых месторождений Казахстана. Однако значительные скопления гематита в грейзенах наблюдаются сравнительно редко, чаще он встречается как акцессорный минерал грейзенов, образующийся в заключительные стадии их формирования. Широко распространен гематит как незначительная примесь в грейзеновых месторождениях Рудных гор.

Авторами гематит-кварцевые метасоматиты были изучены на примере одного из массивов Казахстана (Павлова, 1966). При развитии гематит-кварцевой минерализации непосредственно по гранитам наблюдались два типа метасоматических зональных колонок:

гранит —> грейзенизированный гранит —> слюдисто-кварцевый грейзен —> гематит-кварцевый грейзен

гранит —> грейзенизированный гранит ---------> слюдисто-кварцевый грейзен -------> гематит-кварцевый грейзен с участками, обогащенными гематитом —> кварцевый грейзен

В развивающихся по гранитам гематит-кварцевых грейзенах не было обнаружено рудных минералов, кроме гематита. При наложении гематит-кварцевой минерализации на ранее образовавшиеся метасоматические породы гематит встречается в самых разных парагенезисах. Наиболее интересные гельвин-гематит-кварцевые грейзены возникают при этом в случае проявления гематитизации среди существенно берилловых и берилл-фенакитовых метасоматитов (Павлова и др., 1966).

Изучение многообразно проявленной в грейзенах гематитовой минерализации свидетельствует о более позднем развитии гематита по сравнению с главными минералами грейзенов и об отчетливо наложенном характере гематитовой минерализации, в связи с чем гематит-кварцевые метасоматиты в большинстве случаев нельзя рассматривать как самостоятельную фацию грейзенов.

Исключительно широкое развитие в гематит-кварцевых грейзенах кварца при отсутствии других породообразующих минералов указывает на формирование этих пород в кислотную стадию метасоматоза, и в этом отношении образование их аналогично кварцевым и мусковит-кварцевым фациям раннего периода. Однако, учитывая развитие гематит-кварцевых грейзенов в ряде случаев позднее мусковит-полевошпатовых и существенно полевошпатовых метасоматитов, можно заключить, что формирование их происходило после периода поздней щелочности и, по-видимому, может быть сопоставлено с процессом второй волны кислотности. Отсюда понятна связь в ряде случаев этих метасоматических пород с такими поздними образованиями, как друзовидный и халцедоновидный кварц, флюорит.

Берилл-, фенакит-, гельвин-, бертрандитсодержащие грейзены. Бериллий относится к числу широко распространенных элементов грейзенов и проявляется в них в виде разнообразных минералов — берилла, фенакита, бертрандита, гельвина. Наибольшим развитием в грейзенах пользуется берилл, встречающийся, как отмечалось выше, в кварц-слюдяных и слюдяных грейзенах многих месторождений, а также концентрирующийся в виде прожилков, гнезд, обособлений в грейзенах других фаций. В ряде грейзеновых месторождений в течение последнего десятилетия обнаружены и другие бериллиевые минералы — бертрандит, гельвин, фенакит, образующие в отдельных месторождениях промышленные концентрации.

Широко распространен бертрандит в грейзеновых месторождениях района Лейк-Джордж, шт. Колорадо (Sharp, Hawley, 1960). Грейзеновые тела этого района сложены слюдяно-кварцевыми и кварц-слюдяными грейзенами (с флюоритом, топазом, сульфидами), к которым приурочен берилл; на отдельных участках интенсивно развивается бертрандит. Бертрандитсодержащие грейзены представляют, по данным указанных авторов, разновидность кварц-слюдяных. В наиболее богатых бертрандитом участках содержание всех трех минералов — кварца, слюды, бертрандита — примерно одинаково. В участках, обогащенных бертрандитом, повсеместно наблюдается повышенное содержание флюорита. Бертрандит, судя по взаимоотношениям с другими минералами, является в этом месторождении первичным гипогенным минералом, образовавшимся в завершающую стадию процесса грейзенизации.

Бертрандитсодержащие грейзены описаны К. Д. Субботиным и JL В. Ганзеевой (1965). По данным этих исследователей, наиболее широко в грейзенах апикальной части гранитного массива распространен берилл, в резко подчиненном количестве встречаются бертрандит, фенакит, гельвин. Бертрандитовая минерализация наблюдается в зоне максимального развития грейзенизации. Бертрандит встречается спорадически в виде вкрапленности, развиваясь преимущественно по интенсивно пелитизированному микроклину или в виде скоплений мелких кристалликов по тонким трещинкам и в пустотках выщелачивания.

В грейзенах околотрещинного типа мономинеральная бертрандитовая зона располагается в центре и сменяется сначала мусковит-бертрандитовым грейзеном, затем кварц-мусковитовым с редкой вкрапленностью бертрандита, переходящим далее в грейзенизированный и альбитизированный гранит. В небольших гнездовидных обособлениях мусковит-кварц-бертрандитового состава сохраняются реликты берилла, замещенного кварцем, на основании чего указанные исследователи отмечают, что в бериллсодержащих грейзенах бертрандит образуется в результате замещения берилла кварцем.

Гельвин, представленный его цинковой разностью — гентгельвином, является основным концентратом бериллия и главным рудным минералом в кварц-сидерофиллитовых грейзенах, охарактеризованных С. И. Гурвичем и др. (1962).

Гельвин в грейзенах отмечен также в одном из месторождений Центральной Азии (Каленов, 1959) в «грейзеновой залежи», расположенной в кровле гранитного массива. Грейзены представлены кварц-мусковитовыми фациями и пересечены кварцевыми, флюоритовыми и топаз-берилловыми прожилками с гельвином, вольфрамитом и сульфидами. Изредка гельвин наблюдается непосредственно в метасоматитах, преимущественно в кальцит-мусковит-кварцевых, в ассоциации с бериллом, висмутином, шеелитом. Гельвин коричневого, реже зеленого цвета, содержит около 20% даналитовой молекулы и 10% гентгельвиновой.

Авторами изучалась гельвиновая, даналитовая и бертрандитовая минерализация в пределах одного из грейзеновых полей, расположенных в прикровельной части массива позднегерцинских гранитов в Казахстане. При изучении метасоматических пород этого массива представилось возможным проследить такие переходы бериллиевых и сопутствующих им нерудных минералов:

$$\begin{matrix}\text{берилл}\\ \text{кварц}\end{matrix} \rightarrow \begin{matrix}\text{фенакит}\\ \text{микроклин}\end{matrix} \rightarrow \begin{matrix}\text{бертрандит}\\ \text{мусковит}\end{matrix} \rightarrow \begin{matrix}\text{гельвин}\\ \text{гематит}\end{matrix} \rightarrow \begin{matrix}\text{бертрандит}\\ \text{гематит}\end{matrix}$$

В пределах рассматриваемого поля выявлено около 50 небольших (по простиранию — первые десятки метров, по мощности до 5—7 *м)* линзо- и гнездо-

образных тел, сложенных разнообразными по составу метасоматическими породами (Павлова и др., 1966).

Бериллиевые минералы образуют в метасоматических породах различные по форме и размеру обособления. Эти минералы встречаются в виде вкрапленности, жило- и гнездообразных скоплений среди ранних кварцевых и слюдисто-кварцевых грейзенов или сохраняются в виде реликтов среди пород более поздних фаций. Местами концентрация берилла, фенакита, гельвина достигает 30—90% от общего состава пород, что позволило выделить несколько самостоятельных типов бериллиеносных метасоматитов: берилл-кварцевые, существенно берилловые, фенакит-микроклиновые, гельвин-гематит-кварцевые.

При изучении парагенезисов и взаимоотношений бериллиевых минералов установлено следующее. Для берилла наиболее характерна ассоциация с кварцем, в котором он образует вкрапленность и скопления идиоморфных длиннопризматических и игольчатых кристаллов, отчетливо замещающих кварц. Фенакит встречается только в тех участках метасоматических пород, где проявлен поздний микроклин и в то же время сохраняется ранний берилл. Берилл интенсивно корродирован и замещен микроклином и фенакитом. Часто наблюдаются полные псевдоморфозы этих минералов по бериллу.

Фенакит представлен неправильными зернами или агрегатами зерен, интенсивно корродированными микроклином, реже наблюдается в виде хорошо ограненных кристаллов, нарастающих на стенках небольших полостей в берилл-микроклиновых породах. В таких полостях фенакит встречается в парагенезисе с бертрандитом, который приурочен при этом к центральным частям гнезд и полостей, тогда как фенакит слагает их периферические зоны. В главной же массе фенакит и бертрандит пространственно разобщены: бертрандит, сопровождаемый тонко чешуйчатым мусковитом, образует прожилко- и гнездообразные обособления, секущие грейзены разных фаций.

На основании изучения метасоматических пород установлено, что берилл является наиболее ранним по времени выделения. Фенакит образуется за счет берилла в процессе позднещелочного калиевого метасоматоза. В более низкотемпературную стадию этого же процесса при замещении сохранившегося берилла и новообразованного фенакита выделяется гидроксилсодержащий силикат бериллия — бертрандит (Павлова, 1965).

Гельвин, постоянно встречающийся в парагенезисе с гематитом и поздним кварцем, представлен неправильными обособлениями, состоящими из агрегатов мелких зерен, обнаруживающих элементы октаэдрических форм. Гельвин повсеместно интенсивно замещается гематитом; поздний кварц преимущественно цементирует обломки гельвина.

При анализе причин появления в метасоматических породах гельвина характерны следующие факты: локальное развитие гельвина только в теле, где проявилась как ранняя берилловая, так и поздняя гематитовая минерализация; отсутствие гельвина в ранних берилл-кварцевых, лишенных гематита, и в поздних гематит-кварцевых, не содержащих берилла, грейзенах; взаимоотношения гельвина с другими минералами и, в частности, наличие полных псевдоморфоз гельвина по бериллу; уменьшение содержаний BeO в более поздних бериллиеносных метасоматических породах — гельвинсодержащих метасоматитах (по данным химических анализов).

Эти факты дают основание для вывода о том, что проявление гельвина можно рассматривать как результат осаждения бериллия, освободившегося при замещении берилла и фенакита в поздние периоды минералообразования при возрастании в растворах активности железа и серы. О возрастании актив-

ности железа свидетельствует выделение в более поздний период самостоятельного железистого минерала — гематита. Следует обратить внимание на образование в рассмотренном случае в парагенезисе с гематитом безжелезистого Mn-Zn члена гельвинового ряда с соотношением Mn : Zn : Fe = 2 : 1 : 0,3.

Образованием гельвина не заканчивается, однако, переотложение бериллия: при замещении гельвина гематитом образуется бертрандит, пластинчатые кристаллы которого можно наблюдать среди участков существенно гематитовых метасоматитов. Гельвин, как и фенакит, следует рассматривать при этом как промежуточный продукт серии метасоматических реакций, исходным продуктом которых является берилл, а конечным — бертрандит, представляющий в данном случае наиболее устойчивую форму существования бериллия.

ж. Особенности проявления процессов грейзенизации в карбонатных и алюмосиликатных породах среднего, основного-ультраосновного состава

Развитие метасоматических пород вдоль трещин, выходящих за пределы гранитов и пересекающих резко различные по составу породы, наглядно свидетельствует о генетической взаимосвязи метасоматитов различного состава, возникающих в неодинаковых по химическому составу породах. Все метасоматиты, образующиеся примерно синхронно с собственно грейзенами среди гранитов и под воздействием одних и тех же растворов, но в различных средах, объединяются в настоящей работе в единую генетически общую группу метасоматитов грейзеновой формации.

В работах всех исследователей, изучавших в последние годы аналоги грейзенов среди пород карбонатного и алюмосиликатного (среднего, основного-ультраосновного) состава, подчеркивается лишь влияние химизма среды на процессы минералообразования. При этом в тени остается то обстоятельство, что эти метасоматиты возникают вместе с тем и в резко различных по температурам средах. Только парагенезисы собственно внутренней зоны метасоматитов, непосредственно вдоль нагретых каналов — путей циркуляции растворов по трещинам — образуются в условиях, близких к типичным грейзенам. Внешние зоны при развитии среди различных по составу пород экзоконтакта всегда представлены продуктами средне-низкотемпературного минералообразования. Различные тальковые, тальк-карбонатные, амфибол-хлорит-серицитовые метасоматиты в этом смысле по условиям образования не являются аналогами грейзенов.

Рассмотрим несколько подробнее метасоматиты, возникающие в пределах грейзейовых месторождений, среди карбонатных и алюмосиликатных средних, основных-ультраосновных пород.

1. Особенности проявления процессов грейзенизации в карбонатных породах широко освещены в работах И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой (1955), И. Н. Говорова ($1958_{1\ 2}$; 1960); М. Г. Руб (1960), Д. П. Яковлева и Ай Юнь-фу (1964), Н. А. Блохиной (1964), Г. Н. Комаровой (1965), И. И. Куприяновой и др. (1966), Л. И. Шабынина (1966) и других авторов.

В карбонатных породах процессы грейзенизации развиваются как непосредственно в экзоконтакте гранитов, так и на удалении от них до 500 и иногда более метров. При этом возникают мощные пластовые зоны, избирательно заместившие горизонты карбонатных пород, а также штокверковые зоны, сложенные метасоматическими прожилками, и зоны околожильных метасоматитов, развивающихся вдоль трещин в карбонатных породах.

Вне зависимости от разнообразия форм проявления минерализации процесс грейзенизации в карбонатных породах приводит обычно к возникновению во внутренних зонах изменений довольно однообразных флюорит-мусковитовых метасоматических пород с примерно равным соотношением флюорит — слюда. Слюды представлены мусковитом, литийсодержащим мусковитом, реже флогопитом. Для флюорит-мусковитовых метасоматитов характерны среднезернистые, равномернозернистые структуры и разнообразные текстуры. Наиболее распространены ритмично-полосчатые текстуры, представленные тонким чередованием существенно флюоритовых и слюдяных прослоев, образующих то простые прямолинейные, то сложные фестончатые и концентрические узоры. Природа таких текстур не выяснена. В одних случаях предполагается, что они возникают в результате избирательного замещения исходно неоднородных пород, в других — их образование связывают с особенностями проявления диффузионного метасоматоза.

Текстурная неоднородность ритмично-полосчатых флюорит-мусковитовых пород, как и массивных сливных разностей их, еще больше усугубляется возникающими при перекристаллизации многочисленными жилками и прожилками, сложенными более крупнозернистыми друзовидными агрегатами слюд и флюорита.

По сравнению с флюорит-мусковитовыми, топаз-флюоритовые и турмалин-флюоритовые метасоматиты среди карбонатных пород встречаются значительно реже: обычно в виде незначительных по размерам обособлений, со всех сторон окруженных слюдисто-флюоритовыми метасоматитами. Для топаз-флюоритовых и турмалин-флюоритовых метасоматитов грейзеновых месторождений, как и для слюдисто-флюоритовых, характерны массивные, ритмично-полосчатые текстуры и многочисленные прожилки перекристаллизации. Наконец, следует отметить, что вдоль отдельных трещин среди слюдисто-флюоритовых метасоматитов, возникших в карбонатных породах, наблюдаются парагенезисы не с обычными слюдами — мусковитом, циннвальдитом, а с хрупкими слюдами, резко пересыщенными глиноземом (маргарит, эфесит) или даже такими существенно глиноземистыми минералами, как диаспор (Говоров, 1958, 1960).

Во внешних зонах слюдисто-флюоритовые метасоматиты сменяются зонами слюдисто-альбит-флюоритового состава или зонами флюоритизированных известняков. Главнейшие случаи зональности метасоматических пород, возникающих среди карбонатных пород, представлены в условной записи ниже.

Известняк → Известняк, слабо флюоритизированный → Флюорит, альбит, флогопит (сульфиды) → Флюорит, альбит, мусковит → Флюорит, мусковит	Д. П. Яковлев и Ай Юнь-фу (1964)
Известняк → Флюоритизированный известняк с альбитом → Альбит, флогопит, тремолит (сульфиды) → Флюорит, альбит, мусковит → Флюорит	
Известняк → Флюоритизированный известняк → Флюорит, мусковит → Флюорит, эфесит	Флюорит И. П. Говоров (1958)
Известняк → Флюоритизированный и альбитизированный известняк → Альбит, флюорит, тремолит (сульфиды) → Альбит, флюорит, мусковит →	
Известняк с прослоями сланцев (мергель) → Флюорит, альбит → Флюорит, мусковит	Д. В. Рундквист, Н. Е. Чистяков (1960)

Помимо флюорита, мусковита, топаза, турмалина, альбита, хрупких слюд и диаспора среди грейзенизированных известняков широко распространены обычно бериллиевые минералы — фенакит, берилл, хризоберилл, бавенит, эвклаз, бертрандит, в том числе такие редкие, как таффеит, синхуалит. Кроме того, И. Н. Говоровым описаны апатит, селлаит, а Н. А. Григорьевым — крандаллит и ряд редких фосфатов бериллия. В случае проявления в рассматриваемых метасоматитах оловянной минерализации из вольфрамовых минералов чаще распространен шеелит, но среди существенно слюдистых зон и в прожилках иногда встречается также вольфрамит, например на Урале.

Для бериллиевых минералов устанавливается важная закономерность, намечающая постепенное изменение состава бериллиевых минералов при переходе, из алюмосиликатных пород в карбонатные: от берилла через берилл + + фенакит к фенакиту, хризобериллу, бертрандиту (Заболотная и др., 1962; Куприянова и др., 1966).

Значительно более разнообразные метасоматиты образуются в случае проявления грейзенизации среди карбонатных пород, подвергшихся ранее скарнированию. При этом возникают породы промежуточные по составу между известковыми или магнезиальными скарнами и грейзенами. Подобные породы, содержащие кальцит, доломит, диопсид, магнетит, плеонаст, везувиан, флюорит, тремолит, скаполит и тальк, охарактеризованы в работах М. П. Материкова (1961), Г. Н. Комаровой (1965), Л. И. Шабынина (1966) и др. В указанных работах рассматриваются также геологические и физико-химические условия образования этих пород.

Интересно обратить внимание и на следующее обстоятельство: среди карбонатных пород можно найти по существу все аналоги главнейших фаций грейзенов по гранитам — слюдисто-кварцевых, кварц-топазовых, кварц-слюдяных, кварц-турмалиновых. Основное отличие метасоматитов, возникающих среди карбонатных пород, состоит в том, что роль кварца здесь выполняет флюорит: встречаются слюдисто-флюоритовые, флюорит-топазовые, флюорит-эфеситовые, флюорит-турмалиновые разности. Более того, по данным М. Г. Руб (1960), здесь также сохраняется тот же антагонизм между топазом и турмалином, который характерен и для грейзенов по гранитам.

Важно, однако, подчеркнуть, что флюорит-мусковитовые и мусковит-флюоритовые породы пользуются более широким относительным распространением (по сравнению с другими разностями) среди карбонатных пород, чем их аналоги — слюдисто-кварцевые и кварц-слюдяные метасоматиты — среди гранитов. Это можно заключить, например, на основании следующего: на продолжении зон кварц-топазовых грейзенов, развивающихся по гранитам, в экзоконтакте, среди карбонатных пород, часто встречаются флюорит-слюдяные, а не флюорит-топазовые разности. В заключение отметим специфическую черту рассматриваемых метасоматитов — их бериллиеносность, а в случае одновременного проявления скарнирования и грейзенизации — оловоносность и бериллиеносность.

2. Особенности проявления процессов грейзенизации в алюмосиликатных породах повышенной основности: среднего, основного, ультраосновного состава (гранодиоритах, кварцевых диоритах, порфиритах, амфиболитах, серпентинитах) рассмотрены в работах В. Ф. Барабанова (1961), А. Д. Каленова (1963), Д. И. Шерстюка (1963, 1964), А. С. Калинина (1965), Д. О. Онтоева (1966), И. И. Куприяновой и др. (1966). Метасоматиты, возникающие в процессе грейзенизации перечисленных пород, образуют околожильные оторочки **или**

слагают небольшие самостоятельные тела, гнезда, зоны, иногда сопровождают штокверки.

Среди средних, основных и ультраосновных алюмосиликатных пород в пределах грейзеновых месторождений возникают довольно разнообразные метасоматические породы с амфиболами (актинолитом), железо-магнезиальными слюдами (флогопитом, биотитом), кварцем, хлоритом, серицитом, пиритом, а в ряде случаев тальком и карбонатами. В качестве наиболее устойчивых метасоматических пород, распространенных в месторождениях различных регионов, можно указать следующие: кварц-биотитовые (биотит-мусковитовые) и пирит-(кварц)-флюорит-серицитовые среди средних — основных пород; мусковит-(серицит)-полевошпатовые и слюдисто-(флогопит, маргарит)-полевошпатовые среди основных — ультраосновных пород.

Измененные породы околожильных зон, возникающие при грейзенизации гранодиоритов, подробно описаны В. Ф. Барабановым (1961, 1965). По данным этого исследователя, интенсивные изменения гранодиоритов наблюдаются только на расстоянии 5—10 *см* от жилы и проявляются в замещении исходных гранодиоритов кварц-серицитовым агрегатом, обогащенным флюоритом, апатитом, сульфидами (главным образом пиритом). Эти породы В. Ф. Барабанов относит к типичным грейзенам.

Маломощная зона околожильных кварц-серицитовых пород сменяется по мере удаления от жилы гранодиоритами с незначительно выраженными и неравномерно проявленными изменениями, прослеживающимися на расстоянии до 1—1,5 *м* от жилы. Изменения гранодиоритов в пределах этой зоны сводятся к замещению плагиоклаза серицитом, одновременно с которым по краям зерен плагиоклаза возникают каемки чистого альбита, а также мелкие кристаллики апатита, зернышки флюорита и кальцита, которые укрупняются по мере приближения к жиле. Вдали от жилы плагиоклаз замещается эпидотом. По биотиту гранодиоритов развиваются хлорит, серицит, пирит. При замещении биотита хлоритом по трещинкам спайности в хлорите наряду с пиритом иногда выделяется лейкоксен и касситерит. Роговая обманка гранодиоритов замещается биотитом и хлоритом. Калиевый полевой шпат в этой зоне сохраняется, вблизи жилы зерна его становятся лишь более мутными. Близкие по типу изменения наблюдаются также в зальбандах кварцевых жил, залегающих в порфиритах. В процессе грейзенизации эти породы превращаются в кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, обогащенные флюоритом и пиритом.

Таким образом, процесс грейзенизации в гранодиоритах, по В. Ф. Барабанову, «. . .сводится к серии последовательных превращений важнейших породообразующих минералов (амфибола — в биотит, биотита — в хлорит и серицит, плагиоклаза — в серицит и альбит и т. д.), в ходе которых освобождающиеся элементы, главным образом кальций, магний, марганец и железо, связываются с находящимися в растворах анионами и выпадают в виде труднорастворимых соединений — апатита, шеелита, флюорита, кальцита, анкерита, родохрозита, вольфрамита, пирита и других минералов» (1961, стр. 278).

Несколько иного состава метасоматические породы, возникающие в процессе грейзенизации диоритов, порфиритов, ороговикованных сланцев, описаны Д. О. Онтоевым (1966). В околожильных зонах как в ранние, так и в поздние этапы и стадии минерализации здесь возникают флюорит-пирит-слюдистые метасоматиты, которые по обилию пирита, тонкочешуйчатой слюды, а также по текстурно-структурным особенностям напоминают больше всего березиты. Однако по мнению Д. О. Онтоева, эти породы правильнее рассматривать как продукты процессов грейзенизации, принимая во внимание, что они возникают

одновременно с обычными кварц-слюдяными грейзенами по гранитам при формировании одновозрастных рудных жил и прожилков, но в породах иного более основного, чем граниты, состава. Такую же точку зрения на флюорит-пирит-серицитовые породы развивают А. Ф. Коржинский (1967) и А. И. Грабежов и П. В. Покровский (1966).

Несколько иной состав и строение имеют метасоматические породы, возникающие в процессе грейзенизации гранодиоритов на одном из флюорит-бериллевых месторождений, подробно охарактеризованном И. И. Куприяновой и др. (1966). Метасоматические породы проявляются здесь в пределах зоны штокверкового оруденения с бериллсодержащими прожилками среди гранодиоритов. По данным И. И. Куприяновой и др., верхние горизонты сложены кварц-полевошпат-слюдяными породами и грейзенизированными гранодиоритами, ниже располагаются флюорит-альбит-слюдяные грейзены, к наиболее глубоким горизонтам приурочены биотитовые и флюорит-биотит-мусковитовые породы, представляющие наиболее интенсивно измененные гранодиориты.

Близкие по типу (кварц)-слюдяно-полевошпатовые породы, но с графитом и без бериллиевой минерализации, известны в пределах Чердоякского касситеритового рудопроявления (Калба-Нарым), где они приурочены к небольшому телу плагиогранитов и адамеллитов.

Специфические биотит-мусковит-кварцевые грейзены, развивающиеся по гранодиоритам, описаны также А. С. Калининым (1965) для оловянно-вольфрамового месторождения Забайкалья. Грейзены слагают здесь самостоятельные тела, имеющие сложное строение: в центре грейзенового тела располагается существенно кварцевая зона (мощностью до 0,5 *м),* которую окружают биотит-мусковит-кварцевые грейзены (мощностью около 1 м), далее следует зона в разной степени грейзенизированных гранодиоритов. Сравнивая процессы грейзенизации гранитов и гранодиоритов, А. С. Калинин подчеркивает устойчивость биотита в биотит-мусковит-кварцевых грейзенах и объясняет это повышенной основностью вмещающих пород.

Из зарубежных месторождений, в пределах которых устанавливается грейзенизация пород среднего — основного состава, укажем Керок-Фелл (Озерная область Англии), описанное в работе А. Эварта (Evart, 1962), месторождения Игл и Эль-Муейлха (Египет), охарактеризованные в ряде работ М. С. Амина (Amin, 1947, 1955), М. Ф. Ель-Рамли и др. (El-Ramli a. o., 1959), и месторождение Чулун-Хуриэтэ (Монголия), рассмотренное А. Д. Каленовым (1963).

А. Эварт (Evart, 1962) охарактеризовал изменения пород вдоль кварц-вольфрамитовых жил с шеелитом и сульфидами, пересекающих помимо гранитов кордиерит-андалузит-биотитовые роговики и габбро. В последних, по мере приближения к жиле, в первую очередь происходит замещение актинолита биотитом; в свою очередь, биотит частично замещается хлоритом, появляется пирит. Еще ближе к жиле преобразуются плагиоклазы с образованием по ним псевдоморфоз серицита. В зоне непосредственно контактирующей с жилой, возникает парагенезис кварц-мусковит-(арсенопирит + пирит) с карбонатом. Среди гранитов в пределах этого же месторождения возникает кварц-жильбертитовый грейзен.

Несколько иной тип изменений с образованием среди пород основного состава более типичных грейзенов характерен для египетских месторождений. В диабазах и различных зеленокаменных породах месторождений Игл и Эль-Муейлха вблизи кварцевых жил, содержащих слюды, флюорит, турмалин, вольфрамит, касситерит, берилл (т. е. жил типично грейзеновой

формации), возникают кварц-биотитовые грейзены (Amin, 1955; El-Ramli a. o., 1959).

Наглядный случай преобразования различных по составу пород, в том числе даек диабазовых порфиритов, приведен в статье А. Д. Каленова (1963). Кварцево-рудная жила на месторождении Чулун-Хуриэтэ (Монголия) пересекает сланцы и дайки гранит-порфиров, пегматитов и диабазовых порфиритов. При этом типичным околожильным кварц-слюдяным грейзенам среди порфиритов соответствуют зоны «березитизации» — пирит-кварц-серицитового состава. Сходные явления — образование в качестве аналогов грейзенов березитоподобных метасоматитов среди амфиболитов и даек порфиритов — характерны для многих вольфрамовых месторождений Урала и Центрального Казахстана.

Среди пород ультраосновного состава примеры проявления процессов грейзенизации немногочисленны. По-видимому, наиболее достоверным аналогом грейзенов среди ультраосновных пород являются некоторые уральские «слюдиты». В частности, Н. М. Успенский (1937 г.), рассматривавший так называемые «десилицированные пегматиты», по терминологии А. Е. Ферсмана, в качестве метасоматических образований описал для месторождений Урала своеобразные слюдисто-флюоритовые метасоматиты, возникающие вдоль флюорит-редкометальных жил, пересекающих серпентиниты. По направлению к жилам метасоматические породы сменяются, по Н. М. Успенскому, в следующей последовательности:

серпентинит ► тальковая порода —> мусковитовая порода —> слюдяная порода с хрупкими слюдами (маргаритом) —► жила и флюоритом

А. И. Шерстюк (1963, 1964) еще более расширил круг аналогов грейзенов среди ультраосновных пород, рассмотрев среди них не только указанные выше образования, но и основные берилл-полевошпат-слюдяные тела, для которых характерна, как известно, следующая зональность:

серпентинит -------> тальк —» хлорит —> актинолит —> флогопит —> Маргарит, мусковит —> плагиоклаз

В диоритах, габбро, амфиболитах, по данным А. И. Шерстюка, при грейзенизации возникает аналогичная колонка, в которой отсутствует лишь внешняя тальковая зона. Грейзеноподобные существенно слюдяные породы с бериллом среди серпентинитов известны также на месторождении Сикайт (Египет), где, по данным Юма, они сменяются во внешних зонах тальковыми породами.

Общей характерной особенностью рассматриваемых метасоматитов, возникающих среди пород основного — ультраосновного состава, является их бериллиевая специализация. В отдельных случаях (например, на некоторых рудопроявлениях Урала) устанавливается Мо-Ве минерализация. В отличие от карбонатных пород, из бериллиевых минералов здесь возникают главным образом берилл (в том числе изумруд) и в резко подчиненном количестве — фенакит, хризоберилл, бертрандит, бавенит, эвклаз.

Подытоживая сказанное относительно аналогов грейзенов среди пород среднего, основного и ультраосновного состава, можно прийти к выводу о том, что внутренние зоны наблюдаемых сложно-зональных метасоматитов близки или даже тождественны грейзенам: это слюдяные, пол евошпат-слюдяные, кварц-полевошпат-слюдяные, флюорит-слюдяные, берилл-слюдяные, пирит-(кварц)-флюорит-слюдяные, кварц-слюдяные (биотитовые) метасоматиты. Все эти породы по сравнению с типичными грейзенами характеризуются меньшим содержанием кварца, более высоким содержанием железистых слюд и пи-

рита. Недостаток кварца здесь (как и в случае развития грейзенизации в карбонатной среде) компенсируется интенсивным развитием флюорита, в отличие же от метасоматитов, возникающих в известняках, при грейзенизации основных — ультраосновных пород значительно большее развитие получают полевые шпаты. Что касается внешних зон таких образований, то они резко отличаются от парагенезисов грейзенов — это тальковые, актинолитовые, хлоритовые, хлорит-серицитовые метасоматиты, являющиеся образованиями более низкотемпературных процессов. Такая особенность объясняется тем, что развитие процессов метасоматоза во вмещающих породах в отличие от материнских гранитов, происходит в резко анизотропном температурном поле пород, локально прогретых лишь вдоль трещин — мест наиболее интенсивной циркуляции растворов. При этом, строго подходя, в качестве аналогов грейзенов в таких зональных метасоматических образованиях могут рассматриваться только породы внутренних зон указанного выше состава.

2. ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

а. Особенности метасоматических пород разных морфологических типов

По характеру распределения в пространстве среди пород грейзеновой формации могут быть выделены три главных типа:

1) околожильные (и околопролшлковые) грейзены;
2) самостоятельные грейзеновые тела;
3) площадные зоны грейзенов и грейзенизированных пород (по терминологии других исследователей это «объемные» или «сплошные» грейзены).

Отличаются эти типы не только морфологией, но и рядом других признаков, в частности, развитием тех или иных фаций, положением по отношению к интрузивам, параметрами тел и особенностями зонального строения. Разные морфологические типы зон грейзенизации характерны для различных структурно-морфологических типов месторождений.

Околожильные (и околопрожилковые) грейзены, как ясно из названия, представляют характерные образования жильных и штокверковых месторождений. Самостоятельные тела грейзенов — это особенность главным образом трубообразных и частично штокверковых месторождений (тех штокверковых, в пределах которых околотрещинные метасоматиты слились в общие зоны). Площадные грейзены — образования, типичные для месторождений минерализованных куполов, даек и избирательно замещенных пород экзоконтакта.

1. Околожильные (и околопрожилковые) грейзены имеют наиболее простое строение и предельно четкую зональность. Зоны околожильных грейзенов могут быть разделены на простые, представленные одной фацией, и сложные, образованные совмещением в единой зоне разновременных метасоматических фаций.

При сопоставлении особенностей состава и строения околожильных и околопрожилковых грейзенов устанавливается, что для них характерны близкие закономерности строения и состава с одним лишь отличием (помимо различной мощности): околопрожилковые зоны значительно чаще образованы одной фацией, а околожильные — одновременно несколькими и представляют собой, таким образом, тела сложного строения.

Зональность простых околожильных зон соответствует зональности слагающих их фаций:

грейзенизпрованный гранит	***Внешняя зона*** слюдисто-кварцевая	***Внутренняя зона*** кварцевая топазовая слюдяная турмалиновая	жила, прожилок

Внутренние зоны всегда более выдержаны и устойчивы по простиранию, чем внешние, и сохраняют близкий минеральный состав при пересечении даже резко различных по исходному составу пород. Внешние зоны развиваются обычно более избирательно, отчетливо наследуют особенности минерального состава вмещающих пород. Внешние зоны сохраняют структуру и текстуру исходных пород; внутренние — вполне самостоятельны, имеют неравномерно зернистую, гипидиоморфную структуру с характерным постепенным укрупнением зерен и чешуек минералов по мере приближения к зальбандам прожилка. Границы между внутренней и внешней зонами, как правило, резкие, а между внешней и неизмененными гранитами — постепенные.

Основной принцип изменения строения простых тел, представленных одной фацией, по вертикали может быть выражен следующим образом (сверху вниз): закономерно уменьшается мощность внутренних зон и возрастает мощность внешних зон. Для наиболее распространенных фаций с типичным зональным строением, например кварц-топазовой, соответственно устанавливается исчезновение с глубиной внутренних топазовых и кварц-топазовых зон, сменяющихся сначала зоной слюдисто-кварцевых грейзенов, а затем грейзенизированными гранитами. Исходя из этого положения, по соотношению мощностей зон разного состава при обнаружении рудных жил и сопровождавших их зон грейзенов, можно получить некоторое представление о глубине эрозионного среза. Чем больше отношение мощности внешних зон к мощности внутренних, тем более глубокий эрозионный срез представляет данное сечение и напротив, чем большую долю околожильных метасоматических пород составляют внутренние зоны, тем более верхний срез имеет место и соответственно тем более перспективны на глубину подобные тела. Это положение подтверждается на примере глубоко вскрытых к настоящему времени жильно-грейзеновых месторождений, таких, как Восточно-Коунрадское, Караобинское и др.

В отличие от простых околожильных метасоматитов сложные представлены чередованием в пределах общих зон нескольких фаций. Топазовая, кварцевая, кварц-флюорит-слюдяная, кварц-турмалиновая фации могут располагаться при этом незакономерно друг по отношению к другу и к зальбандам жил, пересекаться, «накладываться», приводя к разнообразным по составу метасоматитам, и по существу представляют собой продукты телескопирования разновозрастной минерализации вдоль долгоживущих трещин.

Вследствие совмещения разных фаций грейзенов возникают тела, в которых насчитывается до девяти и более как отличающихся, так и близких по составу зон. В других случаях, в результате наложения поздней минерализации на более раннюю, возникают метасоматические породы, представленные ассоциациями разновременных минералов.

Зональность сложных тел определяется зональностью составляющих их фаций. Принимая во внимание, что фации в породах однородного состава имеют однотипные внешние зоны, в строении тел и зон сложного состава могут быть отмечены следующие закономерности. Наибольшее разнообразие зон по составу

наблюдается в сложных телах во внутренних, прилегающих к жилам участках, тогда как на периферии постоянно прослеживаются однородные слюдисто-кварцевые образования, сменяющиеся в еще более внешних зонах грейзенизированными гранитами.

Для тел сложного строения, в отличие от простых, последовательность смены слагающих их зон не сохраняется неизменной. В одних случаях в таких телах зоны кварц-топазовых грейзенов являются внутренними, а турмалиновые располагаются по периферии, в других случаях наблюдаются обратные соотношения.

Зональность сложных тел по вертикали в первом приближении близка к зональности простых фаций. Наибольшее разнообразие фаций устанавливается на верхних горизонтах, относительное однообразие на нижних. В целом справедливо положение, в соответствии с которым при переходе от нижних горизонтов к верхним все больше возрастает роль поздних по времени образования минеральных фаций. Следовательно, установление при изучении жильно-грейзеновых тел максимального разнообразия фаций, представляющих продукты переотложения, при значительной выдержанности рудных тел по простиранию, может свидетельствовать об относительно небольшом эрозионном срезе и рассматриваться как положительный фактор при оценке перспектив оруденения таких тел на глубину.

2. **Самостоятельные грейзеновые тела** развивающиеся вне зависимости от жил и прожилков, имеют самую разнообразную морфологию — это гнезда, штоки, трубы, жилообразные тела и т. д.

В отличие от околожильных грейзенов для них более характерно развитие грейзенов на контакте гранитов с вмещающими породами или в непосредственной близости от контакта. Подобные тела также обнаруживают естественную связь с трещиноватостью, но характер связи здесь иной. Трещины, представленные тонкими проводниками или прожилками, имеют резко подчиненное значение и не соизмеримы по мощности с самими зонами изменений. Часто наличие ранее существовавших трещин, предопределивших интенсивное локальное замещение пород, устанавливается лишь по общей конфигурации зон изменений, местами правильным геометрическим очертаниям зон, явлениям экранирования и т. д. Соответственно контакты тел могут быть резкими в участках экранирования и постепенными при отсутствии трещин. Никакого жильного выполнения в трещинах нет. При наличии жил обычно отчетливо устанавливается их метасоматическая природа. В отличие от грейзенов других типов эндокинетические трещины оказывали большое влияние на размещение и локализацию этого типа грейзенов.

Размеры собственно грейзеновых тел в большинстве случаев незначительны — до 50—70 *м,* в плане такие тела часто изометричны; из параметров, как правило, преобладает вертикальный. По составу подобные тела представлены теми же фациями, что и околожильные, однако характерно резкое преобладание в ряде случаев существенно кварцевых и слюдисто-кварцевых фаций.

Так как в большинстве случаев кварцевые фации содержат незначительное оруденение, рудная минерализация наблюдается далеко не во всех таких телах и характерна лишь для участков наложения на кварцевые фации более поздних образований — топаза, слюд, турмалина, калиевых полевых шпатов. При неоднократном наложении возникают сложно телескопированные тела с гнездовой минерализацией. Зональное строение грейзенов этого типа выражается в последовательном чередовании минеральных парагенезисов, аналогичном смене парагенезисов в околожильных грейзенах. Отличие заключается лишь

в строении зон. В связи со сложной формой тел характерна неправильная концентрическая зональность в горизонтальных срезах. Изменение на глубину соответствует отмеченному выше для околожильных грейзенов, но зональность по вертикали, в отличие от зональности по простиранию, резко асимметрична, т. е. вверх и вниз зоны не симметричны, тогда как боковая зональность — симметрична. Примеры зональности грейзенов рассматриваемого типа приводились при характеристике трубообразных месторождений.

Самостоятельные тела грейзенов, как и околожильные метасоматиты. могут быть простыми и сложными. Простые локализуют минерализацию какой-либо одной стадии процесса и соответственно представлены одной фацией, чаще слюдисто-кварцевой. Сложные тела могут локализовать продукты всего процесса минералообразования. В этом случае в отличие от околожильных грейзенов, последовательность чередования фаций от центра к периферии хорошо выдерживается и в целом соответствует правилу: от внешних зон к внутренним — от ранних по времени образования фаций к более поздним, вплоть до анкерит-флюоритовых метасоматитов в «ядрах» таких тел. Устанавливается важная в практическом отношении и интересная генетическая закономерность: **рудоносны обычно самостоятельные тела грейзенов, сложенные несколькими фациями, развивающиеся в стороне от участков проявления жил и штокверков.** Жилы и прожилки **с** момента их возникновения «отключают» самостоятельные трубообразные тела грейзенов из «сферы питания». Соответственно самостоятельные тела грейзенов среди жильных и штокверковых полей сложены, как правило, одной наиболее ранней безрудной слюдисто-кварцевой фацией. Так, например, самостоятельные грейзеновые тела, наблюдавшиеся в пределах Караобинского, Акчатауского жильных месторождений, не рудоносны и представлены полями главным образом слюдисто-кварцевых фаций, переходящих **в** осевых частях **в** зоны безрудного сливного кварца. Напротив, трубообразное тело месторождения Танненберг (Рудные горы) с богатыми Sn-As рудами наблюдается в стороне на расстоянии около 10 *км* от ближайшего жильного поля месторождения Готтесберг. Подобная закономерность характерна также для размещения трубчатых тел в пределах месторождений Эвертон, Уппстик. Ардлетан и др. Австралии; Зайплатса, Ставорена и др. Южной Африки.

3. **Площадные зоны грейзенов и грейзеннзированных пород** проявляются в одних случаях в виде слабо выраженных «автометаморфических изменений» (Руб, 1957; Беус и др., 1962), а в других — в виде интенсивно измененных обычно послойных тел, развивающихся в соответствии с залеганием кровли гранитов или вмещающих их пород. Грейзеновые тела этого типа, наиболее отчетливо проявленные в нрикровельных частях гранитных массивов, в их апофизах или сателлитах, в последнее время подробно рассматривались при характеристике так называемых апогранитов (Беус и др., 1962).

Параметры тел по горизонтали составляют сотни метров — первые километры, мощность — десятки, первые сотни метров. Тесная связь грейзенов этого типа с зонами микроклинизации и альбитизации находит отражение в минеральном составе их. Характерные фации этого типа: кварц-альбит-микроклиновая, альбит-кварцевая, альбит-мусковитовая, мусковит-кварцевая, т. е. в данном типе, по сравнению с предыдущими, преобладают фации метасоматитов грейзеновой формации повышенной щелочности. Комплекс рудных элементов, связанных с грейзенами этого типа, представлен Be, Mo, Sn, W, реже Li, Nb, Ta; устанавливается связь зон грейзенизации с альбит-кварцевыми фациями «апогранитов», с характерной для них Ta-Nb минерализацией.

Для зон грейзенизации этого типа наблюдается резко асимметричное строение с однонаправленным изменением парагенезисов от контакта гранитов с вмещающими породами (или другими разновидностями гранитов) — в глубь массива. Примеры зональности грейзеновых тел этого морфологического типа приводились при характеристике минерализованных куполов.

В отличие от околожильных грейзенов в площадных всегда более четко выражена вертикальная зональность, основной принцип которой аналогичен смене парагенезисов в околожильных метасоматитах от периферии к центру и заключается в последовательном все более полном проявлении на все более верхних горизонтах все более поздних фаций грейзенов. При этом наиболее высокотемпературные грейзеновые образования, представленные типичными слюдисто-кварцевыми, кварц-топазовыми, кварц-(флюорит)-слюдяными фациями, наблюдаются в самих гранитах, непосредственно под кровлей вышележащих осадочных пород.

Следует подчеркнуть, что в случае развития площадной грейзенизации в породах кровли гранитов для них может устанавливаться и обратная зональность: сверху вниз от более низкотемпературных, относительно щелочных фаций таких как кварц-серицитовая, кварц-серицит-хлоритовая, к более высокотемпературным и более кислотным парагенезисам — кварцевому, кварц-слюдяному (иногда с литиевыми слюдами), кварц-топазовому, развивающимся вблизи непосредственного контакта с гранитами. Подобные случаи характерны, в частности, для зон экзоконтакта интенсивно альбитизированных и микроклинизированных гранитов (апогранитов). В целом подобная зональность в породах экзоконтакта также аналогична зональности околожильных метасоматитов и сверху вниз, к контакту гранитов, изменяется таким же образом, как в околожильных метасоматитах от периферии к центру.

Важно подчеркнуть различные контакты грейзеновых тел: нижние — с вмещающими гранитами — всегда плавные, не резкие, верхние — резкие, с отчетливо выраженными явлениями экранирования зон вышележащими породами, а нередко и признаками «разрастания» минералов от контактов в глубь массива. Связь процессов грейзенизации с процессами трещинообразования устанавливается лишь в самой общей форме: участки метасоматически измененных пород обычно наблюдаются в местах пересечения или сочленения прикровельных частей гранитов с региональными структурами. Грейзенизация распространена в таких породах равномерно, и лишь самые поздние фации локализуются вдоль трещин.

Площадные зоны грейзенов, в отличие от самостоятельных грейзеновых тел, обычно наблюдаются в сочетании с околожильными метасоматитами, жилами и прожилками. Как выше отмечалось, типичны два случая (см. рис. 12, а, *в)*. Первый, когда площадные зоны рудоносных грейзенов образуют общую «подошву» для околожильных зон, развивающихся преимущественно в экзоконтакте. Такие соотношения устанавливаются в пределах месторождений Эренфридерсдорф, Пехтельсгрюн, Гейер, Геллнауер Мария и др. Рудных гор. Во втором случае — площадные грейзены слагают общую «шляпу» над жилами, которые локализуются среди гранитов и не выходят далеко за их пределы. Такой случай характерен, например, для месторождений Сихуашань (Hsii* Ting, 1943), Циновец (Stemprok, 1965_3).

Наконец, очень показателен еще один случай, указывающий на перспективность зон площадных грейзенов, встреченных в связи с жилами и околожильными метасоматитами в пределах одного из изучавшихся авторами месторождений (Рундквист, Чистяков, 1960). Проявление процессов грейзенизации

установлено здесь в пределах протяженной тектонической зоны среди пород экзоконтакта, прослеживающейся на расстоянии около 7 *км*. Интенсивная грейзенизация пород с образованием берилл-флюорит-слюдяных метасоматитов развивается лишь на одном интервале, причем именно там, где вблизи зоны максимально широко распространены кварц-вольфрамитовые рудные жилы, сопровождающиеся грейзенизацией пород. С учетом элементов залегания зоны грейзенизации и кварц-вольфрамитовых жил можно заключить, что в данном случае зона грейзенизации создает не «подошву» или «шляпу», а боковую «стенку», ограничивающую жильное поле.

В случае отсутствия жил, штокверков, даек или апофиз, служивших выводными каналами растворов из гранитов, в условиях формирования в относительно замкнутых системах обычно наблюдаются метасоматиты с резко превалирующим значением процессов щелочного метасоматоза, обнаруживающие переходы к редкометальным альбититам.

Таким образом, для рассматриваемого типа проявлений грейзенизации главным элементом, в значительной мере определяющим зональность, является поверхность контакта гранитов с вмещающими породами. Роль поверхности контакта сказывается также, хотя и не в такой отчетливой форме, в самостоятельных грейзеновых телах и практически совершенно не проявляется в зональности околожильных метасоматитов.

Для практических целей оценки грейзеновых месторождений на глубину важно обратить внимание на следующие закономерности в размещении оруденения по вертикали при единовременном развитии жил и площадных зон метасоматических пород.

а. Если в экзоконтакте, среди вмещающих граниты пород, распространены вольфрамитовые, берилловые, касситеритовые жилы и метасоматиты с грейзеновым парагенезисом минералов — в площадных метасоматитах, среди нижележащих гранитов («в подошве») наиболее вероятно обнаружение богатых полевым шпатом слабо грейзенизированных гранитов (типа редкометальных альбититов, иногда с промышленными содержаниями бериллия). Подобного типа зональность отмечается в месторождениях Казахстана, Забайкалья, Дальнего Востока.

б. В случае развития в экзоконтакте, вдоль жил кварц-турмалиновых, турмалин-хлоритовых, хлорит-серицитовых, пирит-серицит-кварцевых метасоматитов на контакте с гранитами (в «подошве» жил), среди площадных зон широкое распространение могут получать рудоносные грейзены кварцевого, слюдяного, топазового состава с касситеритом, циннвальдитом, вольфрамитом (но обычно без берилла) — месторождения Зейфен в Рудных горах; Панаскейра в Португалии и др.

в. В случае образования зон площадных грейзенов под экраном малопроницаемых пород, в виде общей «шляпы» над жилами, характерно возникновение обратной зональности (месторождения Китая, Циновец в Рудных горах), с переходом сверху вниз от типичных кварцевых, топазовых, слюдяных фаций площадных грейзенов с вольфрамитом, касситеритом, литиевой минерализацией к кварц-слюдяным и еще ниже — грейзенизированным и альбитизированным гранитам. Нередко возникает рудная зональность, обратная обычной: с глубиной возрастает количество сульфидов, не появляется берилл, исчезает касситерит, присутствовавший в верхних зонах; вольфрамит может распространяться несколько глубже (Юго-Восточный Китай).

Рассмотрев особенности зональности метасоматических пород различных морфологических типов, можно прийти к выводу о том, что основной принцип

горизонтальной зональности в грейзенах разных морфологических типов во всех случаях сохраняется практически неизменным. Он заключается в смене от периферии к центру относительно ранних фаций более поздними: зон микроклинизированных, альбитизированных гранитов или широких региональных зон измененных пород в экзоконтакте (хлоритизации, серицитизации, турмалинизации, окварцевания) — более поздними мономинеральными кварцевыми, топазовыми, слюдяными, слюдисто-флюоритовыми зонами в центральных частях рудных тел. Наиболее отчетлива и контрастна такая смена зон в околожильных метасоматитах, где мощность отдельных зон может измеряться метрами и сантиметрами. Достаточно отчетливо этот же принцип зональности проявляется в самостоятельных грейзеновых телах трубообразной формы. В этих случаях мощности зон уже измеряются метрами — десятками метров. Наименее отчетливо проявлена аналогичная зональность в пределах площадных зон грейзенизации. Мощность зон в этом случае может измеряться сотнями метров.

Сохранение основного принципа зональности в распределении минеральных парагенезисов и фаций грейзенов, проявившегося в столь различном масштабе и по отношению к разным структурным элементам — от региональных площадных зон грейзенизации до околожильных зон, контролируемых секущими трещинами, — указывает на устойчивость отмеченных закономерностей. Использование их в практике возможно вне зависимости от природы зональности — геотермической, пульсационной, отложения и др.

Принцип вертикальной зональности в отличие от горизонтальной не остается неизменным. Помимо резко различной контрастности вертикальной зональности — наименее ясной вдоль крутопадающих жильных тел и максимально отчетливой в площадных зонах, развивающихся в куполах гранитов, здесь устанавливается и существенное отличие зональности для тел, залегающих среди вмещающих пород и гранитов. Для площадных зон грейзенизации, локализующихся вблизи контакта гранитов, по отношению к последнему намечается зеркально-симметричная зональность — прямая для пород экзоконтакта и обратная для пород эндоконтакта.

Таким образом, зональность грейзенов является результирующей: в площадных зонах наблюдается преимущественно вертикальная зональность, определяющаяся рудоконтролирующей ролью поверхности контакта гранитов, в жильных зонах — преимущественно горизонтальная, вкрест простирания тел. Проявление в процессе их развития неоднократных периодов трещинообразования приводит к нивелированию вертикальной зональности, к возникновению вдоль трещин одних и тех же парагенезисов в большом диапазоне глубинности.

б. О контролирующих и экранирующих минерализацию трещинах

Зоны грейзенизации во всех случаях располагаются в участках повышенной трещиноватости пород. Особенности морфологии зон изменений околожильных, площадных и самостоятельных грейзеновых тел определяются сочетанием трещин, одни из которых «контролировали», а другие «экранировали» минерализацию. Помимо широко распространенного случая, когда трещины контролируют размещение метасоматических пород, развивающихся симметричными зонами вдоль жил и прожилков, в грейзеновых месторождениях широко распространены и противоположные явления: трещины ограничивают зоны развития метасоматических пород, «экранируют» их.

Подобные факты для других типов месторождений отмечались В. Линдгреном, А. Бэтманом и позднее изучались А. Маккеем, подчеркнувшим, что естественными преградами на пути движения восходящих растворов могут служить не только купола, антиклинали и покровы малопроницаемых пород, но и сбросы, надвиги, «пересекающиеся сбросы» — «структуры запруживания» (Маскау, 1946). В последнее время явления экранирования трещинами растворов, проникающих по капиллярно-пористым средам, были детально рассмотрены Г. Л. Поспеловым и воспроизведены им экспериментально (Поспелов, 1963).

Явления экранирования метасоматитов трещинами в грейзеновых месторождениях проявляются в самом различном масштабе: от особенностей размещения минерализации в пределах рудных полей до деталей очертания зон измененных пород вблизи миллиметровых прожилков. На рис. 23 приведено несколько зарисовок забоев горных выработок и отдельных образцов, иллюстрирующих типичные случаи развития метасоматических пород по отношению к трещинам. Рис. 23, *а* иллюстрирует наиболее простой и обычный случай: минерализованные приоткрытые трещины — жилы и прожилки — сопровождаются зонами метасоматически измененных пород. Для таких случаев могут быть отмечены следующие более частные закономерности.

1. Между мощностью жил и прожилков, с одной стороны, и мощностью развитых вдоль них изменений, с другой, нет какой-либо определенной зависимости. Жилы одного состава, но резко различные по мощности, могут иметь различные мощности зон изменений (рис. 23, а, жилы *A, D)*.

2. Вдоль пространственно разобщенных единичных жил и прожилков развиваются в первом приближении симметричные метасоматические зоны. В участках сгущения жил и прожилков симметрия в развитии метасоматических пород нарушается. Мощность зон метасоматических изменений в блоках между сближенно расположенными жилами и прожилками резко возрастает, вплоть до полного замещения всего блока пород (рис. 23, а, блок между жилой *B* и *C)*. При этом ширина таких нацело замещенных блоков в жильных зонах может в 5—10 раз превышать суммарную мощность зон изменений, наблюдаемых вдоль такого же числа жил и прожилков, но пространственно удаленных друг от друга.

3. Мощность зон изменений резко возрастает в обломках пород, находящихся в жильной массе, а также в участках сочленения различно ориентированных прожилков.

Рисунки 23, б, *в*, г, *д* иллюстрируют другие случаи — трещины экранируют минерализацию: зоны метасоматических пород наблюдаются при этом лишь с одной стороны от трещины или развиваются в блоках, ограниченных пересекающимися или параллельными системами нарушений. Наиболее распространены, однако, комбинированные случаи, когда зоны метасоматических изменений контролируются одними трещинами и экранируются другими (рис. 23, *е*, *ж*, *з, и)*.

В отличие от жил и прожилков, контролирующих размещение зон метасоматитов, экранирующие трещины обычно тонкие, прямолинейно пересекают различные исходные минералы пород и не несут следов приоткрывания. Устанавливается, что явления экранирования наиболее отчетливо проявляются по отношению к собственно грейзеновым фациям и особенно к ранним кварцевым и кварц-слюдяным. Явления экранирования для зон микроклинизации и альбитизации не характерны.

В случае развития зональных метасоматических пород, экранирующее влияние трещин проявляется обычно лишь по отношению к внутренним зонам —

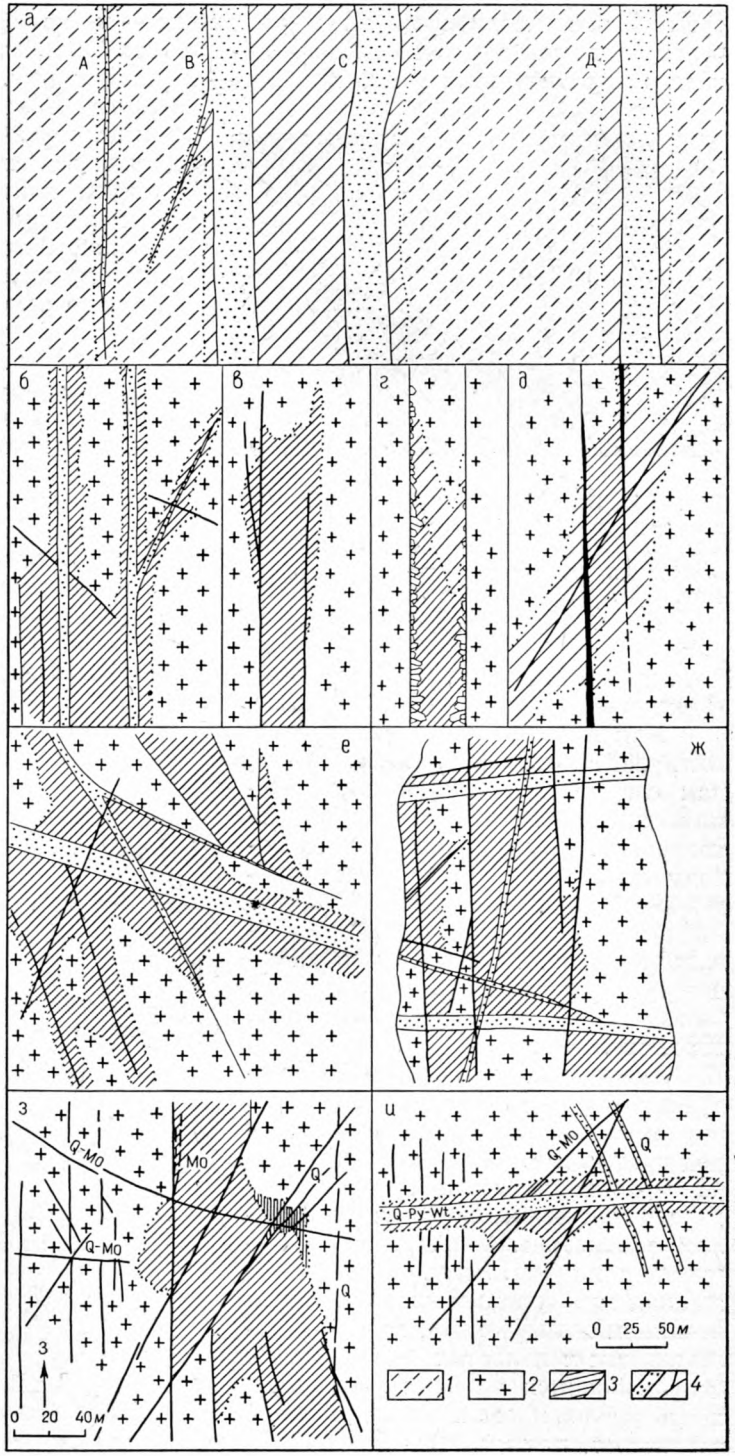


Рис. 23. Трещины, контролирующие и экранирующие зоны метасоматических пород

1 **— вмещающие породы (сланцы);** ***2*** **— граниты;** ***3*** **— метасоматические породы — грейзены и грейзенизированные граниты (интенсивность замещения отражена частотой штриховки);** ***4*** **— экранирующие грейзенизацию прожилки и трещины**

существенно кварцевым, кварц-слюдяным — и не отражается на распространении внешних зон изменений — альбитизации, микроклинизации в гранитах; пиритизации и серицитизации — в сланцах (рис. 24). В отличие от метасоматических пород, развивающихся симметрично вдоль трещин и имеющих зональное строение с меняющимся количественным соотношением между минералами по мере приближения к жиле, метасоматические породы, экранируемые трещинами, во всем контуре относительно однородны (рис. 25). В результате при явлениях экранирования возникают жилообразные тела, сложенные нацело слюдисто-кварцевыми, кварцевыми, кварц-топазовыми, кварц-флюорит-слюдяными, кварц-турмалиновыми метасоматитами — метасоматические жилы (рис. 23, в, г). При сопоставлении различных случаев расположения зон метасоматических пород по отношению к экранирующим их трещинам, можно получить некоторое представление о вероятном направлении течения растворов при формировании метасоматических пород.

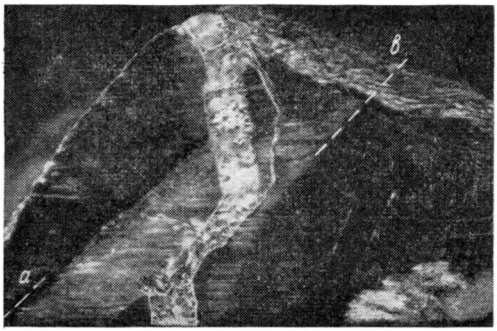


Рис. 24. Зона осветлений сланцев пирит-кварц-серицитового состава сопровождает кварц-вольфрамитовый прожилок. Трещины *а* и *в* экранируют зону осветления. Обр. керна. Нат. вел. Месторождение Нура-Талдинское, Центральный Казахстан

Как известно, подпруживание растворов экранами в апикальных частях интрузий, антиклиналях, под кровлей менее проницаемых пород трактуется как следствие возникновения препятствий на пути восходящих растворов. В. Линдгрен по этому поводу писал: «Горизонтальное залегание руды под такими преградами является фактически одним из лучших имеющихся в нашем распоряжении указаний на то, что растворы были восходящими» (Линдгрен, 1933, стр. 200).

Аналогично могут быть интерпретированы и отмеченные факты экранирования метасоматических пород трещинами. В качестве примера использования деталей очертания метасоматических пород в этих целях рассмотрим более подробно зарисовку на рис. 23, *и*. Жила, сложенная друзовидным кварцем с кристаллами вольфрамита, пирита и выделениями в полостях родохрозита, сопровождается на этом месторождении кварц-слюдяными грейзенами. Мощность околожильных пород вблизи пересечения с более ранними прожилками возрастает, причем закономерно только с левой стороны от этих трещин. По-

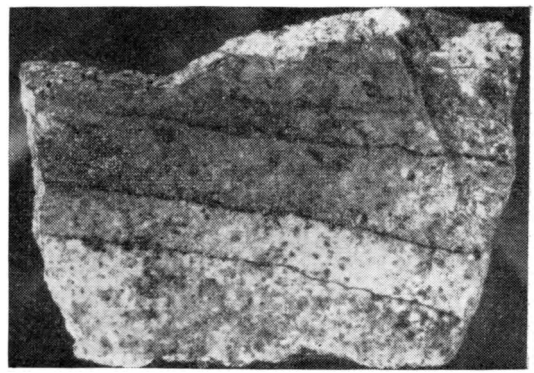


Рис. 25. Зона кварц-мусковитового грейзена развивается, замещая блоки пород между параллельными системами трещин (в трещинах кварц, мусковит, примазки молибденита). Обр., $^3/_4$ нат. вел. Месторождение Карабинское, Центральный Казахстан

скольку при этом замещаются породы как в тупых углах сочленения прожилков с жилой, так и в острых, подобное одностороннее растекание нельзя объяснить повышенной трещиноватостью пород в острых углах. В то же время подобная морфология зон изменений могла возникнуть как естественное следствие экранирования трещинами растворов, проникающих в околожильной зоне слева направо, а с учетом падения жил и прожилков так же и снизу вверх. Возможно, что детальные наблюдения над морфологией зон изменений с учетом отмеченных явлений экранирования позволят получить новый критерий для установления направления движения растворов в трещиноватой среде.

Сочетанием экранирующих и контролирующих трещин можно объяснить все многообразие очертаний зон грейзенов, возникающих среди однородных пород. Явления экранирования приобретают особое значение при расшифровке особенностей морфологии и строения грейзенов в штокверковых и трубообразных месторождениях.

3. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВО ВРЕМЕНИ

При развитии метасоматических пород в пределах грейзеновых месторождений можно установить явления, протекающие в трех различных масштабах времени:

а) последовательность образования минералов и парагенезисов внутри одной фации,

б) последовательность развития фаций (эпигенетические ряды фаций),

в) последовательность проявления нескольких эпигенетических рядов фаций (см. главу VI).

а. Последовательность образования минералов и парагенезисов внутри одной фации

Во всех случаях, когда метасоматические породы той или иной фации встречаются изолированно, среди неизмененных пород (например, вдоль жил, прожилков или минерализованных трещин) для них характерно отмеченное зональное строение фаций с постепенной сменой от парагенезисов неизмененных пород через грейзенизированные граниты к парагенезисам внутренних зон, определяющих фацию, — кварц-слюдяным, кварц-топазовым и т. д.

Взаимоотношения между зонами разного состава таковы, что все исследователи (И. Ф. Григорьев, 1953; Наковник, 1954; Дмитриевский, 1958 и др.) признают развитие внутренних зон по внешним, в связи с чем понятие об одновременном развитии зон в простых околожильных метасоматических породах справедливо только при рассмотрении процесса в относительно крупных интервалах времени.

Некоторую разновременность образования зон в пределах одной фации подтверждают, в частности, отсутствие пропорциональности между мощностями зон, несоответствие в конфигурации зон, с «наложениями» внутренних зон на внешние и «угловыми несогласиями» между ними, а также признаки, свидетельствующие о последовательном замещении минералов, устойчивых во внешних зонах, минералами внутренних зон с образованием псевдоморфоз по полевым шпатам, биотиту; мусковита по топазу и др.

При сопоставлении зон грейзенов, различных по интенсивности переработки пород, устанавливается, что для каждой фации можно выделить одну

главную «стабильную» зону (внутреннюю), к которой стремятся породы при данных условиях минералообразования. Так, для кварцевых грейзенов характерно образование ряда зон с закономерным возрастанием количества кварца, вплоть до образования в центральных наиболее переработанных участках мономинеральных кварцевых грейзенов. Для кварц-топазовых грейзенов характерно последовательное возрастание роли топаза, что приводит к образованию метасоматических пород, сложенных нацело кварцем и топазом (до 80%). Для кварц-(флюорит)-слюдяных грейзенов можно отметить такое же возрастание по мере приближения к центральным наиболее переработанным зонам количества слюды — мусковита, иногда биотита. Этим кварц-слюдяные грейзены принципиально отличаются от слюдисто-кварцевых. Параллельно со слюдой возрастает количество флюорита. Центральные зоны таких грейзенов представляют собой существенно слюдяные породы с флюоритом и незначительным количеством кварца. Иногда, по-видимому, в промежуточных разностях количество мусковита возрастает параллельно с количеством топаза.

Направленность процесса грейзенообразования, проявляющаяся в создании мономинеральной или биминеральной внутренней «стабильной» зоны, — общая характерная особенность грейзенов. Это отмечали: И. Ф. Григорьев для грейзенов Забайкалья (1953), Г. Н. Щерба (1960_1) для грейзенов Казахстана и др. При этом исследователи, со ссылкой на Д. С. Коржинского, указывая, что каждая внутренняя зона отличается от соседней меньшим числом минералов, объясняют это переходом все большего числа компонентов во вполне подвижное состояние. Однако подобные заключения, как будет показано далее, не вполне справедливы.

Сопоставляя грейзены различных месторождений, можно установить, что по отношению к прилегающей к жиле зоне грейзены внешней зоны представляют серию «реакционных» рядов пород, постепенно переходящих от состава вмещающих пород к составу устойчивой минеральной зоны.

Стремление к мономинеральному или биминеральному составу устойчивой фации справедливо по существу лишь при рассмотрении породообразующих минералов зон — кварца, мусковита, альбита, микроклина и т. д. Если же принять во внимание распределение в различных фациях минералов-новообразований, таких как касситерит, вольфрамит, флюорит, пирит и др., то сформулированное выше правило будет несправедливым. При учете этих минералов скорее может быть отмечена обратная зависимость: состав грейзенов центральных зон последовательно усложняется за счет появления в них минералов-новообразований.

При образовании грейзенов отчетливо проявляются как бы две тенденции: а) стремление к мономинеральности, выражающееся в последовательном убывании породообразующих минералов за счет разрастания одного из них — кварца, слюды или полевого шпата и б) стремление приблизить состав пород к составу рудоносных жил (в связи с которыми развиваются грейзены), проявляющееся в развитии в грейзенах типичных минералов жил — вольфрамита, касситерита, флюорита, молибденита и др. Следует подчеркнуть, что в процессе грейзенизации различия проявляются не только в последовательности замещения минералов, но и в составе минералов-новообразований.

Если биотит в процессе грейзенизации замещается обычно мусковитом, а во внешних зонах хлоритом (или хлоритом и магнетитом), то минералы, развивающиеся по полевым шпатам, отличаются гораздо большим разнообразием. Плагиоклаз чаще всего замещается мусковитом (или серицитом), обычно сопровождаемым кварцем, иногда только кварцем или альбитом, реже апатитом,

флюоритом. По калиевому полевому шпату развивается альбит, альбит совместно с кварцем, редко мусковит и др.

Различия в составе минералов-новообразований, возникающих по одному и тому же исходному минералу, наблюдаются в ряде случаев в пределах одного месторождения. На Восточном Коунраде, например, по данным Ф. В. Чухрова и Л. Б. Шлайн (1962), микроклин замещается в надрудном поясе мусковитом (с кварцем и флюоритом), в рудном поясе — кварцем, а в подрудном — шахматным альбитом и кварцем.

Говоря о специфичности преобразования пород в грейзены, следует подчеркнуть, что даже одинаковые по конечному составу метасоматиты обнаруживают

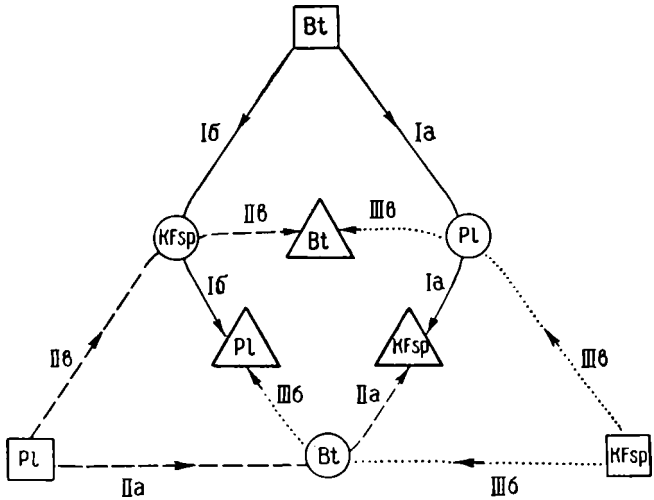


Рис. 26. Различные случаи преобразования пород при грейзенизации: в квадрате — минерал, замещаемый первым; в кружке — минерал, замещаемый вторым; в треугольнике — минерал, замещаемый в последнюю очередь.
Рпмскпе цифры соответствуют тину процессов по началу метасоматических преобразований

определенные различия в ходе их образования: в частности, в последовательности замещения минералов исходных пород, фиксируемой во внешних зонах метасоматических тел (рис. 20). Эти различия могут быть сведены к следующим основным случаям, соответствующим различной очередности замещения первичных минералов гранитов: биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата.

1 случай. Замещение первичных минералов гранита начинается с биотита (Bt). Затем изменяется либо плагиоклаз (P1), либо калиевый полевой шпат (KFsp), в соответствии с чем можно наметить два ряда преобразований: la. Bt-Pl-KFsp; *16.* Bt-KFsp-Pl.

Ряд *la* наиболее широко распространен и типичен для развивающихся по гранитам грейзенов в месторождениях различных регионов: Забайкалья — месторождения Шерловогорское, Молодежное и др. (Левицкий, 1964), Центрального Казахстана — месторождения Восточный Коунрад, Акчатау и др. (Чухров, 1960; Чухров, Шлайн, 1962; Щерба, Гукова и др., 1964; Кроль, 1959); Восточной Калбы (Стрелкин, 1953); Кураминского хребта Средней Азии

(Лисицына, Омельяненко, 1961) и т. д. Именно такую последовательность преобразования исходных минералов гранита указывал Н. И. Наковник для грейзенов в целом: «при грейзенизации пород прежде всего изменяется биотит, потом плагиоклаз и, наконец, калиевый полевой шпат» (1954, стр. 64).

Ф. В. Чухров и Л. Б. Шлайн (1962) отмечают, что на месторождении Восточный Коунрад наименее устойчивы при грейзенизации сфен и биотит, которые оказываются изъеденными даже в зоне слабо грейзенизированных гранитов. Для грейзенов Калбы М. Д. Стрелкин дает такой ряд «устойчивости» минералов: Bt—PI—KFsp—Q, в котором крайний левый минерал наиболее легко замещается мусковитом, а крайний правый — наиболее устойчив.

Таким образом, для рассмотренного ряда преобразований характерно сохранение неизмененного калиевого полевого шпата вплоть до внутренней зоны. Во внешней зоне грейзенизированный гранит приобретает вид слюдисто-кварцевого агрегата, в котором сохраняются порфировидные выделения исходного калиевого полевого шпата. Такая последовательность преобразования характерна при развитии топазовых, слюдяных, кварцевых фаций грейзенов и обычно отчетливо проявляется в зонах околотрещинных грейзенов, развивающихся в богатых калием лейкократовых гранитах.

Менее распространен случай, соответствующий по очередности замещения минералов ряду Bt—KFsp—PI (16). Плагиоклаз сохраняется в качестве характерного минерала во внешних зонах грейзенов, но в отличие от плагиоклаза гранитов часто представлен альбитом. В качестве примера этого ряда можно привести грейзены Северо-Востока СССР, Северо-Восточной Монголии и других районов. При образовании грейзенов по биотитовым порфировидным гранитам Аляскитового массива, по данным В. Ф. Алявдина (1961), первыми преобразуются биотит и калиевый полевой шпат, затем плагиоклаз и кварц. K-Na полевой шпат (анортоклаз) реже, чем плагиоклаз, сохраняется в виде зерен и их реликтов.

К этому же ряду следует, видимо, отнести развивающиеся по мусковитовым гранитам грейзены Северо-Восточной Монголии, для которых А. Д. Каленов (1962) отмечает такую характерную последовательность в преобразовании минералов: вначале калиевый полевой шпат замещается кварцем, затем (когда калиевый полевой шпат уже полностью замещен кварцем) плагиоклаз замещается кварцем и мусковитом. Случай I*б* характерен как для турмалиновых, так и для топазовых фаций. Исходные граниты могут быть представлены при этом нормальными лейкократовыми разностями или содержать повышенное количество плагиоклаза.

В случае, соответствующем ряду преобразований PI—Bt—KFsp (Ha), изменения начинаются с плагиоклаза гранитов. Наиболее широко этот ряд представлен в зонах площадной грейзенизации, в так называемых апогранитах, и детально рассмотрен в работах А. А. Беуса и др. (1962). По данным этих исследователей, в первую очередь плагиоклаз замещается микроклином, затем биотит замещается мусковитом и только после этого калиевый полевой шпат (как первичный, так и возникший при замещении плагиоклаза), а также плагиоклаз исходных гранитов замещаются альбитом. Аналогичный ряд преобразования пород характерен для Комсомольского месторождения Забайкалья. Разложение плагиоклаза, как отмечает А. С. Калинин (1965), является здесь самым ранним процессом изменения гранитов; одновременно с ним или несколько позднее разлагается биотит.

Второй ряд преобразований, характеризующийся устойчивостью биотита, типичен для метасоматических фаций, формирующихся среди пород

с повышенной по сравнению с нормальными гранитами, меланократовостью.

Третий ряд преобразований, соответствующий последовательности замещения KFsp—PI—Bt (IHe), характеризуется большой устойчивостью биотита и встречается очень редко. Именно такая очередность в изменении минералов отмечена для ряда массивов Центрального Казахстана: Узунбулакского, Кызылтаса, Бугу, частично для Восточного Коунрада (Щерба, Гукова и др., 1964). Процесс грейзенизации в пределах этих массивов проявляется весьма своеобразно и характеризуется избирательным замещением полевых шпатов гранитов кварцем. «В окварцованных разностях гранитов можно видеть биотит, частично разложенный (на хлорит и магнетит), калишпат, замещенный частично альбитом и интенсивно кварцем. Ослюденение, чрезвычайно характерное для грейзенов, здесь проявлено слабо, в виде тонкочешуйчатых агрегатов серицита — мусковита по плагиоклазу в количестве 1—2% от объема породы» (Щерба, Гукова и др., 1964, стр. 96).

М. Д. Стрелкин (1953) для грейзенов Восточной Калбы отмечает примеры интенсивного замещения полевого шпата кварцем при полном сохранении биотита. Гораздо чаще биотит сохраняется при развитии процессов грейзенизации не в гранитах, а в породах более основного состава, в частности в гранодиоритах. Именно такой случай описан А. С. Калининым (1965) для Комсомольского месторождения Забайкалья, где биотит-мусковит-кварцевые грейзены развиваются по гранодиоритам при воздействии на них тех же растворов, которые, проникая в биотитовые граниты, вызывают образование мусковит-кварцевых грейзенов.

б. Последовательность развития фаций (эпигенетические ряды фаций)

В пределах месторождений фации грейзенов встречаются обычно в определенном «наборе». Фации можно сгруппировать в эпигенетические ряды — последовательно возникающие в ходе единого процесса в однородных породах, и сингенетические — образующиеся единовременно при воздействии одних и тех же растворов на породы разного состава. Наиболее типичен такой эпигенетичный ряд фаций среди гранитов или близких им по составу алюмосиликатных пород:

| Mu-Q | -------► | Q-Top | ---► | Q—(Fl)—Mu | —* | Q-Turm |.

Как сингенетичный можно указать следующий ряд фаций:

Q—(F1)—Ми	Q—(F1)—(Ру) — Ми/Bt	Fig—Mrg Flg—Mu—Ef	
в кислых алюмосиликатных породах	в основных алюмосиликатных породах	в ультраосновных породах	в карбонатных породах

На основании приведенного выше описания можно составить следующую сводную таблицу, отражающую последовательность развития метасоматических фаций при грейзенизации с учетом очередности развития минералов в различных зонах фаций. Последовательность развития метасоматических фаций и зон:

$$\gamma \rightarrow \frac{Mi}{\gamma} \rightarrow \frac{\frac{Ab}{Mi}}{\gamma} \rightarrow \frac{\frac{Mu-Q}{Mi(Ab)}}{\gamma} \rightarrow \frac{\frac{\frac{Top}{Q+Top}}{Mu+Q}}{\frac{Mi(Ab)}{\gamma}} \rightarrow \frac{\frac{(Fl)-Mu}{Mu-Q}}{\frac{Mi(Ab)}{\gamma}} \rightarrow \frac{\frac{\frac{Turm}{Q-Turm}}{Mu-Q}}{\frac{Mi(Ab)}{\gamma}} \rightarrow \frac{\frac{\frac{Mi_{II}}{Q-Mi_{II}}}{Mu-Q}}{\frac{Mi_{I}(Ab)}{\gamma}}$$

Все исследователи практически единодушно трактуют соотношения кварцевых, топазовых и слюдяных грейзенов. Не вызывает сомнений также позднее развитие полевошпатовых фаций. Спорно лишь место турмалиновых грейзенов в последовательном ряду других метасоматических образований. По мнению одних исследователей — это относительно ранние образования, возникающие до слюдяных грейзенов, по мнению других — турмалиновые грейзены образуются позднее основных фаций.

Систематизируя данные о возрастных соотношениях кварц-турмалиновых грейзенов и других метасоматических пород, можно прийти к выводу о двойственном положении кварц-турмалиновых метасоматитов: в гранитах они возникают обычно на поздних стадиях процесса, а во вмещающих породах экзоконтактовых зон образуются на ранних стадиях процесса. Наиболее отчетливо это устанавливается в тех случаях, когда турмалиновая минерализация развивается в гранитах вдоль самостоятельных систем трещин. Так, в Казахстане, в пределах Акчатауского месторождения турмалиновая минерализация в гранитах развивается вдоль наиболее поздних систем трещин и отчетливо накладывается на кварцевые и слюдяные грейзены. В оловянно-вольфрамовых месторождениях Калба-Нарымского региона турмалин наблюдается в тесной ассоциации с поздним альбитом. В Забайкалье, в пределах Лево-Ингодинского рудного узла, турмалин, по данным Е. И. Доломановой (1959), развивается при замещении топаза. На Калгутинском месторождении Горного Алтая М. С. Бакланов ($1945_{1\ 2}$) отмечал выделение турмалина в поздний период минерализации совместно с сульфидами. Для месторождений Чаунской губы А. В. Андрианов (1941) обращал внимание на явления замещения слюд турмалином (хотя основную часть турмалина он считал более ранней по сравнению с мусковитом). В ряде случаев турмалин наблюдается в ассоциации с акцессорными радиоактивными минералами, которые, как известно, образуются позднее типичных рудных минералов грейзенов — вольфрамита, касситерита, молибденита.

Интересные данные, указывающие на более позднее развитие турмалина в рудах грейзеновых месторождений, содержатся в работе Л. Шора и Р. Муссю (Shauris, Moussu, 1958). Для месторождения Сен-Ренан (Франция) описываются брекчии кварц-слюдяных грейзенов, сцементированные агрегатом черно-голубого турмалина, кварца и слюды. Н. И. Наковник (1954) также относит турмалинизацию к относительно поздним процессам, следующим за окварцеванием и топазизацией, хотя и рассматривает турмалинизацию по времени, как предшествующую мусковитизации.

Развитие турмалина в грейзенах отмечают и Н. И. Тихомиров и Ж. Н. Рудакова (1963). Подробно изучив место турмалиновой минерализации среди других фаций грейзенов на Комсомольском и Букукунском месторождениях Забайкалья и проанализировав материал по другим грейзеновым месторождениям, эти исследователи считают, что турмалин обычно замещает минералы грейзена, особенно интенсивно мусковит. На Букукунском месторождении, например, зоны турмалинизации размещены вдоль зон брекчирования, где обломки грейзенизированных пород и участки кварцевых жил сцементированы тонкоигольчатым спутанноволокнистым турмалином.

Однако к совершенно иному заключению можно прийти при изучении кварц-турмалиновых метасоматитов, формирующихся среди вмещающих граниты пород — роговиков, сланцев. Здесь наиболее полно оказывается выраженной турмалинизация, предшествующая главным стадиям грейзенизации и синхронная, по-видимому, с процессами ранней альбитизации гранитов. Рудные олово-

носные и вольфрамоносные жилы с грейзеновым парагенезисом минералов отчетливо пересекают зоны ранней турмалинпзации вмещающих пород. Сложные взаимоотношения устанавливаются при развитии ранней турмалинпзации и последующих кварцевых жил вдоль одних и тех же систем трещин. В таких случаях создается впечатление, что кварц-турмалиновые метасоматиты — типичные околожильные образования, синхронные кварцевым жилам. Однако при картировании рудных тел устанавливается возникновение кварц-турмалиновых пород до кварцевых жил и в деталях расположения обнаруживается определенная независимость от размещения кварц-турмалиновых зон. На подобную особенность развития ранних кварц-турмалиновых метасоматитов обращали в частности внимание исследователи месторождений Корнуэлла и Португалии. К заключению о раннем «догрейзеновом» периоде турмалинизации вмещающих пород пришли также немецкие геологи, установившие в зоне экзоконтакта Эйбенштокского массива Рудных гор до трех-четырех генераций ранней турмалинизации пород.

Таким образом, в истории развития месторождений может быть установлено два периода развития турмалинизации — ранний «догрейзеновый», проявляющийся среди вмещающих пород, и поздний собственно грейзеновый, сопровождающий и завершающий оруденение, проявляющийся главным образом среди гранитов.

В пределах месторождений редко проявляются все отмеченные фации. По «набору» фаций может быть выделено несколько типичных эпигенетических рядов. Наиболее характерны из них два. Первый, условно называемый нами фтор-калиевым (F—K), проявляется в образовании фаций, богатых слюдами и топазом, а из полевых шпатов на поздних стадиях микроклином. Второй ряд бор-натриевый (B—Na) [1] характеризуется широким развитием турмалина при отсутствии топаза и преобладании альбита на поздней стадии развития.

В первом ряду преобразований (характерном, например, для Центрального Казахстана, восточной части Рудных гор) возникают слюдисто-кварцевые, кварцевые, кварц-топазовые, кварц-(флюорит)-слюдяные, слюдисто-микроклиновые метасоматиты. Во втором ряду (характерном, например, для Калба-Нарыма, Северо-Востока, Корнуэлла) развиты процессы турмалинизации и альбитизации. Соответственно преобразуется и эпигенетический ряд метасоматических пород: возникают турмалин-слюдяно-кварцевые, кварцевые, кварц-слюдяно-турмалиновые, турмалин-альбитовые, микроклин-альбитовые метасоматиты. Наиболее ярко выражен при этом антагонизм топаза и турмалина, развитие одного из которых обычно исключает широкое распространение второго.

Аналогичные «антагонистические» пары: пирит — арсенопирит (леллингит), пирит — гематит, микроклин — альбит позднещелочной стадии, молибденит — касситерит, отчасти гранат — флюорит. При этом для второго B—Na ряда более характерен, чем для первого, гранат — апатит.

Условно разделяя процесс грейзенизации по возникающим продуктам на два геохимических ряда, следует отметить и некоторую специфику в распределении в каждом из этих рядов рудных минералов. Так, пирит, безусловно, представляет характерный минерал первого ряда; арсенопирит второго, молибденовая минерализация (молибденит) типична только для первого ряда. Оловянная и вольфрамовая минерализация может быть характерна и для первого, и для второго ряда, однако, учитывая отмеченный выше «антагонизм» молибде-

[1] Бор в составе турмалина.

нита и касситерита, можно заключить, что вольфрамово-молибденовые месторождения представляют характерные образования первого ряда, а вольфрамово-оловянные — второго.

В целом, таким образом, отличия между первым и вторым рядами преобразований можно свести к различной роли отдельных элементов в геохимическом процессе: F—(Ca)—K—S—(Mo или W) —в первом; B—(Fe)—Na—As—Sn—W — во втором. Выделяя фтор-калиевый и бор-натриевый характерные ряды преобразования пород, следует отметить, что стремление разделить процесс грейзенизации по составу летучих можно найти в работах многих исследователей. В частности, М. Д. Стрелкин делит процесс грейзенизации на фтористый и бесфтористый. Г. Н. Щерба, В. Д. Гукова и др. (1964) «все зональные грейзеновые тела в гранитах по геохимической роли главных минерализаторов» подразделяют на четыре типа: 1) хлорного метасоматоза (плагиоклаз-кварцевые и некоторые кварцевые грейзены); 2) хлор-фторного (слюдосодержащие грейзены); 3) фторного метасоматоза (флюорит-топазсодержащие); 4) борного метасоматоза (турмалинсодержащие).

Типизация всех эпигенетических рядов и установление взаимосвязи каждого ряда с особенностями геологической истории развития региона или зоны заслуживает специального изучения.

Помимо отмеченных особенностей последовательного развития фаций, связанных, в первую очередь, с химизмом воздействующих растворов, на очередность развития фаций, их «набор» существенно влияют и многие другие факторы, в частности глубинность развития процесса, о чем будет сказано далее.

Для сложных по строению и происхождению месторождений может быть намечена и определенная последовательность развития на порядок более крупных образований — рядов эпигенетических фаций. Например, во многих молибден-вольфрамовых месторождениях (Караобинское, Коктенколь, Джидинское) устанавливается формирование вначале существенно молибденовых руд, которые сопровождаются эпигенетическим рядом с преобладанием полевошпатовых фаций. Позднее, после периода внутрирудного магматизма, формируются существенно вольфрамовые и комплексные редкометальные руды, для которых устанавливается сходный эпигенетический ряд фаций, но с более полно проявленными кислотными фациями (кварцевыми, топазовыми, слюдяными). Этот вопрос будет рассмотрен в разделе об этапах и стадиях минерализации.

ГЛАВА V

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ЖИЛ И ПРОЖИЛКОВ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ЖИЛ И ПРОЖИЛКОВ

Вне зависимости от условий локализации месторождений в гранитах или в породах кровли во всех жильных, штокверковых, трубообразных месторождениях, месторождениях типа минерализованных куполов и даек, избирательно замещенных пород экзоконтакта всегда в том или ином количестве встречаются жилы и прожилки.

По морфологии жилы и прожилки очень разнообразны. Во всех случаях они обнаруживают отчетливую связь с трещинами. В одних случаях — это минерализованные трещины скола, в других — блоки замещенных пород между параллельными трещинами, в третьих — минерализованные трещины

отрыва, в четвертых — позднее приоткрытые и выполненные трещины скола. Различная генетическая природа трещин, их связь в одних случаях с региональными разрывными нарушениями, а в других — с особенностями становления гранитных массивов обусловливают резко различную протяженность, мощность и форму возникающих жил и прожилков.

Так, для подавляющего большинства олово-вольфрамовых месторождений Юго-Восточного Китая (включая наиболее крупные из них — Сихуашань, Тахишан, Квеймешан, Шанпинг и др.) характерны прямолинейные системы жил, прослеживающиеся на расстоянии от нескольких сотен до тысячи метров (Hsü, Ting, 1943). Отметим субпараллельность и сближенное расположение жил в пределах таких систем, при котором расстояние между отдельными телами всего 1—1,5 м. Для месторождений и рудопроявлений Урала (Боевское, Игишанское, Пьянковское и др.) характерны относительно короткие (десятки — первые сотни метров) жилы, местами образующие типичные линзообразные тела, группирующиеся в кулисы. Аналогичные формы рудных тел имеют и многие олово-вольфрамовые месторождения Забайкалья (Приваловское, Ононское), представленные короткими (десятки метров) «рубцовыми» жилами, приуроченными к системам невыдержанных по элементам залегания крутопадающих трещин отрыва.

В одних месторождениях это единичные мощные жилы (месторождение Крупка, жила Лукаш, в Рудных горах), в других — системы параллельных маломощных жил и прожилков, настолько сближенных, что они выделяются в особые рудные тела, так называемые «промзоны» или «перистые» системы жил (Бургавлинское, Урчанское, Бутыгычагское на Северо-Востоке; Мульчихинское в Горном Алтае).

Не менее разнообразно и выклинивание жил. Обычно происходит постепенное уменьшение мощности жил вплоть до перехода в тончайшую минерализованную трещину, сопровождающуюся зонкой грейзенов, которая постепенно затухает в том же направлении. Наряду с этим широко развиты случаи выклинивания, обусловленные: а) расщеплением жил на множество проводников с образованием структур типа «конского хвоста» (наиболее характерно для грейзеновых месторождений Урала); б) образованием клинообразных форм без ветвления, резко сходящих на нет, — тип «хвостов угрей», по терминологии португальских геологов (месторождение Панаскейра в Португалии, месторождения Северо-Востока СССР); в) наличием резких тупых выклиниваний, напоминающих с первого взгляда тектонический срез жил, а при более тщательном изучении получающих объяснение с точки зрения избирательного замещения пород (некоторые жилы месторождений Центрального Казахстана, Горного Алтая, Рудных гор).

Для всех кварцево-рудных жил грейзеновых месторождений, в том числе и метасоматического генезиса, характерны резкие линейные контакты с вмещающими породами. Во многих случаях устанавливается коленообразная морфология, обусловленная приуроченностью жил к ранее заложенным системам различно ориентированных трещин, впоследствии приоткрытых. Отметим также применимость к участкам разветвления жил «правила сохранения мощности», заключающегося в том, что сумма мощностей апофиз, отходящих от «материнской» жилы, практически точно равна мощности последней до ее разветвления. Подобные случаи документировались авторами на многих месторождениях Центрального Казахстана (Нура-Талдинское, Караобинское, Акчатау и др.), В. С. Чуриков (1959) эту особенность отметил для Северо-Коунрадского месторождения, А. В. Зильберминц (1966) — для Иультинского.

При изучении грейзеновых месторождений было обращено также внимание на определенное различие между жилами и прожилками, постоянно сопутствующими друг другу как в собственно жильных, так и в штокверковых месторождениях. При этом разница между ними не ограничивается лишь мощностью и протяженностью, отличия наблюдаются в составе, строении и генезисе.

Прожилки. Прожилки обычно имеют относительно простой минеральный состав и строение, маломощны, с простой зональностью околожильных изменений. Наряду с кварцевыми прожилками в пределах грейзеновых месторождений часто устанавливаются практически мономинеральные мусковитовые, топазовые, флюоритовые, турмалиновые, полевошпатовые, карбонатные, пиритовые и др. Помимо мономинеральных, обычно широко развиты прожилки, сложенные двумя минералами (мусковит-кварцевые, кварц-полевошпатовые, флюорит-мусковитовые, пирит-кварцевые, карбонатно-цеолитовые и т. д.), тремя минералами (вольфрамит-топаз-кварцевые, молибденит-флюорит-мусковитовые и т. д.) и более сложные.

В целом, в отличие от жил, создается впечатление о столь разнообразных прожилках, что общее число их разновидностей по минеральному составу близко или даже больше (за счет различных генераций одного минерала) числа возможных сочетаний из всех основных минералов месторождения. Разнообразие прожилков позволяет составлять для месторождений «ряды прожилков», отражающие постепенные переходы от наиболее ранних до наиболее поздних по времени образования.

Околожильные изменения вдоль прожилков проявлены в большинстве случаев незначительно: зоны изменений маломощны (миллиметры — первые сантиметры), имеют простой состав и строение. Число зон не превышает двух-трех. По условиям образования широко развиты прожилки выполнения, а также метасоматические прожилки и прожилки перекристаллизации, возникающие при переотложении минералов метасоматических пород вдоль трещин.

Строение прожилков обычно простое: наряду с однородными массивными текстурами широко развиты прожилки с полосчатыми, друзовыми, крустификационными текстурами, в ряде случаев с признаками последовательного разрастания минералов от стенок трещин. Для прожилков характерны резкие фациальные изменения состава по простиранию, которые обусловливаются развитием последующих метасоматических процессов, накладывающихся на ранее сформированные прожилки.

Различные по составу прожилки в пределах месторождений обычно пересекают друг друга. Нередко обнаруживается, что пересекаются даже прожилки близкого состава. Например, на Восточно-Коунрадском месторождении по взаимным пересечениям устанавливается до пяти генераций кварц-молибденитовых прожилков, наиболее поздние из которых отличаются лишь несколько большим обогащением молибденитом. На Караобинском месторождении в пределах грейзенового тела отчетливо устанавливается несколько генераций кварц-вольфрамитовых прожилков, пересекающих друг друга со смещением. На разновременное образование сходных по составу прожилков указывает также широкое развитие в грейзеновых месторождениях так называемых слоеных прожилков, состоящих из ряда параллельных близкого состава, образующихся при повторных приоткрываниях трещин.

Все отмеченные особенности строения и состава околожильных изменений, а также взаимоотношения прожилков указывают на многократность их развития и на относительную кратковременность периода образования каждого из них в общей истории формирования месторождений. Прожилки

фиксируют определенные моменты истории формирования месторождения.

Жилы. Жилы отличаются от прожилков не только большей мощностью и протяженностью, но и особенностями минерального состава, строения, околожильных изменений и генезиса. Минеральный состав жил всегда сложный и в то же время более однообразный. Как правило, все жилы грейзеновых месторождений сложены на 80—90 % серовато-белым кварцем, остальные минералы, общее число минеральных видов которых может достигать 30—50, имеют резко подчиненное развитие и лишь в отдельных участках образуют богатые гнезда.

В грейзеновых месторождениях по минеральному составу (по сопутствующему кварцу, наиболее распространенному минералу) могут быть выделены следующие наиболее характерные типы жил: полевошпат-кварцевые, собственно кварцевые, топаз-кварцевые, слюдисто-кварцевые, турмалин-кварцевые. В свою очередь по составу рудных минералов они могут подразделяться на вольфрамитовые, касситеритовые, молибденитовые и более сложные вольфрамит-касситеритовые, висмутин-молибденит-вольфрамитовые, висмутин- самородный висмут)-вольфрамитовые и другие более редкие.

Минеральный состав жил соответствует главнейшим фациям метасоматических пород, охарактеризованным в предыдущей главе.

Наиболее существенное отличие заключается лишь в том, что если для метасоматических пород по типу зональности легко разделить кварц-слюдяную фацию от слюдисто-кварцевой, то для рудных жил подобное разделение на генетической основе осуществить значительно труднее. Минеральный состав жил всегда более сложный, чем минеральный состав тех или иных фаций грейзенов. Жилы локализуют минерализацию длительного интервала рудообразования. Один и тот же минерал может образовывать в жилах несколько генераций.

Различные по минеральному составу жилы могут иметь сходное строение. Для грейзеновых месторождений наиболее характерны жилы, имеющие полосчатое, массивное, поперечношестоватое, брекчиевидное и друзовое строение.

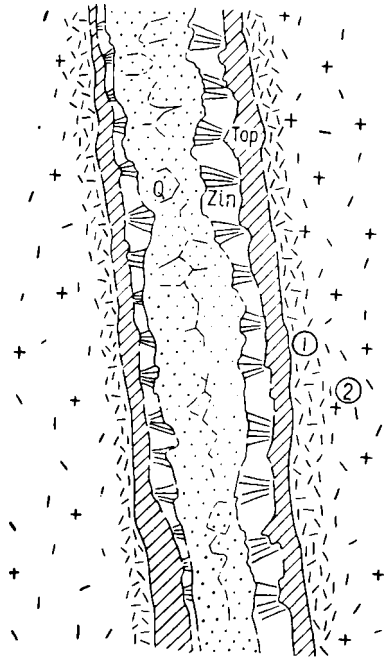


Рис. 27. Симметрично-полосчатое строение рудной жилы, обусловленное последовательным чередованием «оторочек» топаза (Top) вдоль зальбандов, далее полос циннвальдита (Zin) и в центре — дымчатого кварца (Q). По контактам жилы — слюдяные грейзены (1), постепенно переходящие в грейзенизированные граниты (2).

Схематическая зарисовка, составленная по фотографии жилы 4 (мощностью 12 *см)* Циновецкого месторождения Рудных гор, приведенной в работе М. Штемпрока (Stemprok, 1961)

Наиболее типичные рудные жилы грейзеновых месторождений обладают полосчатым или массивным строением. Полосчатость в жилах бывает трех генетических типов. В одних случаях полосчатость создается симметричным последовательным чередованием «оторочек» агрегатов различных минералов вдоль зальбандов (рис. 27). Наиболее часто это мусковитовые оторочки, реже полевошпатовые, топазовые, иногда касситеритовые, арсенопиритовые, флюоритовые. Шестоватые минералы (висмутин, вольфрамит), образуя

друзы вдоль зальбандов, не создают непрерывных оторочек; в участках развития этих минералов жилы имеют поперечно-шестоватое, друзовое строение.

Другой тип полосчатости наблюдается в жилах с многократными ритмами приоткрывания (рис. 28). Это так называемые сложные, «слоеные» жилы или жилы с «книжной» текстурой. Вдоль границ разновременных образований прослеживаются реликты «прослоев» вмещающих пород. Может насчитываться до 3—4 и более ритмов приоткрывания. Иногда вмещающие породы внутри жилы не сохраняются, но и в этих случаях плоскости, разделяющие параллельные жилы, сразу же проявляются при раскалывании образцов, а в забоях — по текстуре жильного выполнения.

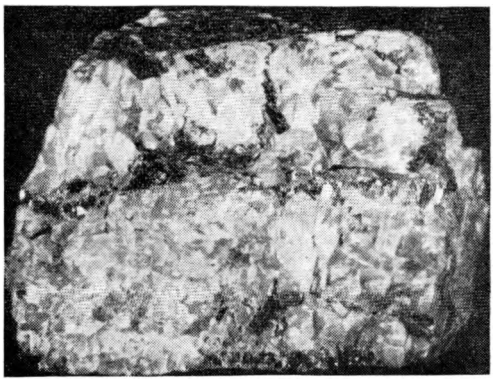


Рис. 28. Сложная жила, возникшая при повторных приоткрываниях рудовмещающей трещины. Соприкасающиеся параллельные прожилки близкого минерального состава: кварц-флюорит-мусковитовые с единичными кристаллами вольфрамита, пирита и примазками молибденита. Образец, 1/2 нат. вел., месторождение Нура-Талдинское, Центральный Казахстан

Наконец, третий тип полосчатых жил — это кварцевые жилы с более поздней минерализацией, развившейся вдоль систем трещин, параллельных зальбандам (рис. 29). Вдоль этих трещин обычно устанавливается не только образование новых минералов, но и перекристаллизация исходного кварца, его выщелачивание с образованием в теле жилы параллельных систем с мелкими занорышами.

Для многих рудных жил, изучавшихся авторами, оказалось характерно поперечно-шестоватое строение. Такое строение создается не только поперечным расположением удлиненных кристаллов, но и изометричными кристаллами — флюорита, пирита, слюд, образующих струйчатые агрегаты, ориентированные поперек жилы. Кварц в таких жилах обнаруживает поперечно-шестоватое строение с произвольной ориентировкой удлинения по отношению к кристаллографическим направлениям (параллельно-шестоватые агрегаты II рода, Григорьев Д. П., 1961).

Наконец, следует отметить брекчиевое строение жил. В ряде случаев внутри тела жилы наблюдается большое количество остроугольных обломков вмещающих пород(обычно этохарактерно для жил среди сланцев), вокруг которых«венчиками» и«кокардами» развиваются слюды, флюорит, топаз, пирит и другие минералы. При этом внутреннее строение жил воспринимается как типичная брекчия.

Среди жил с друзовым строением отчетливо выделяется два подтипа, соответствующие друзам нарастания и друзам выщелачивания и регенерации. Первые наблюдаются обычно в осевых частях в остаточных пустотах, нередко имеют крупные размеры до десятков сантиметров в поперечнике, вторые — образуют обычно более мелкие, неправильно распределенные полости в теле кварцевой жилы с регенерированными кристаллами кварца и наросшими на них более поздними минералами (слюдами, флюоритом, сульфидами — пиритом, висмутином, козалитом и т. д.).

Следует также отметить, что в ряде случаев, например в кварц-редкометальных жилах уральских месторождений, нами отмечался еще один тип жил с «остаточными» друзами, возникший вследствие выщелачивания кварца при сохранении находившихся в нем акцессорных кристаллов берилла. Однако в целом друзовое строение жил с хорошо ограненными кристаллами в полостях в грейзеновых месторождениях встречается не столь часто, как может создаться впечатление при ознакомлении с опубликованными работами.

В общем случае жилы грейзеновых месторождений — это жилы, сложенные сливным сероватым кварцем с маломощными (местами исчезающими)

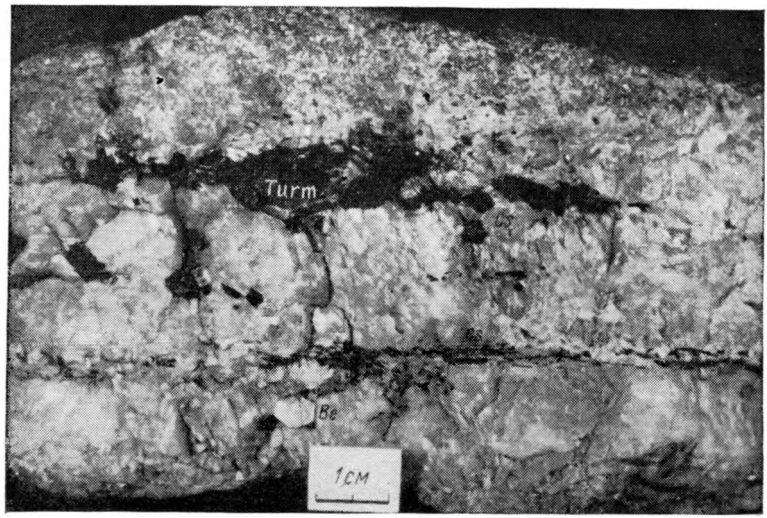


Рис. 29. Полосчатая текстура рудной жилы, обусловленная метасоматическим развитием минерализации — турмалина (Turm), касситерита (Cs), акцессорных кристаллов берилла (Be) вдоль зальбандов и секущих кварц трещин. Осиновское рудопроявление, Калба-Нарым

оторочками слюд, иногда полевых шпатов или топаза, и неравномерным расположением остальных минералов, часть из которых образует гнезда, прожилковидные обособления, а другие — тяготеют к зальбандам или проявляют тенденцию к поперечному расположению.

На основании относительно широкого распространения жил полосчатого строения с оторочками кристаллов вдоль зальбандов — правильных форм кристаллов касситерита, вольфрамита, молибденита, в литературе укоренилось представление о формировании кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамитовых и других жил путем последовательного нарастания как рудных, так и нерудных минералов — касситерита, вольфрамита, мусковита, топаза, кварца и других на стенках трещин. При этом, по мнению одних исследователей, минералы образовывались из компонентов, привносимых растворами с глубины из «магматического очага», а по мнению других жилы грейзеновых месторождений формируются главным образом за счет компонентов, освобождающихся при замещении вмещающих пород. В. Ф. Барабанов (1961, 1965, 1967) называет жилы подобного типа «конкреционно-метасоматическими». Они сложены теми же мине-

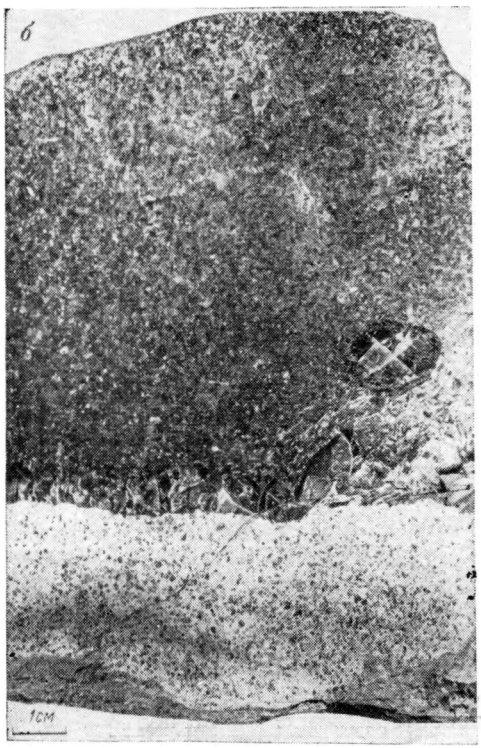


Рис. 30. Различные стадии развития ложных жил выполнения. Массив Куу, Центральный Казахстан

***а* — возникновение кварцевых оторочек вдоль двух параллельных трещин; интересна ориентировка кристаллов кварца навстречу друг другу и начало грейзенизации гранита в центральной части; б — ложная жила выполнения, сложенная вдоль зальбандов друзовым кварцем, в центральной части — кварц-мусковитовым агрегатом**

ралами, что и окружающие метасоматически измененные породы (грейзены) — кварцем, слюдами, топазом и т. д.

Однако, наряду с представлениями об образовании жил грейзеновых месторождений путем простого отложения или переотложения минералов, в литературе появляется все больше данных о широком участии в их формировании процессов метасоматоза. При этом о части рудных жил, с первого взгляда представляющихся типичными телами выполнения, исследователи приходят к такому выводу — при образовании их процессы выполнения вообще не имели места и жилы формировались нацело метасоматически. Такая точка зрения обосновывается, например, А. В. Зильберминцем (1966) для части рудных жил Иультинского месторождения, А. Г. Акиныпиной (1968) для рудных жил Белухинского и Букукинского месторождений. Авторами подобные жилы наблюдались в пределах массива Куу в Центральном Казахстане (Рундквист, 1965). Характерная особенность этих жил — сохранение реликтов пород в центральной части (рис. 30), а также своеобразная морфология жил в участках выклинивания (рис. 31).

Аналогично метасоматическим способом, очевидно, формировалась и большая часть кварц-молибденитовых жил Восточно-Коунрадского месторождения, при изучении которых обращает на себя внимание сложная морфология жил, характер выклинивания, подобный изображенному на рис. 31, обилие «висячих» реликтов вмещающих гранитов. Эти особенности строения жил Восточно-Коунрадского месторождения отмечались в работе Ф. В. Чухрова (1960). Однако, придя к выводу о невозможности объяснения подобных явлений обычными процессами выполнения трещин из растворов, Ф. В. Чухров высказал предположение об образовании руд из вязких коллоидных масс.

Многочисленные признаки метасоматического образования отмечены также и для прожилков, слагающих штокверковые месторождения Джанет, Коктенколь и др. Сходным образом формировались, как можно заключить из

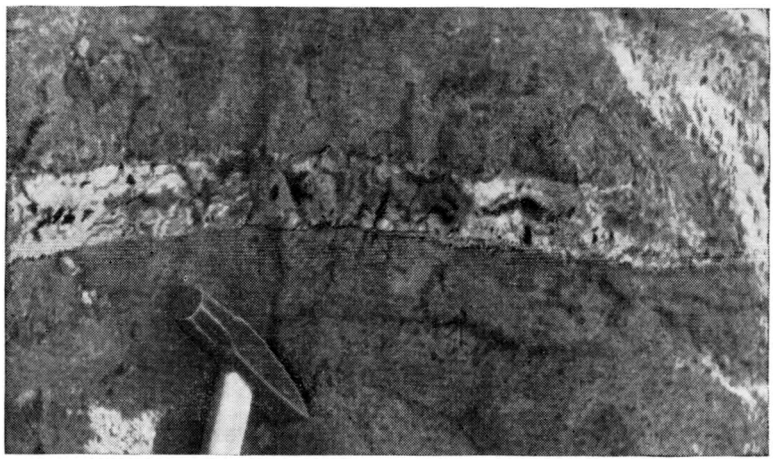


Рис. 31. Характерная морфология метасоматической кварц-топаз-вольфрамитовой жилы на участке выклинивания. Обнажение, уменьш. 10. Черное — кристаллы вольфрамита; светлое — друзовый агрегат топаза и кварца; в центральной части — микроклпн и реликты микроклинизированного гранита. Массив Куу, Центральный Казахстан.

зарисовок, приведенных в работе И. С. Цейклина (1939), некоторые рудные жилы Колыванского вольфрамового месторождения. Аналогичные метасоматические жилы, образующиеся путем замещения кварцем маломощных даек аплит-порфиров, описывались Л. И. Лукиным и И. II. Кушнаревым (1955). Образование метасоматических жил путем избирательного замещения маломощных даек, явление, по-видимому, особенно характерное. Жилы и прожилки с сохраняющимися в центральной части реликтами даек встречались авторами в некоторых месторождениях Казахстана.

Интересно подчеркнуть следующее обстоятельство: во всех установленных случаях в результате метасоматического развития минерализации в конечном итоге возникают жилы и прожилки с резкими, четкими, прямолинейными контактами, друзовым строением вдоль зальбандов, нередко полостями выщелачивания в центральных частях (так называемые «ложные жилы выполнения»), т. е. с признаками, принимаемыми нередко за однозначное доказательство формирования жил при выполнении трещин. Посещение большого числа

грейзеновых месторождений Союза—Урала, Казахстана, Калба-Нарыма, Алтая, Забайкалья, некоторых месторождений Рудных гор, ознакомление с коллекциями по некоторым месторождениям Северо-Востока (Иультинскому) и Приморья (Тигриное и др.), а также ознакомление с литературой по характеристике жильных грейзеновых месторождений Корнуэлла, Португалии. Рудных гор, Австралии, Юго-Восточной Азии свидетельствует, однако, о том, что образование рудных жил как путем простого выполнения или переотложения («конкреционно-метасоматические» жилы), так и путем метасоматического замещения пород — явления, характерные для относительно ограниченного числа месторождений.

Весь материал, как представляется авторам, убедительно подтверждает, что в общем случае главные рудные жилы грейзеновых месторождений представляют собой образования сложного генезиса, длительно формировавшиеся и возникавшие при сочетании различных способов образования: выполнение + замещение, перекристаллизация + замещение, замещение + растворение + выполнение и т. д.

На основании изучения морфологии рудных жил, позволяющей восстановить относительное перемещение стенок при приоткрывании трещин, и особенностей распределения минералов внутри жил можно прийти к такому выводу: для грейзеновых месторождений различных регионов наиболее типичны жилы, образующиеся сначала путем выполнения открытых трещин, а затем метасоматического замещения исходных агрегатов (главным образом кварца) всеми последующими минералами — основной массой слюд, топаза, турмалина, вольфрамита, касситерита, молибденита, флюорита, полевого шпата и т. д.

С учетом вопросов, рассматривающихся авторами в ранее опубликованных работах, общая схема формирования таких жил во времени может быть представлена следующим образом.

1. Заложение трещин.
2. Проникновение растворов, «пропитывание» трещиноватых пород; раннее метасоматическое преобразование пород.
3. Приоткрывание трещин, поступление в трещины растворов из окружающих пород, переотложение и заполнение трещин породообразующими минералами, главным образом кварцем (образование безрудных жил выполнения).
4. Проникновение вдоль жил, представляющих ослабленные участки, восходящих минерализованных растворов, приводящих к преобразованию ранее возникших агрегатов, их перекристаллизации, растворению, замещению или отложению как в возникающих, так и остаточных полостях более поздних минералов, в том числе большей части вольфрамита, касситерита, молибденита (образование рудных жил, выполнение + замещение).

Ниже вначале рассмотрим признаки, позволяющие установить метасоматическую природу подавляющей части минералов в жилах выполнения, затем приведем краткое описание нескольких наиболее характерных типов жил, возникающих по схеме: выполнение + замещение и в заключение обсудим те следствия, которые вытекают из признания широкого развития процессов метасоматоза в жилах выполнения.

2. ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЖИЛАХ ВЫПОЛНЕНИЯ

Признаки метасоматического образования минералов в рудных жилах грейзеновых месторождений в значительной мере аналогичны рассмотренным ранее В. Д. Никитиным для пегматитов, А. Д. Генкиным для сульфидных руд,

Л. С. Бородиным для редкометального оруденения щелочных массивов и др.

Применительно к рассматриваемым нами рудным жилам эти признаки могут быть подразделены на четыре группы.

А. Признаки метасоматического развития минералов вдоль систем трещин в жильном кварце.

1. Расположение кристаллов минералов «цепочками» вдоль залеченных трещин в кварце (рис. 32, *а)*.

2. Образование двусторонних «висячих друз» минералов вдоль различно ориентированных в жильном кварце трещин (рис. 32, *а*, *б)*.

3. Широкое распространение друз кристаллов, растущих навстречу друг другу в блоках между параллельными системами трещин в жильном кварце (см. рис. 30, а). Этот случай замещения особенно характерен. В отличие от жил с реликтами повторных приоткрываний, в таких случаях устанавливается рост минералов от прерывистых, кулисообразных трещин, неодинаково удаленных от зальбандов.

4. Резко неравномерное распределение минералов, развитие друз в одной и той же жиле то вдоль одного из зальбандов, то вдоль другого, то в осевой части в интерстициях между кристаллами кварца.

5. Развитие кристаллов и агрегатов минералов жильного выполнения на продолжении трещин (за пределами жил) непосредственно во вмещающих породах (рис. 32, *в)*.

6. Наблюдающееся иногда соответствие в мощностях оторочек минералов или в расположении отдельных кристаллов и друз вдоль противоположных стенок жил (рис. 32, г), трудно объяснимое с точки зрения выполнения, но понятное при контроле этих явлений поперечными трещинами.

7. Установление признаков перекристаллизации, выщелачивания и регенерации кварца с образованием вторичных полостей, располагающихся вдоль систем трещин и границ индивидов.

Б. Признаки независимого расположения более поздних минералов по отношению к первичным текстурам выполнения (без видимой приуроченности к трещинам).

1. Широкое распространение в жилах минералов с правильными кристаллографическими ограничениями (метакристаллов) [1] и радиально-лучистых сростков, располагающихся вне всякой связи с текстурами жильного выполпения, без признаков прикрепления к более ранним образованиям.

2. Расположение поздних метасоматических минералов и агрегатов несогласно с общим строением жилы, в частности, пересечение поздними метасоматическими друзами и агрегатами границ параллельных жил,, возникших при повторных приоткрываниях трещин (рис. 32, *д)*.

3. Развитие в ряде случаев кристаллов минералов и агрегатов частично по кварцевой жиле, частично по вмещающей породе (рис. 32, *е*).

4. Образование в участках полного замещения жильного кварца «тупых» выклиниваний жил, «пробок» (рис. 32, *ж)*.

В. Признаки метасоматического унаследования текстур жильного выполнения.

---

[1] Футляровндные кристаллы с реликтами более ранних образований, столь характерные для пегматитов, в кварцевых жилах относительно редки. Для зон околожильных изменений, где метасоматическое развитие вольфрамита, молибденита, касситерита и др. минералов не вызывает сомнений, футляровидные кристаллы также не характерны.

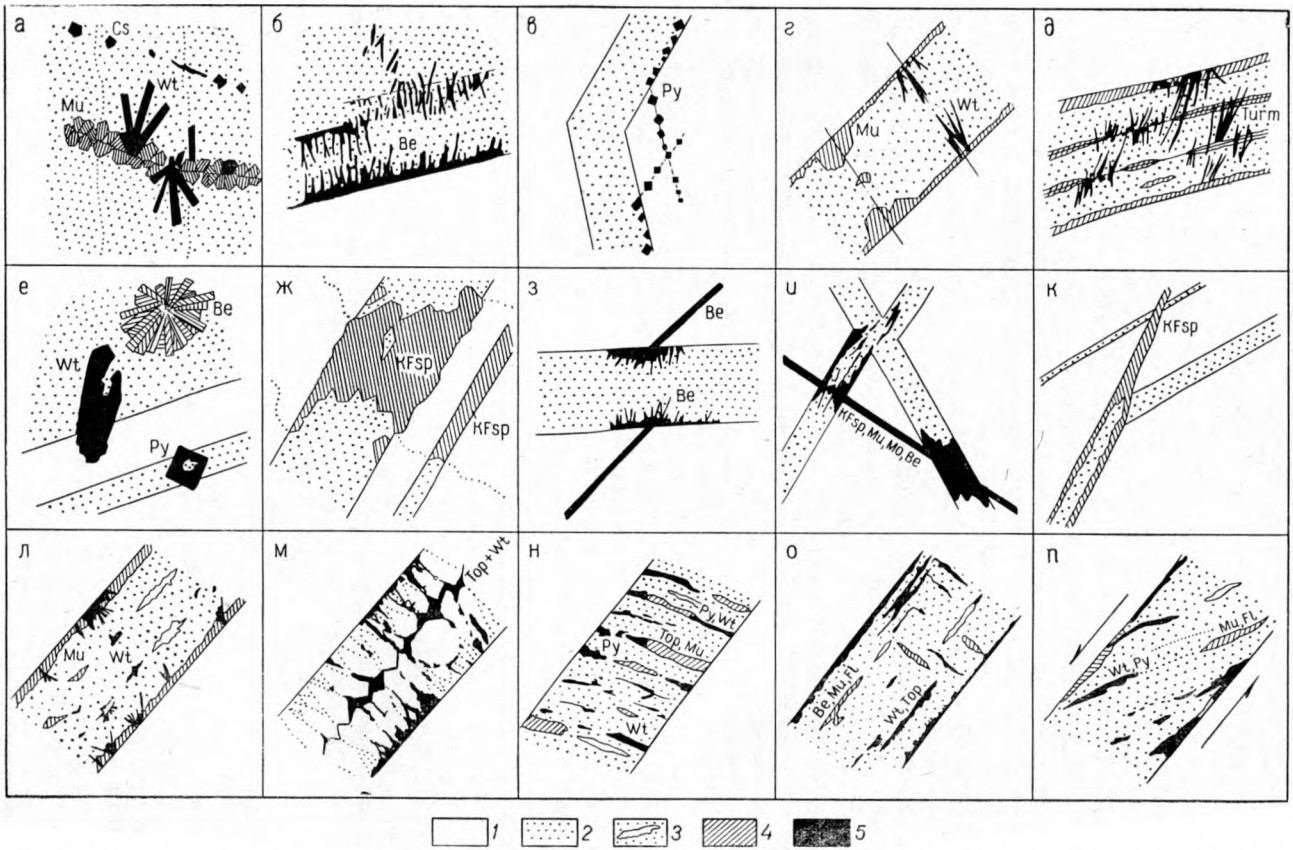


Рис. 32. Зарисовки, иллюстрирующие метасоматическое минералообразование в кварцево-рудных жилах выполнения

1 — вмещающие породы; *2* — кварц; *3* — полости выщелачивания; *4—5* — различные минералы и парагенезисы (из рудных основное значение имеет Sn-W минерализация; Be—в акцессорных количествах)

1. Приуроченность поздних минералов и агрегатов к границам индивидов кварца, признаки избирательного замещения отдельных индивидов.

2. Иногда наличие псевдоморфоз, например касситерита по кварцу, описанных Л. Лавренсом и Н. Маркхемом в 1963 г. для месторождения Торрингтон в Австралии.

Г. Признаки метасоматического развития в участках пересечений и сочленений рудных жил.

1. «Растекание» минерализации в участках сочленения более поздних жил и прожилков с ранее образованными кварцевыми жилами (рис. 32, *з)*.

2. Развитие поздней минерализации в пределах жил и вдоль смещающих жилу зон нарушений. Подобный случай с развитием вольфрамита в жиле и плоскости сместителя описан, в частности, для месторождения Хэтчес-Крик в Австралии (Ryan, 1961).

3. Широкое распространение случаев ложных пересечений жил, возникающих вследствие последующего метасоматического развития минерализации вдоль разновозрастных систем кварцевых жил (рис. 32, *и*).

4. «Расщепление» минерализации в участках выклиниваний, изгибов жил на ряд самостоятельных прожилков и жил различного состава (рис. 32, к), разновозрастность которых доказывается их взаимными пересечениями.

На рис. 32, *л—п* представлены характерные типы строения рудных жил, возникающих по схеме: выполнение + замещение.

При развитии метасоматической минерализации преимущественно от зальбандов возникают жилы, наиболее полно имитирующие обычные жилы выполнения. Приуроченность минералов к зальбандам — явление конвергентное, возникающее в силу многих причин — обновления трещин, экранирующего влияния пород, заимствования компонентов и т. д. Такие же конвергентные образования представляют друзы кристаллов, индукционные грани, зональные кристаллы, газово-жидкие включения по зонам роста и др.,которые в силу этого не могут рассматриваться как признаки кристаллизации минералов в полостях. Представляется, что исследователи, занимающиеся изучением жил грейзеновых месторождений, обосновывающие свои выводы не на отдельных образцах с полостями и щетками кристаллов, а на представительном материале «рядовых» жил, легко могут убедиться в характерности отмеченных особенностей распределения минералов, указывающих на их более позднее метасоматическое происхождение.

3. НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ ЖИЛ ПО СХЕМЕ: ВЫПОЛНЕНИЕ + ЗАМЕЩЕНИЕ

а. Месторождения Казахстана

Подавляющее большинство рудных жил редкометальных месторождений Казахстана представляет собой тела выполнения. Промышленные мощные рудные жилы обычно выполнены сливным серовато-белым кварцем, в котором рудные минералы, в также флюорит, топаз, мусковит, микроклин, кальцит, цеолиты и др. развиваются, образуя в одних случаях секущие кварц прожилки, в других — метасоматические друзы вдоль зальбандов, в третьих — рассеянную вкрапленность в кварце. Наиболее очевидный случай метасоматического образования минералов в жилах выполнения это тот, когда рудная минерализация развивается вдоль систем трещин (рис. 32, л, о), образуя прожилковидные выделения, линейно вытянутые цепочки кристаллов и агрегатов или

«цементирует» участки с брекчиевидной текстурой, в «обломках» которых сохраняются реликты исходного кварца.

При микроскопических исследованиях и изучении поверхности протравленных образцов, а в ряде случаев по форме сохраняющихся кое-где мелких интерстиций, намечающих первичные очертания кристаллов кварца, или по блеску на свежих плоскостях скола в таких жилах выявляются реликты исходного крупно-гигантокристаллического строения кварцевого выполнения. Размер отдельных кристаллов зависит от мощности жил и иногда достигает 20—25 *см* по длинной оси.

В шлифах крупные кристаллы, как правило, обнаруживают неоднородное строение и состоят из ряда волнисто гаснущих «блоков» — зерен. Размеры таких блоков различны: погасание их в пределах контуров первичных кристаллов колеблется в интервале 15—30°, сами блоки гаснут в интервале 5—10°. Очертания блоков неправильные, извилистые, границы обычно резкие. В некоторых шлифах вдоль границ блоков наблюдаются щепочки мелких (сотые — десятые доли миллиметра) зерен. В результате создается впечатление, что жила сложена различным по зернистости агрегатом кварца.

Вдоль прожилковидных выделений более поздней минерализации кварц перекристаллизован и представлен мелкозернистым аллотриоморфным агрегатом. В одних случаях такие прожилки тесно связаны с исходным строением кварца — приспосабливаются к сохраняющимся интерстициям между кристаллами (рис. 32, *м),* но чаще отчетливо пересекают кристаллы и зерна кварца, развиваясь вдоль продольных, поперечных, диагональных (по отношению к зальбандам), а также беспорядочно ориентированных систем трещин. Интересно подчеркнуть, что в случаях, когда минерализация развивается в жилах вдоль систем трещин, параллельных зальбандам, и когда вдоль этих трещин мусковит, вольфрамит, молибденит или другие более поздние минералы образуют друзы кристаллов, подобные жилы могут быть ошибочно приняты за жилы выполнения с признаками повторных приоткрываний, а метасоматические друзы минералов — за оторочки ранее существовавших зальбандов жил. В этом случае только по прерывистости оторочек, по их «разветвлению» на выклинивании, образовыванию местами серий параллельных оторочек, а также по структуре кварца удается установить метасоматическую природу минералов, их слагающих.

При изучении редкометальных месторождений Казахстана: Нура-Талдинского, Акчатауского, Караобинского, Восточно- и Северо-Коунрадского, Джанет, Коктенколь и др. удалось установить метасоматический способ образования в главных рудных жилах подавляющей части рудных и нерудных минералов. Особенно характерно метасоматическое развитие пирита, мусковита (тонкочешуйчатого), флюорита, микроклина, вольфрамита, молибденита. В рудных жилах Караобинского месторождения отчетливо устанавливается также метасоматическое развитие в кварце висмутовой минерализации — висмутина и козалита. Эти минералы образуют дендритовые выделения в трещинах и друзы игольчатых кристаллов в полостях.

Перечисленные минералы развиваются либо совместно в виде прожилковидных обособлений или цементируя кварц в участках интенсивного дробления, либо образуют мономинеральные выделения вдоль большого числа параллельных систем трещин, обусловливая характерное полосчатое строение жил и прожилков. Последний случай наиболее характерен для молибденита (Восточный Коунрад, Коктенколь и др.). Характерны формы выделения минералов, участвующих в строении секущих кварц прожилковидных выделений. Они разви-

ваются в виде совершенных метакристаллов и разрастаются в разные стороны от трещин, создавая нередко впечатление «висящих» друз или «взвешенных» кристаллов, аналогичных приведенным на рис. 32, *а*. Многие минералы (пирит, вольфрамит и др.) образуют футляровидные формы кристаллов с включениями в них реликтов кварца.

Интересно обратить внимание на длительность периода метасоматического образования минералов в жилах, устанавливаемую по развитию различных минеральных ассоциаций в жилах вдоль различных систем трещин и замещению более поздними ассоциациями более ранних. На основании наблюдений на разных месторождениях и рудопроявлениях устанавливается, что явление замещения одних минералов, образовавшихся метасоматическим способом, другими (замещение мусковита-1 топазом, топаза мусковитом-II и флюоритом и т. д.), имеет резко подчиненное значение по сравнению с повсеместно проявленным процессом замещения раннего кварца всеми последующими минералами *.

Значительно сложнее установить метасоматпческую природу минералов в жилах в тех случаях, когда новообразованные минералы развиваются в виде друз от зальбандов прожилков, имитируя типичные друзы «нарастания», параллельно-шестоватые агрегаты и другие подобные текстуры типичного «выполнения». В качестве доказательства метасоматической природы минералов в таких случаях можно привести следующие данные.

1. При изучении строения рудных жил нередко устанавливается, что один и тот же парагенезис минералов образует друзы, растущие от зальбандов, и развивается метасоматически в центральнон¨ части жил от систем трещин, секущих поздний кварц. Вряд ли правильно было бы говорить при этом об образовании одного и того же парагенезиса минералов дважды — сперва путем нарастания на стенки трещин еще до образования кварца, позднее — метасоматически по кварцу.

Предположение о том, что по времени период образования минералов, растущих вдоль зальбандов (мусковита, флюорита, вольфрамита, топаза, кальцита и др.), был длительным и этими минералами начиналось и заканчивалось минералообразование, также отпадает, так как в центральной части жил этот парагенезис не просто выполняет промежутки между кристаллами, нарастая на их стенки, а отчетливо пересекает кристаллы кварца по системам трещин.

2. Точно такие же друзы мусковита, вольфрамита и других минералов, какие встречаются вдоль зальбандов, наблюдаются и в центральных частях жил, где они растут от секущих кварц трещин и где метасоматическая природа их не вызывает сомнений.

3. Характерны взаимоотношения, устанавливаемые в участках сочленений и пересечений жил и прожилков с различным минеральным составом. Часто обращает на себя внимание следующее: в более ранней жиле, в участках пересечения ее более поздней, вдоль зальбандов в виде хорошо образованных кристаллов развиваются минералы, слагающие более позднюю жилу. Иными словами, наблюдается «растекание» более поздней минерализации вдоль зальбандов ранее образованных жил с образованием в последних друзовидных оторочек вдоль зальбандов. Подобные иллюстрации уже приводились авторами (Рундквист, 1964_2, рис. 10; Рундквист, Денисенко, 1967, рис. 1, 5; 1967_2, рис. 2, 3, 7, 8).

---

[1] Наряду с этим устанавливается н более позднее развитие кварца вдоль мелких трещин в кристаллах вольфрамита, пирита, а также образование прозрачных кристаллов кварца в полостях совместно с флюоритом и мусковитом.

4. На метасоматическое развитие рудных минералов, флюорита, топаза, мусковита указывает также отчетливый идиоморфизм кристаллов минералов, растущих вдоль зальбандов. Нередко устанавливается при этом, что идиоморфные шестоватые кристаллы вольфрамита и игольчатые кристаллы висмутина, растущие вдоль зальбандов, располагаются поперек жил даже в тех случаях, когда они единичны и когда такое их расположение не может быть объяснено геометрическим отбором. Поскольку идиоморфизм кристаллов вольфрамита, висмутина, касситерита по отношению к кварцу опровергает предположение о единовременном их росте, остается допустить такое расположение единичных кристаллов как следствие более позднего метасоматического развития их вдоль поперечных трещин или границ кристаллов кварца.

5. Доказательством в пользу метасоматического развития минералов, наблюдаемых вдоль зальбандов, служит также образование резко различных по мощности оторочек мусковита, молибденита, касситерита или других минералов. При этом нередко отмечается определенное соответствие в изменении мощности оторочек с противоположных сторон жил. Такое соответствие трудно объяснить иначе, как метасоматическим развитием минералов от зальбандов вдоль тектонически ослабленной системы направлений, секущих кварц жил.

6. Косвенно доказывают метасоматическое развитие минералов, образующих друзы вдоль зальбандов, факты резко неравномерного распределения минерализации в пределах рудных жил, а также наличие жил с асимметричным строением, в которых друзы или отдельные кристаллы располагаются лишь со стороны одного из зальбандов или даже заходят вдоль систем трещин и замещают вмещающие породы.

Хорошо согласуется с данными о метасоматозе также следующее наблюдение: наибольшей изменчивостью обладают жилы в участках коленообразных изгибов, представляющих собой, естественно, наиболее благоприятные (тектонически ослабленные) места для локализации последующей минерализации.

7. Интересно также, что в маломощных рудных прожилках отдельные минералы (пирит, вольфрамит, топаз и некоторые др.) нередко образуют крупные кристаллы, выполняющие прожилок на том или ином участке по всей мощности. Возникновение подобных крупных кристаллов трудно объяснить с точки зрения простого выполнения полостей. При нарастании кристаллов непосредственно на стенку трещины вряд ли можно себе представить, что за все время их роста до противоположного контакта жилы на нем не происходило зарождения и роста кварца или мусковита, которые более ранние по сравнению с этими кристаллами.

Таким образом, имеется целый ряд наблюдений, указывающих на метасоматический способ образования оторочек и друз кристаллов, растущих от зальбандов жил. Естественно, возникающие при этом метасоматические друзы и щетки кристаллов практически не отличаются от друз, возникающих при нарастании на стенках трещин, поскольку и те и другие, как известно, подчиняются при росте во многом общим закономерностям (Никитин, 1955).

Многие жилы редкометальных месторождений Казахстана обладают характерным параллельно-шестоватым строением. Отдельные кристаллы, цепочки кристаллов и агрегаты минералов — кварца, топаза, вольфрамита, пирита, висмутина, флюорита, мусковита — располагаются в них закономерно: поперек или под углом 60—80° к плоскости зальбандов жил (рис. 32, *н)*. Типичные иараллельно-шестоватые агрегаты I, II и промежуточного типов характерны здесь главным образом для безрудных кварцевых жил и прожилков. В жилах и прожилках с рудной минерализацией обычно устанавливается, что минералы,

участвующие в строении параллельно-шестоватых агрегатов, образовались позднее жильного выполнения, наследовали при замещении кварца вдоль границ индивидов первичное шестоватое строение жил. Характерность такого способа развития рудных минералов в жилах с параллельно-шестоватым строением отмечалась Д. П. Григорьевым (1961).

В качестве доказательств более позднего метасоматического развития пирита, вольфрамита, топаза, мусковита, флюорита в жилах с параллельно-шестоватыми агрегатами кварца можно привести следующие данные.

1. В отличие от кварца все другие минералы, участвующие в строении шестоватых агрегатов, имеют закономерную ориентировку (рис. 33). Индивиды топаза всегда ориентированы *Np* по удлинению; вольфрамит образует свойственные ему пластинчатые кристаллы, вытянутые по (001); пирит наблюдается в виде «елочек» кубических кристаллов, ориентированных L_3 перпендикулярно зальбандам, иногда в виде столбчатых кристаллов, удлиненных по L_4. Подобная закономерная ориентировка минералов при отсутствии зон геометрического отбора вблизи зальбандов не может быть объяснена с точки зрения образования параллельно-шестоватых агрегатов ни первого, ни второго типов.

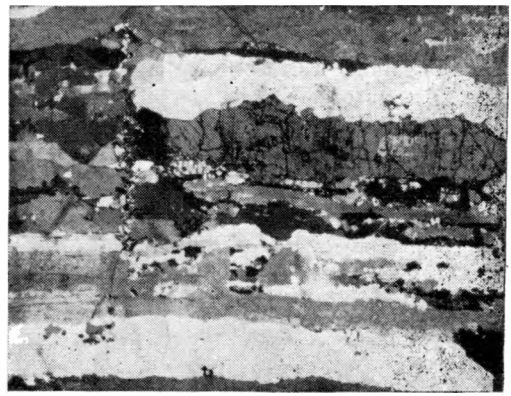


Рис. 33. Параллельно-шестоватый агрегат кварца II типа с кристаллами топаза, ориентированными *Np* по удлинению. Шлиф, николи скрещены, увел. 15. Месторождение Коунрадское, участок Северный, Центральный Казахстан

2. В шлифах устанавливаются признаки избирательного замещения кварца: более поздние минералы развиваются от границ индивидов, причем в силу неодинаковой способности к замещению различно ориентированных индивидов кварца создаются ступенчатые формы кристаллов-новообразований и кристаллы, ограниченные лишь с одной стороны. Характерно также, что многие минералы (например, пирит, вольфрамит) наблюдаются в виде совершенных идиоморфных кристаллов, что противоречит первичному образованию их в параллельно-шестоватых агрегатах.

Шестоватость строения жил редкометальных месторождений создается не только закономерным расположением отдельных индивидов кристаллов, но и характерным расположением агрегатов того или иного минерала, образующих в совокупности шестоватые выделения, вытянутые «цепочки» минералов, параллельные сростки кристаллов, ориентированные поперек жил. Нередко на продолжении одной линии наблюдаются при этом агрегаты нескольких минералов, например пирита, мусковита, флюорита и др. (см. рис. 32, *н)*.

Доказательством метасоматического развития минералов в параллельно-шестоватых агрегатах служат также многочисленные факты, когда одни и те же минералы участвуют в строении шестоватых выделений и здесь же слагают секущие кварц прожилки. Очень характерно при этом развитие таких прожилков вдоль «засечек» в кварце — следов повторных приоткрываний трещин при выполнении их кварцем (рис. 32, о). В целом имеющийся материал, по нашему мнению, свидетельствует о том, что в описываемых редкометальных месторожде-

ниях образование параллельно-шестоватых агрегатов происходило при первичном выполнении трещин кварцем и при последующем метасоматическом развитии минералов вдоль границ индивидов кварца. Ориентированное расположение метасоматических минералов в жилах в этом случае объясняется не законом геометрического отбора, а влиянием физической неоднородности вмещающей среды на рост метакристаллов.

Процессы метасоматического развития минералов при образовании прожилковидных выделений, друз вдоль зальбандов и параллельно-шестоватых агрегатов сопровождаются явлениями перекристаллизации и растворения кварца. О последнем, в частности, свидетельствует обилие мелких друзовых полостей, располагающихся в теле кварцевой жилы как беспорядочно (в центральной части, вдоль зальбандов), так и вдоль систем кососекущих кварц трещин. В таких полостях наблюдаются прозрачные, нередко зональные кристаллы флюорита, кристаллографически правильные кристаллы пирита, вольфрамита, кальцита. В жилах, сложенных параллельно-шестоватыми агрегатами кварца, полости выщелачивания обычно приурочиваются к границам кварцевых индивидов, реже они развивались в центральной и призальбандовых частях.

Таким образом, для грейзеновых месторождений Центрального Казахстана по особенностям строения могут быть выделены три типа кварцево-рудных жил, формирующихся по схеме выполнение + замещение. Это: а) жилы с массивным кварцем и «цепочечным» расположением более поздних минералов и агрегатов вдоль систем трещин; б) жилы с вторичными (метасоматическими) друзами вдоль зальбандов и в) жилы с поперечно-шестоватыми агрегатами, в которых кварц образует первичные текстуры (I или II типов), а более поздние минералы — ориентированные кристаллы вдоль границ индивидов кварца.

б. Месторождения Урала

Морфология кварц-вольфрамитовых, кварц-редкометальных жил грейзеновых месторождений Урала, а также строение жил, резко отличаются от охарактеризованных жил Казахстана. Для жил Урала характерны сложные четковидные, линзообразные формы, зеркала скольжения на контактах, разветвления на многочисленные апофизы (образование жил типа «конского хвоста»), наличие затащенных рассланцованных обломков вмещающих пород. Все эти особенности указывают на их формирование первоначально в трещинах отрыва, вдоль которых в последующем неоднократно проявлялись сдвиговые смещения, приводящие к образованию сколовых систем трещин (Рундквист, 1964_{12}).

При рассмотрении строения кварц-вольфрамитовых жил Карасьевского, Юго-Коневского, Боёвского, Пьянковского, Игишанского, Берсуатского, Елизаветинского месторождений и рудопроявлений обращает на себя внимание тот факт, что большая часть минералов (вольфрамит, флюорит, шеелит, мусковит, пирит и др.) располагается в жилах в виде агрегатов кристаллов, прожилков, тонких примазок и неправильных обособлений, отчетливо контролирующихся трещинами, секущими массы молочно-белого сливного кварца (рис. 32, n). В связи с этим перечисленные минералы распределяются в жилах крайне неравномерно: в одних случаях они развиты преимущественно вдоль зальбандов жил, в других — образуют скопления в местах пережимов или выклиниваний.

Приуроченность большей части минералов к трещинам, секущим жильный кварц, наиболее отчетливо проявлена на Карасьевском месторождении. На

рис. 32, *п* приведена зарисовка типичного строения кварц-вольфрамитовой жилы этого месторождения. Рудные минералы (вольфрамит, сульфиды, шеелит) и жильные (флюорит и мусковит) слагают довольно выдержанные по простиранию тонкие прожилки, секущие молочно-белый кварц жилы. Мощность прожилков колеблется от 1 до 5 *мм* (редко достигают 10 *мм),* их протяженность составляет 15—20 *см*. Помимо таких прожилков в кварце наблюдаются полосы замутнения и примазки мусковита, также располагающиеся вдоль тончайших секущих жилы трещин.

На Юго-Коневском месторождении приуроченность минералов к трещинам, секущим кварц, проявляется в образовании аналогичных маломощных прожилков, а также в преимущественном расположении кристаллов и минеральных агрегатов от зальбандов к центру жил не под прямым углом, как это обычно наблюдается при выполнении трещин, а косо — под углом 30—40—50°.

Аналогичное строение характерно и для других жил района; так, известны мелкие кварцевые жилы, в которых пластинчатые кристаллы мусковита и удлиненные и уплощенные кристаллы флюорита, пирита и других минералов расположены вдоль двух систем трещиноватости кварцевых масс — параллельно зальбандам и косо, под углом к ним. Во всех случаях трещины, к которым приурочены минералы в кварцевых жилах, по-видимому, ограничивались их зальбандами, так как за пределами жил рудная минерализация практически не наблюдается.

Перечисленные факты позволяют заключить, что первоначально кварцевые жилы были безрудными и что все минералы (вольфрамит, шеелит, сульфиды, мусковит, флюорит и др.) образовались позднее, отлагаясь в кварцевых массах вдоль систем трещин. Ориентировка таких трещин довольно закономерна и также однозначно увязывается с направлением сдвиговых смещений. Все прожилки и удлиненные агрегаты развиваются в жилах под острым углом к направлениям смещений. Эту закономерность в расположении прожилков в теле кварцевых жил удается установить для Карасьевского и Юго-Коневского месторождений как непосредственно в забоях горных выработок, так и в отдельных образцах, взятых по всей мощности рудных жил (рис. 34).

Можно отметить также и другие особенности морфологии и закономерностей расположения таких прожилков: во-первых, прожилки часто имеют S-образный изгиб, во-вторых, устанавливается, что чем отчетливее выражены зеркала скольжения и чем мощнее зоны дробления, тем тоньше и резче секущие трещины и тем более острый угол с направлением смещений они образуют. Помимо главных трещин, которым подчиняется расположение минеральных агрегатов в кварц-вольфрамитовых жилах, наблюдается система более мелких секущих трещинок, устанавливаемых по полосам замутненности кварца, обесцвечиванию флюорита, тончайшим «примазкам» мусковита и ориентировке единичных кристаллов вольфрамита и ряда других минералов.

Из сказанного можно сделать вывод, что установленная взаимосвязь между направлением сдвиговых смещений вдоль жил и ориентировкой секущих трещин, обусловившая положение прожилков, свидетельствует о возникновении трещин при сдвигах. Приуроченность бо́льшей части рудных и нерудных минералов в жилах к этим системам трещин указывает на проявление сдвигов в процессе формирования рудных жил.

Одной из особенностей внутреннего строения кварц-вольфрамитовых жил описываемых месторождений является широкое развитие структур перекристаллизации, катаклаза, а также признаков пластических деформаций кристаллов, и зерен минералов, в первую очередь жильного кварца. Действительно,

кварц претерпел наиболее сильные метаморфические преобразования, он гранулирован и перекристаллизован в тонкозернистые, струйчатые, полосчатые агрегаты зерен. Сравнивая структуру агрегатов кварца из жил или участков жил, вдоль которых сдвиговые смещения не проявлялись, и из участков с интенсивно проявленными смещениями вдоль зальбандов, можно последовательно восстановить все стадии перехода от крупнозернистых агрегатов (с размером зерен до 5—6 *см* и иногда более) к тонкозернистым полосчатым разностям.

Перекристаллизация, катаклаз и пластические деформации более поздних минералов (кристаллы полевых шпатов, вольфрамита, шеелита, пирита) выражены значительно менее отчетливо. Обычно устанавливается только дробление, трещиноватость и изгиб кристаллов этих минералов.

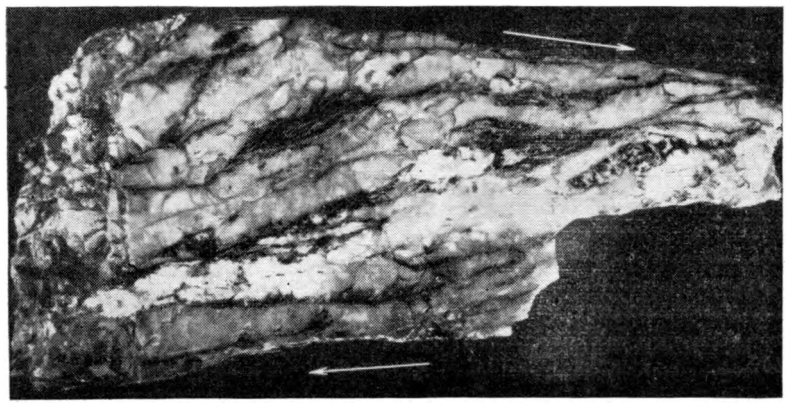


Рис. 34. Приуроченность флюорита, мусковита, шеелита, пирита и других минералов к трещинам, секущим кварцевую массу. Образец взят ио всей мощности жилы. Направление смещений боковых пород, устанавливаемое по бороздам скольжения на зальбандах жилы, отмечено стрелками. Юго-Коневское месторождение, Урал

Отсутствие признаков перекристаллизации вольфрамита, шеелита, пирита и ряда других минералов, приуроченных, как указывалось выше, к системам секущих трещин, опровергает предположение, что такое размещение минералов в жилах происходит вследствие перераспределения при перекристаллизации в процессе послерудных подвижек и доказывает синхронность проявления сдвиговых нарушений и редкометальной минерализации. К такому же заключению о синхронности сдвигов и развития минерализации можно прийти, рассматривая ориентировку некоторых минералов, развитых в пределах прожилков, секущих кварц.

Особенность расположения минералов в пределах секущих прожилков выражается в том, что пластинчатые и шестоватые кристаллы всегда ориентированы в плоскости трещин. Вследствие этого плоскости трещин, как уже отмечалось, имеют вид зеркал скольжения с плоско расположенными чешуйками мусковита, а также удлиненными зернами других минералов. При более детальном изучении выявляется, однако, что чешуйки мусковита и удлиненные кристаллы лежат не строго в плоскости трещин, а ориентированы к ним под острым углом. Так, чешуйки мусковита, обладающие плоскостной ориентировкой типа S-тектонита, располагаются вдоль секущих трещин кулисообразно,

закономерно перекрывая друг друга, косо (10—15°) по отношению к осевой плоскости трещины. Аналогично располагаются и удлиненные кристаллы различных минералов, представленные параллельно-шестоватым агрегатом с линейной ориентировкой (S-тектонит), в котором основание каждого кристалла перекрыто вершиной соседнего. Оси удлинения кристаллов, лежащие в плоскости секущих трещин, при этом, как правило, параллельны проекции борозд скольжения на плоскость секущих трещин. Эти же закономерности в ориентировке отмечаются и для минералов, развитых в плоскостях зеркал скольжения вдоль зальбандов рудных жил. Нельзя не заметить следующее: в ориентировке этих минералов как бы в миниатюре повторяется та же закономерность, которая была отмечена выше для расположения секущих жилок — минералы ориентированы в первом приближении параллельно друг другу, но на самом деле под острым углом в плоскости секущих трещин.

Все характерные особенности морфологии и строения кварц-вольфрамитовых жил месторождений Урала: определенная ориентировка секущих жильный кварц прожилков и кристаллов минералов в них указывают на развитие оруденения не в первоначальный период выполнения трещин отрыва, а позднее при проявлении вдоль уже созданных жил сдвиговых нарушений и образований в раннем кварце сколовых оперяющих трещин, контролировавших размещение метасоматической минерализации.

в. Месторождения Калба-Нарыма

Процессы метасоматического развития минерализации в оловянно-вольфрамовых и редкометальных жильных месторождениях Калба-Нарыма проявлены не менее отчетливо, чем в месторождениях Казахстана и Урала. Для месторождений и рудопроявлений северной части Калба-Нарымской зоны (Убинско-Каиндинская группа) характерны те же особенности минерального состава и строения, которые были отмечены для месторождений Казахстана. Для месторождений и рудопроявлений южной части (Нарымская часть зоны) — Ленинского, Осиновского, Чебундинского и др., характерны своеобразные кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы. Рассмотрим их строение несколько подробнее.

Жилы представляют собой полосчатые тела, сложенные чередующимися полосами кварца и микроклина, которые пересекаются радиально-лучистыми и поперечно-шестоватыми агрегатами турмалина, слюд и других минералов. Подобное строение жил возникает в результате совмещения в единых трещинах ранних пегматит-аплитовых тел, последующих безрудных кварцевых жил и прожилков и более поздней метасоматической минерализации — турмалина, слюд, касситерита, позднего альбита, арсенопирита. На рис. 35, *а* дан пегматит-аплит, пересеченный несколькими генерациями кварцевых прожилков, с метакристаллами турмалина, развивающимися как в кварцевых прожилках, так и в полевошпатовых зонах жилы пегматит-аплита (рис. 35, б).

В конечном итоге возникают жилы, в которых турмалин и другие более поздние минералы образуют системы прожилковидньтх выделений вдоль границ разных генераций кварцевых прожилков и своеобразные параллельные пластовые агрегаты внутри прожилков, аналогичные описанным выше (рис. 36). Характерно расположение индивидов турмалина в таких агрегатах. Как и в уральских и казахстанских месторождениях, турмалин здесь образует индивиды субпараллельных кристаллов, ориентированных L_3 не строго перпендикулярно к зальбандам прожилков, а под углом 70—80° (рис. 37).

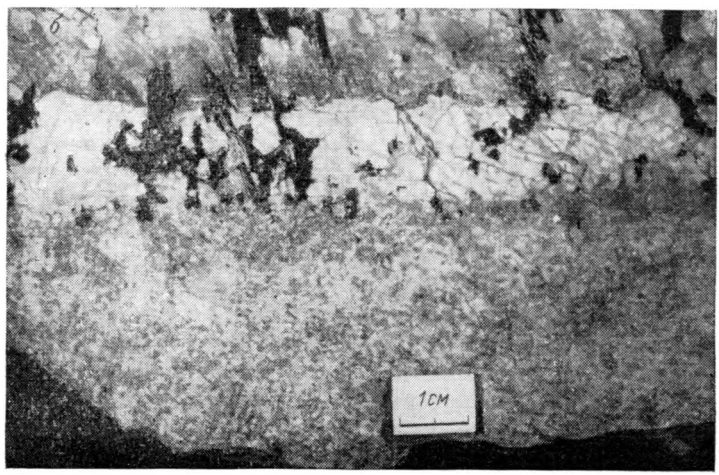


Рис. 35. Пегматит-аилитовая жила с параллельными прожилками кварца и метакристаллами турмалина (черное), пересекающими как кварцевые прожилки (а), так и полевошпатовые зоны пегматит-аплита (б). Месторождение Ленинское, Калба-Нарым

На основании изучения кварц-турмалин-полевошпатовых жил Калба-Нарымской зоны можно сделать вывод о длительности формирования этих тел. Можно выделить процессы первоначальной кристаллизации аплитовых тел, их перекристаллизации, затем пересечение их многочисленными генерациями

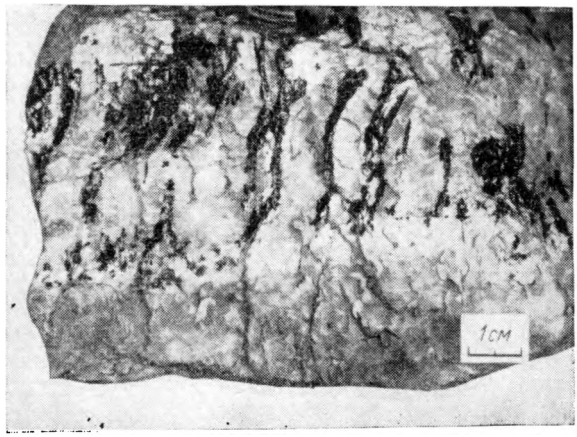


Рис. 36. Параллельно-шестоватые агрегаты кварца, полевого шпата и турмалина. Месторождение Ленинское, Калба-Нарым

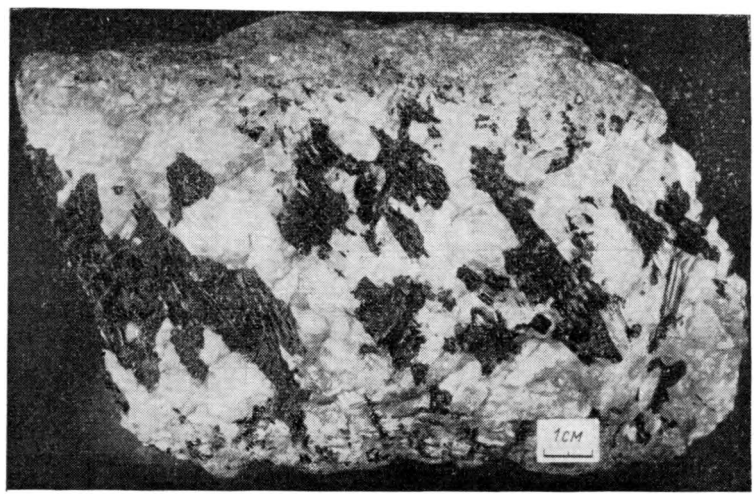


Рис. 37. Субпараллельное расположение индивидов турмалина в кварц-турмалиновых параллельно-шестоватых агрегатах. Месторождение Ленинское, Калба-Нарым

кварцевых прожилков и жил, замещение аплитовидной части жил кварцем. Далее происходит развитие в возникших кварц-полевошпатовых телах более поздней метасоматической минерализации — слюд, турмалина, единичных кристаллов касситерита, поздних полевых шпатов, арсенопирита, наследующих исходное неоднородное строение жил.

г. Месторождения Алтая

Признаки метасоматического развития главных рудных минералов, а также сульфидов и нерудных (мусковита, флюорита, позднего полевого шпата) наблюдались авторами в жилах Колыванского и Белорецкого месторождений. По особенностям строения жилы Белорецкого месторождения практически не отличаются от охарактеризованных жил Центрального Казахстана. Следует подчеркнуть лишь предельно отчетливое метасоматическое развитие в жилах мусковита, образующего крупночешуйчатые агрегаты вдоль зальбандов, вдоль

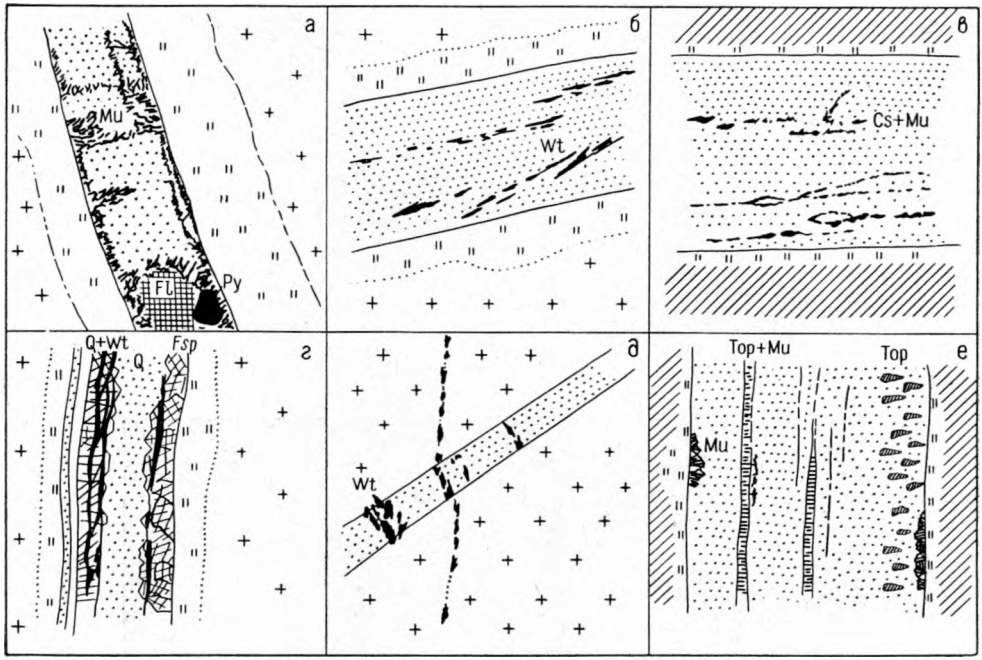


Рис. 38. Признаки метасоматического развития минералов в кварцевых жилах некоторых месторождений

***а* — Белорецкое, Алтай; б — Колыванское, Алтай; *в* — Ононское, Восточное Забайкалье; *г, д* — Спокойное, Восточное Забайкалье; *е* — Этыкинское, Восточное Забайкалье**

секущих кварц трещин (рис. 38, а), а на отдельных отрезках, нацело замещающих кварц жильного выполнения вплоть до образования так называемых слюдяных «пробок».

Не вызывает сомнений также метасоматическая природа молибденита и сульфидов в наиболее ранних генерациях «полосчатых» кварцевых прожилков, аналогичных по строению жилам и прожилкам Восточно-Коунрадского месторождения. При изучении кварц-вольфрамитовых жил Колыванского месторождения также выявляются многие признаки метасоматического развития минералов в кварце. Так, вольфрамит здесь образует таблитчатые кристаллы, располагающиеся «цепочками» и прожилками в теле жилы (рис. 38, б). Часто в этих же секущих кварц «прожилках» устанавливаются примазки молибденита и сульфидов (халькопирита, пирита, блеклых руд, галенита). Харак-

терно также метасоматическое развитие в жилах мелких зерен граната, развивающихся вдоль более поздних трещинок, пересекающих в том числе и кристаллы вольфрамита.

д. Месторождения Забайкалья

Авторы имели возможность посетить ряд месторождений Восточного Забайкалья, в пределах которых известны рудные жилы с минерализацией грейзенового типа — Ононское, Спокойное, Букукинское, Этыкинское, Шерловогорское, Дедовогорское, Хапчерангинское, Тарбальджейское.

В жилах всех этих месторождений выявляются многочисленные признаки, свидетельствующие о сложной «длительной» истории формирования рудных жил, многократном приоткрывании трещин, совмещении в них минерализации резко различных периодов минералообразования, об интенсивных процессах преобразования кварца жильного выполнения, метасоматическом развитии в жилах подавляющей части рудных минералов.

Так, в пределах Ононского касситеритового месторождения, в отвалах старых выработок можно увидеть, что для кварц-касситеритовых прожилков и жил, сложенных серовато-белым кварцем, характерно неравномерное распределение мусковита, касситерита, пирротина, пирита, сфалерита. Все эти минералы в однних образцах жил тяготеют к зальбандам, в других развиваются в центральной части жил вдоль зон перекристаллизации и выщелачивания кварца. Касситерит, нередко в виде хорошо ограненных кристаллов, тесно ассоциирует с крупночешуйчатым мусковитом, образует совместные струйчатые и прожилковидные выделения преимущественно вдоль продольных (по отношению к зальбандам) трещин (рис. 38, *в)*.

При изучении минерализации Спокойного месторождения выделяется несколько генераций различных по строению жил и прожилков — своеобразные кварц-альбитовые прожилки, прожилки и жилы с дымчатым кварцем и редкометальной минерализацией и основные кварц-вольфрамитовые жилы, прослеживающиеся в куполе гранита и в породах кровли на сотни метров. В основных системах кварцевых жил отчетливо проявляется более позднее метасоматическое развитие вольфрамита, жильбертита, флюорита от систем параллельных и поперечных трещин в кварце. В подземных выработках была встречена интересная кварц-полевошпатовая жила, пересеченная системой параллельных кварц-вольфрамитовых прожилков (рис. 38, г). В карьере наблюдаются многочисленные кварц-вольфрамитовые прожилки, причем местами можно установить, что кристаллы вольфрамита развиваются, пересекая контакт прожилков (рис. 38, *д)*. В участках, где кварц-вольфрамитовые прожилки пересекают полосчатые граниты — «штокшейдеры» или системы более ранних безрудных кварцевых прожилков, наблюдается «растекание вольфрамита» — кристаллы и агрегаты вольфрамита появляются среди кварц-полевошпатовых полос и в более ранних безрудных прожилках «штокшейдеров».

Основные рудные жилы Букукинского месторождения имеют сложное полосчатое строение, свидетельствующее о многократных приоткрываниях трещин, совмещении минерализации разновременных периодов образования и о метасоматическом развитии вольфрамита, флюорита, пирита, сфалерита, халькопирита позднее жильного кварца. «Прослои», слагающие полосчатые жилы, обладают резко различным строением: сложенные кварцем с сульфидами — массивным строением, кварц-вольфрамитового состава — обычно друзовидным и параллельно-шестоватым. Распределение кристаллов

вольфрамита, растущих от зальбандов, резко неравномерное; во многих образцах проявляется отчетливая приуроченность их к системам секущих кварц трещин.

Характерны также жилы с параллельно-шестоватым строением, аналогичным для жил Казахстана, т. е. с незакономерным удлинением шестоватых индивидов кварца и закономерной ориентировкой кристаллов вольфрамита и пирита.

В пределах Букукинского месторождения устанавливается многократное образование кварца и сопутствующей ему минерализации в жилах разных генераций. Многие из них имеют параллельно-шестоватое строение II типа, что указывает на выполнение жил кварцем со скоростью, соизмеримой с их приоткрыванием. Параллельно-шестоватые агрегаты в одних участках жил ориентированы перпендикулярно зальбандам, но в большинстве случаев под некоторым углом (~ 70—80°). Такое «косое» расположение агрегатов однозначно увязывается с направлением перемещения стенок жил во время приоткрывання (рис. 39). В целом для таких жил может быть установлена следующая история развития.

Рис. 39. Сочленение ранней кварц-мусковитовой жилы с кварц-вольфрамит-пиритовыми прожилками. Обр., $1/4$ нат. вел. Месторождение Букукинское, Восточное Забайкалье

1. Образование безрудной кварцевой жилы с оторочкой мусковита вдоль горизонтальной (на рисунке) трещины (А).

2. Приоткрывание поперечных трещин (Б, В) и образование параллельно-шестоватых агрегатов кварца. На рис. видно, что В — следствие приоткрывания стенок не под прямым, а под косым углом (это устанавливается по увеличению мощности жилы А, сравни a_1 ,a_2, a_3), образуются наклоненные параллельно-шестоватые агрегаты.

3. Развитие в параллельно-шестоватых агрегатах и частично в ранней кварцевой жиле метасоматических кристаллов вольфрамита и пирита, наследующих текстуру исходного кварца.

Таким образом, эти наблюдения свидетельствуют, по нашему мнению, о формировании жил Букукинского месторождения в открытых полостях и широком распространении процессов последующей переработки и метасоматического замещения кварца более поздними минералами.

При посещении Этыкинского жильного месторождения также обращает на себя внимание полосчатое строение кварц-топаз-мусковитовых жил. Однако в отличие от предыдущих исследователей (Левицкий, Аристов и др., 1963) авторам представляется интересным подчеркнуть следующее обстоятельство: наряду с симметрично-полосчатыми жилами с закономерным чередованием полос топаза (растущих непосредственно от зальбандов), далее касситерита, мусковита и кварца (в осевой части), встречаются многополосчатые жилы,

снабженные несколькими прожилковидными обособлениями топаза, мусковита и касситерита внутри тела кварцевой жилы (рис. 38,е). Такие жилы свидетельствуют о наложении на кварц более поздней топаз-касситерит-мусковитовой минерализации. Кроме того, для жил характерны небольшие полости выщелачивания кварца, ориентированные параллельно и перпендикулярно контактам, в некоторых из которых наблюдаются кристаллы топаза, флюорита, пирита.

Наконец, для жил характерны «висячие» друзы, «розетки» и «солнца» кристаллов и многие другие признаки, трудно объяснимые с точки зрения выполнения и естественные при формировании жил по схеме выполнение + замещение.

Признаки, аналогичные приведенным на рис. 32, устанавливаются и при ознакомлении с жилами других оловянных и вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья — Дедовогорским, Хапчерангинским, Тарбальджейским.

Таким образом, заканчивая рассмотрение отдельных примеров проявления процессов метасоматического развития минерализации в рудных жилах грейзеновых месторождений различных регионов Союза, можно прийти к выводу о том, что формирование жил по схеме — первоначальное образование практически безрудных кварцевых жил и последующее развитие в них рудной минерализации — явление не частное, а общее, широко распространенное в жильных месторождениях различных регионов. Об этом же свидетельствуют и данные о метасоматическом развитии рудной минерализации в жилах Иультинского месторождения Северо-Востока (Зильберминц, 1966), кварц-касситеритовых и кварц-вольфрамитовых жил месторождений Африки (Varlamoff, 1950, 1952), Юго-Восточной Азии (Davis, 1958, 1961), Рудных гор (Stemprok, 1961), Аппалачей (Glass a. o., 1958).

Данные, имеющиеся в опубликованной литературе, а также приведенный выше фактический материал позволяют заключить, что в настоящее время намечается такое же преобразование взглядов на генезис кварцево-рудных жил грейзеновых месторождений, какое произошло ранее, после работ Д. С. Коржинского, А. Н. Заварицкого и В. Д. Никитина для пегматитовых жил и работ Н. В. Петровской для кварц-золоторудных жил. Для кварц-сульфидных жил подобная точка зрения, как известно, уже давно получила распространение, она обосновывалась, в частности, еще в 1923 г. С. Д. Хьюлиным, который указывал, что многие жилы этого типа также формируются в два тесно связанных периода — первоначально безрудного кварца и позднее — метасоматической сульфидной минерализации. На недооценку явлений метасоматоза при формировании рудных жил указывал также в своей последней работе А. В. Королев (1963). При учете процессов метасоматоза в жилах — формирование их по схеме: выполнение + замещение — резко изменяется представление о последовательности минералообразования.

При этом самое главное то, что порядок выделения минералов, как выясняется, становится при учете явлений метасоматоза практичэски тождественным последовательности формирования метасоматических пород. Считавшаяся ранее безусловной общая последовательность образования минералов в жилах, устанавливаемая по порядку «нарастания» минералов на стенки трещин от «ранних» минералов — слюд, топаза, вольфрамита, образующих обычно друзы вдоль зальбандов, до позднего кварца, преобладающего в осевой части жил [1], изме-

[1] На основании представлений В. Линдгрена, В. Эммонса, А. Е. Ферсмана и др.. А. А. Сауков (1966) для рудных жил намечал следующую общую последовательность развития спутников халькофильных минералов: «биотит, циннвальдит, берилл, мусковит, топаз, кварц, флюорит, карбонаты, серицит, барит, каолинит . . .». Здесь последовательность первых шести минералов, включая кварц, по существу, обратна отмечаемой нами.

няется на обратную последовательность: от раннего безрудного кварца к более поздним рудным и нерудным минералам, замещающим кварц от зальбандов и осевых «швов» жил, вдоль границ зерен, закономерно ориентированных микротрещин, сохраняющихся полостей.

Одним из наиболее ранних минералов, образующихся после кварца, является в жилах грейзеновых месторождений топаз, местами еще продолжавший свободную кристаллизацию в полостях, нарастающий на головки кристаллов кварца в осевой части жил, местами развивающийся метасоматически вдоль границ индивидов кварца или зальбандов. Основная масса флюорита и мусковита образуется в жилах обычно позднее топаза, что устанавливается по замещению топаза мусковитом и флюоритом, местами с образованием псевдоморфоз, а также по приуроченности мусковита и флюорита к системам трещин, пересекающим кристаллы кварца и топазовые агрегаты. Наряду с этим мусковит нарастает на головки кристаллов в полостях, разъедает кварц вдоль стыка индивидов, развивается от зальбандов, образуя оторочку мусковита по границам жил. Совместно с мусковитом и флюоритом развиваются пирит, иногда молибденит и др. Период образования мусковита в жилах длительный, устанавливаются различные генерации мусковита: от крупночешуйчатого, относительно раннего, до тонкочешуйчатого позднего; флюорит получает широкое развитие, выделяясь совместно с поздним мусковитом.

В большинстве рудных жил типичных грейзеновых месторождений относительно поздним минералом, как мы видим, является калиевый полевой шпат (ортоклаз — микроклин), замещающий все ранее образованные парагенезисы. При замещении кварца возникают кварц-полевошпатовые жилы или участки жил пегматитовой текстуры, местами нацело полевошпатовые блоки. Вследствие частичного замещения полевым шпатом в таких участках не только жил, но и вмещающих пород, возникают резкие «раздувы», «тупые» выклинивания жил, границы жил становятся неправильными, извилистыми. Полевой шпат в свою очередь замещается поздними слюдами, иногда альбитом. Кварц в ходе длительной истории гранулируется, перекристаллизовывается, растворяется; вдоль трещин возникают мелкие полости с регенерированными кристаллами.

В целом общая последовательность развития основных минералов и парагенезисов в жилах (кварц, топаз, мусковит + флюорит, калиевый полевой шпат) соответствует последовательности развития метасоматических процессов во вмещающих породах с тем лишь отличием, что минерализация в жилах начинается не со щелочных процессов калишпатизации и альбитизации, а с периода максимальной кислотности (развитие кварца) и происходит на фоне непрерывного возрастания щелочности, т. е. соответствует лишь одной «восходящей» ветви процесса.

4. О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЛОЖНЫХ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ЖИЛ И ПРОЖИЛКОВ

Установление факта метасоматического развития минерализации в жилах и прожилках выполнения приводит к заключению о необходимости пересмотра возрастных критериев, которыми обычно пользуются для установления очередности развития прожилков и жил.

При анализе последовательности минералообразования и развития структур рудных полей в кварцево-жильных, штокверковых грейзеновых месторождениях значительную трудность представляет интерпретация участков

пересечений рудных жил и прожилков. Дело в том, что простые пересечения жил одного минерального состава жилами другого состава с соответствующим смещением более ранней жилы на величину, пропорциональную мощности более поздней и обратно пропорционально тангенсу угла их встречи, наблюдаются относительно редко и характерны только для пересечения жил резко различного состава разновозрастных стадий или даже этапов минерализации. В большинстве же случаев при изучении этих месторождений приходится иметь дело с относительно близкими по времени образования жилами, мало отличающимися по минеральному составу. При документации пересечений таких жил часто обращает на себя внимание несоответствие между морфологией жил в участках пересечений и их минеральным составом: по особенностям морфологии, относительным смещениям, раздувам, изгибам можно заключить об одной последовательности их развития, а по деталям внутреннего строения и минерального состава — часто о другой и даже противоположной. В результате, при картировании жильных полей обычно приходят к выводу о невыдержанности соотношений рудных жил различных систем направлений и, как следствие этого, об одновременном развитии многих систем трещин.

В качестве иллюстрации приводим несколько типичных примеров соотношений рудных жил и прожилков в месторождениях Центрального Казахстана — Нура-Талдинском, Караобинском и Коктенкольском (рис. 40). Аналогичные приведенным соотношения характерны и для месторождений Джанет, Северный Коунрад, Акмая и др.

Рис. 40, а иллюстрирует широко распространенный случай. Судя по морфологии жил в участке пересечения, вертикальная (мощная) жила сечет со смещением крутопадающую, а по характеру минерализации, в частности по распределению молибденита в жилах, соотношения обратные: чешуйки молибденита прослеживаются в вертикальной жиле на продолжении простирания крутопадающей. При этом какого-либо обеднения молибденитом в последней жиле вблизи пересечения не устанавливается; формы и размер чешуек молибденита, расположение его струйками, цепочками и прожилковидными выделениями, секущими кварц, сохраняются одинаковыми как в крутопадающей, так и в вертикальной жилах. Кварц в участке пересечения образует неравномернозернистый гранобластовый агрегат, лишенный признаков друзовидного строения. В то же время в удалении от места пересечений в вертикальной жиле сохраняются реликты шестоватого строения.

На рис. 40, б показан несколько отличный случай. Судя по морфологии, жилы возникли при одновременном приоткрывании двух систем трещин, по характеру же минерализации они существенно отличаются. При этом создается впечатление, что мусковит-топазовая маломощная жила с висмутином пересекается кварц-пирит-вольфрамитовой крутопадающей жилой, поскольку топаз — главный минерал маломощной жилы — отсутствует в участке пересечения. В то же время на продолжении маломощной жилы в участке пересечения наблюдаются крупные (до 2—3 *см)* радиально-лучистые сростки висмутина, отсутствующие в крутопадающей жиле на удалении от пересечения. Мусковит ведет себя отлично и от топаза, и от висмутина: он образует оторочки вдоль зальбандов обеих жил.

На рис. 40, *в* изображен третий характерный случай: по особенностям морфологии жилы разновременны — крутопадающая пересекает со смещением вертикальную, а по составу и строению минеральных агрегатов жилы однотипны. При более внимательном рассмотрении выявляется, что крупные кристаллы пирита располагаются в участке пересечения таким образом, что одной

своей частью находятся в пределах предполагаемого контура крутопадающей жилы, другой — в вертикальной жиле. Мусковит, флюорит, молибденит и единичные кристаллы вольфрамита, образующие устойчивый парагенезис, развиваются в виде отчетливо секущих и цементирующих кварц прожилков, переходящих непрерывно из тела одной жилы в другую. Кварц, местами сохраняющий реликты шестоватого строения, в шлифах во всех случаях (даже при сохранении правильной внешней огранки отдельных кристаллов) представлен неравномерным полосчатым агрегатом гранобластовой структуры.

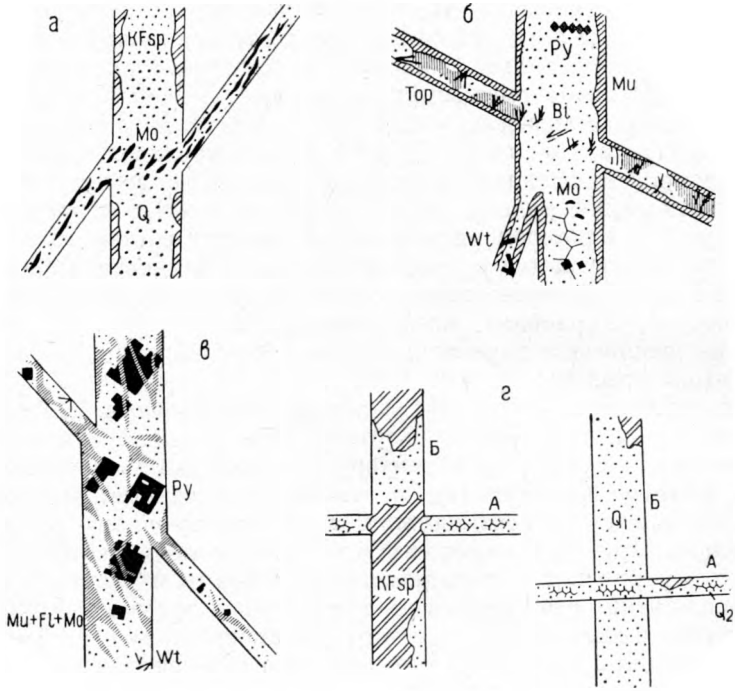


Рис. 40. Характерные случаи сложных соотношений жил

Схематические зарисовки: *а* — образца, уменьшено в 2 раза, месторождение Коктенколь; б — северной стенки восточного квершлага, вторая жила к востоку от жилы 39, в — кровли рассечки из западного квершлага по жиле 19 (б, *в* — масштаб 1 : 20, месторождение Нура-Талдинское, горизонт 60 .м); г — двух сторон одного и того же штуфа, уменьшено в 2 раза, месторождение Караобинское

На рис. 40, г представлены две стороны одного и того же образца. С одной стороны штуфа наблюдается отчетливое пересечение прожилка А прожилком Б, с противоположной стороны соотношения обратные. Истинное соотношение прожилков выявляется на той из сторон образца, где в участке пересечения удается наблюдать исходное друзовое строение более позднего маломощного прожилка. Подобные случаи сложных и противоречивых соотношений жил в рассматриваемых месторождениях многочисленны.

Следует отметить, что в большинстве случаев описанные в литературе примеры сложных соотношений (Барабанов, 1961; Фирсов, 1959 и др.) объясняются исследователями разновременностью заложения трещин и их приоткрывания. Однако в приведенных выше случаях подобное объяснение недостаточно. На основании явлений перекристаллизации кварца, типично метасоматических форм выделения минералов (например, метакристаллы пирита

на рис. 40, в), развития преобладающей части минерализации в жилах вдоль систем трещин, непосредственно продолжающихся из одной жилы в другую (рис. 40, *а*—в), и по ряду других признаков естественно предположить, что рассмотренные соотношения возникли вследствие более позднего метасоматического развития минерализации, затушевавшей соотношения ранее образовавшихся жил выполнения.

Исходя из таких представлений, пересечение на рис. 40, *а* можно объяснить развитием поздней метасоматической молибденовой минерализации по более ранней кварцевой жиле; на рис. 40, *б* — наложением минерализации (в частности, висмутина) лишь по одной из двух исходно единовременных кварцевых жил; на рис. 40, *в* — единовременным развитием метасоматической минерализации (пирита, мусковита, флюорита, молибденита и др.) по исходно разновременным кварцевым жилам [1]. Аналогичным образом могут быть объяснены и многочисленные соотношения жил и прожилков, приведенные в работах Г. Н. Щербы (1960 и Г. Н. Щербы и др. (1964).

В связи с вышесказанным следует особо отметить осложнения пересечений жил и прожилков в участках развития в них калиевого полевого шпата (рис. 40, г). Метасоматическое развитие в жилах позднего калиевого полевого шпата — явление, характерное для редкометальных высокотемпературных жил — отмечалось в работах Ф. В. Чухрова (1960), В. Ф. Барабанова (1961), М. Штемпрока (Stemprok, 1964_2), И. Г. Павловой (1967) и др. Период развития поздних процессов микроклинизации обычно несколько обособлен во времени от процессов формирования кварцевых жил и образования в них главной рудной редкометальной минерализации. В результате в жилах и прожилках различных систем калиевый полевой шпат развивается вне зависимости от их последовательности формирования и приводит к образованию в жилах однотипных блоков пегматоидного строения. При этом исходные соотношения жил оказываются нацело затушеванными. Как показано М. Штемпроком (Stemprok, 1964_2), такие соотношения нередко трактовались как непосредственные переходы пегматитов в рудные жилы.

Таким образом, вследствие развития в жилах и прожилках выполнения метасоматической минерализации морфология жил в участках пересечений отражает лишь первичную историю заложения и приоткрывания трещин, а внутреннее строение — последующее преобразование исходных соотношений. Основные случаи пересечений и сочленений с учетом метасоматического развития минерализации сведены в табл. 9 (Рундквист, Денисенко, 1967_1).

Из сказанного вытекает ряд следствий, имеющих практическое значение.

а. Наиболее перспективны в пределах рудных полей жилы, сложенные массивным серым перекристаллизованным кварцем с признаками развития более поздней рудной метасоматической минерализации.

б. Как следствие метасоматического развития рудной минерализации распределение последней в кварцевых жилах во всех случаях должно быть резко неравномерным. В этом отношении заключения о «безрудности» жил не могут основываться на единичных пробах или отдельных пересечениях жил скважинами.

в. Следует иметь в виду, что в равной степени рудоносными в пределах жильных полей могут быть жилы различных систем и различного возраста —

---

[1] Более детальное рассмотрение различных случаев пересечений жил и прожилков приведено в статьях (Рундквист, Денисенко, 1967; 1967_2).

Таблица 9

Различные случаи пересечений

Очередность приоткрывания и выполнения	Развитие метасоматической минерализации
1. Пересечение жилы А жилой В	а) единовременное в жилах А и В (случай пересечения — сочленения) б) только по более ранней жиле (ложное пересечение) в) только по более поздней жиле (пересечение)
2. Сочленение вследствие единовременного приоткрывания жилы А и В	а) единовременное в жилах А и В (случай сочленения) б) только по одной из жил (ложное пересечение)

все жилы, в которых возможно было подновление трещин и поступление более поздних растворов. В этом отношении устанавливаемая обычно при структурном анализе первичная последовательность заложения и развития различных систем трещин имеет второстепенное значение по сравнению с особенностями проявления внутрирудной тектоники.

г. Необходимо принимать во внимание, что рудная минерализация, метасоматически развивающаяся в жилах, может замещать и вмещающие породы, образовывая самостоятельные оруденелые зоны в стороне от жил.

* * *

Подытоживая приведенное описание рудных жил и прожилков грейзеновых месторождений, можно сформулировать следующие выводы.

1. При формировании рудной минерализации в жилах грейзеновых месторождений процессы метасоматоза имели ведущее значение.

2. История формирования жил длительная и сложная, с многократным наложением более поздних минеральных парагенезисов на более ранние, с широким развитием процессов перекристаллизации и растворения.

3. При развитии процессов метасоматоза, перекристаллизации и растворения могут возникнуть жилы, по строению практически не отличающиеся от типичных жил выполнения: с прямолинейными и резкими контактами, с друзами кристаллов, растущих от зальбандов к центру жил, с параллельно-шестоватыми агрегатами, с ложными признаками повторных приоткрываний, с полостями в центральных частях жил.

4. Основная рудная (вольфрамитовая, оловянная, молибденитовая, висмутовая) минерализация, а также характерная для рассматриваемых жил нерудная минерализация (топаз, флюорит, мусковит, микроклин, карбонаты) сформировались как в жилах выполнения, так и в исходно метасоматических жилах при замещении и выносе кремнезема.

5. В истории формирования рассмотренных рудных жил выполнения можно выделить два тесно связанных, но отличных по механизму и химизму образования периода: период выполнения трещин преимущественно безрудным (или незначительно минерализованным) кварцем и период интенсивного преобразования жил — перекристаллизации, метасоматического развития главной рудной и сопровождающей ее нерудной минерализации. Подобные рудные жилы, формирующиеся по схеме выполнение + замещение, наиболее распространены.

6. Расшифровка всех случаев пересечений жил и прожилков должна производиться с учетом длительной истории формирования жил и важного значения процессов метасоматического развития минералов.

ГЛАВА VI

О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И СТАДИЙНОСТИ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В истории формирования грейзеновых месторождений, как и месторождений других типов, можно увидеть проявление двух взаимосвязанных явлений — пульсационного и эволюционного минералообразования. Необходимость считаться с непрерывно-прерывистым ходом развития минерализации при формировании месторождений как с безусловным фактом определяет целесообразность использования при изучении генезиса руд ряда терминов, одни из которых употреблялись бы для обозначения частей единого направленного процесса минералообразования при постепенной эволюции растворов, другие — для обозначения различных по масштабу интервалов процесса минералообразования, обособленных тектоническими подвижками. Для направленного развития могут быть использованы термины (от крупных подразделений к более дробным): «цикл», «период», «стадия эволюции». Для отражения отдельных импульсов — «этап», «стадия минерализации», «ритм» (Рундквист, 1965). Использование двух рядов терминов позволяет отразить, с одной стороны, общую направленность развития минерализации, а с другой — учесть влияние тектонических подвижек различной интенсивности на общий ход процесса и охарактеризовать диапазоны изменения минерализации внутри каждого этапа, стадии минерализации, ритма и, таким образом, полнее представить сложность природных процессов формирования месторождений.

Вне зависимости от количества проявления тех или иных импульсов — этапов, стадий, ритмов минерализации, т. е. этапности и стадийности процесса, его направленность, выражающаяся в закономерной смене раннещелочных парагенезисов кислотными, далее позднещелочными и наконец продуктами заключительной стадии нейтрализации, устанавливается практически во всех грейзеновых месторождениях. Подобная схема постмагматического процесса хорошо согласуется с общими представлениями Д. С. Коржинского об эволюции щелочности — кислотности растворов в ходе минералообразования, детализированными применительно к постмагматическому преобразованию гранитоидов в ряде работ (Беус и др., 1962). Справедливость этой закономерности, устанавливающейся по смене как нерудных, так и рудных минералов, содержащих различные по основности катионы и анионы, не вызывает у авторов каких-либо сомнений и позволяет смысл дальнейшего исследования видеть в детализации двух тесно взаимосвязанных вопросов: 1) специфичности проявления общей направленности процесса при формировании различных месторождений и 2) этапности и стадийности процесса минералообразования в истории развития грейзеновых месторождений.

а. Последовательность минералообразования при формировании грейзеновых месторождений

Общая последовательность развития процесса минералообразования при формировании грейзеновых месторождений отмечалась при характеристике метасоматических пород, рудных жил и прожилков. При этом очередность развития метасоматических пород в последовательности: микроклинизация, альбитизация гранитов, образование полевошпат-слюдистых, слюдисто-кварцевых, топазовых, слюдяных и т. д. метасоматитов, хорошо согласуется

с ранее существовавшими представлениями о процессах постмагматического минералообразования, изложенными в работах Н. И. Наковника и А. А. Беуса с соавторами, И. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой, Г. Н. Щербы и В. Д. Гуковой, А. В. Зильберминца, И. Н. Говорова, М. Г. Руб, А. С. Калинина, А. Д. Каленова и др.

Напротив, о процессах формирования рудных жил, порядке выделения минералов мнения исследователей резко расходятся. Как было показано, при учете процессов метасоматического развития минералов в рудных жилах последовательность образования минералов и в жилах и в метасоматических породах становится практически тождественной. Подтверждением этого может служить наблюдаемое соотношение между составом нерудных минералов жил и составом околожильных метасоматических пород: кварц-топазовые жилы и топазизация вдоль жил, кварц-флюорит-мусковитовые жилы и кварц-мусковитовые грейзены, кварц-турмалиновые жилы и кварц-турмалиновые грейзены и т. д. На это соответствие ранее обращал внимание Н. И. Наковник (1954).

В целом общий ряд последовательности минералообразования для типичных грейзеновых месторождений, залегающих в гранитах, следующий (I, II, III, IV — стадии эволюции).

	Микроклинизация I		
	альбитизация I		возрастание кислотности
I	(турмалинизация I)		
	слюдизация I		
	окварцевание	максимальная кислотность	
	топазизация		
	слюдизация II (флюоритизация)		возрастание щелочности
II	(турмалинизация II)		
	(альбитизация II)		
	микроклинизация II	максимальная щелочность	
	альбитизация III		
III	серицитизация		возрастание кислотности
	каолинизация		
		кислотность	
	флюоритизация		
IV	карбонатизация		возрастание щелочности

В этом ряду на фоне понижающейся температуры происходит двукратная последовательная смена во времени метасоматических породообразующих минералов различной основности. По закономерной смене катионов в составе силикатов K—Na—Al—Si устанавливается первоначальное минерадообразование на фоне возрастающей кислотности, затем щелочности (Si-Al—Na—K и т. д.). В самом общем виде можно установить эту же закономерность и в последовательности образования рудных минералов.

Следует подчеркнуть, что как для метасоматических пород, так и для жил, хорошо выдерживается возрастной ряд нерудных минералов, ряд рудных минералов значительно менее устойчив. Непосредственные взаимоотношения между вольфрамитом, касситеритом, висмутином, молибденитом и др. в грейзеновых месторождениях не позволяют однозначно установить последовательность их развития. Наиболее достоверные выводы можно сделать при учете приуроченности рудных минералов к тем или иным фациям метасоматических пород и к парагенезисам нерудных минералов в жилах: с кварцевыми, кварц-топазовыми фациями — обычно вольфрамовая и оловянная минерализация; с кварц-флюорит-слюдистыми — комплексная редкометальная (W, Mo, Bi и др.) минерализация; со слюдисто-полевошпатовыми — поздняя молибденовая

и иногда комплексная редкометальная; с зонами ранней калишпатизации — повышенные содержания молибденита и т. д.

В целом от ранних парагенезисов и фаций к поздним намечается переход как в жилах, так и метасоматических породах от простого монометального оруденения с резко преобладающим одним элементом (Mo, W, Sn и др.) к более сложному, комплексному. Общая «типовая» последовательность развития рудной минерализации может быть суммирована следующим рядом: ранний молибденит, вольфрамит, касситерит, висмутин и поздний молибденит. Наиболее надежно в этом ряду намечается более раннее развитие молибденита по сравнению с вольфрамитом в метасоматических породах и более позднее развитие висмутина, иногда акцессорного берилла по отношению к вольфрамиту в жилах грейзенового периода минералообразования. Что касается взаимоотношений касситерит — вольфрамит, то они бывают различными. В подавляющем большинстве в существенно вольфрамовых месторождениях создается впечатление о более раннем образовании вольфрамита; в существенно касситеритовых — касситерита.

В некоторых месторождениях с широко проявленным процессом поздней альбитизации, например на Урале, в Забайкалье, фиксируется появление ранней генерации берилла, более раннего по сравнению с вольфрамитом и касситеритом основного грейзенового парагенезиса.

Очередность образования рудных минералов, возникающих в процессе грейзенизации: молибденит, вольфрамит (касситерит), (висмутин), молибденит, может быть в первом приближении увязана так же, как и смена нерудных минералов метасоматитов с постепенным возрастанием щелочности в период следующий за окварцеванием. Такой вывод можно сделать сопоставив значение ионных потенциалов, величин электроотрицательности или средних значений ионизации атомов, дающих некоторое представление о степени основности ионов (Коржинский, 1966). В частности, приняв для сравнения степени основности ионов их «средние энергии ионизации» (Коржинский, 1966), можно установить, что намеченный последовательный ряд: молибденит (Mo^{6+} 38eV), вольфрамит (W^{6+} 32eV), касситерит (Sn^{4+} 24,8eV), висмутин (Bi^{3+} 17,4eV) отражает возрастание основности катионов, участвующих в процессе минералообразования.

Намеченная общая направленность развития процесса, как мы отмечали выше, не остается единой и неизменной. В различных месторождениях выпадают или крайне редуцировано проявлены отдельные звенья процесса, появляются новые продукты минералообразования, но основная тенденция в смене процессов, идущих первоначально в направлении возрастания кислотности, затем щелочности, далее нейтрализации (Коржинский, 1953), сохраняется.

Рассмотрим наиболее характерные отклонения от намеченной типовой последовательности минералообразования в отдельных типах грейзеновых месторождений.

1. По особенностям развития метасоматических пород и минералов в жилах намечаются два несколько отличающихся друг от друга возрастных ряда, один из которых условно был выше назван фтор-калиевым и второй — борнатриевым. Для первого ряда характерна последовательность, приводящая к широкому распространению слюдисто-кварцевых, кварцевых, кварц-топазовых, кварц-флюорит-слюдяных (с пиритом), слюдисто-микроклиновых метасоматитов, для второго ряда типично развитие турмалин-слюдяно-кварцевых, кварцевых, кварц-турмалиновых (с арсенопиритом), турмалин-альбитовых,

альбитовых метасоматитов. Для первого характерна (Mo)-\W минерализация, для второго (W)-Sn.

2. Помимо этих отличий, обусловленных какой-то исходной геохимической направленностью процесса, существенные отличия в ряду последовательности минералообразования наблюдаются в месторождениях, залегающих в породах экзоконтакта и в гранитах.

Основные отличия в последовательности формирования метасоматитов среди пород экзоконтакта и гранитов проявляются на ранних стадиях, когда в гранитах возникают зоны микроклинизированных и альбитизированных пород, а во вмещающих толщах фиксируются процессы ороговикования, скарнирования, турмалинизации. В качестве примера можно сослаться на Циновецкое месторождение, для которого, по данным М. Штемпрока (Stemprok, 1965_3), устанавливается наиболее полный ряд процессов преобразования гранитов: калишпатизация I — альбитизация — грейзенизация (окварцевание, топазизация, циннвальдитизация) — калишпатизация II — сульфидизация — флюоритизация — каолинизация — гематитизация — карбонатизация.

Среди вмещающих пород вместо ранней микроклинизации и альбитизации фиксируется турмалинизация. Так, для месторождения Панаскейра (среди сланцев), по данным Д. Тадеу (Thadeu, 1951), в интервале 600—100° С протекают процессы в следующей «хронологической» последовательности: турмалинизация, окварцевание, образование касситерита (примерно синхронно с мусковитом), далее вольфрамита, за которым следуют сульфидизация, карбонатизация и флюоритизация.

С турмалинизации начинается также процесс преобразования сланцев в Корнуэлле, лишь на более поздней стадии доходящий до типичных грейзенов (Кеаг, 1952_2). Близкая последовательность устанавливается, по материалам К. Хсю и И. Тинга, для китайских вольфрамовых месторождений провинции Цзянси (Hsü; Ting, 1943). Среди вмещающих граниты пород процесс начинается обычно с турмалинизации, за которой следуют окварцевание, циннвальдитизация и топазизация, непосредственно сопровождающиеся вольфрамитом и касситеритом (присутствует здесь в резко подчиненном количестве). Сульфиды, завершающие развитие жил, как указывают эти авторы, нередко бывают обособлены и образуют самостоятельные сульфидные жилы. Процесс сульфидизации сменяется карбонатизацией.

3. Наконец, при сравнении месторождений различных регионов, может быть намечено и третье отличие возрастной последовательности минералообразования, отражающее, очевидно, различную глубинность становления месторождений и связанных с ними метасоматических пород, а также кислотность — основность материнских гранитов.

В некоторых случаях (например, для вольфрамовых месторождений Урала, оловянных месторождений Казахстана) устанавливается выпадение наиболее кислотной стадии эволюции, приводящей к образованию слюдисто-кварцевых, кварцевых фаций. Максимальной кислотности процесса в этом случае отвечает образование слюдисто-полевошпатовых фаций.

Для наглядного изображения причин закономерного выпадения отдельных фаций построен график (рис. 41), отражающий различную «глубину» кислотности, достигаемую процессом. В случае развития процесса типа *A* — естественно выпадение большинства метасоматических фаций. В случае развития процесса *B* — выпадают кварцевая и кварц-топазовая фации. При развитии процесса *C* — происходит образование практически всех метасоматических фаций. Так, грейзеновые вольфрамовые месторождения Урала проходят в своем

развитии путь (А на рис. 41): после образования ранних микроклиновых, альбитовых пород и неотчетливо проявленных слюдисто-кварцевых метасоматитов (с небольшим количеством альбита) здесь относительно широкое развитие получает кварц-(флюорит)-слюдяная фация; в то же время топазовые и турмалиновые фации грейзенов практически полностью отсутствуют.

В оловянных и вольфрам-оловянных месторождениях Казахстана, характеризующихся несколько бо́льшей основностью всего процесса минералообразования, после альбит-слюдяно-кварцевой фации (являющейся здесь фацией максимальной кислотности) естественно выпадает следующая кислотная фация — топазовая (рис. 41, линия *B)* и развитие получает слюдяная и местами последующая турмалиновая фации. Для месторождений Казахстана характерно широкое распространение после микроклиновых и альбитовых фаций — слюдисто-кварцевых, существенно кварцевых, кварц-топазовых, кварц-флюорит-мусковитовых (рис. 41, линия С), при резко подчиненной роли турмалиновых.

В целом можно заключить, что несмотря на сохранение основной направленности процесса минералообразования при формировании грейзеновых месторождений, выражающейся в последовательной смене парагенезисов — щелочные, кислотные, щелочные, кислотные или нейтральные, реальные ряды последовательности выделения минералов могут существенно отличаться.

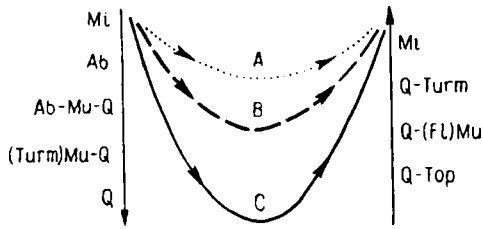


Рис. 41. Схема последовательного развития фаций метасоматических пород в жильно-грейзеновых месторождениях. Сверху вниз — увеличение кислотности фаций

Основные отличия, однако, заключаются при этом в выпадении тех или иных звеньев процесса без нарушения очередности их проявления, или в смене одних парагенезисов другими, являющимися их «аналогами» (например, ранняя альбитизация в гранитах и ранняя турмалинизация в сланцах). Они могут быть рассмотрены как следствия: 1) различной геохимической специализации (в связи с особенностями магматизма и т. д. — F—K и B—Na ряды); 2) различной среды процессов минералообразования (специфичность процесса в эндо- и экзоконтактовых зонах) и 3) различных условий глубинности протекания процессов или кислотности — основности материнских гранитов (неодинаковая полнота проявления кислотных и щелочных стадий процесса).

В заключение интересно обратить также внимание на одно характерное отличие хода процесса минерализации при формировании грейзеновых месторождений от других родственных образований — альбититов, скарнов, пегматитов, для которых общие закономерности изменения щелочности — кислотности сохраняются. В общем ряду последовательности развития процессов минералообразования в редкометальных альбититах (Беус, Соболев, 1964) закономерная повторяемость микроклинизации и альбитизации по отношению к окварцеванию обусловливает некоторую симметрию процесса, объясняемую обычно как следствие волнообразного изменения щелочности — кислотности растворов: ранняя щелочность — кислотность — поздняя щелочность.

В грейзеновых месторождениях при сохранении общей последовательности изменения щелочности — кислотности — щелочности растворов подобная симметрия обычно выражена неотчетливо. Это является следствием всегда значительно более полного проявления парагенезисов кислотных стадий, с одной стороны, и редуцированного проявления процессов позднего щелочного

метасоматоза — с другой, широко распространенных в альбититах. Существенно нарушают симметрию процесса и возникающие в ходе грейзенизации продукты — топазовые, флюорит-мусковитовые грейзены, не характерные для стадии возрастающей кислотности. Все это нарушает симметрию процесса и позволяет для грейзеновых вольфрамовых месторождений, в отличие от редкометальных апогранитов, подчеркнуть «необратимую» направленность процесса, проявляющуюся в образовании различных парагенезисов в два периода: в предшествующий окварцеванию и в последующий за ним. Это свидетельствует о существенном изменении условий минералообразования от начала к концу процесса и влиянии на процесс не столько абсолютных значений pH растворов, сколько тенденции его изменения.

б. Этапы и стадии минерализации при формировании грейзеновых месторождений

Развитие процесса отдельными импульсами, четко обособленными во времени — характерная особенность многих грейзеновых месторождений.

Наиболее существенное значение при изучении процессов формирования имеет установление этапов минерализации. В сложных грейзеновых месторождениях выделяются до трех-чётырех этапов, причем каждый из них, если он проявляется изолированно по отношению к предыдущим, может приводить к созданию пространственно обособленных рудных тел, отличающихся рудоносностью, набором метасоматических фаций, размещением по отношению к кровле материнских гранитов.

На примере изучения грейзеновых месторождений удается установить, что этапы минерализации проявляются в хорошо выдерживающейся в различных регионах последовательности. Стадии развиваются уже менее закономерно, однако наиболее важные из них, например стадии массового образования кварцевых жил, также фиксируют вполне определенные моменты истории развития.

Этапы и стадии минерализации подразделяют процесс на отдельные звенья, закономерно повторяющиеся в ходе становления месторождения. Внутри каждого этапа и стадии намечается своя очередность развития процессов минералообразования, причем каждый этап, отделенный от предыдущего внутрирудным магматизмом, может начинаться с нового периода щелочности, с новой микроклинизации и альбитизации, а каждая новая стадия — с нового процесса окварцевания и далее вновь замещения кварца топазом, слюдами, турмалином и т. д. Близкий или даже тождественный набор нерудных минералов жил и метасоматических пород разных этапов и стадий обусловливает наиболее простое разделение и по составу рудных минералов.

Наиболее устойчивая последовательность проявления этапов и стадий минерализации свойственна месторождениям (молибден)-вольфрамовым. В пределах этих месторождений намечается поразительно сохраняющаяся в различных регионах последовательность, заключающаяся в проявлении вначале молибденового этапа, а затем вольфрамового (табл. 10, рис. 42). Позднее основного вольфрамового оруденения устанавливается формирование комплексного редкометального оруденения, которое в одних случаях проявляется как самостоятельный этап, в других — как стадия минерализации. Позднее комплексного оруденения, а иногда минуя его, обычно развивается сульфидная стадия минерализации (реже этап) с широким развитием сульфидов меди, свинца, цинка. Поздние заключительные этапы и стадии на многих месторождениях

проявлены в образовании безрудных жил с гребенчатым кварцем, флюоритом, кальцитом, которые подразделяются в свою очередь на два этапа: более ранний кварц-флюоритовый и более поздний — карбонатный.

Таблица 10

Типовая последовательность проявления этапов и стадий **минерализации в** грейзеновых (Mo)-W **месторождениях**

Этапы (или стадии)	Метасоматические изменения	
	в гранитах	в породах кровли
I. Молибденовый	Зоны микроклинизации	Кварц-серицитовые метасоматиты
II. Вольфрамовый	Зоны кварц-топазовых, кварц-слюдяных грейзенов	Пирит-флюорит-кварц-серицитовые метасоматиты, в дайках — кварц-топазовые грейзены
III. Комплексный (редкометальный)	Зоны кварц-флюорит-слюдяных, слюдисто-полевошпатовых грейзенов	Кварц-флюорит-слюдяные, флюорит-слюдяные грейзены, слюдисто-полевошпатовые метасоматиты
IV. Сульфидный	Пирит-кварц-серицитовые, кварц-серицитовые метасоматиты	Пирит-кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицнтовые метасоматиты
V. Флюоритовый	Каолинизация, гидрослюдизация	Каолинизация, гидрослюдизация
VI. Карбонатный	Карбонатнзация	Карбонатизация

Устанавливается, что условия локализации оруденения все более поздних этапов и стадий все разнообразнее, а вертикальный диапазон их проявления последовательно увеличивается. Оруденение более поздних этапов и стадий как бы разрастается от контакта гранитов вверх и вниз. Наиболее определенное место в этом ряду занимают руды раннего молибденового этапа, всегда локализующиеся вблизи кровли гранитов. Поздние сульфиды могут устанавливаться на значительном удалении (до 1000 и более метров) от поверхности контакта. Намечается также закономерное изменение в этом возрастном ряду рудных образований и сопровождающих их метасоматических пород.

Наиболее достоверно в этом ряду устанавливается такая последовательность развития минерализации — ранняя молибденовая, вольфрамовая, поздняя редкометальная. Более раннее развитие молибденовой минерализации, по сравнению с вольфрамовой, отмечалось В. Т. Матвеенко, Н. А. Хрущевым, Г. Н. Щербой, Ф. В. Чухровым, Л. П. Ермиловой и др.

Период молибденовой минерализации максимально обособлен (во времени и пространстве) от остальной рудной минерализации. Это подтверждается тем, что молибденовое оруденение часто отделено от более поздней минерализации внутрирудными дайками гранитоидов. Подобные соотношения установлены на Юго-Коневском месторождении Урала П. К. Олерским и Б. М. Куплетским; на Караобинском — К. А. Абдрахмановым, А. Н. Строгановым, В. К. Денисенко, на Коктенкольском — Г. А. Паркадзе, на Колыванском — В. В. Потапьевым, на Джидинском — М. М. Повилайтис и др.

Намечается также более позднее по отношению к вольфрамиту развитие в грейзеновых месторождениях основной части комплексной редкометальной минерализации. В частности, на Урале устанавливаются зоны флюорит-мусковитовых редкометальных метасоматических пород, содержащих обломки ранее

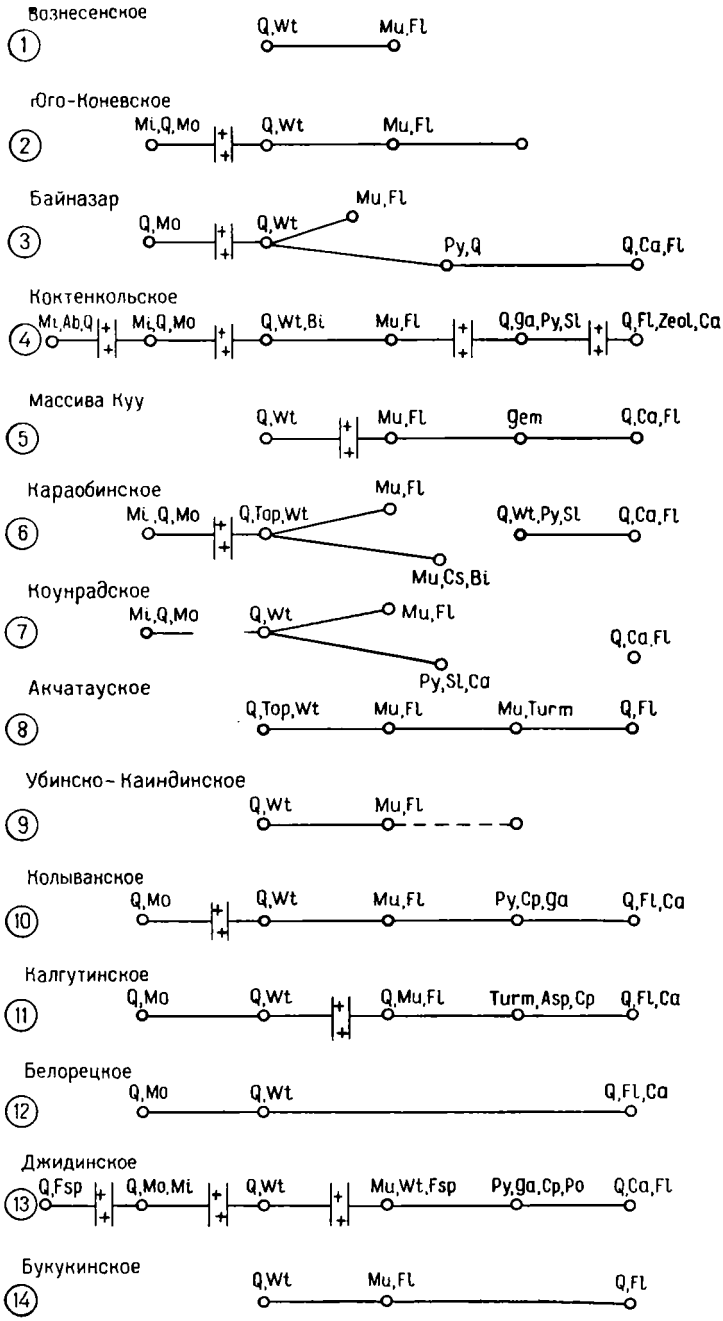


Рис. 42. Последовательность проявления этапов и стадий минерализации в грейзеновых (Mo)-W месторождениях

Цифры в кружках: 1, 5, 8, 14 — по данным авторов; 2 — по материалам П. К. Олерского и данным авторов; 3 — но материалам Г. Н. Щербы и данным авторов; 4 — по материалам Л. П. Ермиловой, Г. И. Бедрова и Г. А. Паркадзе и данным авторов; 6 — по данным авторов и Л. П. Ермиловой, К. А. Абдарахманова, А. Н. Строганова и др.; 7 — по данным авторов и Ф. В. Чухрова; 9 — по материалам Н. К. Скаковского и данным авторов; 10 — по материалам В. В. Потапьева и данным авторов; 11 — по данным М. С. Бакланова. К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева; 12 — по данным авторов и П. Д. Яковлевой и др.; 13 — по данным К. П. Малиновского

образованных кварцевых жил с вольфрамитом. В Казахстане, при анализе структур редкометальных месторождений, постоянно обращает на себя внимание приуроченность комплексной редкометальной минерализации по сравнению с вольфрамовой, к более поздним системам трещин. Для одного из месторождений Калба-Нарыма отмечалось проявление этой комплексной минерализации совместно с флюоритом и мусковитом в зонах рассланцевания, более поздних по сравнению с кварц-вольфрамитовыми жилами. В наиболее очевидных случаях поздняя редкометальная минерализация обособляется от вольфрамовой периодом развития внутрирудных даек гранитоидов. Подобные явления наблюдались нами в Казахстане, описывались М. М. Повилайтис и Е. А. Малиновским, отмечены И. А. Косалсом, а также П. Д. Яковлевым и Ай Юнь-фу для некоторых месторождений Сибири; И. Я. Некрасовым для месторождений Северо-Востока и др.

Наряду с такими взаимоотношениями, отражающими наиболее характерные случаи, известны и другие, в которых рассматриваемая редкометальная минерализация оказывается более ранней по сравнению с вольфрамовой. В частности, на ряде месторождений Урала и Забайкалья авторами наблюдались случаи развития кварц-редкометальных жил этого типа ранее кварц-вольфрамито вых жил, которыми они отчетливо пересекались.

Важно подчеркнуть, что в известных авторам случаях подобные кварц-редкометальные жилы наблюдаются обычно среди альбитизированных гранитов, переходящих вблизи жил в альбитовые и альбит-флюорит-слюдистые метасоматиты. В этом случае не проявляется молибденовый этап. Непременное развитие альбитсодержащих пород, по-видимому, может служить указанием на формирование их в связи с ранними процессами альбитизации. В процессе же грейзенизации комплексная редкометальная стадия, как нам представляется, в общем случае развивается позднее вольфрамитовой. Сульфидная минерализация проявляется обычно как образование самостоятельной стадии, редко как этапа, обособленного внутрирудными дайками. В некоторых случаях сульфидизация вообще не устанавливается, а иногда «заменена» процессами гематитизации (массив Куу, Казахстан) или магнетитизации (рудопроявления Майндантальской зоны, Средняя Азия).

При удивительно устойчивой последовательности проявления в Mo-W грейзеновых месторождениях молибденового, вольфрамового, комплексного редкометального этапов обращает внимание неустойчивость поздних периодов процессов минералообразования. Здесь отчетливо намечаются две тенденции: первая заключается в интенсивном развитии на поздних стадиях сульфидизации, вторая — в интенсивном проявлении стадии поздней калишпатизации и (или) альбитизации.

Первый путь намечает переход грейзеновых месторождений к самостоятельным поздним сульфидным телам (например, на Колыванском, Джидинском, Букукинском месторождениях), второй — к формированию в пределах единого рудного поля, но пространственно обособлено от грейзенов, редкометальных альбититов и амазонитовых гранитов с редкометальной минерализацией (месторождения Забайкалья, Монголии).

На примере указанных месторождений можно отметить важную корреляционную зависимость между направленностью процесса минералообразования и эволюцией магматизма. Так, в пределах Колыванского, Джидинского и Букукинского месторождений, где устанавливается отчетливый переход на поздних этапах к сульфидному оруденению, в пределах рудного поля широко распространены гранитоиды повышенной основности — гранодиориты, кварцевые

диориты и полно проявлен ряд эволюции гранитоидного магматизма от гранодиоритов до микрогранитов, аплитовидных лейкократовых гранитов. В районах с переходом к редкометальным альбититам и амазонитам намечается взаимосвязь с иным эволюционным рядом магматизма: нормальные биотитовые граниты — лейкократовые граниты — граниты повышенной щелочности (до щелочных рибекитовых гранитов).

Наиболее поздняя минерализация во многих (Mo)-W месторождениях представлена сходными кварц-флюоритовыми, флюорит-халцедон-карбонатными жилами, прожилками, зонами дробления, отчетливо пересекающими все образованные ранее рудные тела.

Менее определенно намечается этапность и стадийность минералообразования в группе (W)-Sn и Sn месторождений (рис. 43). На примере месторождений Корнуэлла, Португалии, Забайкалья, Северо-Востока, Приморья можно заключить, что для этих месторождений намечается несколько случаев развития, отличающихся метальностью сопутствующих компонентов руд и последовательностью развития этапов и стадий процесса.

В Корнуэлле для рудников Гивор, Касл-ан-Динас, Ю. Крофти установлено более раннее развитие вольфрамовой минерализации по сравнению с основной медно-оловянной. Ранняя вольфрамовая минерализация, развивавшаяся в виде кварцевых жил с полевым шпатом и арсенопиритом в гранитах и с турмалином среди пород кровли, пересекается дайками гранитов, за которыми следует грейзенизация и основное оловянное и сульфидное оруденение. Для месторождения Хемердон, в наиболее восточной части Корнуэлла, отмечается обратная картина — оловянно-вольфрамовые жилы здесь сформировались раньше, чем вольфрамовые с турмалином. Однако, судя по описанию Д. Камерона (Cameron, 1951), мы в данном случае скорее сталкиваемся с фактом не разноэтапного развития, а различной последовательности выделения касситерита и вольфрамита в масштабе этапа или даже стадии минерализации.

По данным М. Г. Руб, Е. А. Радкевич и др., в пределах Комсомольского рудного узла Хабаровского края, близкого по особенностям состава руд к Корнуэллу, но залегающего среди вмещающих эффузивно-осадочных пород, намечаются разобщенные во времени стадии — безрудная кварц-турмалиновая, кварц-касситеритовая, поздняя сульфидная и заключительная с халцедоновидным кварцем и киноварью, сопровождающаяся глинистыми изменениями пород.

Для района Вознесенского месторождения Приморья, по данным М. Г. Руб (1960), устанавливается несколько иная последовательность: ранний грейзеновый кварц-касситеритовый этап, отделенный дайками порфиритов от последующих этапов, далее формирование редкометальных флюорит-мусковитовых грейзенов и сульфидно-касситеритовой минерализации. Дайки порфиритов здесь пересекают кварц-касситеритовые жилы и замещаются рудоносными флюорит-мусковитовыми метасоматитами.

Позднее развитие комплексной редкометальной минерализации по отношению к основной оловянно-вольфрамовой стадии устанавливается также в пределах Шерловой Горы (Левицкий, 1964). В целом для этого района, по данным О. Д. Левицкого и др., намечаются также два этапа минерализации: 1) грейзеновый, с образованием кварца, топаза, вольфрамита, флюорита, акцессорных берилла и сидерофиллита, и 2) турмалин-хлорит-касситеритовый этап, проявленный обособленно, на расстоянии около 3 *км* от грейзенового участка.

Д. Тадеу (Thadeu, 1965) для месторождений португальской олово-вольфрамовой провинции приводит следующий хронологический ряд процессов: 1) ка-

лишпатизация, 2) альбитизация (пертитизация), 3) образование кварца с касситеритом, 4) развитие вольфрамита, 5) отложение сульфидов (в последовательности: арсенопирит, пирит, марматит, халькопирит). При этом Д. Тадеу

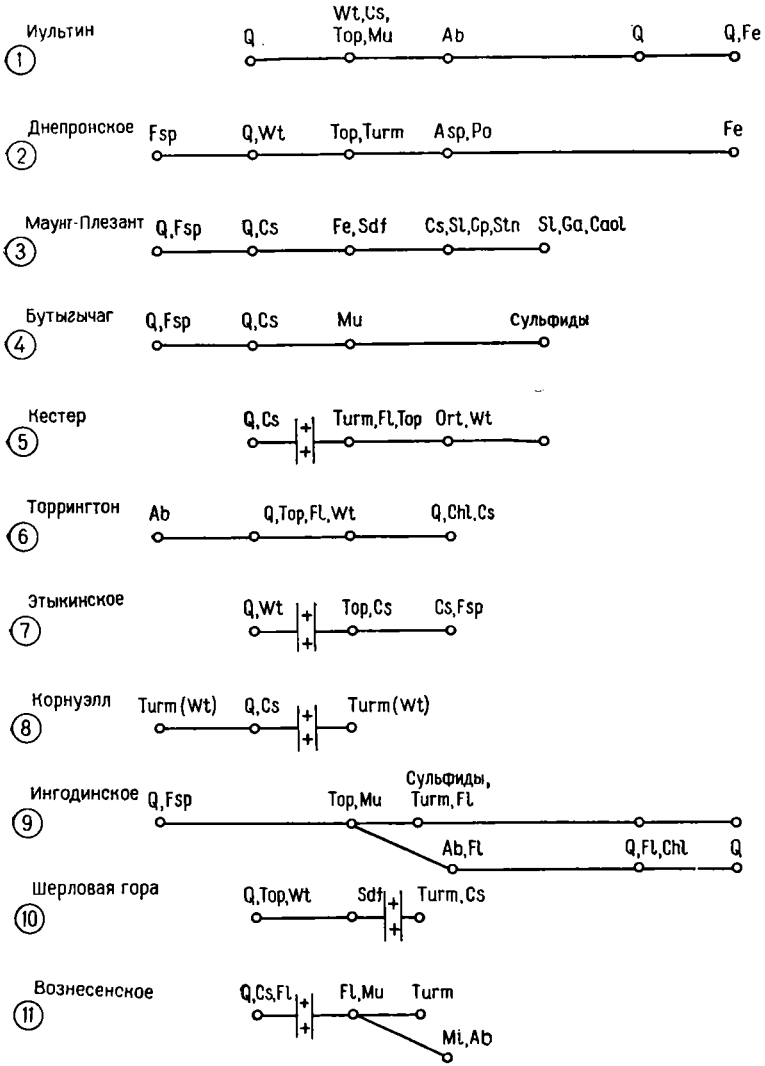


Рис. 43. Последовательность проявления этапов и стадий минерализации в грейзеновых (W)-Sn месторождениях

Цифры в кружках: 1 — по А. В. Зильберминцу и Р. В. Грузе; 2 — по П. И. Скорнякову; 3 — по Д. Ридделлу и К. Хоскингу; 4— по А. Ф. Михайлову; 5 — по А. И. Киселеву, В. К. Чайковскому; 6 — по С. С. Милхолланду; 7 — по О. Д. Левицкому, В. В. Аристову и др.; 8 — по Д. Камерону и др.; 9 — по Е. И. Доломановой; 10 — по О. Д. Левицкому и др.; 11 — по М. Г. Руб и др.

описывает сложные полосчатые жилы, в которых чередуются касситеритовые и вольфрамитовые «прослои», отчетливо указывающие, по его мнению, что между отложением касситерита и вольфрамита прошло значительное время и имели место тектонические подвижки. В тех месторождениях, где

присутствует берилл, он позже касситерита; в тех месторождениях, в которых распространен молибденит (Боралья), он, по мнению этого исследователя, по-видимому, предшествовал образованию вольфрамита. В приведенных и других случаях, частично отраженных на рис. 43, несмотря на определенные расхождения в последовательности проявления вольфрамового и оловянных этапов, в то же время может быть отмечена и определенная общность развития процесса формирования (W)-Sn месторождений.

Суммируя отдельные частные случаи, можно получить следующий типовой ряд проявления этапов и стадий минерализации (табл. И). В отличие от ряда, характерного для (Mo)-W месторождений, здесь отсутствует ранний молибденовый этап и, очевидно, несколько иначе проявлены поздние этапы, намечающие переход не только к флюоритовым, но и к сурьмяно-ртутным месторождениям.

Таблица 11

Тпповая последовательность проявления этапов и стадий минерализации в (W)-Sn грейзеновых месторождениях

Этапы (или стадии)	Метасоматические изменения	
	в гранитах	в породах кровли
I. Ранний вольфрамовый	Микроклинизация, альбитизация	Окварцевание и турмалинизация
II. Кварц-касситеритовая (кварц-вольфрамит-касситеритовая)	Грейзенизация	Грейзенизация, образование пирит-кварц-флюорит-слюдистых метасоматитов
III. Комплексная редкометальная (с акцессорным бериллом, иногда позднпм вольфрамитом, висмутином, сульфидами)	Кварц-флюорит-мусковитовые метасоматиты	
IV. Сульфидный, иногда касситерит-сульфидный (иногда медный, иногда полиметаллический)	Кварц-турмалиновые, кварц-турмалин-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты	
V. Кварц-халцедоновый с киноварью, кварц-флюоритовый, кварц-карбонатный	Аргиллизация Карбонатизация	

При изучении (W)-Sn месторождений в значительно бо́льшей степени, по сравнению с (Mo)-W, ощущаются затруднения в составлении сводного ряда последовательности, так как продукты различных этапов здесь чаще пространственно разобщены и могут рассматриваться как самостоятельные месторождения. С другой стороны, очень трудно провести грань, где мы имеем дело с различными фазами оруденения, связанными со становлением различных интрузивных комплексов, а где это образования разных этапов, разобщенных внутрирудным магматизмом, или даже стадии одного этапа.

В качестве примера можно сослаться на W-Sn месторождения Рудных гор, для которых немецкими геологами намечаются два этапа оруденения: более ранний вольфрамитовый, проявляющийся с горскими биотитовыми гранитами повышенной основности, и более поздний вольфрамо-оловянный в связи с рудногорскими аляскитовыми гранитами, с которыми связана подавляющая часть грейзеновых месторождений.

Судя по имеющимся данным, «разрыв» во времени между этими этапами, как и в месторождениях Забайкалья между шерловогорскими грейзенами я турмалино-касситеритовыми метасоматитами, составляет около 20—30 млн. лет. В связи с этим часть из рассматриваемых нами образований, возможно, правильнее относить даже не к этапам, а к фазам оруденения (по терминологии Е. Т. Шаталова, 1965). Интересно обратить внимание на то обстоятельство, что намеченный ряд тесно коррелируется с эволюцией магматизма, идущей от гранодиоритов к гранитам и далее дайкам основных пород.

По аналогии с (Mo)-W месторождениями для (W)-Sn также может быть намечено и два ряда последовательности проявления оруденения в завершающие периоды, в частности: а) с выпадением сульфидной стадии (этапа) и полным проявлением поздней полевошпатизации и б) с интенсивным развитием сульфидизации. В качестве примера первого случая можно назвать месторождения Кестер (Северо-Восток СССР), Этыкинское (Забайкалье).

По данным О. Д. Левицкого и др. (1963), в пределах Этыкинского месторождения на участке, залегающем в экзоконтакте устанавливаются две генерации рудных жил: 1) кварц-топаз-касситеритовые и 2) полевошпат (амазонит)-касситерит-редкометальные. Характерно, что в пределах рудного поля этого месторождения помимо грейзенового оруденения получают самостоятельное развитие редкометальные альбититы. Кроме того, гранитоиды Этыкинского массива отличаются от гранитоидов, с которыми связано типичное грейзеновое оруденение, повышенной щелочностью (Левицкий и др., 1963). Важно также обратить внимание на следующее обстоятельство: в пределах Этыкинского месторождения отсутствует ранний вольфрамовый этап, что перекликается с вышеотмеченной особенностью — выпадением раннего молибденового этапа в (Mo)-W месторождениях, обнаруживающих переходы к редкометальным альбититам.

В качестве примеров случая с тенденцией в ходе развития процесса приводить к формированию вначале типичных грейзеновых, а затем сульфидных парагенезисов можно назвать большинство месторождений Корнуэлла, Австралии, Северо-Востока СССР, ряд месторождений Рудных гор (Садисдорф, Зейфен), месторождение Маунт-Плезант в Канаде и др. В частности, для последнего, по данным Д. Ридделла (Riddoll, 1962) и К. Хоскинга (Hosking, 1963), выделяется ранний кварц-полевошпатовый этап с вольфрамитом, касситеритом, топазом; далее касситерит-кварц-флюоритовый с сидерофиллитом, затем касситерит-сульфидный (со станнином, сфалеритом, халькопиритом) и поздний свинцово-цинковый, сопровождающиеся каолинизацией. Аналогичная же последовательность со сменой оруденения от раннего полевошпатового к сульфидному отмечена А. Д. Михайловым для месторождения Бутыгычаг (Северо-Восток), П. И. Скорняковым для месторождения Днепровское (Северо-Восток) и др.

В описанных случаях устойчиво сохраняется последовательность проявления главных этапов (стадий).

I. Этап дорудный, ранний полевошпатовый или турмалиновый (для пород кровли гранитов), иногда с вольфрамитом.

II. Основной этап, рудный, грейзеновый с касситеритом, вольфрамитом, в свою очередь подразделяющийся на ряд стадий: а) кварцевую, кварц-топазовую (или кварц-турмалиновую), кварц-слюдяную, б) кварц-флюорит-слюдяную (сидерофиллитовую, мусковитовую); в) иногда позднюю турмалиновую.

III. Послерудный сульфидный этап.

IV. Поздний кварц-флюоритовый этап.

Таким образом, для (W)-Sn, так же как и для (Mo)-W, месторождений может быть выделено два различных ряда развития: один, намечающий переход к позднему сульфидному оруденению, другой — к позднему редкометальному. Первый ряд характерен для районов с полно проявленной эволюцией гранитоидного магматизма в последовательности: основные — кислые — основные, второй с эволюцией — кислые граниты — граниты повышенной щелочности.

Отметив особенности проявления этапов и стадий минерализации при формировании (Mo)-W и (W)-Sn месторождений, можно установить и определенную аналогию в их развитии. Эта аналогия заключается в однотипности проявления в одном случае главной кварц-вольфрамитовой, в другом — главной кварц-касситеритовой стадии (этапов) в возрастном ряду последовательности. В обоих случаях эта минерализация возникает перед кварц-флюорит-слюдяной с комплексным редкометальным оруденением, а последняя — ранее основной сульфидной. Определенное сходство обнаруживается также в заключительные этапы и стадии, когда происходит формирование флюоритовой и карбонатной минерализации. По месту и времени в ходе развития главная кварц-вольфрамитовая и кварц-касситеритовая минерализация могут рассматриваться как аналоги, развивающиеся в регионах или зонах с различной металлогенической специализацией или в связи с магматизмом различных фаз.

При сопоставлении особенностей формирования различных грейзеновых месторождений установлено, что они отличаются не только по последовательности проявления импульсов минералообразования с различной минерализацией, но и по количеству проявленных в пределах месторождений этапов и стадий. В зависимости от этого месторождения одного и того же генетического ряда могут быть простыми с монометальными (оловянными, вольфрамовыми и т. д.) рудами и сложными комплексными (Mo-W-Bi, Sn-As-W-Bi и т. д.).

При этом интересна следующая закономерность: чем в более стабилизированной (ко времени образования оруденения) структурно-металлогенической зоне залегает месторождение, тем, в общем случае, большее количество этапов и стадий минерализации в нем проявляется. Эта с первого взгляда парадоксальная закономерность, противоречащая казалось бы обычным представлениям о более спокойных тектонических условиях формирования месторождений на платформах (областях завершенной складчатости), становится понятной при учете временных соотношений. Месторождения, формирующиеся в близких к платформенным условиям, развиваются длительно, совмещают в единой структуре минерализацию различных стадий, этапов и даже фаз. Оруденение, которое в ходе развития геосинклинали оказывается «разложено по шкале времени» и пространственно разобщено (в связи с активным развитием структур), в платформенных условиях, ввиду большой тектонической стабильности, локализуется в одних и тех же структурах и, естественно, приводит к созданию более сложных многоэтапых месторождений.

Таким образом, рассмотрение общей направленности процесса, последовательности минералообразования, этапности и стадийности становления грейзеновых месторождений обнаруживает несомненную общность основных черт их формирования.

Однако в деталях минеральный состав, последовательность развития минералов, полнота проявления этапов, стадий минерализации, их количество сильно варьируют. Сопоставление месторождений различных регионов позволяет наметить несколько типовых рядов развития, которые в первом при-

ближении хорошо коррелируются с эволюцией магматизма. Можно также установить определенную взаимосвязь количества проявленных в месторождениях этапов и стадий с особенностями предшествующей истории геологического развития зон, в которых они залегают.

ГЛАВА VII

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

а. Длительность образования грейзеновых месторождений и слагающих их метасоматических пород, жил, прожилков

Значительные трудности, которые возникают при изучении длительности образования метасоматических пород, жил, прожилков не только грейзеновых, но и других эндогенных месторождений, определяются следующими двумя главными причинами: а) длительность образования основных парагенезисов месторождений «укладывается» в пределах погрешностей определений абсолютного возраста и б) процесс формирования месторождений, как уже отмечалось, как бы в миниатюре повторяет процесс развития минерализации в значительно более длительные интервалы времени. Вследствие этого всегда возникают трудности при сопоставлении парагенезисов различных месторождений для решения вопроса — являются ли аналогичные по минеральному составу образования, но проявленные с резко различной полнотой, синхронными по времени выделения, или они представляют собой продукты резко разновременных и разномасштабных процессов?

Последовательность развития минерализации всегда устанавливается по геологическим наблюдениям — пересечениям жил, прожилков, внутрирудным дайкам и т. д., а длительность формирования месторождений оценивается исследователями обычно по различным косвенным соображениям, в частности тепловым расчетам времени остывания интрузий, даек, прогрева околожильных зон, а также путем сопоставления с длительностью рудообразования в современных областях активной термальной деятельности.

Современные представления по вопросу о длительности процессов минералообразования изложены в работах Д. Уайта (1958) и Т. С. Лавринга (1961). На основании сопоставления полевых, лабораторных и расчетных данных Т. С. Лавринг делает вывод о том, что «... период выделения магматических эманаций из достаточно большого объема затвердевшей магмы в количествах, достаточных для образования значительных рудных месторождений, должен исчисляться десятками или сотнями тысячелетий» (Лавринг, 1961, стр. 113). К близким выводам приходят и другие исследователи. Так, Г. М. Власов (1958) на основании геологических данных установил, что период формирования месторождений серы Камчатки и Курильских островов длится от плейстоцена до наших дней (около 1 млн. лет).

Интересные данные имеются по вопросу о времени современного минералообразования в трещинах и полостях. Не повторяя приведенный ранее материал (Рундквист, 1965), подчеркнем лишь, что в целом устанавливается широкий диапазон возможной длительности процессов выполнения трещин и полостей, измеряемой днями, месяцами, годами — до сотен лет. Однако в свете интересующих нас вопросов, совершенно очевидна несоизмеримость времени выполнения

полостей и трещин и времени формирования месторождений. В период в сотню тысяч лет могли «уложиться» сотни, тысячи, десятки тысяч периодов выполнения полостей.

Столь же несопоставимо кратковременно, по сравнению со временем выполнения полостей, время проявления тектонических импульсов, приводящих к возникновению трещин. В опубликованных работах по сейсмологии можно найти многочисленные указания на то, что современные подвижки сопровождаются практически мгновенным образованием трещин. Таким образом, развитие трещин могло быть крайне быстрым, измеряемым секундами и минутами, а количество тектонических подвижек при формировании месторождений — крайне многочисленным до сотен и тысяч.

Ориентировочно установленные масштабы времени приоткрывания трещин, их выполнения и формирования месторождений в первую очередь позволяют отметить их резкую «разномасштабность» во времени и возможность фиксации явлений далекого геологического прошлого, длившихся в отдельных случаях минуты или даже секунды.

Несмотря на очевидность значительного колебания длительности одних и тех же по смыслу и результатам явлений, установление в самом общем виде определенных временных градаций в истории формирования месторождений в диапазоне от практически мгновенных тектонических подвижек до длительного формирования месторождений имеет важное значение и определяет целый ряд следствий, с новых сторон раскрывающих взаимосвязь процессов эволюции минералообразования и пульсации, возникновения метасоматических пород и жил, временных соотношений между явлениями выполнения и замещения.

1. Из теоретических представлений следует, в частности, важный вывод об увеличении продолжительности проявления метасоматических процессов с понижением температуры.

Применительно к метасоматическим процессам, развивающимся не вдоль локальных трещин, а в пределах широких площадных зон, охватывающих почти нацело верхние апикальные части гранитных массивов, на основании нескольких тепловых расчетов можно попытаться определить примерную относительную длительность формирования различных по времени и температуре образования метасоматитов. Исходным положением для таких расчетов является предположение о том, что длительность остывания пород (без дополнительного притока тепла) в различных диапазонах температур определяет минимальную возможную длительность эндогенных процессов минералообразования, происходящих в этих интервалах температур. Соответственно, зная закономерности остывания интрузий и окружающих их пород или изменение геотермического градиента во времени, можно получить представление о минимально возможной длительности процессов, происходящих в интервалах температур 500—400°, 400—300° С и т. д.

Реальные значения длительности процессов минералообразования, учитывая теплоемкость восходящих растворов, задерживающих остывание тел, могут быть, очевидно, большими. На рис. 44 приведен общий вид кривой охлаждения тел (Ингерсолл и др., 1954), которая близка к кривой обратной пропорциональной зависимости. При ее рассмотрении отчетливо устанавливается неизбежность резкого возрастания длительности все более низкотемпературных процессов при развитии постмагматической минерализации. Так, например, развитие связанной с гранитами постмагматической минерализации, характеризующейся рядом: микроклинизация, альбитизация, окварцевание, топазизация, мусковитизация, турмалинизация, серицитизация (в других случаях — поздняя кали-

шпатизация), происходит в диапазоне температур 800—200° С. На основании имеющихся в литературе данных определений температур образования минералов в грейзеновых месторождениях Казахстана, Забайкалья, Приморья и других регионов (И. В. Баныцикова, Н. С. Вартанова и 3. В. Щербакова, В. Д. Гукова, Т. В. Забарина и М. И. Куц, Н. Г. Недашковский, В. К. Рябов, И. Н. Говоров и П. Г. Филиппова, V. C. Dekate и др.) могут быть установлены примерные диапазоны изменений температур процессов (табл. 12). Соответственно проградуировав на рис. 44 шкалу температур в интервале от 850°, условно принятой за температуру кристаллизации гранита, до 200° С, предполагаемой температуре вмещающих пород на уровне глубинности становления интрузии, можно установить примерное соотношение длительности отдельных процессов по отношению к наиболее раннему (калишпатизации), условно принятому за единицу (см. табл. 12).

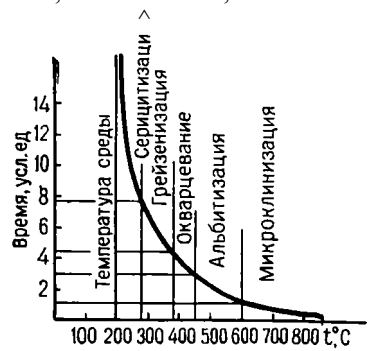


Рис. 44. Общий вид температурной кривой остывающего тела во времени с условно нанесенными интервалами последовательного ряда метасоматических процессов изменения гранитоидов

Однако подобная интерполяция дает представление лишь о порядке соотношения цифр. Более достоверно можно установить различное соотношение длительности проявления отдельных стадий метасоматического минералообразования при применении расчетных формул и графиков остывания гранитных массивов различного размера.

Исходя из того, что остывание массивов вследствие теплоотдачи происходит от периферии к центру массивов (в рассматриваемых случаях сверху вниз), на рис. 45 построены кривые распространения волн различных постмагматических процессов (Рундквист, 1966).

Таблица 12

Температуры минералообразования при развитии постмагматической минерализации, связанной с гранитоидами

Метасоматические процессы	Диапазон температур образования, °С	Условно принятая температура образования, °С	Соотношение длительности образования, усл. ед.
Калишпатизации	860-550	850-600	1
Альбитизация	840-450	600-450	**2**
Окварцевание	450-350	450-375	
Грейзенизация:			
топазизация	400-350		4
мусковитизация	440—300	375-280	
турмалинизация	340-220		
Серицитизация	280—220	280-220	16

Характерный изгиб кривых на рис. 45 в левой части указывает на прогрессирующее распространение волн во времени — охват однотипными изменениями все больших масс пород. Увеличение полей все более низкотемпературных процессов в левой части рис. 45 наглядно выражает резкое возрастание их длительности. Получает объяснение также возникновение в верхней части интрузии все более продвинутых фаций метасоматитов и переход от формирования

зональных метасоматических образований, развивающихся в начальные и средние периоды процесса (по мере выпрямления кривых), к однородным метасоматическим образованиям, одновременно возникающим по всему массиву (например, поздние периоды грейзенизации и серицитизации). Может быть также отмечена закономерная смена во времени процессов по их максимумам развития — микроклинизация, альбитизация и т. д. Учитывая освобождение при разнообразных метасоматических процессах различных рудных элементов-примесей, последнее обстоятельство следует особо подчеркнуть как одну из возможных причин образования при едином плане эволюции разных по рудной специализации растворов.

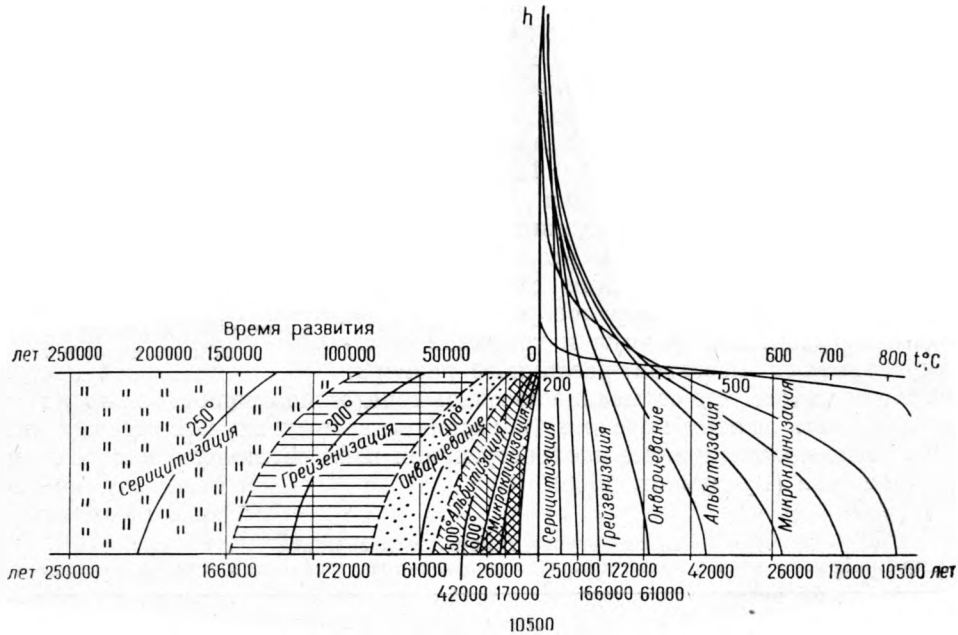


Рис. 45. Эволюция метасоматических процессов во времени в пределах остывающего массива гранитов (для массива с радиусом 5 *км)*

Длительность процессов минералообразования сказывается на интенсивности их проявления. Однако последняя определяется, как можно установить, не столько временем, сколько скоростью химических реакций, поскольку скорость реакции изменяется как экспоненциальная функция от температуры, а длительность процесса — как степенная. Интенсивность ранних процессов в пределах массива, несмотря на их относительную кратковременность, должна быть все же более высокая по сравнению с поздними, что в целом согласуется с фактами. Однако подобное рассуждение становится неприемлемым при рассмотрении наиболее низкотемпературных процессов, происходящих вблизи и ниже области температур геотермического уровня. Длительность этих процессов определяется общим изменением геотермического градиента во времени и может растягиваться на бесконечно длительное время, практически соединяя в каждом районе процессы древнего эндогенного минералообразования с современными поверхностными. Это указывает на то, что наиболее низкотемпературные процессы метасоматического минералообразования могут по длительности

во много раз превышать период времени становления интрузий и исчезновения связанного с ней температурного возмущения.

2. Из рассмотренных общих закономерностей развития процессов минералообразования во времени, можно сделать также важный вывод о неизбежно существенном влиянии на длительность процессов палеогеотермического градиента.

Среди процессов минералообразования можно выделить тесно связанные друг с другом, но резко отличающиеся в своих крайних проявлениях: 1) процессы, зависящие от местных изменений температурного поля, протекающие вблизи интрузий, даек, покровов, жил и т. д. и 2) процессы, генетически с ними связанные, но получившие развитие лишь в ходе общего изменения температурного поля пород на данном уровне глубинности. Все процессы, происходящие при температурах, выше исходных температур вмещающих пород, до внедрения интрузий, даек и т. д., естественно, будут иметь в целом несоизмеримо меньшую длительность по сравнению с процессами, протекающими при температурах более низких, чем исходные температуры вмещающих пород (до внедрения интрузий, даек и т. д.), требующих для своего изменения охлаждения огромных масс пород. В связи с этим возникает необходимость при рассмотрении процессов метасоматического минералообразования знать значения палеогеотермического градиента периода времени формирования метасоматических пород, определявшего нижнюю температуру минералообразования на данном уровне глубинности.

При определении возможных значений палеогеотермического градиента в настоящее время можно руководствоваться лишь косвенными данными. Как установлено измерениями в скважинах, горных выработках, туннелях, геотермический градиент резко непостоянен в различных районах. Обобщенные данные по замерам и закономерностям изменения геотермических градиентов содержатся в работах Фр. Берча с соавторами (1949), Дж. Ферхугена (1958), В. В. Белоусова (1966) и др. По усредненным данным Н. Г. Судовикова (1964), если средний геотермический градиент для земной коры принимается 33 *град/км*, то для платформ он изменяется в интервале 33—12,5 *град/км*, областей кайнозойской складчатости 50—33 *град/км,* зон новейшего вулканизма 200—50 *град/км*.

Палеогеотермический градиент для периода складчатости исследователями оценивается по-разному. Все признают, что палеогеотермический градиент должен быть значительно выше современного среднего, но в количественной оценке исследователи расходятся: одни указывают на превышения в 2, другие в 3—5 раз. Если распространять на периоды складчатости те значения, которые устанавливаются в настоящее время в вулканически активных областях, то можно говорить о превышении палеогеотермического градиента в 4—5 раз; по степени метаморфизма, по данным Дж. Ферхугена, не менее чем в 2 раза; по материалам, обобщенным В. В. Белоусовым (1966), метаморфические процессы и гранитизация в земной коре проявлялись в обстановке повышенных геотермических градиентов, превышающих современный «нормальный» градиент по крайней мере в 3, а может быть и в 5 раз.

Для подавляющего большинства рассматриваемых метасоматических процессов — микроклинизации, альбитизации, грейзенизации и т. д., развивающихся в период после проявления мощного магматизма, по-видимому, есть основания предполагать градиент порядка 100—150 *град/км*. Если принять для периода образования рудоносных интрузий и метасоматических пород удвоенное — утроенное значение современного геотермического градиента, то можно

установить, что формирование их на глубине 1 *км* происходило при температуре окружающих пород 75—100° С; на глубине 2 *км* при 130—200° С и т. д. В этом случае предельные глубины возможного проявления низкотемпературных процессов (200°) вряд ли превышали 2,0—2,8 *км;* среднетемпературных (200—300°) 3—4 *км*; высокотемпературных (300—500°) 5—6 *км*. Ниже этих глубин указанные процессы могли развиваться лишь по прошествии значительных геологических периодов, после общего понижения геотермического градиента, связанного с переходом к платформенному развитию.

Верхняя температурная граница распространения процессов вследствие возможного временного местного интенсивного прогревания пород может существенно перемещаться. В силу этого появляется принципиальная возможность прямого определения палеогеотермического градиента для месторождений с многостадийными рудами. Принимая во внимание, что процессы минералообразования, связанные с отдельными импульсами, не могут иметь температуру ниже температур исходных вмещающих пород, устанавливаемый для различных генераций рудных образований общий нижний температурный предел может быть принят за температуру окружающего поля пород. В случае, если при этом по геологическим данным известна глубина формирования месторождения, то может быть установлен палеогеотермический градиент.

Соответственно для грейзеновых месторождений, нижний температурный предел процессов минералообразования которых обычно устанавливается в интервале 200—250° С (по развитию безрудных хрусталеносных жил, флюоритовых и кальцитовых образований), а типичная глубина развития может быть определена в 2—3 *км*, вычисленный на основании этих данных палеогеотермический градиент составит примерно 100 *град/км.* Для кварцевых жил В. В. Помирлеану (Pomirleanu, 1957) определил палеогеотермический градиент 60 —65 *град/км* по температурам гомогенизации кварца на различных глубинах. А. Е. Ферсман определял температурный градиент рудных жил Корнуэлла в 240 *град/км,* а боливийских месторождений даже около 1000 *град/км.*

При становлении однотипных интрузий на различных глубинах, эволюционирующих соответственно до различных нижних температур и проходящих те или иные интервалы остывания и минералообразования с разной скоростью, неизбежно будут возникать различные типы гидротермальных метасоматических образований с различной рудной специализацией. В связи с этим, естественно, что относительно низкотемпературные процессы серицитизации, гидротермальной аргиллизации в глубинных образованиях, при полно проявленной микроклинизации, грейзенизации, имеют подчиненное развитие, безрудны и обнаруживают признаки значительной обособленности формирования во времени. В близповерхностных интрузиях, в которых процесс преобразования интрузий получает возможность проявиться полно в более низкотемпературной области, зоны серицитизации, аргиллизации рудоносны. В этой связи важно также следующее «парадоксальное», как пишет Т. С. Лавринг (1961), положение, установленное Дж. Джайсером: по мере увеличения глубины становления интрузива, несмотря на все уменьшающуюся при этом разницу температур интрузий и окружающих пород, длительность становления интрузива значительно увеличивается. Соответственно можно заключить, что процессы метасоматического замещения и связанные с ними процессы выщелачивания рудных элементов должны растягиваться на длительные периоды и приводить в этих условиях к образованию относительно малоконцентрированных рудных растворов.

Изложенные общие соображения и наблюдения, основывающиеся на изучении особенностей минерального состава месторождений, слагающих их жил, прожилков, метасоматических пород, позволяют прийти к следующим заключениям.

1. Формирование месторождений — процесс исключительно длительный, развивающийся при учете последующих преобразований руд, наложения более поздних минеральных образований, метаморфизма и т. д., по существу бесконечно, продолжаясь до настоящего времени.

2. Длительность образования собственно грейзеновых месторождений, если определять ее по периоду образования основных грейзеновых парагенезисов, может колебаться в значительном диапазоне времени, но в общем случае может быть с наибольшим основанием принята порядка десятки — сотни тысяч до первых миллионов лет.

3. В истории развития месторождений устанавливается несоизмеримость длительности образования прожилков, жил и метасоматических пород (табл. 13).

Таблица 13:

Длительность образования прожилков, жил и метасоматических пород

Процессы формирования месторождений	Возможная продолжительность, «масштаб» измерения времени
1. Приоткрывание трещин[1]	Секунды, минуты, часы
2. Выполнение трещин	Дни, месяцы, годы
3. Образование простых рудных жил, прожилков	Десятки, сотни, тысячи лет
4. Формирование фаций метасоматических пород (стадий)	Десятки —сотни тысяч лет
5. Возникновение сложных рудных жил (выполнение + замещение), эпигенетических рядов/фаций метасоматических пород (этапов) простых месторождений	Сотни тысяч—первые миллионы лет
6. Формирование метасоматических пород нескольких взаимосвязанных периодов минерализации, рядов разновозрастных рудных жил сложных месторождений	Миллионы —десятки миллионов лет

[1] Не исключено и более медленное приоткрывание трещин» что устанавливается в ряде случаев по параллельно-шестовым агрегатам второго рода.

4. Процесс собственно грейзенизации в ряду других постмагматических процессов, начинающихся с ранней микроклинизации и альбитизации, является одним из наиболее длительно развивающихся и по существу прекращается лишь по мере нивелирования температурных аномалий, созданных в период образования интрузивных гранитов, с которыми связаны процессы грейзенизации.

5. По мере уменьшения глубины образования грейзеновых месторождений и все более позднего их формирования в истории геологического развития с понижением геотермического градиента должны возникать все более благоприятные условия для более полного проявления относительно поздних метасоматических процессов (серицитизация, хлоритизация, развитие глинистых минералов), завершающих процесс грейзенизации.

б. Время образования грейзеновых месторождений по отношению к периоду становления гранитов

В настоящем разделе коснемся лишь вопросов временной связи грейзеновых месторождений [1] с гранитоидами. На близкое время развития грейзеновой минерализации и становления гранитных интрузий указывают как геологические наблюдения, так и определения абсолютного возраста минералов грейзенов и родственных им гранитов. Из геологических наблюдений подчеркнем следующие.

1. Анализ особенностей размещения метасоматических пород, а также зональности оруденения приводит к выводу о том, что интрудировавшие граниты до начала грейзенизации не успели еще остыть до температур окружающих пород. Это свидетельствует о развитии грейзеновой минерализации в общем случае вскоре после кристаллизации гранитов, с интервалом вряд ли превышающим десятки — сотни тысяч лет.

2. В период между образованием поздних гранитов и развитием грейзеновой минерализации устанавливаются лишь дайки, аналогичные по составу «материнским» гранитам — гранит-порфиров, аплитов, аплит-пегматитов. Дайки среднего и основного состава или предшествуют образованию грейзенов и поздних гранитов или развиваются значительно позднее и тех и других.

3. Характерно, что рудные жилы и метасоматиты грейзеновых месторождений, залегающие среди самых поздних гранитов (не рассматривая породы экзоконтакта), представляют наиболее ранние продукты минералообразования. Вследствие этого грейзены нередко устанавливаются в составе брекчий, цементируемых турмалин-хлоритовыми, сульфидными, кварц-флюоритовыми более поздними парагенезисами. До грейзенов в гранитах фиксируются обычно лишь признаки проявления более ранних процессов щелочного метасоматоза, приводящих к развитию калишпатизации, альбитизации, иногда скарнирования. Эти же процессы по особенностям их проявления рассматриваются многими исследователями как автометасоматические.

4. Структурные особенности локализации грейзеновых месторождений также свидетельствуют о формировании их вскоре после кристаллизации гранитов. В частности, в ряде случаев устанавливается рудоконтролирующее значение систем прототектонических трещин, ориентированных параллельно кровле (хотя более характерно развитие минерализации в экзокинетических системах трещин, пересекающих и граниты и породы кровли по единому структурному плану). Для грейзеновых месторождений типа надкупольных штокверков устанавливается связь ориентировки трещин, контролирующих оруденение, с особенностями формирования куполов гранитов.

В целом все геологические наблюдения свидетельствуют в пользу того, что время образования грейзеновых месторождений в истории геологического развития зон, поясов, регионов в первом приближении может приниматься равным времени развития поздних гранитов, с которыми они обнаруживают наиболее тесную пространственную и генетическую связь. Данные параллельных радиологических определений времени развития «рудоносных» интрузий по возрасту калиевых полевых шпатов, слюд, циркона, а также кварцево-рудных жил и грейзенов по возрасту мусковита из оторочек кварцевых жил и различных слюдистых фаций грейзенов (по мусковиту, биотиту) также

[1] Под длительностью образования грейзеновых месторождений мы понимаем период возникновения главных грейзеновых парагенезисов и связанного с ними оруденения.

позволяют установить следующее: практически во всех случаях образование и гранитов, и минерализации грейзенового типа происходило в одном и том же диапазоне времени в пределах точности определения абсолютного возраста. Приведем некоторые примеры.

1. Для района Корнуэлла (Dodson, 1961; Miller, Green, 1961) оценка времени развития пегматитов и грейзенов по отношению к времени образования самих гранитов позволила прийти к двум важным выводам:

а) возраст гранитов, определяемый по биотиту, всегда оказывается более древним (на 1—31 млн. лет) по сравнению с возрастом гранитов, определяемым по мусковиту. Такое различие и постоянство более древнего возраста биотита по сравнению с мусковитом находится, по мнению Дж. Миллера и Д. Грина (Miller, Green, 1961), вне экспериментальной погрешности и обусловлено неизвестным геохимическим фактором, возможно, более поздней вторичной фазой кристаллизации мусковита;

б) возраст гранитов и грейзенов оказался практически тождественным. В частности, возраст кварц-мусковитовых грейзенов Ст. Агнесс точно совпадает с возрастом гранита Карнменеллис.

Интересно обратить внимание лишь на одну деталь. Выше установлено по 10 определениям значительно более позднее развитие турмалиновых грейзенов — 240 млн. лет, тогда как средний возраст гранитов 282 ± 11 млн. лет. Столь «низкое» значение возраста, представлявшееся указанным исследователям «нереальным», вполне вероятно отражает действительную картину, поскольку турмалинизация и по многим геологическим наблюдениям развивается значительно позднее основных фаций грейзенов.

2. Многочисленные параллельные определения возраста гранитов и минерализации грейзенового типа имеются в работах, посвященных геохронологии Урала. По данным Л. Н. Овчинникова и др. (1966), может быть установлено, что периоды образования редкометальной грейзеновой минерализации и гранитов в районе Шилово-Коневского массива, с учетом погрешности определений, примерно совпадают во времени (285 и 280 млн. лет). Из материалов, приведенных М. М. Гаррисом (1966), можно заключить примерно то же самое, хотя абсолютные значения возраста, в том числе тех же гранитов Шилово-Коневского массива, в этой работе указываются более низкие — 250—262 млн. лет (для гранитов, мусковит-флюоритовых метасоматитов среди карбонатных пород, мусковита из оторочек мусковитовых жил).

Некоторое исключение представляют данные, приведенные для района Суундукского массива на Южном Урале (Лозовая, Попов, 1966). Для двуслюдяных и мусковитовых гранитов установлен возраст соответственно 290 и 281 млн. лет, а для грейзенизированных гранитов — 250 млн. лет. Образование грейзенов здесь происходило почти на 30 млн. лет позднее, а это не может быть объяснено погрешностью определений.

3. Для Центрального Казахстана в работах Г. Н. Щербы и позднее в опубликованных статьях В. К. Монича, В. Н. Соболева и др., указываются близкие значения возраста акчатауских гранитов и связанной с ними грейзеновой минерализацией. Так, возраст грейзена Акчатауского месторождения 292 млн. лет; Караобинского 272 млн. лет; для Коунрадского возраст гранитов и грейзеновой минерализации установлен в 300—317 млн. лет. Напомним, что усредненный возраст акчатауских гранитов, с которыми связывается минерализация, составляет 310—290 млн. лет (Монич и др., 1965).

Следует, однако, обратить внимание на отмечавшуюся ранее Т. В. Перекалиной (1966) неоднородность образования акчатауских гранитов на территории

Центрального Казахстана. То же самое, видимо, можно сказать и о времени образования грейзеновых месторождений, период образования которых на территории Центрального Казахстана растягивается на десятки млн. лет: 300—240 и даже 200 млн. лет.

Многочисленные цифровые данные о возрасте гранитов и грейзеновой минерализации имеются по месторождениям Северо-Востока, они приводятся в работах И. Я. Некрасова, Н. И. Ненашева, Л. Ф. Фирсова и др. По данным Н. И. Ненашева (1965), возраст грейзенов месторождения Полярного, определенный по мусковиту из грейзена, равен 115 млн. лет, а возраст Омчикандинского массива, с которым связано это месторождение, 138 млн. лет. По данным того же автора, практически совпадает время формирования Ченкеленья-Ирюнджинского гранитного массива и образования грейзенов в нем, определявшееся соответственно по валовой пробе биотитового гранита и мусковита из двуслюдяного грейзенизированного гранита. Возраст Иультинского месторождения, определенный по мусковиту из оторочек кварцевых жил, по данным А. В. Зильберминца (1966), равен 83 млн. лет и возраст гранитов 96 млн. лет.

Эти и другие данные неоспоримо свидетельствуют о близком времени формирования гранитов и грейзеновой минерализации, генетически связанной с этими гранитами.

К аналогичному заключению о близком времени формирования гранитов и грейзеновой минерализации можно прийти при сопоставлении абсолютного возраста гранитов и грейзеновой минерализации Австралии. По данным И. Макдуголла, П. Jlerro (Mc Dougall, Legge, 1965), возраст гранитов рудного района Авока в северо-восточной части о-ва Тасмания варьирует в пределах 347—362 млн. лет. Определение (по мусковиту) времени проявления процессов грейзенизации в минерализованных дайках аплитов месторождения Аберфойль дает аналогичную величину 342 млн. лет. Близкий возраст устанавливается, по данным этих исследователей, для гранитного массива Мередит (в северо-западной части о-ва Тасмания) и связанной с ним оловянной минерализации. В частности, минерализованные дайки месторождения Маунт-Бишоф имеют возраст грейзеновой минерализации 355 ± 4 млн. лет, а материнские по отношению к ней граниты 353 ± 7 млн. лет (Broks, 1966).

Интересно обратить внимание и на результаты определений возраста пегматитов, также повсеместно совпадающие с периодом образования гранитов, среди которых они залегают. Однако период образования пегматитов, как и родственных им гранитов, устанавливается обычно как более ранний по сравнению с грейзенами и поздними гранитами. С другой стороны, время развития силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений в пределах того или иного региона может «перекрываться» с временем формирования грейзеновых месторождений, но в большинстве случаев образование этих типов месторождений происходило в более поздний период. Поэтому усредненные данные о времени образования пегматитов и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений отличаются от средних данных образования грейзенов и родственных им гранитов на 15—30 млн. лет.

Таким образом, рассмотрение имеющихся данных как геологических, так и радиологических позволяет заключить, что: а) время развития грейзеновой минерализации в первом приближении может быть достаточно точно определено по времени образования гранитов, с которыми грейзены связаны генетически, и б) вероятный «разрыв» во времени между периодом кристаллизации гранитов и образованием основных фаций грейзенов вряд ли превышает первые миллионы лет.

Сделанные заключения, с одной стороны, позволяют примерно оценить верхний возрастной предел возможной длительности образования грейзеновых месторождений в сотни тысяч — первые миллионы лет (без учета возможного последующего наложения минерализации других генетических типов); а с другой дают возможность использовать имеющиеся данные о времени образования рудоносных гранитов при обсуждении вопросов о времени образования грейзеновых месторождений в истории геологического развития — вопросов филогенеза.

в. Изменение представлений о связи оруденения с интрузиями

Для рассматриваемой группы грейзеновых месторождений установлена пространственная и генетическая связь оруденения с гранитами. Закономерное размещение месторождений по отношению к гранитоидам, тесное чередование в истории формирования месторождений периодов развития оруденения и даек (аплитов, микрогранитов, гранит-порфиров) — убедительно подтверждают это.

Не вызывает сомнений также и то, что кислые — ультракислые малые интрузии гранитов, с которыми наиболее тесно ассоциируют месторождения, на уровне глубинности их становления являются типичными интрузивными образованиями. Это подтверждается морфологией таких гранитных массивов (лакколиты, штоки, пластовые тела и трещинные интрузии, развивающиеся обычно в апикальных частях «батолитовых» интрузий различного состава и возраста), залеганием их в большинстве случаев среди относительно слабо метаморфизованных осадочных пород фаций зеленых сланцев и альбит-эпидотовых амфиболитов, а также образованием на контактах типичных роговиков.

Отмеченные особенности размещения месторождений по отношению к гранитам, давно известные исследователям, давали основание рассматривать генетическую связь оруденения с магматизмом как прямую, непосредственную и считать период развития оруденения синхронным с этапом магматической дистилляции.

Общий ход процесса кристаллизации магмы, приводящей к дистилляции летучих, был наиболее полно рассмотрен В. А. Николаевым в работах 1947—1953 гг. Напомним, что для наиболее близких к природным систем В. А. Николаевым были выделены три основных случая кристаллизации расплава и образования летучих. В относительно закрытых системах летучие, не имеющие возможности удалиться, будут конденсироваться и переходить в раствор. В результате завершения кристаллизации возникнут раскристаллизованные породы, содержащие растворы, обогащенные конденсированной газовой фазой. В относительно открытых и осмотических (проницаемых для газов) системах флюиды в период дистилляции будут удаляться, соответственно и период конденсации их должен отсутствовать. В результате образуются раскристаллизованные породы, содержащие остаточные растворы, лишенные в значительной степени летучих компонентов.

Теоретическая модель процессов кристаллизации магм, предложенная В. А. Николаевым, находилась в хорошем соответствии с пульсационной гипотезой С. С. Смирнова: трещинообразование, приводящее к возникновению новых каналов, порождало отделение новых порций дистиллятов. В связи с этим необходимо «. . .считаться с пульсирующим характером магматической деятельности и с неоднократным поступлением газовой фазы и жидких растворов в верхние более или менее отвердевшие части магматической камеры и в боковые породы, причем поступающие растворы имеют различный состав

в различное время и на различных уровнях остывающего магматического тела» (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961, стр. 251).

В целом подобная принципиальная схема развития оруденения в связи с процессами магматической дистилляции не потеряла своего значения, ее развивают в настоящее время ряд исследователей и, в частности, для грейзеновых месторождений И. Н. Говоров. Однако сейчас эта схема не может рассматриваться как универсальная и единственно возможная. Действительная связь оруденения с магматизмом, как показывают геологические наблюдения и проведенные теоретические и экспериментальные исследования в области рудообразования, по-видимому, значительно более сложная, с участием норовых посткристаллизационных растворов и неоднократной мобилизацией и переотложением рудных элементов из породообразующих минералов в постмагматический период развития (работы Г. Д. Афанасьева, В. Ф. Барабанова, А. А. Беуса, Д. С. Коржинского, JI. Н. Овчинникова, JL В. Таусона, Н. И. Хитарова и др.).

Из геологических наблюдений, не укладывающихся в «рамки» прямой связи оруденения с интрузиями, отметим следующие. Устанавливается, что признаки метасоматических преобразований, а в ряде случаев и оруденение, прослеживаются на значительные глубины и нередко выходят за пределы малых интрузий, с которыми они связаны (месторождения Боливии, Рудных гор и других регионов). С другой стороны, далеко не каждый гранитный массив и тем более купол сопровождаются развитием минерализации. Рудоносные граниты, метасоматические породы и жилы обычно размещаются в тесной пространственной связи с региональными и локальными тектоническими нарушениями. Это можно проследить как на примере зарубежных, так и отечественных месторождений Урала, Казахстана, Забайкалья, Северо-Востока и ряда других регионов. Особенно наглядна в этом отношении карта, составленная Кателo Нейва (Neiva, 1944), иллюстрирующая закономерности размещения редкометальных месторождений Португалии.

В целом наличие глубоких корней месторождений, связь размещения месторождений с региональной тектоникой и ряд других фактов свидетельствуют о том, что процессы развития минерализации не могут рассматриваться только в связи с кристаллизацией гранитов, в которых или вблизи которых они наблюдаются. Эти факты позволили прийти к такому выводу: процессы оруденения индуктированы какими-то более глубинными и длительно развивающимися явлениями, определяющими возникновение как поздних гранитных интрузий, так и месторождений.

Кроме того, исследователи, пытавшиеся оценить возможные формы переноса рудных элементов, пришли к выводу о малой вероятности сколько-нибудь существенного выноса рудных элементов из расплавов на стадии магматической дистилляции. Такое заключение основывается на том, что в расплаве рудных элементов должно быть чрезвычайно мало по сравнению с водородом, который постоянно фиксируется в современных эксгалятах и газово-жидких включениях минералов, а также по сравнению с кремнием и алюминием, с которыми галоиды в то же время образуют значительно более летучие соединения с более низкими критическими температурами, чем с основными рудными элементами.

По мнению А. А. Беуса и Б. П. Соболева (1964, стр. 37), «максимальное количество рудных, которое может быть экстрагировано из расплава в форме галоидных соединений (на стадии дистилляции —Д. *Р.*), составляет в лучшем случае тысячные доли от их среднего содержания в магме».

Правда, в последние годы все большее значение придается переносу металлов в виде комплексных соединений типа Na_2SiF_6, Na_2BeF_4 (Беус, Соболев, 1964); $K[W0_3F_2]$-aq (Брызгалин, 1965); $Na_2[Sn(OH, F)_6]$ (Барсуков, 1957) и т. д., способных к переносу в газовой фазе и устойчивых, как выяснено экспериментальными исследованиями, в широком диапазоне температур и давлений. Однако, как можно судить по результатам опытов Л. Н. Овчинникова и А. М. Масаловича (1966), при повышенных температурах (более 250° С) должно происходить резкое падение степени фильтрации растворенных металлов, задерживаемых раскристаллизованными породами, как в силу стерического фактора, так и электростатических причин. Кроме того, следует принять во внимание, что выносу рудных элементов на стадии магматической дистилляции будет препятствовать также активный захват их из расплава (главным образом той части рудных металлов, которая находится в виде ионов) кристаллизующимися силикатами.

Эти представления об ограниченной возможности выноса рудных элементов при магматической дистилляции, в значительной мере стирающие грань, с точки зрения рудообразования, между системами относительно закрытыми, открытыми и осмотическими, согласуются с геологическими наблюдениями. Контактовые роговики, наиболее ранние образования, связанные с магматическим периодом становления гранитов, представляют собой продукты главным образом изохимических преобразований. Изменение химического состава роговиков, как показали работы В. Гольдшмидта (1911 г.) и последующие исследования (Райнольдс, 1950 г.), происходит лишь на фоне некоторого изменения содержаний H_20, $C0_2$ и только в непосредственной близости от интрузий — щелочей. Ф. К. Шипулин (1960) еще более скромно оценивает возможное участие магматических газов и растворов в контактовых преобразованиях пород. Последние, по его мнению, формируются главным образом за счет собственных поровых вод, активизированных теплом интрузий.

Содержания металлов в зонах роговиков хотя иногда и повышаются в 10—100 раз, однако всегда остаются при этом несопоставимо малыми по сравнению с постмагматическими рудными концентрациями, для которых характерны кларки концентраций тысячи — десятки — сотни тысяч.

Более того, по существу есть доказательства, что между периодом ороговикования пород в экзоконтакте и развитием в них рудной минерализации вдоль прожилков и жил имел место определенный перерыв во времени, в течение которого волна максимального прогрева пород распространилась на значительные расстояния от интрузии, а прилегающие зоны пород экзоконтакта успели частично остыть. Об этом свидетельствует следующее: типичные минералы роговиков (биотит, андалузит, кордиерит, ранний турмалин) во внешней зоне грейзенов во всех случаях замещаются хлоритом, серицитом и лишь во внутренней зоне устанавливаются более высокотемпературные кварц-топазовые, кварц-турмалиновые, кварц-мусковит-флюоритовые метасоматиты, связанные с поздним локальным прогреванием пород вдоль путей восходящей миграции растворов.

Косвенным подтверждением непродуктивности периода дистилляции, возможно, являются также примерно равные кларки рудных элементов в однотипных по составу интрузивных породах и их излившихся аналогах, несмотря на большие в этом случае возможности удаления летучих в ходе кристаллизации.

В связи с вышесказанным, несмотря на безусловную генетическую связь оруденения с гранитами, в последнее время намечается все больший отход

от представлений о прямой связи оруденения с интрузиями. Магматический кристаллизующийся расплав не может, по-видимому, рассматриваться как главный непосредственный источник металлов.

г. Об источнике металлов и природе растворов при образовании грейзеновых месторождений

Экспериментальные и геохимические исследования показали, что наиболее вероятным источником металлов, образующих руды, могут быть элементы породообразующих минералов. При длительном воздействии паров на граниты удавалось экстрагировать до 90% всех рассеянных рудных элементов. Способность к экстракции значительно повышалась при наличии в растворах NaCl и КС1 (Овчинников и др., 1964). Установлено также освобождение рудных элементов и обогащение ими растворов при замещении первичных породообразующих минералов. Так, при калишпатизации, проявляющейся главным образом в развитии микроклина по плагиоклазам, находящиеся в них элементы Be, W, Mo освобождаются и могут выноситься растворами. При замещении биотита мусковитом последний обычно уже не содержит примеси Sn, столь характерной для биотита (Некрасов, 1966). Кинетика выщелачивания рудных элементов из породообразующих минералов — полевых шпатов, слюд, кварца, амфиболов — была прослежена экспериментальными исследованиями Н. И. Хитарова (1957), Э. Э. Сэндерова (1962), JI. Н. Овчинникова, А. М. Масаловича ($1966_{b,2}$) и др.

Некоторое представление о потенциальных возможностях гранитов как источников рудных элементов дают цифры содержаний элементов на 1 m гранита: 200 *г* Nb, Zr; 100 г Ce; 40 г Li; 20 г РЬ; 18 г Th; 5,5 г Be; 3,5 г U, Ta; 3 г Sn; 1,5 г W; 0,2 г In; 0,08 г Hg; 0,01 г Bi (по Виноградову, 1962).

Минералами-носителями главных рудных элементов являются: для Be — плагиоклаз; для Sn — темноцветные минералы, главным образом слюды (биотит до 400 г/m); для Mo — плагиоклазы и акцессорный молибденит; для W — биотит, сфен, плагиоклазы; для Pb, Hg, Cu — калиевые полевые шпаты, для Li, Nb — биотит; для Th — акцессорный сфен, ортит (Барсуков, 1957; Таусон, 1961; Полянский, 1965; Косалс, Сухоруков, 1965; Беус, Соболев, 1964; Некрасов; 1966, Иванова, 1967 и др.).

Таким образом, в соответствии с современными представлениями наличие или отсутствие оруденения в связи с теми или иными интрузиями в значительной мере определяется посткристаллизационными процессами мобилизации рудных элементов.

Что же касается проблемы источника мобилизующих растворов, то в настоящее время после установления важной роли вадозных вод в областях современной термальной деятельности (где, как выяснено, 90—95% термальных вод составляют вадозные воды — Д. Уайт, 1958) уже не вызывает сомнений большое значение поверхностных и погребенных вод в эндогенном рудообразовании. При этом предполагаются различные формы участия поверхностных вод: ассимиляция вод расплавом из окружающих пород (обычно низкой ступени метаморфизма) — явление трансвопоризации, по Е. Садецки-Кардошу, или частичное обогащение расплава напорными водами глубинной циркуляции, как подчеркивал Н. И. Хитаров. Естественно, что ассимиляция поверхностных вод будет содействовать понижению температуры кристаллизации гранитного расплава и образованию больших количеств постмагматических растворов.

В других случаях, главным образом при рассмотрении минерализации зон экзоконтакта, указывается на возможность смешения восходящих растворов с вадозными водами. Кроме того, характер распределения минерализации на глубину и приуроченность постмагматических преобразований гранитов к зонам региональных нарушений постоянно указывают на необходимость принимать во внимание более глубинные источники растворов. Подобные глубинные воды могут быть результатом продолжающихся ультраметаморфических реакций, приводящих к дальнейшему обезвоживанию пород, а также преобразованию глубинными флюидами, названными Д. С. Коржинским сквозьмагматическими.

В связи с вышесказанным представления о минералообразовании вследствие воздействия растворов, периодически отделяющихся из кристаллизующегося магматического очага, в настоящее время требуют корректив. При анализе процессов минералообразования, пространственно и генетически тесно связанных в данном месте с гранитными массивами, даже ортомагматическими, следует принимать во внимание сложную природу «остаточных» растворов, возможность участия в их составе как более глубинных, так и поверхностных вод, непосредственно не связанных с исходными расплавами.

Изучение метасоматических пород и структур рудных полей привело к существенному изменению представлений и о путях движения растворов. Принимая во внимание факты несопоставимо более широкого распространения метасоматических пород по сравнению с собственно рудными телами, жилами, прожилками, а также разобщенность рудных жил «целиками» пород и выклинивание их выше гипотетических очагов (а в ряде случаев жилы, зоны брекчий, т. е. открытые каналы, по-видимому, вообще, отсутствуют), можно прийти к выводу о том, что основными путями циркуляции растворов должны были быть не зияющие трещины, а поры и микротрещины пород. «Исследователи приходят к выводу, — пишет Мак-Кинстри (1958, стр. 162), — что растворы приходили через твердые породы, проникая по мириадам мелких трещин и (или) по межзерновым промежуткам».

Этот же вывод следует из сопоставления вероятного времени формирования жил, прожилков метасоматических пород. Период возможного существования открытых трещин на глубинах формирования месторождений кратковременен и представляет «миг» по сравнению с общей длительной историей развития месторождений, измеряемой десятками — сотнями тысяч лет (Рундквист, 1965).

Приняв во внимание эти соображения, можно заключить, что при тектонических подвижках и возникновении трещин «всасывание» (по выражению А. Г. Бетехтина, 1953) растворов [1] в трещины в силу падения давления должно происходить не из гипотетического очага, а из окружающих пород. В этом смысле можно сказать, что трещины дренируют растворы, находящиеся в порах окружающих пород и что вмещающие породы, поры которых насыщены растворами, будут играть роль «вторичных резервуаров», служащих источником минерализованных растворов, поступающих в активную циркуляцию при каждом акте трещинообразования (Рундквист, 1963). Для рассматриваемых месторождений такими «вторичными резервуарами» глубинных растворов могут быть апикальные куполовидные части интрузий, служащие естественными локализаторами восходящих растворов. При каждом акте трещинообразования в силу

[1] В тексте термин «раствор» используется в широком смысле как система, в которой растворителем является H_2O без учета ее реального фазового состояния.

возрастающего давления с глубиной наиболее активная фильтрация растворов из пород в трещины должна происходить на нижних уровнях и основным источником растворов будут породы в зоне «корней» трещин, т. е. в рассматриваемых случаях граниты.

Близкие по смыслу представления по затронутому вопросу изложены в статье И. Ингерсона и Дж. Х. Маккина (1961). На основании рассмотрения современных представлений по вопросам гидротермального минералообразования эти исследователи пришли к следующим выводам: 1) растворы не возникают на глубине; 2) место возникновения растворов — это зальбанды трещин; 3) исходной была межзерновая вода и летучие кристаллизующейся породы.

Таким образом, тезис о том, что оловянное, вольфрамовое, редкометальное оруденение тесно генетически связано с гранитами, в которых или вблизи которых оно развивается, остается в силе, однако реальный смысл этой связи в настоящее время представляется иным, чем 10—15 лет назад. Оруденение и интрузии гранитов имеют в этом смысле парагенетическую связь, обусловленную общностью глубинных процессов. Однако эта парагенетическая по своему смыслу связь в силу унаследованности процессов, физических свойств интрузивных пород, аккумулирующих растворы, может иметь все черты прямой генетической связи и приводить при процессах трещинообразования к перемещению растворов из интрузий в вышележащие породы.

В связи с этим выводом следует несколько подробнее рассмотреть условия, благоприятствующие накоплению растворов в пределах гранитных массивов и зон экзоконтакта.

д. Об условиях, благоприятных для накопления растворов и концентрации рудных элементов

Условия накопления растворов в апикальных частях интрузий («вторичных резервуаров») в значительной степени будут определяться температурным режимом массивов. На образование месторождений будет существенно сказываться при этом строение и состав вмещающих пород, морфология интрузива, глубинность его становления, интенсивность трещиноватости пород и время ее проявления. Все эти взаимосвязанные факторы в конечном итоге определяют структурно-морфологический тип возникающего месторождения, распространенность различных фаций метасоматических пород и рудоносность.

Принимая во внимание, что вследствие большой поверхности соприкосновения пород и просачивающихся растворов температуры их не могут существенно отличаться [1], можно известные закономерности распределения температур в пределах кристаллизующихся и затем остывающих массивов, а также окружающих их зон, преломить к изменению физических свойств просачивающейся воды — ее вязкости и поверхностному натяжению в различных температурных зонах. На важное значение для понимания процессов рудообразования физических свойств воды, в частности резкого изменения вязкости в зависимости от температуры, обращали внимание Л. Грейтон, А. Г. Бетехтин, Д. С. Коржинский, Г. Н. Поспелов, Ю. К. Долгов и др.

Поскольку вязкость воды изменяется обратно пропорционально температуре, то, согласно закону Дарси, при прочих равных условиях скорость филь-

---

[1] Известные факты прогревания пород в областях циркуляции термальных вод и охлаждения пород в зонах проникновения поверхностных вод могут быть объяснены лишь длительным воздействием ничтожно малого (1°) градиента температур (Рундквист, 1966).

трации находится в обратной зависимости от вязкости, а вязкость воды (включая надкритическую область до 600—700° С) уменьшается обратно пропорционально возрастанию температур. Таким образом, можно заключить, что с увеличением температуры должна резко возрастать скорость фильтрации. Соответственно справедливо и обратное положение — при восходящей циркуляции растворов и проникновении их из более прогретых пород в более холодные должно происходить резкое «торможение» растворов. Подобное явление подтверждается экспериментальными исследованиями Д. Максвелла и П. Верраля (Maxwell, Verral, 1953 г.), установившими резкое возрастание проницаемости пород при их нагревании. Соответственно холодные вмещающие породы, обладающие исходно даже той же проницаемостью, что и интрузивные породы, будут служить естественными преградами на пути восходящих растворов. Поскольку сами интрузивные породы (раскристаллизованные зоны) будут относительно беспрепятственно пропускать растворы, в верхних апикальных частях, под кровлей вмещающих пород, особенно в куполовидных выступах гранитов неизбежно должны скапливаться растворы.

Для случая восходящего течения газов по существу будет иметь место аналогичное явление, поскольку в силу их охлаждения при взаимодействии с более холодными породами в той или иной зоне произойдет их конденсация, в результате которой дальнейшее распространение газов должно прекратиться. Именно этим обстоятельством и как следствие возможным возникновением высоких давлений газов (пара) в куполе гранита, под «подушкой» закупоривших капилляры растворов, В. Эммонс объяснял восходящее течение растворов.

Поскольку температурный перепад в области контакта будет естественно тем бо́льшим, чем больше разница между температурами вмещающих пород и кристаллизующегося расплава, то можно заключить, что максимально благоприятные условия для накопления растворов в верхней апикальной части и образование в случае тектонически спокойных условий месторождений типа минерализованных куполов будут иметь место при формировании массивов в поверхностных и гипабиссальных условиях, при становлении их среди относительно холодных пород. В глубинных условиях из-за высокой температуры окружающих пород растворы смогут практически беспрепятственно вытекать за пределы массивов.

В первом приближении это хорошо соответствует известным закономерностям размещения высокотемпературных месторождений этого морфологического типа (грейзенов, апогранитов), локализующихся в апикальных частях, куполах массивов умеренных глубин становления. В то же время известно, что подобного типа месторождения практически полностью отсутствуют в глубинных зонах в гранитах, залегающих среди близких им по возрасту мигматитов, гнейсов и кристаллических сланцев высоких ступеней метаморфизма.

Существенное значение для накопления в пределах массивов растворов, способных к мобилизации элементов и последующему переотложению, будет иметь морфология интрузивных тел. Поскольку относительно холодные вмещающие породы будут играть роль своеобразных стенок, сохраняющих растворы в пределах максимально нагретых интрузивных тел, можно заключить, что апофизы гранитов и дайки, далеко заходящие во вмещающие породы, будут служить своеобразными выводными каналами растворов. В случае развития многочисленных апофиз и дорудных даек не должны возникать благоприятные условия для накопления растворов в апикальных частях (а соответственно *и* месторождения типа минерализованных куполов) и по другой причине —

в силу малой контрастности в этом случае температурного поля остывающего интрузива.

Действительно, в участках развития многочисленных апофиз или даек минерализация обычно сосредотачивается именно в них и возникают месторождения, как сказано выше, типа «минерализованных даек», в которых основная минерализация локализуется в дайках и апофизах, а нижележащие граниты практически бесплодны.

Большое влияние на условия просачивания и накопления растворов оказывает также изменение поверхностного натяжения воды при изменении температуры. Вследствие обратной зависимости величины поверхностного натяжения от температуры в высокотемпературной области вода обладает свойствами идеально смачивающей жидкости и может распространяться по самым тонким капиллярам, соизмеримым с величиной молекулярных слоев.

Пропитывание пород растворами приводит к уменьшению поверхностной энергии и будет способствовать возникновению в ней новых микротрещин вследствие расклинивающего действия воды и реализации остаточных напряжений. Как следствие этого, растворы, относительно беспрепятственно мигрирующие по микропорам и микротрещинам гранитов, находящиеся при высоких температурах, будут требовать для перемещения по низкотемпературным породам экзоконтакта все более отчетливо выраженных систем трещин. Учитывая отмеченное выше соответствие температур пород, проникающих по ним растворов, а также возникающих при этом продуктов минералообразования, естественной становится известная закономерность, проявляющаяся в том, что наиболее высокотемпературные метасоматические образования равномерно распределены в породах, охватывают массивы практически нацело или значительные зоны, в то время как генетически с ними связанные процессы переотложения выщелоченных продуктов в более низкотемпературных зонах всегда локальны.

Накопление растворов в апикальных частях интрузий в силу теплоемкости восходящих растворов может вызывать некоторое замедление охлаждения куполовидных частей и как следствие этого приводить к максимально длительному активному периоду их развития. С этим хорошо согласуются известные особенности строения куполов и надкупольных зон — максимальная метасоматическая переработка пород в этих участках, признаки реоморфических преобразований и пластического течения гранитов, а также структуры надкупольных штокверков. Образование последних происходит, как установлено, в условиях тангенциального растяжения, которое увязывается с контракцией массивов при их охлаждении. В этих условиях возникновение надкупольных трещин отрыва может быть объяснено лишь некоторым «отставанием» в охлаждении куполов по сравнению с окружающими участками массивов (Рундквист, Денисенко, Торчинюк, 1966).

Таким образом, апикальные части интрузий, особенно купола, в силу влияния целого ряда факторов (длительности сохранения повышенных температур, экрана вышележащих пород и т. д.) будут играть роль естественных локализаторов растворов — «вторичных резервуаров», при достижении которых корнями трещин будут возникать условия для перемещения растворов на более высокие горизонты.

Очевидно, что важнейшим условием, определяющим морфологический тип возникающего месторождения и характер оруденения, будет время развития трещин, глубина их заложения, диапазон развития, интенсивность проявления.

Прежде чем рассматривать эти вопросы, разберем в общем виде наиболее простой случай — развитие процесса минерализации в куполах интрузий, существенно не нарушенных трещинообразованием.

е. Особенности формирования минерализации в куполовидных частях гранитных интрузий

Растворы, накапливающиеся в верхних апикальных частях интрузий, в силу меняющихся во времени условий, естественно, будут претерпевать сложную эволюцию.

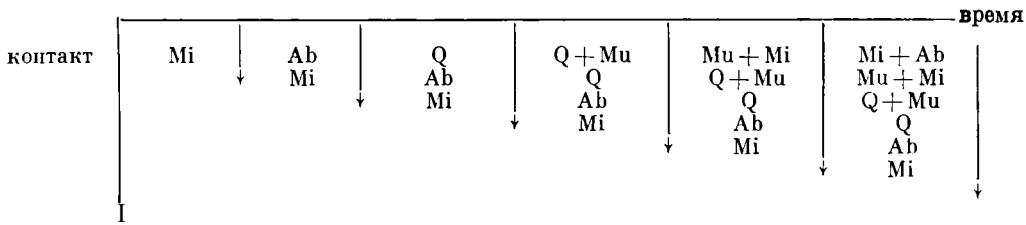
Общий процесс минералообразования в гранитах и формирование метасоматической зональности без существенного влияния экзокинетического трещинообразования рассмотрены в соответствии с представлениями Д. С. Коржинского, А. А. Беуса и других о мозаичном «локальном» равновесии между поровым раствором и породой, постоянстве эволюции растворов в восходящем потоке, закономерной смене ранних щелочных растворов кислотными и далее вновь щелочными до поздних нейтральных или слабокислых.

Дополнительно следует подчеркнуть следующее положение. Процесс автометасоматического постмагматического преобразования материнских гранитов, начинающийся по мере нарушения равновесия раствор — порода, в пределах остывающего гранита должен распространяться волной от периферических, быстрее остывающих частей массива, к все более глубоким центральным.

Метасоматическое минералообразование на передовом фронте разрастающейся волны будет происходить в сходных физико-химических условиях и повсеместно начинается, как свидетельствуют геологические наблюдения, с процесса высокотемпературного калиевого метасоматоза в условиях умеренных и больших глубин формирования гранитов (Афанасьев, 1949).

Вследствие прогрессирующего остывания и все большего удаления от контактов фронта метасоматического минералообразования (ранней калишпатизации) появляется возможность все большей естественной эволюции растворов в ходе их восходящей миграции в пределах массива гранитов и соответственно при взаимодействии их с породами, возникновения все более продвинутых метасоматических образований в верхней апикальной части. Первоначально проявляется только микроклинизация, далее, по мере опускания фронта микроклинизации, появляются условия для проявления в верхней части альбитизации и т. д.

В упрощенном виде эволюция во времени и в пространстве при возрастании минералообразования от контакта в глубь массива при сохранении общей направленности процесса и экранирующем влиянии пород кровли может быть выражена следующим образом:



В результате при завершенности процесса будут возникать зональные метасоматические колонки со сменой по правилу: от контакта сверху вниз

от более продвинутых фаций (относительно более поздних) к начальным (наиболее ранним). При этом зона кислотного выщелачивания может наблюдаться не на контакте, а на некотором удалении от него в глубине массива.

Подобные случаи зональности характерны для так называемых «апогранитовых» месторождений, формирующихся в куполах гранитов в относительно закрытых системах. В частности, близкого типа зональность описана Л. Н. Черник, А. С. Бабкиным (1964) для одного из типичных массивов с ниобий-танталовым оруденением.

Так как первоначально на породы воздействуют щелочные растворы, изменяющиеся по мере восхождения в сторону кислотности, а затем по достижении максимальной кислотности при определенных условиях давления и температуры в сторону возрастания щелочности, то эволюцию процесса рудообразования можно рассматривать как выщелачивание рудных элементов (оснований) из пород ниже уровня глубинности, на котором достигается максимальная кислотность, и как отложение рудных элементов на более высоких горизонтах в ходе возрастания щелочных растворов и соответствующего увеличения активности выщелочных оснований (Д. С. Коржинский, 1953; Беус и др., 1962). Не рассматривая здесь причин, вызывающих подобное изменение щелочности — кислотности восходящих растворов, отметим лишь, что подобные представления хорошо согласуются с имеющимися наблюдениями — концентрацией рудных элементов в верхних локальных зонах переотложений (грейзенах, «апогранитах», турмалин-хлоритовых метасоматитах) над зонами регионально проявленной калишпатизации и альбитизации гранитоидов.

Применительно к гранитоидам в участках проявления процессов микроклинизации (обычно сопровождаемых также замещением биотита на мусковит) за счет замещения плагиоклазов и биотита может происходить обогащение: растворов Sn, Be, W, Mo, а в участках альбитизации за счет замещения калиевых полевых шпатов — Pb, Cu и другими элементами. В ходе разрастания метасоматических волн роль элементов, достигающих наиболее высоких концентраций в период максимального распространения альбитизации, будет возрастать.

Следует отметить и безусловно важную роль термодиффузии в накоплении рудных элементов в верхней апикальной части массивов. В относительно спокойных тектонических условиях при становлении массивов под кровлей малопроницаемых пород минералообразование может, очевидно, рассматриваться как протекающее в условиях медленно мигрирующих поровых вод, при котором явления диффузии компонентов должны были оказывать не меньшее влияние, чем восходящая инфильтрация. В неоднородном температурном поле особое значение должны, очевидно, приобретать процессы конвективного массообмена, термодиффузии. Термодиффузия в однородных растворах приводит, как известно, к миграции растворенных соединений от горячих к более холодным участкам (эффект Соре), а в газах — к встречной диффузии молекул (соединений с большим молекулярным весом) по направлению потоков тепла, а веществ с меньшим молекулярным весом (или с более крупными частицами) — в обратном направлении.

Таким образом, перемещение выщелочных рудных компонентов, обладающих высокими молекулярными весами, в верхней части интрузий должно происходить не только вследствие процессов инфильтрации, но и в результате термодиффузии.

Принимая во внимание отмеченные выше закономерности взаимосвязи температур пород, температур проникающих по ним растворов и температур

процессов минералообразования, представляется возможным более детально рассмотреть «динамику» разрастания зон, изменения химизма растворов и формирования метасоматических пород. Постулируя положение о том, что длительность естественного остывания пород дает представление о минимально возможной длительности процессов минералообразования, можно, применяя известные закономерности остывания гранитных массивов, рассмотренные Т. С. Лавринго м, Д. Н. Казанли, П. Н. Кропоткиным, установить следующие положения применительно к метасоматическому минералообразованию.

а. Первоначально в силу резко анизотропного распределения температур в пределах массивов в различных температурных зонах могут идти резко различные по химизму процессы, тогда как в более поздние периоды, по мере остывания и выравнивания температур, будут протекать одни и те же процессы (например, серицитизация) в пределах всего массива или значительной его части.

б. С возрастанием глубины рассматриваемого сечения гранитов (от контакта) разрыв во времени между поступлением соответствующих метасоматических зон будет все более возрастать. Соответственно продолжительность каждого метасоматического процесса по мере углубления будет растягиваться на все более длительные интервалы.

в. Чем большими размерами обладает массив, тем меньшее влияние на длительность метасоматических процессов будет иметь глубина его залегания, тем большее число зон может в нем единовременно разрастаться.

г. Чем глубже происходит формирование массива, тем в общем случае менее отчетливая (менее контрастная) метасоматическая зональность должна в нем возникать.

Исходя из рассмотренной модели остывания массива и разрастания зон минералообразования сверху вниз в силу нарушения равновесия поровый раствор — порода, можно прийти к ряду частных выводов и следствий, применительно к развитию процессов рудообразования. Укажем два из них.

1. Если смену редкометального этапа минерализации сульфидным связывать с последовательной сменой максимума проявления микроклинизации и альбитизации в глубинных частях массивов, то, исходя из значительного разрыва во времени, устанавливаемого между периодами редкометальной и сульфидной минерализации, подобная эволюция может иметь место лишь в случае распространения процессов калишпатизации и альбитизации на значительные глубины далеко за пределы малых интрузий, в пространственной и генетической связи с которыми они наблюдаются. Кроме этого, при подобном размахе в миграции волн следует, очевидно, учитывать возрастание основности гранитов с глубиной, а соответственно и увеличение количества содержащихся в них таких халькофильных элементов, как Pb, Cu, Fe и др.

2. Поскольку градиент изменения температур в пределах массива и окружающих его пород по мере выравнивания температур становится все меньше, соответственно все более поздние растворы, несущие рудные компоненты, даже при сохранении их устойчивости в одном и том же температурном интервале, будут приобретать способность выноситься и локализоваться на все большем удалении от их источника. При этом чем более контрастны температурные условия в зонах переотложения, тем более локальные метасоматиты здесь будут возникать, и тем большие в общем случае концентрации рудных компонентов могут фиксироваться в таких зонах.

Таким образом, изменение состава метасоматирующих растворов, приводящих к минералообразованию в верхней апикальной части гранитов, может

быть рассмотрено как закономерное следствие прогрессирующего удаления фронта начала минералообразования на все более глубокие горизонты и накопления и воздействия на породы растворов все более поздних периодов эволюции. При этом процесс минералообразования будет зависеть от глубины становления, состава и морфологии массива, а также состава и свойств окружающих пород.

ж. Влияние трещинообразования на процессы постмагматического минералообразования

Рассмотренные выше условия отражают основные черты процессов минералообразования в собственно метасоматических грейзеновых месторождениях типа минерализованных куполов, даек, частично избирательно замещенных пород экзоконтакта, формирующихся при проявлении, но подчиненной роли разрывных нарушений. Другой путь развития характерен для жильных, штокверковых и частично трубообразных месторождений, при формировании котоных процессы трещинообразования влияли не только на размещение постмагматических продуктов, но и на состав метасоматических пород, жил, прожилков, на их текстуры и структуры, а также на рудоносность.

Одна из характернейших особенностей жильных и штокверковых месторождений — многократность проявления трещинообразования и соответственно многочисленность генераций жил, прожилков.

Жилы связаны с историей развития наиболее крупных и длительно живущих трещин и в связи с этим локализуют минерализацию значительного интервала времени и фиксируют значительные изменения в рудообразующей системе. Прожилки связаны с местными, локальными трещинами, менее существенно нарушавшими общую направленность процесса минералообразования, в их строении участвует более ограниченный набор минералов.

Подавляющая часть жил и прожилков грейзеновых месторождений формируется по схеме: выполнение + замещение. Основная тенденция процесса минералообразования при этом заключается в последовательной смене более ранних кислотных парагенезисов, возникающих на стадии выполнения, все более поздними щелочными, развивающимися метасоматически; соответственно минералы слабых оснований — кварц, топаз — замещаются более поздними слюдами, полевыми шпатами, сульфидами и т. д. Развитие процесса минералообразования в жилах и прожилках жильных и штокверковых месторождений не с ранних щелочных парагенезисов, а с максимально кислотных, т. е. с «запозданием» по отношению к метасоматическим породам на $^{x}/_{2}$ периода, представляет собой вторую характернейшую особенность этих месторождений.

Это «запаздывание» в жилах и прожилках начала их формирования на $^{1}/_{2}$ периода, превалирующее значение в них процесса, следующего в направлении от максимальной кислотности к щелочности, а не от ранней щелочности к кислотности (что обычно отчетливо проявляется в метасоматических породах), создает видимость противоречия, противоположной направленности процесса в жилах и метасоматических породах (Никитин, Рундквист, 1967).

Рассмотрим более подробно влияние на минералообразующую систему периодически меняющегося давления, связанного с тектоническими подвижками и трещинообразованием. Многие вопросы, связанные с этой проблемой, остаются малоизученными, в частности, влияние на направленность процесса гидротермального образования минералов, изменения давления в системе при периодически проявляющихся импульсах трещинообразования.

На основании изучения взаимоотношений минералов в рудных жилах выполнения, для которых общий режим изменения давления в процессе минералообразования достаточно очевиден — от максимального падения при трещинообразовании в сторону его возрастания, можно сделать вывод о том, что падение давления в системе способствует максимальному проявлению кислотных парагенезисов в жилах, а постепенное возрастание — смене их более щелочными парагенезисами.

На закономерную связь во времени и пространстве максимально кислотных парагенезисов и трещинообразования указывают и другие геологические наблюдения, в частности околорудные метасоматиты. Так, обращает внимание, что в пределах широких площадных зон микроклинизации и альбитизации последние в участках повышенной трещиноватости (зафиксированной, например, прожилками и жилами) всегда сменяются кислотными фациями метасоматитов — слюдисто-кварцевыми, кварцевыми, топазовыми, слюдисто-флюоритовыми. В полях регионально проявленной пропилитизации, в участках с повышенным количеством прожилков и жил, пропилиты сменяются кислотными парагенезисами — вторичными кварцитами, аргиллитами (Василевский, 1966). В пределах зон развития щелочных метасоматитов вблизи трещин возникают максимально «кислотные» для данных условий фации — альбититов, слюдитов. Напротив, в участках с признаками пластических течений пород, при отсутствии или незначительном развитии трещин и как следствие прожилков и жил обычно полно проявлены щелочные фации, возникающие при интенсивном проявлении процессов калишпатизации, альбитизации, скарнирования, карбонатизации и т. д.

Интересно отметить и следующее: в пределах околотрещинных кислотных метасоматитов, как и в самих прожилках и жилах, всегда более полно выражен ряд последовательных преобразований от кислотных парагенезисов к более щелочным. Например, для околожильных грейзенов хорошо прослеживается замещение ранней кварцевой фации более поздними — топазовой, слюдяной и турмалиновой, а последних — поздней калишпатовой. Аналогично для околорудных аргиллитов, по данным Г. Т. Волостных (1966), дорудные кислотные фации с кварцем, каолинитом и диккитом сменяются более поздними рудоносными фациями с широким развитием минералов щелочной или нейтральной среды — хлоритов, гидрослюд, монтмориллонита, полевых шпатов.

Таким образом, вывод о том, что процесс трещинообразования приводит к более полному проявлению кислотных парагенезисов и соответственно к последующей эволюции минералообразования в сторону постепенного возрастания щелочности парагенезисов подтверждается и на примере развития околотрещинных метасоматитов.

Физико-химические преобразования в растворах, связанные с изменением давления в системе и приводящие к более полному проявлению то кислотных парагенезисов, то щелочных, являются, по-видимому, результатом влияния целого ряда факторов: изменения гидродинамических условий циркуляции растворов, нарушения кинетики реакций минералообразования при взаимодействии растворов с вмещающими породами и изменения свойств самих растворов.

При рассмотрении влияния на процесс минералообразования изменений в окружающей среде, связанных с изменением давления в системе, следует принять во внимание, что условия возрастания давления, приводящие к увеличению напряженного состояния горных пород, будут в различной мере передаваться на растворы, находящиеся в породах: на больших глубинах в силу

бóльших способностей пород к пластическим деформациям — в бóльшей степени, а на меньших глубинах, в области хрупких свойств пород, — в меньшей степени. Как следствие сказанного, возрастание давления в горных породах должно способствовать возникновению больших градиентов давлений растворов и приводить к восходящему перемещению более глубинных и в общем случае более щелочных растворов.

Возрастание щелочности растворов при увеличении давления может быть функцией и все большей степени объемного взаимодействия пород и растворов на пути их проникновения, а также следствием возрастания растворимости породообразующих минералов. Наконец, следует отметить возможность некоторого ощелачивания растворов в локальных участках пластического течения пород (даже на относительно малых глубинах, например в куполовидных частях интрузий) за счет освобождения части К и (ОН) минералов при пластических деформациях (Чередниченко, 1964).

Увеличение щелочности растворов при повышении давления в системе может быть и следствием целого ряда внутренних преобразований растворов, в частности функцией известного уменьшения степени диссоциации воды и таких соединений, как H_2, $C0_2$ и других; возрастания основных свойств элементов при увеличении давления (Щербина, 1964), увеличения степени комплексообразования и целого ряда других причин 1. Противоположное изменение давления в системе, особенно резко проявляющееся при трещинообразовании как функция обратного изменения практически все тех же факторов, должно приводить и к противоположной тенденции в изменении химизма растворов — возрастанию их кислотности.

На щелочности — кислотности сказывается также изменение фазового состояния растворов при трещинообразовании, на что обращали внимание В. Ф. Барабанов (1961), И. В. Булдаков (1964), Ю. А. Долгов (1965) и др. В силу последнего обстоятельства в трещины и трещиноватые зоны в первую очередь должны устремляться более летучие и в общем случае более кислотные компоненты (на глубинах ниже трещинообразования при этом может происходить некоторое остаточное ощелачивание растворов).

Таким образом, вся совокупность рассмотренных факторов как будто бы позволяет понять причину того, почему падение давления приводит к полному проявлению кислотных парагенезисов, а возрастание—к последовательному замещению их все более щелочными, и объяснить те явления, которые отмечались выше на основании минералогических и геологических наблюдений.

Связь, намечаемая между изменениями щелочности — кислотности растворов (и соответственно процессами минералообразования) с нарушениями давления в системе, вызывает необходимость изучения наиболее вероятного режима изменения напряженного состояния пород при тектонических движениях.

Исходя из кратковременности проявления отдельных тектонических подвижек по сравнению с общей длительной историей минералообразования, развитие минерализации естественно рассматривать на фоне динамически изменяющегося напряженного состояния пород и связанного с этим изменения давления растворов во времени. Практика проходки горных выработок показала, что «вну-

---

[1] Это не относится к близповерхностным месторождениям, при формировании которых падение давления, связанное с трещинообразованием, в случае прямой связи с поверхностью может приводить к остаточному ощелачиванию растворов в результате удаления более летучих кислотных компонентов.

тренние напряжения» в пределах массивов пород оказываются «. . .очень неравномерными в пространстве и не являются также постоянными во времени» (Талобр, I960, стр. 59). При этом установлено, что напряженное состояние может быть значительно выше литостатической нагрузки, и главный вектор напряжений редко оказывается вертикальным. Эти данные служат указанием на сохранение в породах остаточных напряжений, связанных с тектоническими движениями. Аналогичный вывод о нахождении пород под давлением, значительно превышающим нагрузку вышележащих пород, содержится и в ряде работ по метаморфизму (Соболев, 1964 и др.).

В связи со сказанным диапазон изменения напряженного состояния и давления растворов в ходе процесса минералообразования может быть очень большим: с одной стороны, значительно превышать литостатическую нагрузку, с другой — при развитии трещин достигать крайне низких значений. Характер изменения напряженного состояния пород на различных уровнях глубинности в силу различных физико-механических свойств пород будет, естественно, различным.

В области проявления преимущественно хрупких деформаций пород динамика изменения напряженного состояния во времени при возрастании тектонических усилий на породу может быть упрощенно выражена асимметричной кривой с постепенным увеличением напряженного состояния до предела прочности пород и резким падением его после образования трещин, далее новым постепенным возрастанием напряженного состояния, новым разрывом и т. д.

Аналогичная картина изменения напряженного состояния должна, очевидно, сохраниться и в тех случаях, когда породы испытывают чередующиеся сжимающие и растягивающие усилия. Однако причина асимметричного изменения напряженного состояния пород — плавного, постепенного возрастания и резкого падения — в этом случае будет другая: значительно меньшая прочность горных пород на разрыв (в 10—30 раз), чем на сжатие. В результате условия растяжения будут приводить к образованию разрывов и открытых трещин даже в тех случаях, когда в условиях сжатия предел прочности пород не достигается.

На больших глубинах, в области проявления преимущественно пластических свойств пород — ниже формирования редкометальных пегматитов, кварцево-рудных жил, грейзенов — характер изменения напряженного состояния пород во времени в общем случае должен быть иным и выражаться «симметричной» кривой с постепенным возрастанием напряженного состояния и постепенным его уменьшением. В первом приближении отмеченный характер изменения напряженного состояния пород, как подчеркивалось выше, должен отражать и основные закономерности изменения растворов в минералообразующей системе при проявлении тектонических подвижек.

Применительно к рассматриваемым вопросам — направленности процессов минералообразования в отдельных импульсах, связанных с тектоническими подвижками, — особо следует подчеркнуть отмеченный асимметричный характер изменения напряженного состояния пород и соответственно поровых растворов в областях проявления относительно хрупких свойств пород. Плавное возрастание давления и резкое падение его после каждого акта трещинообразования хорошо параллелизуется с такой же однонаправленной эволюцией процесса минералообразования внутри каждого импульса, устанавливаемого по зональности кристаллов, строению и составу прожилков, жил, околотрещинных метасоматических пород.

Плавное возрастание и резкое падение давления в системе, происходящее как при возрастании сжатия, так и при растяжении пород, повторяясь многократно, будет приводить к пульсационному минералообразованию, в каждом импульсе которого в силу рассмотренных причин должна проявляться направленность процесса, главным образом в сторону возрастания щелочности парагенезисов, несмотря на ту или иную общую эволюцию (от щелочности к кислотности или «возвратного» изменения от кислотности к щелочности) процесса минералообразования в целом.

Можно также заключить, что чем больше величина изменения давления в системе, тем сильнее возникающее «возмущение» и тем в большем диапазоне должна проявляться эволюция минералообразования, связанная с данными тектоническими движениями. В связи с этим незначительные тектонические движения, приводящие к незначительному изменению давления и «возмущению» растворов, будут приводить к явлениям так называемой «локальной пульсации», по выражению Я. Кутины (Kutina, 1965), — к некоторому перераспределению растворов, незначительному изменению их химизма, и находить отражение в таких деталях, как зональность кристаллов, ритмичная полосчатость агрегатов, появление новых генераций тех же минералов, распределение в кристаллах газово-жидких включений. Более сильные тектонические подвижки, приводящие к более значительному нарушению в системе, находят отражение в образовании новых парагенезисов, прожилков, жил и т. д. В связи со сказанным справедливо и обратное заключение: степень эволюции процесса минералообразования в пределах отдельных импульсов может служить мерой интенсивности происходивших тектонических движений и служить основой выделения различных порядков пульсации — ритмов, стадий, этапов.

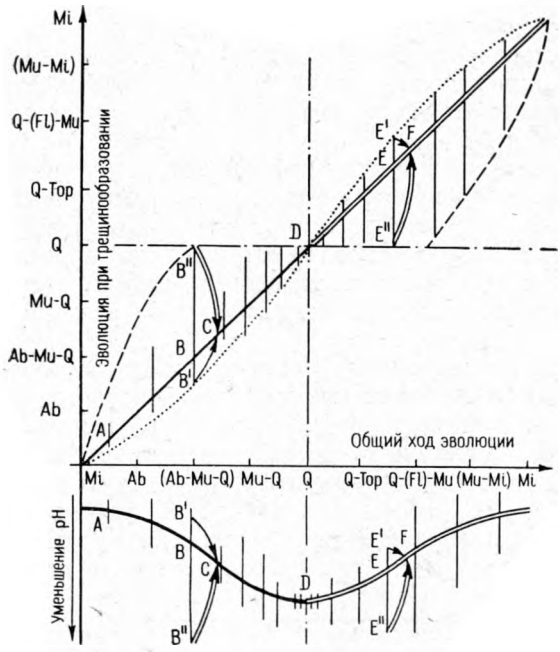


Рис. 46. Схема эволюции процессов минералообразования, осложненных неоднократным развитием трещин

Изменение характера раствора при трещинообразовании можно проиллюстрировать на графике, условно изображающем изменение щелочности — кислотности растворов при постмагматическом минералообразовании, связанном с гранитоидами (рис. 46). Подобные графики для метасоматических процессов уже приводились в работах А. А. Беуса (Беус, Соболев, 1964 и др.). На рисунке нисходящая ветвь — возрастание кислотности, вынос оснований; нижняя часть кривой отражает период максимальной кислотности, высокотемпературное окварцевание; восходящая ветвь соответствует увеличению щелочности, отложению оснований (в том числе W, Bi, Mo, Be и других металлов). Процесс собственно рудообразования на рисунке обозначен двойной линией. При тре-

щинообразовании в произвольный момент (точка *B* на кривой) вследствие разделения по щелочности — кислотности растворы, устремляющиеся в трещины, будут приобретать кислотные свойства и иметь кислотность *B″*\ растворы, остающиеся на месте — обогащаться основаниями, приобретать более щелочные свойства *B′*. Величина отрезков *B B″* и *B B*', отражающая степень изменения щелочности — кислотности растворов, будет различной и определяется количественными соотношениями объемов растворов, остающихся на месте и поступающих в трещины. В общем случае должно сохраняться положение, при котором отрезок *BB′* < *B B″*. В силу мгновенности тектонических подвижек отрезки *BB′* и *B B″* на рисунке проведены вертикально.

Последующее изменение состояния растворов, относительно медленное, будет выражаться кривыми: *B′C* (аналогичной кривой *AD,* т. е. с повторением замещения более сильных оснований более слабыми) и *B”C,* с отложением оснований. Подобное изменение щелочности — кислотности растворов, как видно из рисунка, в общем виде должно осуществляться при проявлении тектонических подвижек на всех стадиях процесса минералообразования (точки *A*, *B*, C, *D*, *E)*. Различные по интенсивности тектонические подвижки могут вызвать при этом, естественно, различное нарушение химизма растворов, интенсивные — большее, слабые — незначительное, соответственно длины отрезков *BB”,BB′, EE*”, *EE′* могут быть неодинаковыми.

Из рассмотренной схемы влияния трещинообразования на ход развития постмагматической минерализации вытекает ряд следствий, объясняющих выше отмеченные особенности формирования рудных жил и прожилков.

1. В породах, содержащих растворы, поступающие в трещины и в ослабленные зоны при тектонических подвижках, должны происходить повторные ритмы замещения одних минералов другими, определяющиеся возрастанием кислотности, т. е. в рассматриваемом случае главным образом процессы замещения микроклина альбитом, альбита кварцем.

2. В жилах, прожилках и боковых породах — зонах повышенной трещиноватости — даже на ранних стадиях процесса минералообразования могут происходить процессы кислотного выщелачивания (развитие зон окварцевания, кварцевых жил и прожилков) и далее — процессы метасоматоза, идущие при возрастании основности, приводящие к замещению кварца и к рудоотложению.

3. В пределах рудного поля или месторождения могут идти единовременно различные по химизму процессы: в апикальных частях массивов и куполах — процессы щелочного метасоматоза с многократными ритмами образования сходных парагенезисов минералов, в сравнительно узких, локальных зонах повышенной трещиноватости — процессы кислотного выщелачивания, грейзенизации, отложения оснований.

4. Эволюция растворов на месте в отдельные моменты минералообразования при тектонических подвижках должна в общем случае подчиняться тем же закономерностям, которые характерны для всего процесса в целом, и как бы в миниатюре повторять основные стадии процесса. Как известно, на эту особенность процесса рудообразования обращали внимание многие исследователи. В частности, можно указать на работу А. Д. Щеглова (1963) по вольфрамовым месторождениям Забайкалья, в которой он отмечает совпадение последовательности развития стадий минерализации и выделения минералов внутри стадий. При изучении оловянных месторождений Малого Хингана (Ициксон и др., 1959) и грейзеновых месторождений Казахстана (Рундквист, 1963) обращалось внимание на то, что при сохранении общей последовательности минералообразования в разновременных жилах и прожилках все более поздние из них

закономерно обогащаются минералами все более поздних моментов выделений.

Подобная схема формирования месторождений с «всасыванием» поровых растворов и подъемом их вдоль трещин с нижних уровней на более верхние объясняет отмеченную выше специфику строения и зональности околожильных метасоматических пород, развивающихся на верхних уровнях, где трещины дренируют поровые растворы материнских гранитов и содействуют усиленной теплоотдаче, формируется регрессивная зональность метасоматических пород с переходом от внешних зон с ранними высокотемпературными парагенезисами (микроклин, альбит) к внутренним более поздним, более низкотемпературным (кварц-слюдяные, кварц-топазовые, кварц-пирит-флюорит-мусковитовые). На верхних уровнях, где трещины служат источниками истечения восходящих растворов и создают, в силу этого, локально повышенный температурный режим, наблюдается и иной тип околожильной зональности с переходом от внешних зон с низкотемпературными парагенезисами (хлорит + серицит + + кварц, карбонаты + хлорит + эпидот + кварц, серпентин, тальк) к внутренним, более высокотемпературным (кварц + топаз, кварц + турмалин, флюорит + мусковит, флюорит + топаз и т. д.).

Рассмотрим некоторые особенности рудообразования.

Поскольку выщелачивание рудных компонентов из породообразующих минералов, их перенос и отложение являются функцией химизма растворов, а полнота проявления кислотных и щелочных периодов метасоматоза зависит от тектонических условий сжатия — растяжения, то можно прийти к выводу, что даже при исходно однотипной металлогенической специализации интрузий возможно возникновение растворов различной рудоносности. Условия сжатия, приводящие в общем случае к более полному проявлению щелочных парагенезисов, будут более благоприятны для локализации более сильных оснований — Li, Rb, Cs, Ta, Nb, а также Pb, Zn, Cu, Ag; условия растяжения — для локализации более слабых оснований — W, Mo, Sn, Be.

В ряду кислотных грейзеновых образований последовательность смены рудных элементов может быть прослежена более детально. Для периода возрастающей щелочности она может быть выражена, как отмечалось выше, закономерным рядом элементов с последовательно уменьшающимися значениями электроотрицательности или «средних энергий ионизации» от $Mo^{в+}$ до Be^{2+}. В наиболее «открытых» условиях с максимально кислотными фациями — кварцевой, кварц-топазовой — наиболее тесно ассоциирует W-Sn оруденение. В относительно более «закрытых» условиях (после проявления максимального трещинообразования и смены кварцевых фаций поздними слюдяными, слюдисто-полевошпатовыми) более интенсивное развитие получило обычное бериллиевое оруденение.

Необходимо обратить внимание на зависимость рудообразования от многих причин. Так, например, отсутствие в какой-то исходный момент в породах кровли массива трещин приводит, в силу рассмотренных выше причин, к накоплению поровых растворов. И как следствие этого — возрастание давления (первоначально бывшего здесь ниже) и повышение или сохранение высокой температуры. В свою очередь, повышение температуры вызывает понижение упругих свойств пород, возрастание их пластичности, что будет еще больше препятствовать возникновению новых трещин, а вместе с тем приводить к еще большему накоплению летучих, большей пластичности и т. д.

Таким образом, в ходе естественного процесса минералообразования первичные незначительные отличия в геологических условиях становления мас-

сива могут все более усиливаться и в конечном итоге приводить к образованию резко различных типов минерализации, связанных исходно с однотипными по металлогенической специализации массивами.

С рассматриваемых позиций получает объяснение целый ряд характерных особенностей формирования грейзеновых месторождений.

а. В частности, изучение жильных и штокверковых месторождений, располагающихся вблизи апикальных частей массивов, дает многочисленные примеры взаимосвязи характера метасоматических процессов с интенсивностью проявления трещинообразования. Так, грейзеновые фации метасоматических пород —кварцевые, топазовые, мусковит-флюоритовые, образующиеся из кислых растворов, как уже подчеркивалось, получают интенсивное развитие только в пределах зон повышенной трещиноватости — в тесной связи с жилами, штокверками, брекчиями. В отличие от этого интенсивное развитие позднещелочных парагенезисов — микроклинизации и альбитизации и соответственно переход к месторождениям формации редкометальных альбититов постоянно фиксируется в апикальных, купольных частях тех интрузий, для которых не характерны зоны брекчий, штокверки, жильные тела[1]. Это положение может быть детализировано также следующей закономерностью. В том случае, когда жильные тела или зоны брекчий в породах кровли далеко заходят в глубь массива, метасоматические породы в гранитах развиваются резко неравномерно, контролируются трещинами и представлены главным образом кислотными фациями: мусковит-кварцевой, кварцевой, кварц-топазовой, кварц-флюорит-мусковитовой, реже кварц-турмалиновой. Купола гранитов несут в этом случае лишь слабые следы метасоматических изменений. Купола как бы отключены жилами из зоны активного минералообразования. Выше это обстоятельство подчеркивалось при характеристике жильных месторождений.

Если же жильные тела, штокверки или брекчии развиваются **в надинтрузивной зоне** и затрагивают лишь самую прикровельную часть куполов, то метасоматические породы в куполах получают значительно более широкое распространение, зоны повышенной интенсивности преобразования обнаруживают определенную взаимосвязь с морфологией кровли: развиваются параллельно ей, состав метасоматических пород становится промежуточным между типичными грейзенами и щелочными метасоматитами. Устанавливаются мусковит-кварц-альбитовые, кварц-микроклиновые, мусковит-альбитовые и другие фации.

б. Получает объяснение также следующая закономерность в истории развития оруденения в пределах месторождений: постоянно устанавливающееся соответствие между максимумом трещинообразования и периодом максимальной кислотности рудообразующих растворов. Для многоэтапных месторождений, в которых намечается несколько максимумов трещинообразования, соответственно может быть выделено и столько же периодов максимальной кислотности рудообразующего процесса, фиксирующихся по разновременным образованиям кварцевых, кварц-мусковитовых, кварц-топазовых фаций грейзенов. Соответственно фации, образующиеся до периода окварцевания, в данном рудном теле обычно оказываются дожильными, а последующие фации —

---

[1] Некоторое представление о степени трещиноватости различных фаций метасоматитов дают результаты подсчетов степени «растяжения» на 1 м пород (вкрест преимущественного простирания жил). Для большинства грейзеновых месторождений степень растяжения устанавливается 2—3%. Для зон микроклинизированных и альбитизированных гранитов степень растяжения обычно меньше 0,5%.

топазовые, мусковитовые, флюоритовые, турмалиновые, микроклиновые — развиваются после создания основной массы жил.

в. Представляется закономерной и следующая устанавливаемая при изучении месторождений зависимость: в площадных зонах метасоматитов полно выражена обычно лишь одна часть ряда последовательного замещения минералов, отмеченного Д. С. Коржинским, а именно: от максимальной щелочности до максимальной кислотности, т. е. в последовательности — микроклинизация, альбитизация, турмалинизация, мусковитизация, окварцевание. Участки, в которых устанавливаются поздние щелочные парагенезисы (микроклинизация, альбитизация), всегда проявляются сугубо локально в структурных ловушках — под кровлей пород, в зонах трещиноватости и т. д. В рудных жилах выполнения отчетливо выражена противоположная тенденция: наиболее ранним из сохранившихся минералов является кварц, заполнивший трещины практически нацело. Последующие рудные (главные массы вольфрамита, касситерита, молибденита и других минералов) и нерудные (главным образом топаз, мусковит, турмалин, микроклин) минералы развиваются, приурочиваясь к интерстициям кварца, границам кристаллов, трещинам, зальбандам жил, отчетливо нарастая на кварц или замещая его. Таким образом, в целом для жил характерна противоположная тенденция: вначале максимальная кислотность, совпадающая с периодом трещинообразования, затем постепенное возрастание щелочности и частичное замещение кварца последующими минералами.

Наконец, можно отметить, что период внедрения внутрирудных даек гранитного состава в пределах рудных полей и месторождений в большинстве случаев совпадает по времени с периодами проявления щелочного метасоматоза. При этом непосредственно за дайками обычно развивались процессы калишпатизации, которые тесно сопряжены с дайками пространственно (Повилайтис, 1964; Денисенко, 1965 и др.).

Таким образом, намечаются довольно устойчивые закономерности: в метасоматических породах наиболее полно выражен обычно ряд эволюции щелочность — кислотность; при формировании жил — ряд возрастающей щелочности и отложения оснований, в том числе рудных элементов.

Рассмотрев влияние процессов трещинообразования при тектонических подвижках на процессы постмагматического минералообразования, можно логически обосновать закономерность отмеченных главнейших особенностей строения, состава и формирования жильных и штокверковых месторождений.

Исходя из отмеченной выше зависимости направленности процесса минералообразования от тектонических движений, можно прийти к важному выводу о том, что на процессы минералообразования и, в частности на накопление рудных элементов, должно влиять не столько общее напряженное состояние пород, определяемое сжатием или растяжением, сколько динамика этого изменения. При этом наиболее благоприятным для развития оруденения должен быть период постепенного возрастания давления в минералообразующей системе после периода образования разрывных нарушений, поскольку возрастание давления будет способствовать изменению химизма растворов в сторону возрастания их щелочности и тем самым приводить к отложению рудных элементов в последовательности от более слабых оснований к более сильным.

В связи с этим дискуссия между двумя научными школами в изучении структур рудных месторождений, по мнению одной из которых (Ф. И. Вольфсон, В. М. Крейтер, Л. И. Лукин и др.) рудообразование имеет место преимущественно в условиях сжатия, а по представлениям другой — в условиях

растяжения (А. С. Великий, Г. М. Вировлянский и др.), с рассматриваемых позиций лишается своей остроты.

Несоответствие, отмеченное в направленности процесса минералообразования в ходе развития постмагматической минерализации, связанной с гранитами, при анализе его в целом и в отдельных его импульсах может быть упрощенно рассмотрено как следствие проявления в ходе минералообразования двух противоположных тенденций развития. Первая из них (от щелочных к более кислотным парагенезисам) в конечном итоге определяется ведущей ролью температурного фактора и является в большей степени функцией особенностей становления материнских магматических масс и эволюции обособливающихся растворов (от щелочности к кислотности). Вторая тенденция (от кислотных к более щелочным парагенезисам) в первую очередь обнаруживает зависимость от изменения давления в системе, связанного с периодически изменяющимся напряженным состоянием пород и трещинообразованием. Проявление в отдельных импульсах тенденции обратной по сравнению с общей направленностью процесса в целом отражает сложную и противоречивую с первого взгляда историю развития природных явлений минералообразования.

Рассмотренные выше вопросы, позволяющие применительно к грейзеновым месторождениям прийти к выводу о более сложной, чем ранее представлялось, связи оруденения с интрузиями, о взаимосвязи процессов метасоматического минералообразования и процессов выполнения трещин, о существенном влиянии температур пород на миграцию и условия накопления растворов, позволяют прийти к следующему заключению. Ранее существовавшие представления о пульсационной магматической деятельности, как всеобъемлющей гипотезе, прослеживающей эволюцию растворов от их зарождения в гипотетическом магматическом очаге до отложения в жильных трещинах, по существу отражают лишь последнее звено истории минералообразования — мобилизацию и перераспределение при тектонических подвижках растворов, которые до этого уже принимали участие в широких, но мало заметных процессах автометасоматического — постмагматического преобразования «материнских» гранитов.

В свете всего изложенного материала представляется возможным считать причиной пульсации при формировании грейзеновых месторождений тектонические подвижки, источником растворов — не первичные магматические дистилляты, а вторичные очаги — зоны накопления растворов различного происхождения в материнских гранитах, причиной закономерного изменения состава импульсов минералообразования — естественную эволюцию метасоматирующих поровых растворов, дренируемых трещинообразованием в различные моменты времени.

Выводы

Детальные «онтогенические» исследования жил, прожилков, метасоматических пород, пересечений рудных тел, взаимоотношений даек и оруденения, проведенные в последние десятилетия в Советском Союзе и за рубежом, позволяют проследить единую в основных чертах закономерную картину формирования грейзеновых месторождений и выделить в истории их онтогенического развития явления резко различной продолжительности.

1. Устанавливается не менее трех на порядок отличающихся масштабов времени при формировании метасоматических пород:

а) время развития новообразований при формировании фаций метасоматических пород и замещения исходных минералов (при грейзенизации наиболее часто в последовательности: B t P l -→ KFsp);

б) время развития последовательного «эпигенетического» ряда фаций (слюдисто-кварцевая, кварц-топазовая и т. д.);

в) время проявления нескольких генетически связанных «эпигенетических» рядов фаций (F—K, B—Na ряды).

2. Процесс формирования наиболее характерных рудных жил расшифровывается как длительный, протекающий при смене во времени процессов выполнения последующими явлениями перекристаллизации и метасоматического замещения, новых повторных приоткрываний и новых ритмов минералообразования.

3. Общая направленность развития минеральных парагенезисов, как выясняется, однотипна и для метасоматических пород и для рудных жил. Наиболее существенное отличие заключается в том, что процесс формирования рудных жил и прожилков «запаздывает» во времени по отношению к началу развития метасоматических пород и отчетливо фиксируется лишь со стадии окварцевания.

4. История развития месторождений рассматривается как единое направленное развитие минерализации, развивающейся на протяжении десятков — сотен тысяч лет, прерываемой многочисленными кратковременными различной интенсивности периодами трещинообразования (этапы, стадии, ритмы). Для сложных грейзеновых месторождений с комплексными Mo-W, W-Sn рудами характерно формирование в несколько этапов и стадий при практически не поддающихся учету ритмах.

5. Рассмотрение процессов во времени позволяет ближе подойти к расшифровке динамики природных явлений и, в частности, подчеркнуть:

а) закономерное возрастание длительности все более низкотемпературных: парагенезисов;

б) зависимость между изменением давления в системе и основностью — кислотностью возникающих парагенезисов: увеличение давления — развитие минералов с все возрастающей основностью компонентов, отложение рудных минералов; падение давления, уменьшение напряженного состояния пород — растворение минералов, выщелачивание оснований;

в) «асимметричный» характер изменения давления в системе во времени (резкое падение при трещинообразовании, далее постепенное возрастание давления, снова падение и т. д.) обусловливает импульсы минералообразования с однонаправленной эволюцией от кислотности к щелочности, максимально содействует осаждению рудных компонентов в зонах трещиноватости;

г) устанавливается сложная взаимосвязь во времени изменения давления, температур, физических свойств пород, химизма растворов; в результате исходно незначительные различия в условиях минералообразования могут все более возрастать и приводить с течением времени к возникновению все более отличных парагенезисов.

Часть III

ВОПРОСЫ ФИЛОГЕНЕЗА

В задачи изучения филогенеза того или иного типа месторождений входит:

1) изучение времени, места и благоприятных условий, приводящих к возникновению и сохранению месторождений данного типа в истории геологического развития (в различных масштабах времени);

2) установление «родословной» данного генетического типа в общей истории развития земной коры и отдельного региона, т. е. генетических типов, предшествовавших и завершавших формирование месторождений данного типа;

3) анализ «связей» рассматриваемого типа месторождений с родственными образованиями;

4) установление соотношений (корреляции) в направленности метаморфического, магматического и постмагматического процессов во времени;

5) выявление особенностей минерального состава, строения руд, геологических условий их локализации в зависимости от абсолютного (в общей истории развития) и относительного (в пределах мегацикла, тектоно-магматического цикла и его этапа) времени;

6) рассмотрение вопросов о специфичности форм проявления данного типа в зависимости от особенностей развития данной зоны, подзоны и т. п.;

7) обсуждение влияния различных факторов (включая процессы метаморфизма и эрозии) на причины появления и развития данного типа;

8) установление комплекса благоприятных признаков, которыми следует руководствоваться при выделении перспективных территорий и их оценке.

Изучение филогенеза сводится при этом к трудоемкой работе по систематизации данных о пространственном размещении месторождений рассматриваемого типа в различных регионах земного шара, выделению главнейших зон с этим типом минерализации и далее решению указанных задач для каждой из выделенных зон с целью установления общих закономерностей формирования и сохранения месторождений данного типа, которые могут быть в конечном счете использованы при выделении и оценке новых перспективных площадей для поисков месторождений. Необходимо подчеркнуть, что с точки зрения изучения истории развития месторождений во времени — вопросов филогенеза — равное значение имеет как выяснение причин формирования, так и условий сохранения месторождений при последующих процессах метаморфизма и эрозии.

Таблица 14

Главнейшие зоны с грейзеновой; минерализацией

Порядковый номер и название зоны	Примеры грейзеновых месторождений и рудопроявлений
I. Европа	
1. Корнуэльская 1	Гивор, Сев. Крофти[2], Далкоотс[2], Камборн[2], Карн Бри, Редроут, Касл-ан-Динас, Хемердон
2. Армориканская	Монтебелё, Аббаре[2], Сен-Ренан, массивы Леслей, Ла-Вильдер и др.
3. Центрально-Французская	Воулри, Монтебрас[2], Ле-Монтмен, массива Коллет и др.
4. Рудногорская	Альтенберг, Садисдорф, Циновец-Циннвальд, Крупка, Эренфридерсдорф, Гейер, Пехтельсгрюн, Готтесберг, Танненберг и др.
5. Иберийская	Панаскейра, Фундао, Бежанка, Эрведесса, Унста, Боралья, Мармолохо и др.
II-XV. Азия	
II. Урал	
6. Восточно-Уральская	Юго-Коневское, Карасьевское, Пороховское
7. Зауральская	Рудопроявления W и Mo
III. Центральный Казахстан	
8. Кызылтау-Калдырминская	Западное, Саранское, Дарат
9. Караобинская	Рудопроявления массива Куу, месторождение Караобинское
10. Акчатауская	Восточный Коунрад, Вольфрамовые Сопки
IV. Джунгария	
11. Лепсинская	Аганы-Каты, Джамантас
12. Усекская	Мелкие рудопроявления
V. Тянь-Шань	
13. Кунгейская[1]	Юбилейное
14. Терскей-Сусамырская	Орто-Кугандинское[2]
15. Таласская	Рудопроявления
16. Иныльчекская 1	Мелкие рудопроявления
17. Майдантальская	Ойгаинг, Каракызское и др.
VI. Памир	
18. Алпчурская	Элисуйское, Трезубец и др.
VII. Калба-Нарым	
19. Калба-Нарымская	Убинское, Чердоякское, Ленинское, Буландинское
VIII. Горный Алтай	
20. Талицко-Монголо-Алтайская	Белорецкое, Мульчихинское

[1] **Зоны с минерализацией переходных типов.**
[2] **Месторождения и рудопроявления переходных типов.**

Порядковый номер и название зоны	Примеры грейзеновых месторождений и рудопроявлений
IX, X. *Забайкалье, Монголия*	
21. Западно-Забайкальская	Булуктайское
22. Центрально-Забайкальская	Комсомольское, Ингодинское[2], Молодежное
23. Восточно-Забайкальская	Зун-Ундурское, Ононское, Шерлова Гора, Этыкинское[2], Букукинское, Белухинское, Дедовогорское
24. Восточно-Монгольская	Югодзыр и др.
XI. *Северо-Восток*	
25. Чукотская	Куэквуньское, Светлое, Грейзеновое, Гыргычанское
26. Полоусненская	Ыттыр-Халонское, Чалбинское
27. Колымская	Рудопроявления
28. Таскыстабытская	Аляскитовое, Бутыгычагское, Валунистое
29. Балыгычанская 1	Суксуканское, Чагыданское, Грядинское
XII. *Хабаровский край*	
30. Хингано-Охотская 1	Олонойское [2], Карадубское [2]
XIII. *Приморье*	
31. Уссури-Ханкайская	Кировское [2], Чапаевское [2]
32. Центрально-Сихотэалиньская	Тигриное
Япония	
б/н. Зона Юго-Западной Японии	Позднемеловые Sn-W месторождения с турмалинизацией и сульфидами внутренней зоны ЮЗ Японии: Отани[2], Канеути [2] и др.
XIV. *Юго-Восточный Китай*	
33. Наньлинская	Сихуашань, Пяотан, Тахишан, Панкушан, Сиалунг, Гумейшан, Шангпинг, Хуншуйчай и др.
34. Прибрежная	Нидл-Хилл, Талушань, Кастл-Пик, Девилс-Пик и др.
35. Юньнаньская!	Грейзеновые участки месторождения Гюцзю [2]
XV. *Юго-Восточная Азия*	
36. Бирманско-Таиландская	Маучи, Хармингьи, Мелама и др. месторождения рудных районов Татон, Тавой, Мергуи, Мессариенг, Пилок
37. Малайская зона	Тайпинг, Гунанг Бакау, Улу-Петай, район Кинта, То Кири, Танджонг-Тоаланг, Паханг
38. Индонезийская	Букит-Тумат, Селинта, Тикус, Канди

[1] **Зоны с минерализацией переходных типов.**
[2] **Месторождения и рудопроявления переходных типов.**

Порядковый номер минерализоны	Примеры грейзеновых месторождений и рудопроявлений
XVI. Австралия	
39. Северо-Австралнйская	Гербертон, Маунт-Гарнет, Вольфрам-Кемп, Ватсонвиль, Бамфорд-Кемп, Маунт-Карбинн, Куктаун, Глейлиндейл и др.
40. Центрально-Австралийская	Станхоуп-Беллендеан, Глен-Иннес-Ве л л ингарра, Инверелл, Торрингтон, Динвотер, Кингсгейт, Глен-Эден, Мунбн, Боливия, Хильгров, Стенторн и др.
41. Южно-Австралийская	Уиистик, Эвертон, район Ардлетан (Бигу, Вилд, Черри, Карпатия и др.), Маунт-Бишоф, Блю Тир, Ренисон-Белл, Аберфойл, Стори-Крик, Зеехан, Маунт-Кливленд, Оловянный Хребет (о-в Стьюарт)
XVII—XX. Северная и Южная Америка	
42. Нью-Брансуикская	Маунт-Плезант [2], Барнт-Хилл
43. Сьюардская	Лост-Ривер
44. Зона восточного обрамления плато Колорадо 1	Лейк Джордж, Бумер, Шип Рок, Маунт-Уиллер, рудопроявления гор Антеро, Уайт, Виктория, бертрандит-флюоритовые месторождения хр. Томас [2]
45- Мексиканская i	Месторождения деревянистого олова и бертрандит-флюоритовые 2
46. Боливийская 1	Караколес[2], Чоелла[2], Чикоте[2], Льяльягуа[2], Потози [2]
XXI. Африка	
47. Нигерийская [1]	Район плато Джое [2], район гор Аир [2]
48. Восточно-Египетская	Игла, Эль-Муейлха, Нувэйби, Абу-Д аббат, Сикайт[2], Нугрус[2], Забара[2]
49. Центрально-Африканская 1	Рудопроявления массивов Камиланга, Каймо, Киренго, Бусага, Митваба; месторождения Бианго, Кибугири, Ниамбембе, Вамери, Мвирсанду[2], Намегерере[2]
50. Трансваальская[1]	Зайплатс, Мутус Фидес, Ставорен, Гроенфонтейн, Соломон-Темпл, Ройберг [2]

[1] Зоны с минерализацией переходных типов.
[2] Месторождения и рудопроявления переходных типов.

В соответствии с этими целями в процессе работы авторами было выделено и охарактеризовано 50 зон, в пределах которых сосредоточены как типичные грейзеновые месторождения, так и близкие к ним образования (рис. 47, табл. 14).

Выделяемые зоны примерно оконтуривают установленные в данном регионе грейзеновые месторождения и рудопроявления, а также выходы гранитоидов, с которыми наиболее тесно в данном регионе связана грейзеновая минерализация. Во многих случаях, особенно для территории Советского Союза, такие зоны соответствуют структурно-металлогеническим зонам, выделенным различными исследователями при металлогенических исследованиях.

Следует отметить, что при сборе и обобщении материалов по главнейшим районам распространения грейзеновых месторождений исследователи неиз-

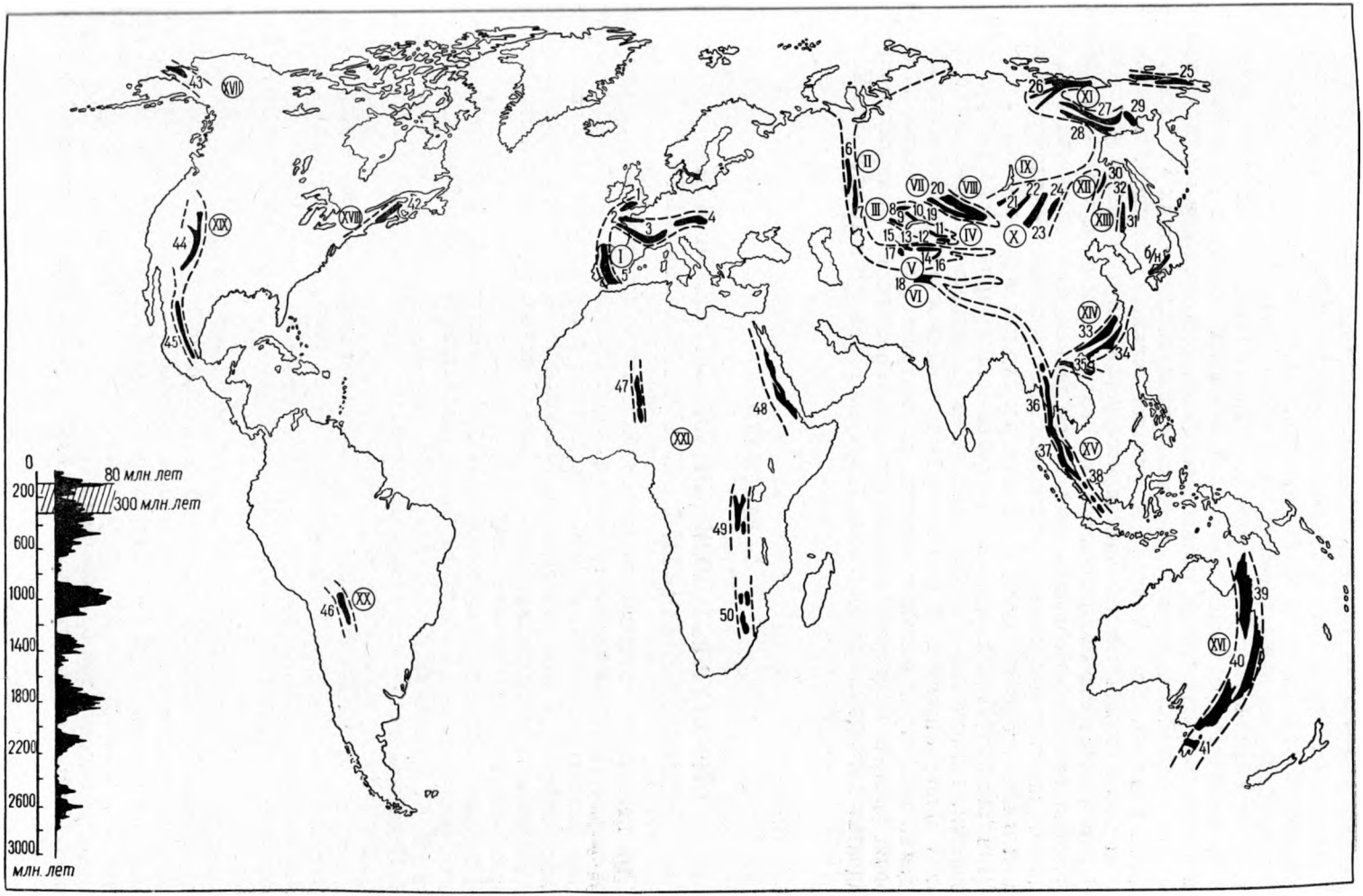


Рис. 47. Схема размещения зон (1—50) с грейзеновой минерализацией (к табл. 14). Слева даны периоды максимального распространения процессов минералообразования в различных регионах мира по Г. Гастиллу (Gastill, 1960). Заштрихованная область соответствует времени максимального распространения грейзеновых месторождений

бежно сталкиваются со значительными трудностями из-за резко различной изученности геологии районов, противоречивости в толковании многих коренных вопросов геологического строения и, как следствие этого, отсутствия сколько-нибудь приемлемых общих схем металлогенического районирования мира, которые позволили бы оперировать образованиями одних и тех же масштабов. В настоящее время границы складчатых областей геосинклиналей остаются во многих случаях неопределенными, соподчинение структур трактуется по-разному, используются различные названия для одних и тех же геологических понятий. Все это очень затрудняет всякие попытки регионального анализа закономерностей размещения месторождений и изучение филогенеза.

Приводимые ниже материалы могут в связи с этим рассматриваться лишь как первая попытка обобщения имеющихся данных и, по возможности, всестороннего анализа филогенеза грейзеновых месторождений — одного из важнейших и характернейших типов эндогенных рудных образований.

При рассмотрении вопросов филогенеза ниже принят следующий план изложения. На основании обобщения данных по истории развития зон с грейзеновой минерализацией и сопоставления особенностей грейзеновых месторождений различных регионов сначала рассматривается круг вопросов, освещающих различные стороны образования месторождений в истории развития складчатых областей, а затем в общей истории геологического развития Земли.

ГЛАВА VIII

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОН С ГРЕЙЗЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

До настоящего времени не предпринималось попыток общего анализа закономерностей размещения грейзеновых месторождений в истории геологического развития складчатых областей. Однако в литературе детально обсуждались вопросы о закономерностях размещения оловянных месторождений и в меньшей степени вольфрамовых и комплексных редкометальных, часть которых относится к грейзеновому типу.

Наиболее подробно вопросы образования грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений Советского Союза рассмотрены в последние годы в работах В. Т. Матвеенко, Е. Т. Шаталова, М. И. Ициксона, С. Ф. Лугова, А. В. Зильберминца — для Северо-Востока; Е. А. Радкевич, И. Н. Говорова, М. П. Материкова, М. Г. Руб — для Приморья; А. Д. Щеглова, В. Н. Козеренко и Л. И. Горжевского, В. С. Кормилицына — для Забайкалья; К. П. Волочковича, А. Н. Леонтьева, Ж. Д. Никольской — для Алтая; А. И. Семенова, Г. Н. Щербы — для Казахстана; Е. Д. Карповой, М. П. Материкова — для Средней Азии; Н. В. Куклина, П. В. Покровского — для Урала.

Следует отметить, что в работах перечисленных и ряда других исследователей для различных регионов, а нередко для одного и того же региона, подчеркивается приуроченность зон с интересующей нас минерализацией к различным по истории развития структурам — к областям геоантиклинальных поднятий, к зонам длительного устойчивого прогибания, к областям сочленений блоков с различным тектоническим режимом, к зонам «автономной» или «отраженной» активизации, «трансрегиональным вулканогенным поясам» и т. д.

Такое разнообразие мнений в значительной мере является результатом того, что обычно анализируются особенности размещения зон не какого-либо одного генетического типа или семейства, а нескольких типов, близких по комплексу элементов, но в то же время, как выясняется, существенно отличающихся по закономерностям размещения. Так, например, говоря о зонах редкометальной минерализации, обычно имеют в виду все Sn, W, Mo и др. месторождения, в том числе пегматитовые, скарновые, грейзеновые, турмалин-хлоритовые, закономерности локализации которых естественно резко отличны.

В то же время рассмотрение месторождений какого-либо одного устойчивого генетического типа, в частности грейзеновых месторождений, вне зависимости от метальности их руд, позволяет отметить значительно более определенные закономерности их пространственного размещения, справедливые в общем виде для всех регионов различных континентов.

При систематизации материалов по условиям геологического залегания грейзеновых месторождений, их связи с развитием магматизма в истории формирования складчатых областей можно выделить четыре типа структурной позиции зон с грейзеновой минерализацией:

1) зоны обрамления срединных массивов складчатых областей (I);
2) зоны внешнего обрамления складчатых областей (II);
3) зоны внутренних геоантиклинальных поднятий складчатых областей (III);
4) зоны внутренних активизированных частей областей завершенной складчатости (IV).

Подобное разделение в общем виде отражает главнейшие возможные случаи пространственного размещения зон по отношению к важнейшим структурным элементам: внутренним частям геосинклиналей — срединным массивам (I) и внутренним геоантиклинальным поднятиям (III), сочленению геосинклиналей и областей ранее завершенной складчатости (II), внутренним структурам областей завершенной складчатости (IV). Примерное представление о широте распространения каждой из отмеченных структурных позиций развития грейзеновой минерализации дают следующие цифры: из 50 выделенных зон — 9 зон оказалось в I структурной позиции, 12 — во II; 17 — в III, 9 — в IV.

Более детальное рассмотрение позволяет несколько уточнить структурную позицию и установить, что зоны, развивающиеся в обрамлении срединных массивов и во внешнем обрамлении складчатых областей, оказываются приуроченными в одних случаях к зонам типа периферических геоантиклинальных поднятий, в других — к активизированным частям срединных массивов или областям ранее завершенной складчатости.

Наконец, в молодых мезозойских областях в ряде случаев отмечается также локализация грейзеновой минерализации в зонах геосинклинальных прогибов. Однако, как это можно установить на примере рассмотрения Центрально-Сихотэалиньской зоны Приморья, Колымской и Таскыстабытской зон Северо-Востока, гранитоиды и сопровождающая их минерализация, развивающиеся в геосинклинальных прогибах, обнаруживают в то же время генетическую связь не с историей формирования этих прогибов, а с эволюцией пород в соседних геоантиклинальных поднятиях (Центрально-Сихотэалиньским антиклинорием — в Приморье, Тас-Хаяхтахским, Омулевским, Адыча-Эльгинским поднятиями — на Северо-Востоке).

В связи с этим при рассмотрении закономерностей развития и размещения минерализации по отношению к геологическим структурам следует, очевидно, различать два случая: первый, когда минерализация локализуется в пределах зоны, с формированием которой она генетически связана (генетическая связь),

и второй случай — локализация в зонах, для которых данная минерализация (и магматизм) чужда и не обусловлена собственной историей развития этих зон (пространственная связь). Второй случай наиболее характерен для молодых (мезозойских) складчатых областей, где в связи с возрастающей ролью интрузивного магматизма и «мобильностью» гранитоидов появляется возможность локализации гранитов и связанных с ними месторождений в «чужеродных» зонах — во внешних экзоконтактовых частях зон поднятий, «генерирующих» гранитоидный магматизм. В древних палеозойских складчатых областях зоны, «генерирующие» минерализацию, являются обычно и зонами ее «локализующими», и лишь на флангах зон устанавливается частичное развитие грейзеновой минерализации за пределами «генерирующих» граниты поднятий в прилегающих геосинклинальных прогибах.

В целом, с учетом не только «генерирующих», но и «локализующих» зон структурная позиция зон с грейзеновой минерализацией в складчатых областях может быть систематизирована следующим образом.

I Зоны обрамления срединных массивов складчатых областей: 1а — зоны периферических геоантиклинальных поднятий («генерирующие» и «локализующие» зоны); 16 — зоны активизированных краевых частей срединных массивов («генерирующие» и «локализующие» зоны); 1в — зоны прилегающих к ним геосинклинальных прогибов (главным образом для молодых областей, «локализующие» зоны).

И. Зоны внешнего обрамления складчатых областей: Па — зоны периферических геоантиклинальных поднятий («генерирующие» и «локализующие» зоны); Пб — зоны активизированных краевых частей платформ («генерирующие» и «локализующие» зоны); IIв — зоны прилегающих к ним геосинклинальных прогибов (главным образом для молодых областей, «локализующие» зоны).

III. Зоны внутренних геоантиклинальных поднятий складчатых областей: IIIа — зоны собственно геоантиклинальных поднятий («генерирующие» и «локализующие» зоны); III6 — зоны прилегающих к ним геосинклинальных прогибов (главным образом для молодых областей, «локализующие» зоны).

IV. Зоны внутренних активизированных частей областей завершенной складчатости («генерирующие» и «локализующие» зоны).

Рассмотрим более подробно особенности образования грейзеновых месторождений в каждой из этих структурных позиций.

1. ЗОНЫ ОБРАМЛЕНИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Под срединными массивами нами понимаются блоки внутри складчатых областей, представляющие собой приподнятые в период геосинклинального развития участки ранее консолидированных пород фундамента и огибающиеся складчатыми структурами геосинклинальной области.

Срединные массивы, в связи с которыми фиксируется грейзеновая минерализация, по тектоническому режиму развития могут быть подразделены на два подтипа: а) срединные массивы стабилизированного режима; б) срединные массивы неустойчивого тектонического режима. Характерно, что на поздних стадиях развития геосинклинали после главной инверсии, в период общих восходящих тенденций в соседних геосинклинальных зонах, срединные массивы нередко испытывают компенсационные опускания и перекрываются молодыми осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями (например,

Жаман-Сарысуйский срединный массив в Центральном Казахстане, Агинский — в Забайкалье).

По возрасту породы, участвующие в строении срединных массивов, могут быть самыми различными — от архейских до позднепалеозойских. Наиболее важно при этом относительное различие возраста периодов консолидации срединного массива и включающей его геосинклинали. Для рассматривавшихся нами территорий, локализующих грейзеновую минерализацию, характерны два основных случая:

1) допалеозойский срединный массив внутри области герцинской складчатости; в такой структурной позиции находятся, например, главные зоны с грейзеновой минерализацией Европы;

2) допалеозойско-палеозойский срединный массив внутри области герцинской складчатости; зоны с грейзеновой минерализацией этой структурной позиции распространены в пределах Северо-Востока СССР, Малого Хингана, Бирмы, Малайзии и США. Характерные примеры размещения зон с грейзеновой минерализацией в обрамлении срединных массивов приведены на рис. 48.

а. Зоны обрамления срединных массивов Франко-Подолии (Европейская провинция). Все главнейшие зоны с грейзеновой минерализацией на территории Европы оказываются расположенными в сходной структурной позиции — в пределах допалеозойских блоков или в их обрамлении среди палеозойских складчатых сооружений и генетически связаны с поздними герцинскими гранитами.

В соответствии с представлениями Г. Штилле, применяемыми и в последних сводных работах по тектоническому строению Европы (Обуэн, 1967), выходы древних допалеозойских пород в центральной части Европы («Мезоевропы» по Г. Штилле) — Чешский, Центрально-Французский и Армориканский массивы — объединяются в единую протяженную близширотную зону срединных массивов Франко-Подолии (рис. 49). Все эти массивы завершили свое развитие в асинтское (байкальское) время.

Корнуэльская зона (I)[1] при этом оказывается расположенной в области, которую можно рассмотреть как периферическое геоантиклинальное поднятие герцинид, обрамляющих Армориканский массив, так как после девона здесь устанавливаются лишь континентальные отложения (см. рис. 48). Имеющиеся данные позволяют предполагать и другую структурную позицию и рассматривать эту зону как часть Армориканского массива, отделенную от него в каледонский период Лизардским разломом и в девоне оказавшуюся вовлеченной в геосинклинальный прогиб. Однако между этими структурными позициями, с точки зрения формирования здесь гранитоидных массивов и редкометальной минерализации, нет принципиальных отличий — и тот и другой случай в равной мере характерны для возникновения подобных месторождений.

Армориканская зона (2) располагается в позиции активизированной краевой части одноименного срединного массива. Центрально-Французская зона (3) — в позиции активизированной краевой (тип 16) и активизированной внутренней частей Центрально-Французского массива (IV тип структурной позиции).

Рудногорская зона (4) огибает дугой северный выступ Чешского срединного массива (см. рис. 48). Восточная часть Рудногорской зоны оказывается при этом расположенной в пределах активизированной части Чешского массива среди допалеозойских гнейсов, а западная часть переходит в обрамляющую

---

[1] Здесь и далее в скобках указаны номера зон, приведенные в табл. 14 и на рис. 47.

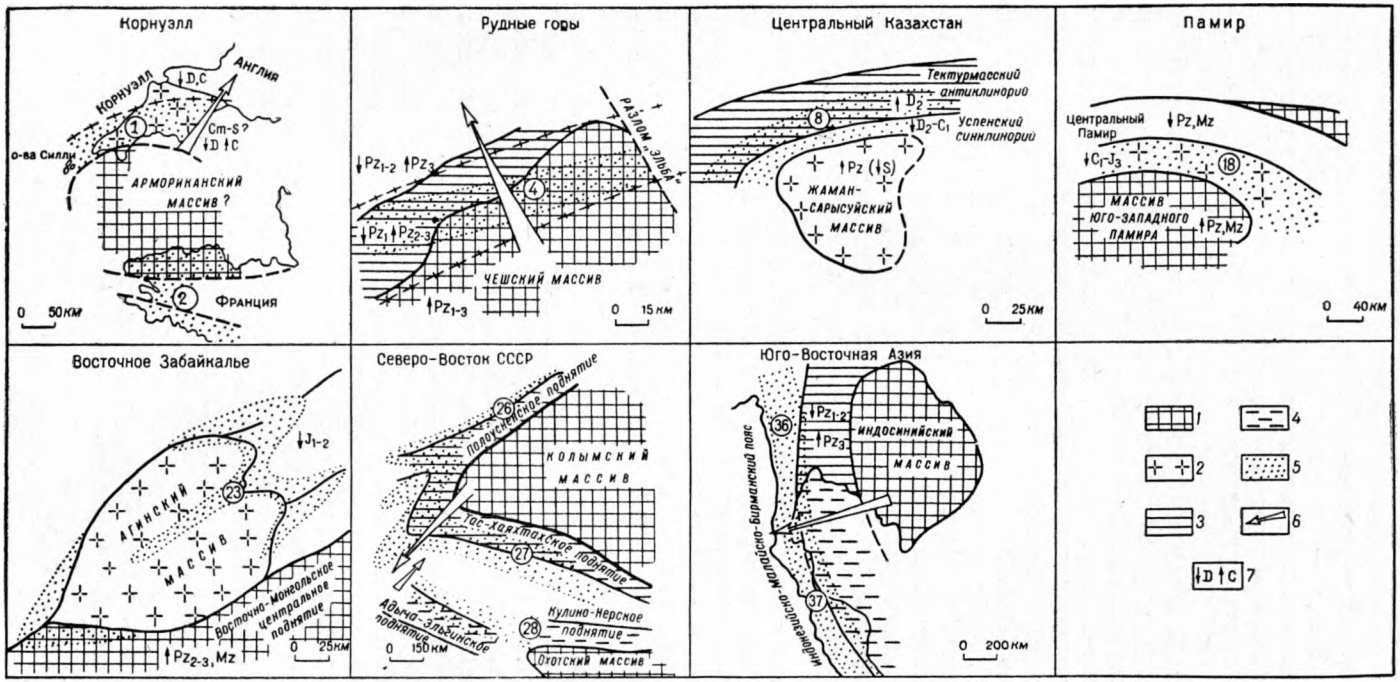


Рис. 48. Схемы размещения зон с грейзеновой минерализацией по отношению к срединным массивам

1 — срединные массивы, представленные выходами допалеозойского фундамента; *2* — то же, перекрытые более молодыми отложениями; *3* — периферические зоны срединных массивов, консолидированные в палеозое; *4* — то же, перекрытые более молодыми отложениями; *5* — зоны грейзеновой минерализации; *6* — миграция прогибов в истории развития; *7* — условное обозначение периода опускания или воздымания

-срединный массив зону периферического геоантиклинального поднятия с последующим развитием нижнепалеозойских отложений.

б. Зоны обрамления Жаман-Сарысуйского срединного массива (Центральный Казахстан). Жаман-Сарысуйский срединный массив выделен и охарактеризован в качестве одного из главнейших структурных элементов Джунгаро-

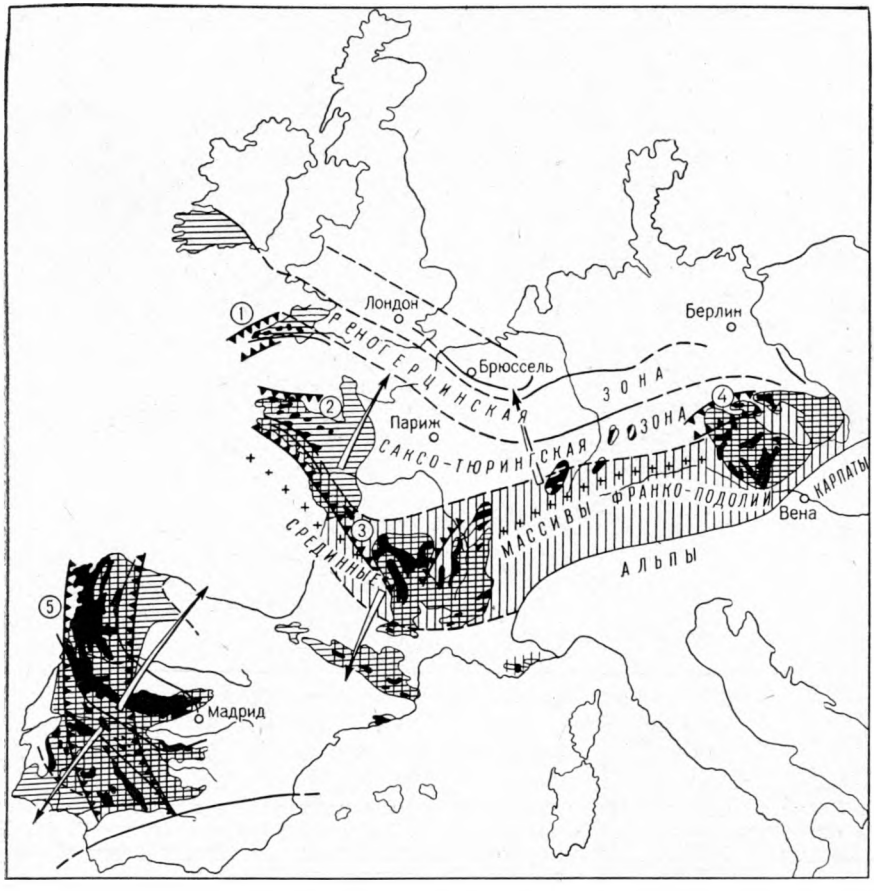


Рис. 49. Структурная схема герцинид Европы. *По Ж. Обуэну, 1967*

Штриховкой выделены срединные массивы и геоантиклинальные поднятия герцинид, в пространственной и генетической связи с которыми развиваются граниты (черное) и зоны с грейзеновой минерализацией. Зоны (цифры в кружках): 1 — Корнуэльская, 2 — Арморикaнская, 3 — Центрально-Французская, 4 — Рудногорская, 5 — Иберийская. Стрелками отмечено направление смещения геосинклинальных прогибов в истории развития

Балхашской герцинской складчатой области Центрального Казахстана в последних работах Б. И. Борсука, В. И. Яговкина, М. И. Александровой. В обрамлении Жаман-Сарысуйского срединного массива располагается Кызылтау-Калдырминская редкометальная зона Центрального Казахстана (рис. 48, 50). Зона дугообразно огибает массив с севера. С востока массив частично обрамляется северной ветвью Акчатауской зоны.

Специфичность развития этой зоны заключается в том, что Жаман-Сарысуйский срединный массив, консолидировавшийся еще в допалеозойское время,

в силуре в период развития соседнего Тектурмасского антиклинория испытал компенсационное погружение и в результате оказался перекрытым мощной толщей эффузивно-осадочных пород. Его другая характерная особенность заключается в следующем: возникший Тектурмасский антиклинорий (типа

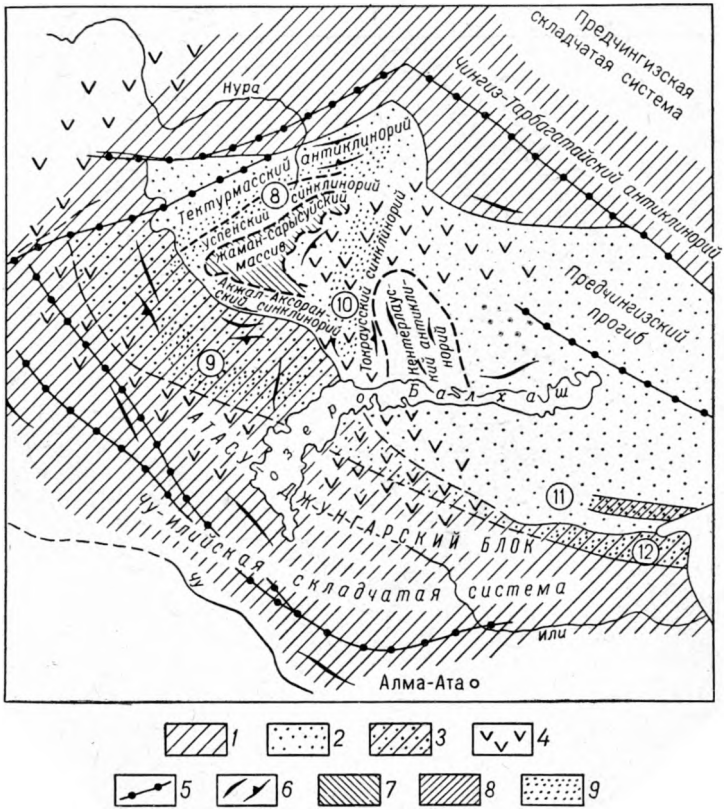


Рис. 50. Схема размещения зон с грейзеновой минерализацией в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой области и ее» обрамления. Тектоническая основа по Б. Й. Борсуку и В. И. Яговкину (1968 г.). Характерно размещение зон в обрамлении Жаман-Сарысуйского срединного массива

1 — структуры каледонского обрамления Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали; *2* — Джунгаро-Балхашская геосинклиналь; *3* — области каледонского обрамления с интенсивно проявленным герцинским гранитоидным магматизмом; *4* — область широкого распространения средне- и верхнепалеозойских эффузивов; *5* — главнейшие системы разломов; *6* — структурные элементы каледонского складчатого обрамления; *7* — Жаман-Сарысуйский срединный массив; *8* — внутреннее геоантиклинальнее поднятие в пределах Северо-Джунгарской структурно-формационной зоны; *9* — основные зоны распространения грейзеновой минерализации (цифры в кружках); 8 — Кызылтау-Калдырминская, 9 — Караобинская, 10 — Акчатауская, 11 — Лепсинская, 12 — Усекская.

периферического геоантиклинального поднятия) оказался отделенным от срединного массива в более позднее время (начиная с девона) развившимся вдоль их сочленения Успенским синклинорием. В результате грейзеновая минерализация обрамления Жаман-Сарысуйского массива оказалась локализованной в пределах Успенского синклинория и прилегающей части Тектурмасского антиклинория.

в. Зона обрамления срединного массива Юго-Западного Памира. Основные известные в настоящее время грейзеновые месторождения и рудопроявления

Памира сосредоточены в пределах Аличурской оловянно-вольфрамовой зоны, выделенной Е. Д. Карповой (1960). Аличурская зона (18) прослеживается в близширотном направлении, объединяя выходы мезозойских (Сг) гранитоидов, развивающихся в обрамлении срединного массива Юго-Западного Памира, выделяемого на всех геологических картах в качестве области допалеозойской консолидации, подвергшейся в мезозое тектонической активизации (см. рис. 48).

Собственно Аличурская зона приурочена к внешней периферической части срединного массива, обособившейся от массива в верхнем палеозое и оказавшейся вовлеченной в период от нижнего карбона до юры в геосинклинальноо развитие. По сравнению с более северной зоной геосинклинальный режим здесь был редуцированным и кратковременным (Власов, 1968). В киммерийскую эпоху, с завершающими стадиями формирования которой связаны молодой гранитоидный магматизм и оруденение, эта зона играла роль периферического геоантиклинального поднятия геосинклинальной области Центрального Памира.

г. Зона обрамления Агинского массива (Забайкалье). При рассмотрении размещения грейзеновой минерализации на территории Восточного Забайкалья обращает внимание то обстоятельство, что многие редкометальные месторождения этого района — Шерловогорское, Антоновогорское, Белухинское, Букукинское, Ононское, грейзены Хапчерангинского штока, месторождение Чулун-Хуриэтэ Монголии располагаются на периферии так называемого «Агинского жесткого массива» (Князев, 1967), а также вдоль пересекающей его линейной зоны (Зун-Ундурская группа месторождений). История развития этого массива, как и его ограничения, не совсем ясны, так как слагающие его осадочные песчано-сланцевые породы крайне однообразны, залегают без каких-либо резких несогласий и фаунистически плохо охарактеризованы. Ранее предполагали, что возраст этих толщ S—D, в последнее время доказан значительно более молодой возраст (T—J) части пород.

В настоящей работе условно (в качестве наиболее вероятной схемы) принято, что Агинский массив представляет собой часть Восточно-Монгольского центрального блока верхнепротерозойско-нижнепалеозойской консолидации, обособившегося в нижнем палеозое и неоднократно испытывавшего небольшие погружения в период развития на сопредельных территориях верхнепалеозойской и мезозойской геосинклинали (т. е. имеющего в последующем параплатформенный режим). При такой трактовке структурная позиция зон с грейзеновой минерализацией на территории Восточного Забайкалья и северо-восточной части Монголии мало чем отличается от размещения грейзеновой минерализации в обрамлении Жаман-Сарысуйского и других срединных массивов.

д. Зоны обрамления Колымского срединного массива (Северо-Восток СССР). В этой структурной позиции находятся Полоусненская (26) и Колымская (27) зоны (Матвеенко, Шаталов, 1963), располагающиеся вдоль северо-западного и юго-западного ограничения Колымского массива (рис. 51). Колымский массив обычно рассматривается как крупный блок пород палеозойско-допалеозойского фундамента, залегающий среди обширной мезозойской геосинклинальной области. Редкометальные зоны с грейзеновыми месторождениями приурочиваются частично к палеозойским зонам внешнего обрамления Колымского массива, частично к прилегающим зонам геосинклинальных прогибов. Общая характеристика месторождений приведена в работе В. К. Чайковского (1960).

е. Зона обрамления Охотского срединного массива (Северо-Восток СССР). Вдоль северного обрамления Охотского срединного массива прослеживается Таскыстабытская (28) зона с редкометальной (Матвеенко, Шаталов, 1963),

в том числе и грейзеновой минерализацией (см. рис. 48, 51). Охотский массив, как и Колымский, представляет собой «обломок» древней допалеозойской платформы, огибаемый со всех сторон мезозойскими складчатыми структурами.

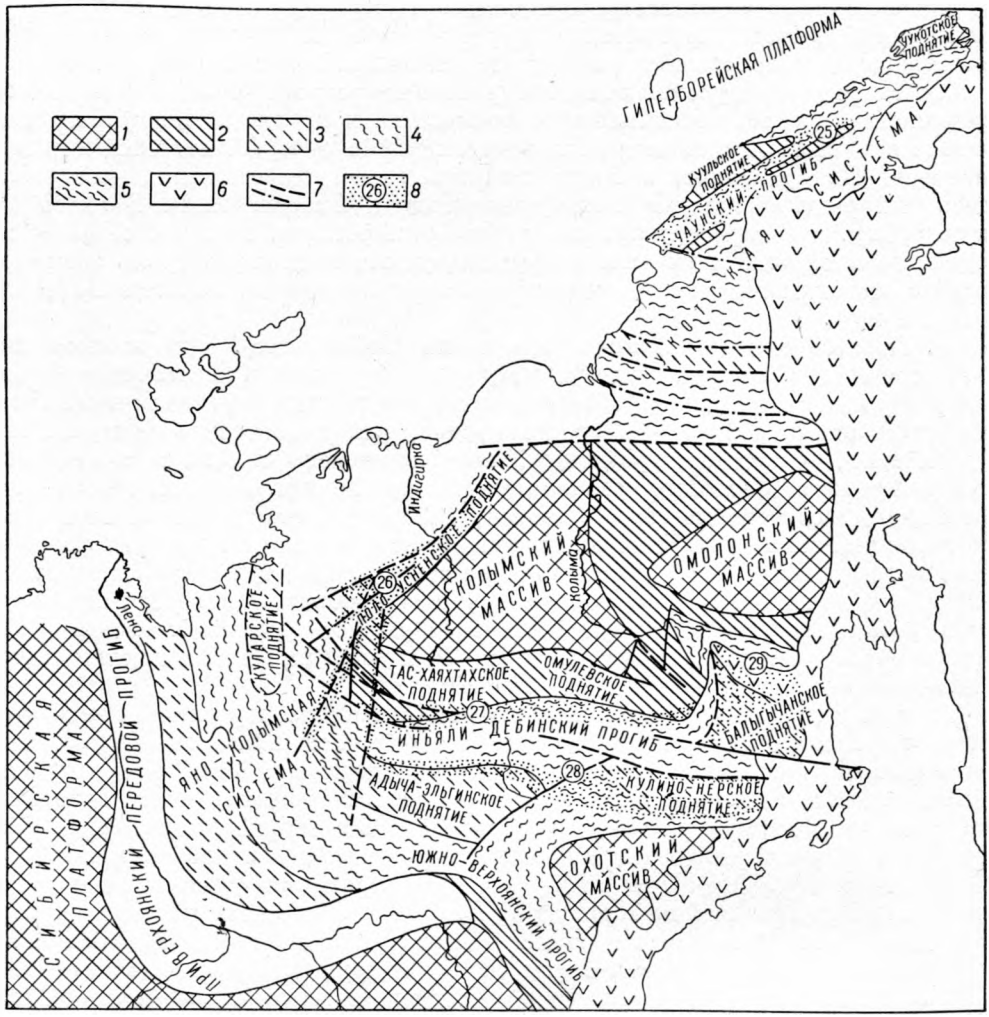


Рис. 51. Схема размещения зон с оловянно-вольфрамовой (в том числе грейзеновой) минерализацией на территории Северо-Востока СССР. (Упрощенная схема, составлена с использованием данных С. М. Тильмана и др., 1964 г., 1967 г.; Л. И. Красного и др., 1966 г. и др.)

1 — Сибирская платформа и срединные массивы дорифейского возраста; 2 — зоны палеозойской консолидации — обрамлений срединных массивов и платформы; «3—5 — мезозоиды; 3 — поднятия, области пологого залегания верхоянского комплекса (P—T), 4 — прогибы, области складчатых структур верхоянского комплекса (P — J), 5 — переходные структуры между 3 и 4; 6 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (Pg—Q); 7 — главнейшие тектонические нарушения; 8 — зоны с Sn-W, в том числе грейзеновой минерализацией (цифры в кружках): 25 — Чукотская, 26 — Полоусненская, 27 — Колымская, 28 — Таскыстабытская, 29 — Балыгычанская

Зона минерализации приурочивается к «экзоконтакту» массива, к области типа периферического геоантиклинального поднятия — Адыча-Эльгинскому и Кулино-Нерскому поднятиям. Однако история развития этих периферических

структур не совсем типична для геоантиклинальных поднятий — в настоящее время здесь обнажаются породы триаса и юры, как и в пределах остальных геосинклинальных зон, и лишь по германотипной складчатости, меньшей мощности осадков, предполагаемому близкому расположению фундамента можно установить, что зона с грейзеновой минерализацией обнаруживает связь с блоком консолидированных в предыдущие эпохи пород, лишь частично перекрытых молодыми отложениями.

ж. Зона обрамления Индосинийского срединного массива (Юго-Восточная Азия). Индосинийский массив допалеозойской (синийской) консолидации с севера огибается Юньнаньской (35) зоной с грейзеновой минерализацией, с запада — Бирманско-Индонезийским поясом— Бирманско-Таиландская (36), Малайская (37) и Индонезийская (38) зоны. Несмотря на отчетливо секущее положение редкометальных зон, представляющих собой общий протяженный пояс редкометальной минерализации, структурная позиция его в связи с массивом Индосиния устанавливается вполне отчетливо (рис. 48, 52). Особенно показательна в этом отношении центральная часть пояса (наиболее важная в практическом отношении) — Малайская зона, в пределах которой всеми исследователями намечаются две ветви (подзоны) — Главная и Восточная. Из них Восточная представляет собой зону палеозойской консолидации внешнего обрамления Индосинийского массива с развившимися здесь в связи с мезозойскими тектоническими движениями многочисленными ультракислыми гранитными интрузиями и связанными с ними кварцево-жильными оловянными месторождениями. Главная подзона представляет собой присоединившуюся к Индосинийскому массиву зону киммерийской консолидации.

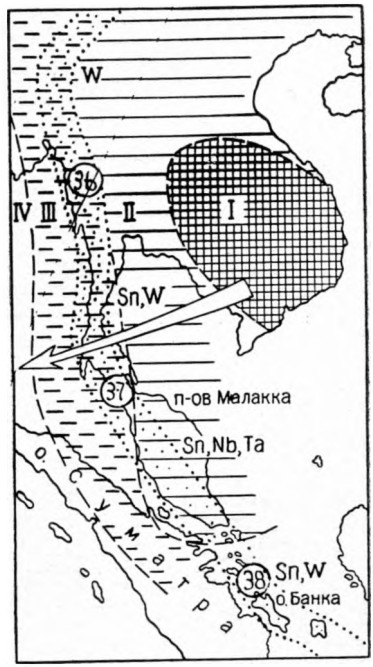


Рис. 52. Размещение оловянно-вольфрамовой грейзеновой минерализации (выделено точками) на территории Юго-Восточной Азии вдоль западного обрамления Индосинийского массива (I). *По Н. Куну (Кип, 1960).* Оруденение киммерийское (205—108 млн. лет), приурочивается к зоне сочленения киммерид *(III)* с герцинидами Индосинийского массива (II). IV — альпиды. Границы складчатых областей по Г. Штилле, 1964 г.

з. Зона обрамления срединного массива плато Колорадо (Северная Америка). Вдоль всего восточного обрамления плато Колорадо — структуры допалеозойской консолидации с практически горизонтально лежащими платформенными осадками Pz—Mz — в пределах Mz—Kz складчатой области Скалистых гор развиваются многочисленные разнообразные рудные месторождения, в том числе несколько месторождений грейзенового типа (Лейк-Джордж в хребте Пайн-Пикс и др.). Особенностью развитой здесь минерализации является приуроченность ее к выступам докембрийского фундамента — блокам, испытывающим устойчивую тенденцию к воздыманию на протяжении большей части геосинклинального развития этой складчатой области.

Таким образом, приведенные примеры убедительно свидетельствуют о том, что зоны обрамления срединных массивов являются одним из характернейших

мест локализации грейзеновых месторождений в пределах складчатых областей. Полученный вывод хорошо согласуется с представлениями о контролирующей роли срединных массивов для локализации оловянного и вольфрамового оруденения, изложенными в работах М. И. Ициксона (1958), В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1963), А. Д. Щеглова (1968) и др.

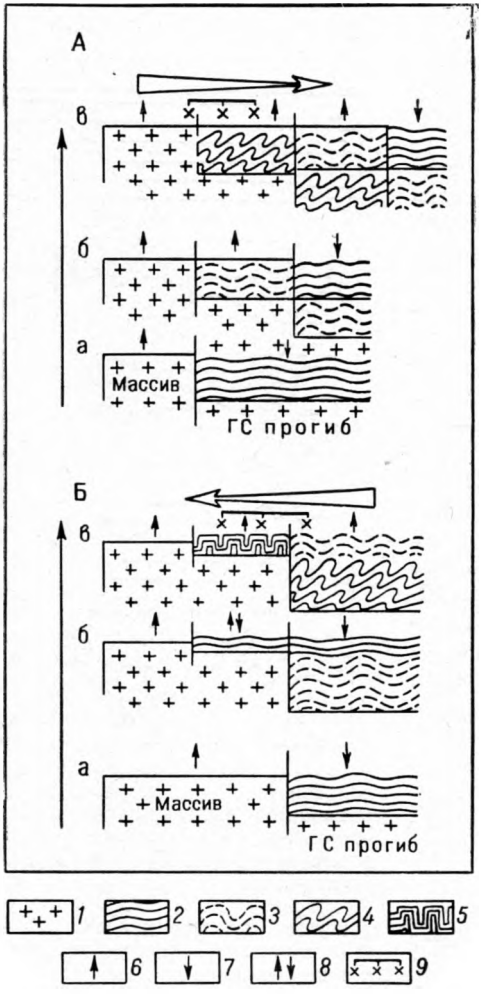


Рис. 53. Два случая образования срединных массивов: А — при разрастании срединного массива, Б — при сокращении его в истории развития; а, б, в — стадии развития

1 — **кристаллические породы фундамента;** *2* — **молодые осадки; 3 — метаморфизованные осадки;** *4* — **вторично метаморфизованные осадки;** *5* — **зоны параплатформенного режима (с германотипной складчатостью);** *6* — **относительно воздымающиеся блоки;** *7* — **опускающиеся блоки;** *8* — **частные нисходящие движения на общем фоне восходящих;** *9* — **места предпочтительной локализации грейзеновой минерализации**

Наиболее часто зоны с минерализацией рассматриваемого типа развиваются на периферии и в обрамлении срединных массивов, испытывавших длительное время «орогенное» тектоническое развитие и представленных в современном срезе выходами древних интенсивно метаморфизованных докембрийских пород — в палеозойских складчатых областях и докембрийско-палеозойских — в мезозойских складчатых областях (Колымский, Охотский, Чешский, Индосинийский, Памирский). Реже устанавливается развитие минерализации вокруг срединных массивов «койлогенного» (по терминологии Т. Н. Спижарского, 1968) тектонического режима, испытывающих медленное опускание. В результате цоколь таких массивов оказывается перекрытым мощным осадочным чехлом, накопившимся за длительное время (например, срединный массив плато Колорадо). В этих случаях грейзеновая минерализация, возникающая в обрамлении, обнаруживает генетическую взаимосвязь не с собственно срединными массивами, а с обрамляющими их поднятиями.

Наконец, следует указать также на важную роль для локализации оруденения «скрытых» срединных массивов (Жаман-Сарысуйский, Агинский, Адыча-Эльгинский), в которых остававшийся жестким цоколь ранее консолидированных пород, на отдельных стадиях геосинклинального развития сопредельных территорий, испытывал общее или компенсационное погружение и в настоящем срезе перекрыт геосинклинальными осадками.

Можно также установить, что грейзеновая минерализация приурочивается к обрамлению срединных массивов как разрастающихся, так и сокращающихся

в своих размерах в ходе геологического развития. Однако несомненно характерен первый случай (Чешский, Колымский, Индосинийский, Охотский (?), срединные массивы Галиции и Кастилии). Срединные массивы в этом случае имеют зональное строение: в центре — наиболее древнее ядро, на периферии — последовательное чередование зон все более поздних периодов завершения геосинклинальной истории. В палеозойских складчатых областях в связи с герцинскими гранитоидами оруденение локализуется обычно на границе зон допалеозойской и раннепалеозойской консолидации; в мезозойских, в связи с гранитоидами юрско-мелового возраста — на границе зон палеозойской и раннемезозойской консолидации. Общий случай разрастания срединных массивов схематично изображен на рис. 53.

Зоны типа периферических геоантиклинальных поднятий, присоединившиеся к срединному массиву в предыдущий (по отношению к периоду развития минерализации) тектоно-магматический цикл или в начальные стадии развития этого же тектоно-магматического цикла, но захватываемые интенсивной новой фазой складчатости, в общем случае являются «рудогенерирующими» и «рудолокализующими». В отличие от этого при развитии минерализации вокруг «сокращающихся» массивов минерализация локализуется в зонах противоположного тектонического режима, первоначально являвшихся составной частью срединного массива (например, срединный массив Юго-Западного Памира, Армориканский массив в участке развития Корнуэльской зоны) или частью обширной области завершенной складчатости (Агинский массив), а затем обособившихся и частично вовлеченных в геосинклинальный режим. Важно подчеркнуть, что как в первом, так и во втором случае породы фундамента в зонах локализации грейзенового оруденения оказываются при этом расположенными на небольшой глубине (см. рис. 53) относительно соседних зон, испытывавших длительное и интенсивное погружение.

2. ЗОНЫ ВНЕШНЕГО ОБРАМЛЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Между платформой и срединным массивом не всегда можно провести четкое различие, потому что далеко не во всех случаях известно: действительно ли срединный массив являлся срединным и со всех сторон окружался зонами геосинклинальных прогибов или это выступы платформ, заходящие внутрь геосинклинальной области. Например, Северо-Восточный массив Китайской платформы, огибаемый зонами Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской геосинклиналей, можно рассматривать и как платформу, и как срединный массив, так как в палеозое устанавливается прогиб, отделивший Северо-Восточный массив от Китайской платформы. Точно так же Индосинийский срединный массив одними исследователями рассматривается как индосинийская платформа, а другими — как срединный массив. Даже такие «типичные» срединные массивы, как Чешский, Центрально-Французский и Армориканский, при объединении их в единый Франко-Подольский срединный массив по существу можно рассматривать и как южный борт палеозойской геосинклинали Европы, распространявшейся «языком» на восток до Польши.

Соответственно и размещение минерализации вдоль окраин платформ и на периферии срединных массивов во многом сходно. Однако при размещении минерализации вдоль окраин платформ устанавливаются и свои специфические особенности. Важно подчеркнуть, что минерализация на границе геосинклинальной области и платформы развивается не вдоль всего обрамления

геосинклинали, а лишь в локальных участках и, как правило, только с внутренней «тыловой» стороны разрастающейся геосинклинали.

Для установления некоторых закономерностей расположения зон на периферии платформы рассмотрим несколько примеров геосинклинальных областей.

а. Зоны внешнего обрамления Джунгаро-Балхашской позднепалеозойской складчатой области (Казахстан, Джунгария). Джунгаро-Балхашская остаточная палеозойская геосинклиналь, завершившая складчатую историю в герцинскую эпоху, со всех сторон окружена зонами более ранней каледонской консолидации. Грейзеновая минерализация характерна лишь для юго-восточного обрамления складчатой области. Здесь она локализуется среди пород Атасу-Джунгарского блока каледонской консолидации (см. рис. 50). В южной части в пределах Джунгарии А. И. Семеновым выделена Усекская зона (12), в пределах которой известны единичные месторождения (на территории Китая) и рудопроявления грейзенового типа, а также многочисленные участки редкометальных альбититов. Зона располагается среди каледонид, непосредственно вдоль границы с герцинидами. Караобинская зона (9) Центрального Казахстана с характерными грейзеновыми рудопроявлениями и месторождениями (массив Куу, месторождение Караоба) находится примерно на продолжении простирания Усекской зоны.

Структурная позиция Караобинской зоны в первом приближении аналогична Усекской: она приурочена к Атасу-Джунгарскому блоку каледонского обрамления Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали. В отличие от Усекской зоны, Караобинская значительно дальше заходит в глубь блока, приобретая черты зоны, переходной между II и IV типами.

Важно обратить внимание на следующее обстоятельство: в северо-восточном обрамлении Джунгаро-Балхашской геосинклинали в пределах Предчингизского «передового» прогиба и среди каледонид Чингиз-Тарбагатая грейзеновая минерализация не известна (см. рис. 50).

б. Талицко-Монголо-Алтайская зона внешнего обрамления позднепалеозойской Зайсанской складчатой области (Алтай). Зайсанская остаточная герцинская геосинклиналь со структурами северо-западного простирания граничит на северо-востоке с каледонидами Алтае-Саянской складчатой области, а на юго-западе — с каледонидами Чингиза. По представлениям К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева (1964), редкометальная минерализация северо-восточного обрамления Зайсанской геосинклинали может быть объединена в единую Талицко-Монголо-Алтайскую зону (20), прослеживающуюся из предгорий Алтая в Монголию и Китай (рис. 54). Редкометальные, в том числе многочисленные грейзеновые месторождения и рудопроявления (Калгутинское, Белорецкое, Колыванское, Каракольское, Казандинское и др.), локализованные здесь в каледонских структурах обрамления Зайсанской геосинклинали, рассматриваются К. Л. Волочковичем и А. Н. Леонтьевым, вслед за В. П. Нехорошевым, как герцинские образования, связанные с гранитоидным магматизмом, проявившимся примерно синхронно с гранитами Калба-Нарымской зоны внутреннего геоантиклинального поднятия Зайсанской геосинклинали.

С юго-запада Зайсанская герцинская геосинклиналь граничит с каледонидами Чингиза, как и в предыдущем случае, здесь же наблюдается зона с редкометальной минерализацией.

Подобное одностороннее развитие гранитов и связанной с ними грейзеновой минерализации (лишь в северо-восточном обрамлении геосинклинали) может быть сопоставлено с рядом особенностей развития этой складчатой

области. В частности, важно подчеркнуть, что Зайсанская геосинклиналь развивалась, последовательно мигрируя с северо-востока на юго-запад. Соответственно Талицко-Монголо-Алтайское поднятие с широко проявленной в его пределах грейзеновой минерализацией является «тыловой зоной» геосинклинали. На границе же Чингизских структур и Зайсанской геосинклинали располагается Жарминский поздний геосинклинальный прогиб, являющийся внешней наиболее молодой зоной геосинклинали.

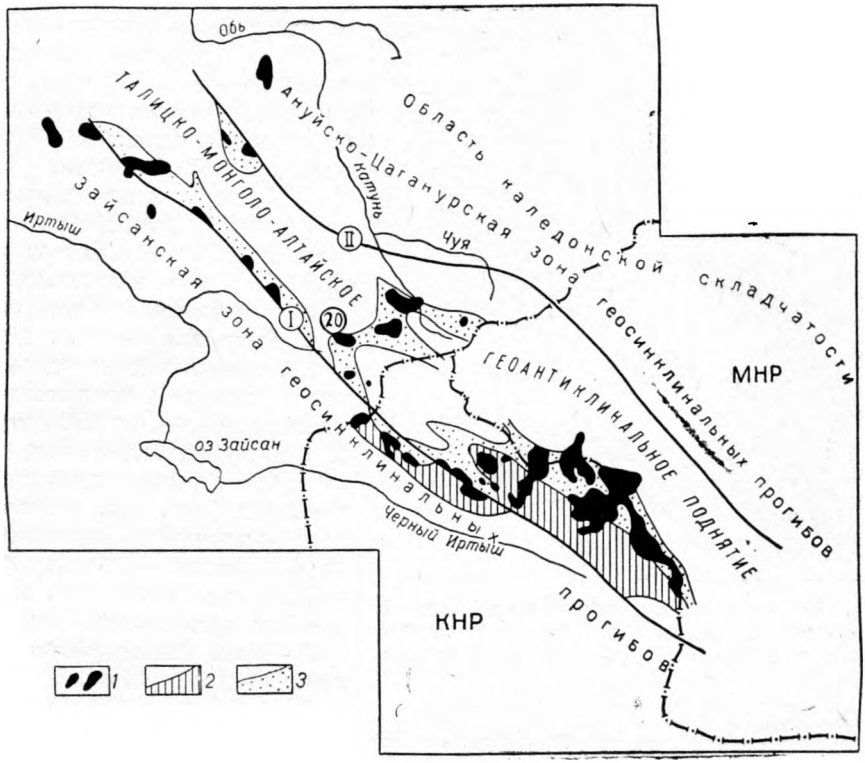


Рис. 54. Принципиальная схема геотектонической позиции Талицко-Монголо-Алтайской зоны и размещение в ее пределах грейзеновой минерализации. *По материалам К. Л. Волочкович и А. Н. Леонтьева, 1964*

Зона приурочена к активизированному краю каледонид на границе с герцинской (Зайсанской) геосинклиналью и ограничена двумя длительно развивающимися зонами шовных разломов (I—II). *1* — позднегерцинские гранитоиды; *2* — районы распространения грейзеновой минерализации; *3* — область развития редкометальных пегматитов

в. Зоны обрамления Сихотэ-Алиньской палеозойской и мезо-кайнозойской складчатой области (Приморье). В Приморье отчетливо устанавливается миграция геосинклинали с запада на восток на протяжении всего неогея (Cm—Q). Соответственно здесь выделяются две разновозрастные зоны с грейзеновой минерализацией (рис. 55). Уссури-Ханкайскую (31) можно рассматривать в связи с формированием байкальско-герцинских геосинклинальных прогибов на периферии Северо-Восточного массива Китайской платформы, в частности Ханкайского массива, Центрально-Сихотэалиньскую (32) — в связи с мезокайнозойской историей развития.

Уссури-Ханкайская зона, в пределах которой находится Вознесенский рудный район, приурочена к обрамлению Приханкайского выступа допалеозойского фундамента и располагается в тыловой части мигрировавшего на восток палеозойского геосинклинального прогиба. Грейзеновое оруденение связывается с палеозойскими гранитоидами, формировавшимися в длительном интервале времени от 450—350 до 270—220 млн. лет. Возраст оруденения спорен. По представлениям М. Г. Руб (I960), оруденение связано с молодыми герцинскими гранитами. Е. А. Радкевич рассматривает грейзеновую минерализацию Вознесенского рудного района как образование каледонской или даже байкальской орогении.

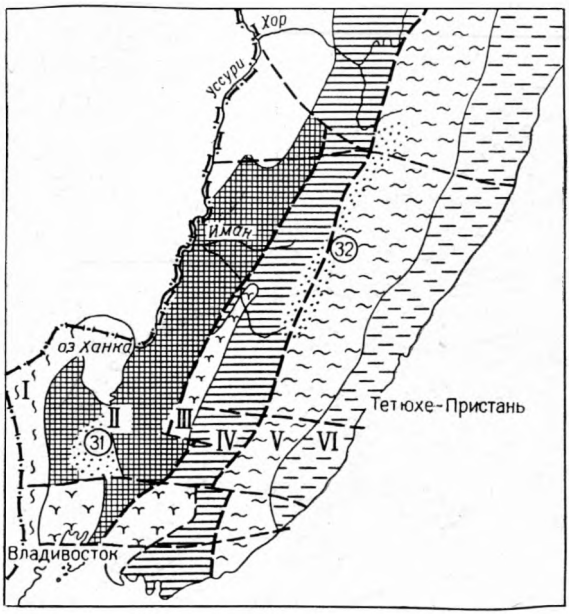


Рис. 55. Схема размещения зон с грейзеновой минерализацией в Приморье. Схема металлогенического районирования по Е. А. Радкевич (1958)

I, II — Уссури-Ханкайскнй массив допалеозойской — раннепалеозойской консолидации: I — Пограничная зона палеозойского прогиба, отделявшая Ханкайский массив от Северо-Китайской платформы; II — зона допалеозойской — раннепалеозойской консолидации; III—IV — Сихотэ-Алиньская складчатая зона: III — Западный синклинорий (прогиб до J,—J,); IV — Центральный антиклинорий (поднятие с Pz_3—Mz,); V — Восточный синклинорий (прогиб с Pz_3 до Cr_2); VI—Прибрежный антиклинорий (поднятие с T—Cr_2). Зоны грейзеновой минерализации (цифры в кружках): 31 — Уссури-Ханкайская, 32 — Центрально-Сихотэалиньская

В не менее характерной структурной позиции располагается и Центрально-Сихотэалиньская зона (32) с небольшими грейзеновыми рудопроявлениями (Забытое, Тигриное и др.). Грейзеновая минерализация здесь генетически связана с гранитами юрско-мелового (90—74 млн. лет) возраста, развивающимися вдоль главного структурного шва Сихотэ-Алиня (рис. 56). «Шов» разделяет Центрально-Сихотэалиньский антиклинорий — структуру палеозойской консолидации, и Восточно-Сихотэалиньский синклинорий — мезо-кайнозойский геосинклинальный прогиб.

Центрально - Сихотэалиньский антиклинорий может при этом рассматриваться как тектонически активизированный край периферического геоантиклинального поднятия в «тылу» мигрировавшей на восток мезо-кайнозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня. Таким образом, обе зоны с грейзеновой минерализацией Приморья, несмотря на резкое их различие по времени формирования, находятся в принципиально однотипной структурной позиции — внешнем обрамлении складчатых областей.

г. Наньлинская зона обрамления мезозойской складчатой области Юго-Восточного Китая. Наиболее продуктивная в отношении грейзеновой минерализации Наньлинская редкометальная зона (рис. 57) представляет собой активизированный в мезозое край каледонской зоны обрамления Китайской (Цзяннанской) платформы, развившийся в «тылу» мезозойской геосинклинали (Hsieh, $1963_{1\ 2}$), мигрировавшей в направлении с северо-запада на юго-восток.

д. Зона обрамления Тасманийской верхнепалеозойской складчатой области. Две зоны с грейзеновой минерализацией—Северо-Австралийская (39) и Южно-Австралийская (41) — располагаются во внутренней «тыловой» части герцинской Тасманийской геосинклинали, мигрировавшей с запада от Австралийской платформы на восток (рис. 58). Как и в предыдущих случаях, минерализация здесь приурочивается к зоне, завершившей собственно геосинклинальное развитие в каледонскую эпоху (в ордовике), но активизированной вдоль сочленения с зоной герцинской геосинклинали.

Как можно заключить по палеотектоническим схемам Эд. Давида (David, 1950), зоны с грейзеновой минерализацией совпадают с участками наиболее длительно развивавшихся поднятий (начиная с ордовика).

е. Боливийская зона обрамления Андийской мезо-кайнозойской складчатой области. Структурная позиция Боливийской редкометальной зоны (46), содержащей ряд близких к грейзенам месторождений, в первом приближении аналогична охарактеризованным зонам. Оловянно-вольфрамовая минерализация развивается в «тыловой» зоне палеозойского складчатого обрамления Бразильского щита, неоднократно активизировавшейся под влиянием формирования прибрежной мезо-кайнозойской Андийской геосинклинали.

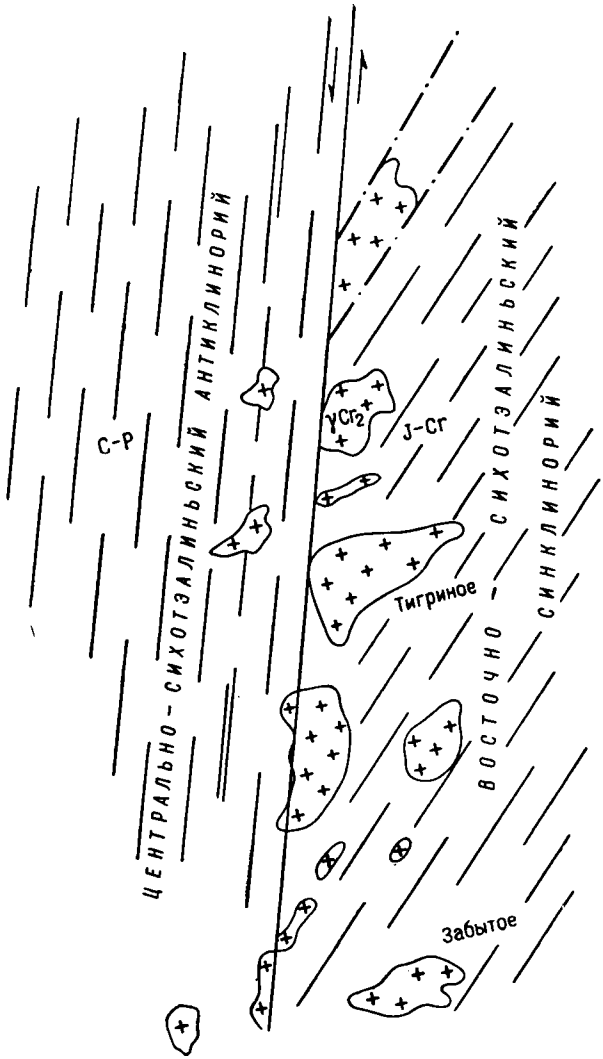


Рис. 56. Схема размещения гранитных интрузий, сопровождаемых кварцево-жильной грейзеновой минерализацией (рудопроявления Тигриное, Забытое и др.), вдоль Центрально-Сихотэалиньского структурного шва.

Таким образом, практически во всех случаях грейзеновая минерализация развивается в «тыловых» зонах геосинклиналей, завершивши^ собственно геосинклинальный период развития (демиссионную стадию по терминологии Т. Н. Спижарского, 1968) значительно ранее, чем во «внешних» зонах. Наиболее типичен случай, когда эти «тыловые» зоны представляют собой области, завершившие геосинклинальное развитие в предыдущую эпоху: соответственно в герцинских провинциях это каледониды, обрамляющие древние выступы

платформ, в киммеридах — герциниды. В связи с растянутостью формирования геосинклиналей, продолжающих свое развитие при закономерной миграции в пространстве на протяжении нескольких эпох, а также в связи с сохраняющейся еще неясностью во многих провинциях: имеем ли мы в данной области один растянутый во времени тектоно-магматический цикл или два самостоятельных (например, каледонский или герцинский, как это указывалось выше

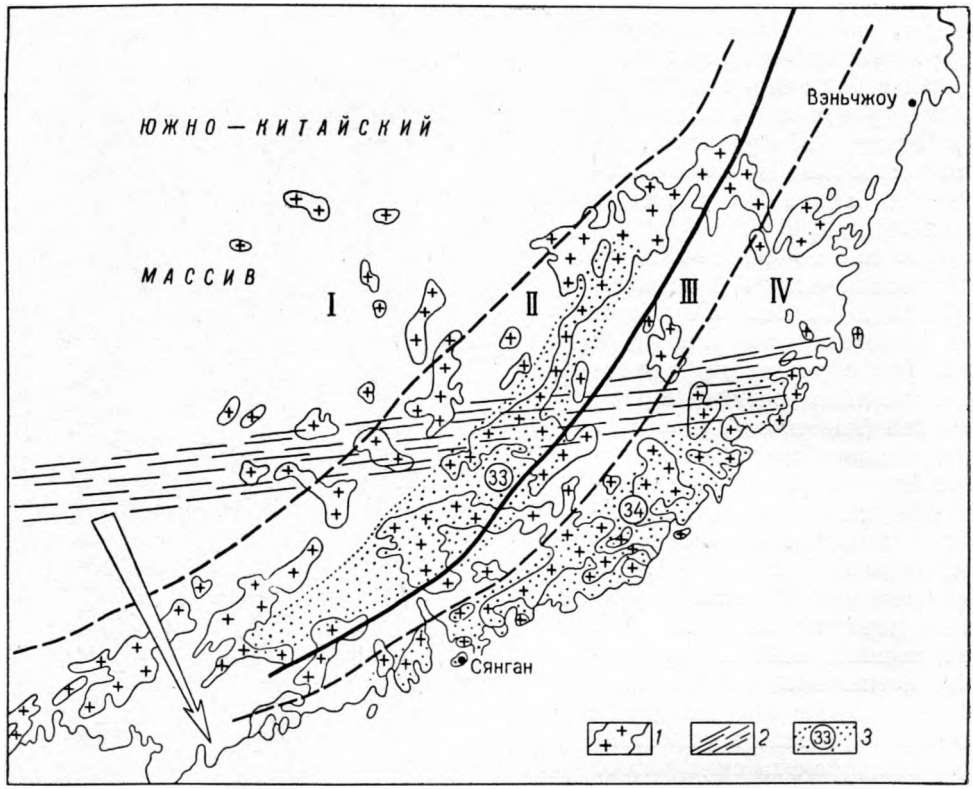


Рис. 57. Принципиальная схема геотектонического строения Юго-Восточного Китая (по материалам «Основы геотектоники Китая», 1962 г. и др.) и размещения грейзеновой минерализации

1 **— основные массивы «рудоносных» гранитов;** ***2*** **— секущая тектоническая зона;** ***3*** **— зоны проявления грейзеновой минерализации (цифры в кружках): 33 — Наньлинская, 34 — Прибрежная. I — Цзянканская эпикаледонская платформа; II — активизированный в мезозое край эпикаледонской платформы; III — Прибрежная мезозойская эвгеосинклинальная зона (Катазия); IV— зона типа внутреннего геоантиклинального поднятия эвгеосинклинальной области (Hsilh, 1963)**

для Урала), зону ранней консолидации можно рассматривать с первой точки зрения как периферическое геоантиклинальное поднятие, а со второй — как тектонически активизированные части ранее консолидированных обрамляющих данную геосинклиналь складчатых областей.

Решение этого вопроса во многом терминологическое, так как и в том, и в другом случае сохраняются главные для истории развития зон условия: во-первых, собственно демиссионная стадия, сопровождающаяся накоплением вулканогенно-осадочных пород, завершилась в данной зоне задолго до образо_

вания здесь гранитов с грейзеновыми месторождениями и, во-вторых, вне зависимости от времени завершения демиссионной стадии и инверсии данная зона «перекрывалась» и перерабатывалась при последующих фазах складчатости.

Так, именно с главнейшими фазами тектонических движений герцинской эпохи связана интенсивная складчатость, метаморфизм, образование гранитов и грейзеновых месторождений Караобинской, Усекской, Талицко-Монголо-Алтайской, Северо- и Южно-Австралийских и многих других зон, вне зависимости от того, что собственно геосинклинальную стадию, инверсию и складчатость они прошли в предшествующую по времени развития календонскую эпоху. Отмеченные особенности развития грейзеновой минерализации в «тыловых» частях мигрирующей геосинклинальной области и отсутствие минерализации в зонах обрамления на передовом фронте сохраняются справедливыми.

Для случая сложных по строению складчатых областей, включающих крупные срединные массивы различных конфигураций, которые могут рассматриваться и как срединные массивы, и как платформенные образования, справедлива эта же закономерность — локализация оруденения в «тыловых» зонах. Характерные примеры — палеозойская складчатая область Европы и мезозойская Верхояно-Колымская складчатая область Северо-Востока СССР. В пределах Европейской провинции зоны с редкометальной минерализацией распространены, как отмечалось выше, только с одной стороны — вдоль южной границы по окраине массивов Франко-Подолии. На границе герцинид с байкалидами Фенно-Скандинавии подобных зон не наблюдается.

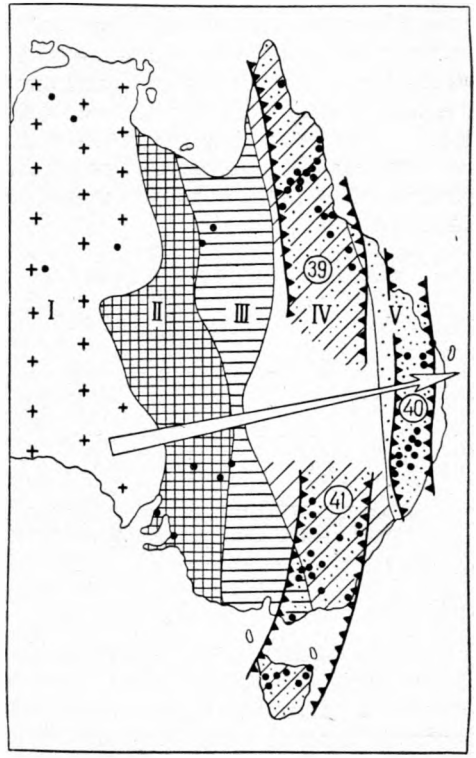


Рис. 58. Схема размещения грейзеновых месторождений в пределах Восточно-Австралийского складчатого пояса. Составлена по материалам монографии Geology of Australian ore deposits, 1965, а также Э. Э. Давида (David, 1950), А. Войси (Boisey, 1959 г.)

Рудные зоны (цифры в кружках): 39 —Северо-Австралийская; 40 — Центрально-Австралийская; 41 — Южно-Австралийская. Черные точки — наиболее крунные месторождения. I — области дорифейской складчатости Австралийской платформы, II — байкалиды, III — каледониды, IV — герциниды, V — зона поздгегерцинского прогиба

Эта особенность хорошо увязывается с историей геологического развития. Герцинская геосинклиналь мигрировала здесь с юга на север (рис. 59). Вдоль северной границы герцинид Европы развивается зона передового прогиба с молодыми слабо дислоцированными пермо-карбоновыми отложениями. Максимальная интенсивная складчатость и метаморфизм проявились в южной части на границе с допалеозойскими выходами массивов Франко-Подолии. Хорошо изученная поверхность фундамента в пределах Северо-Германской низменности обнаруживает относительно плавное пологое погружение с севера от выходов кристаллических пород Фенно-Скандинавии к югу, где в районе Рудных гор

кристаллический фундамент отдельными резко приподнятыми блоками выведен на поверхность.

Таким образом, в пределах Европейской герцинской провинции граниты и связанная с ними грейзеновая минерализация развиваются лишь с одной южной стороны, в тыловой зоне мигрирующей к северу геосинклинали, в участке максимально проявленного метаморфизма, складчатости и глыбового строения фундамента.

Верхояно-Колымская мезозойская провинция также представляет собой характерный пример локализации грейзеновой минерализации в «тыловой» части разрастающейся геосинклинали. Грейзеновая минерализация, связанная с гранитами, сосредоточена здесь во внутренней части зоны, в обрамлении Колымского массива. По данным А. А. Николаевского (1964), в зонах развития оруденения в обрамлении Колымского массива устанавливается резкое ступенчатое изменение мощности земной коры и максимально контрастное сочленение блоков.

Рис. 59. «Полярное» развитие герцинской геосинклинали Европы и образование зон с грейзеновой минерализацией, в частности Рудногорской (4) в ее тыловой части

Зона сочленения Верхояно-Колымской складчатой области с Сибирской платформой характеризуется резко отличным тектоническим режимом и отсутствием интрузий гранитов и минерализации. Здесь устанавливается наличие Приверхоянского краевого прогиба с комплексом молодых юрских и меловых отложений. Это область слабого метаморфизма и полого погружающейся к востоку поверхности фундамента Сибирской платформы.

Приведенная краткая характеристика позволяет сопоставить закономерности размещения зон с грейзеновой минерализацией, развитых в обрамлении срединных массивов и платформ. Выше отмечалось, что граниты, сопровождаемые грейзеновой минерализацией, располагающиеся в обрамлении срединных массивов, оказываются локализованными в зонах различного тектонического режима, приводящего в одном случае к наращиванию срединных массивов, в другом — к его сокращению при наступлении геосинклинали на массив.

В отличие от этого зоны, приуроченные к границам платформ (область консолидации в предшествующую эпоху) и геосинклиналей, развиваются как будто бы лишь в одном из этих двух случаев — при последовательном наращивании платформы за счет присоединения к ней зон все более поздней консолидации и сокращения геосинклинали. При этом зоны с грейзеновой минерализацией располагаются, как выше подчеркивалось, лишь в «тыловой» части мигрирующей геосинклинали, в пределах зон, присоединившихся к ранее консолидированным складчатым областям при «отступлении» геосинклинального прогиба. Напротив, зоны передового фронта («передовые», «краевые», «поздние»

прогибы), постепенно «надвигающиеся» на области ранее завершенной складчатости, оказываются неблагоприятными для развития гранитоидного магматизма и грейзенового типа оруденения.

3. ЗОНЫ ВНУТРЕННИХ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Под внутренним геоантиклинальным поднятием нами понимается линейная зона в пределах геосинклинали, располагающаяся согласно с общими структурами данного подвижного пояса, прошедшая инверсию на ранних стадиях развития геосинклинали и ограниченная с двух сторон более длительно живущими геосинклинальными прогибами. Зоны внутренних геоантиклинальных поднятий, как и срединные массивы, чаще всего имеют тектонические ограничения. При таком понимании внутреннее геоантиклинальное поднятие отличается от срединного массива по морфологии (линейные и изометричные), по структуре (согласные с геосинклинальными прогибами) и по возрасту (образования, претерпевшие более раннюю инверсию в пределах складчатых областей).

Приведем характерные примеры зон, приуроченных к внутренним геоантиклинальным поднятиям.

а. Восточно-Уральская зона складчатой области Урала. Зона локализуется в пределах срединного геоантиклинального поднятия одноименного названия, имеющего тектонические границы с Магнитогорским синклинорием на западе и Полтаво-Брединским на востоке (рис. 60). Поднятие сформировалось со второй половины девона, а соседние прогибы продолжали свое геосинклинальное развитие до среднего карбона. Непосредственно в период, предшествующий образованию позднегерцинских рудоносных гранитов, сопровождаемых грейзеновыми месторождениями, имела место частная трансгрессия моря, в результате которой в пределах антиклинория местами возникли молодые среднекарбоновые карбонатно-терригенные осадки.

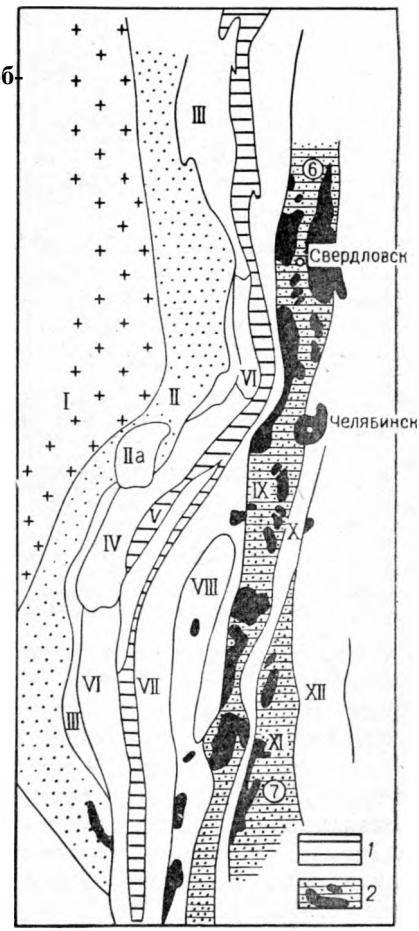


Рис. 60. Схема размещения зон с грейзеновой минерализацией в пределах Урала. Тектоническая основа по В. М. Сергиевскому и И. А. Петровой (1962 г.)

Зоны (цифры в кружках): 6 — Восточно-Уральская зона, приуроченная к одноименному поднятию; 7 — Зауральская — активизированная часть эпикаледонской платформы, отделенная от каледонид в C_2—C_3 узким прогибом

1 — зоны геоантиклинальных поднятий; *2* — зоны распространения герцинских гранитов и проявлений грейзеновой минерализации

I — Русская платформа, II — передовой прогиб, Na — выступы древних толщ в передовом прогибе, III — зона отложений Pz_2 платформенного типа, IV — миогеосинклинальная зона доордовических отложений, V — эвгеосинклинальная зона доордовических отложений и антиклинорий Уралтау, VI — миогеосинклинальная зона герцинид Урала, VII — Тагило-Магнитогорская интрагеосинклиналь, VIII — Магнитогорский синклинорий, IX — Восточно-Уральский антиклинорий, X — Полтаво-Брединский синклинорий, XI — Зауральский (Тобольский) антиклинорий, XII — Притобольский синклинорий

б. Лепсинская зона Джунгаро-Балхашской складчатой области. Зона приурочена к внутреннему геоантиклинальному поднятию Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области. Эта зона обособилась в истории развития со среднего девона, когда она превратилась в зону устойчивого поднятия с континентальными карбонатно-терригенными отложениями D_2. В то же время сопредельные зоны — более северная и южная продолжали геосинклинальное развитие на протяжении D_3—$Ci_{_2}$. Граниты и минерализация локализуются не строго в зоне поднятия, частично они выходят за ее пределы в смежные прогибы.

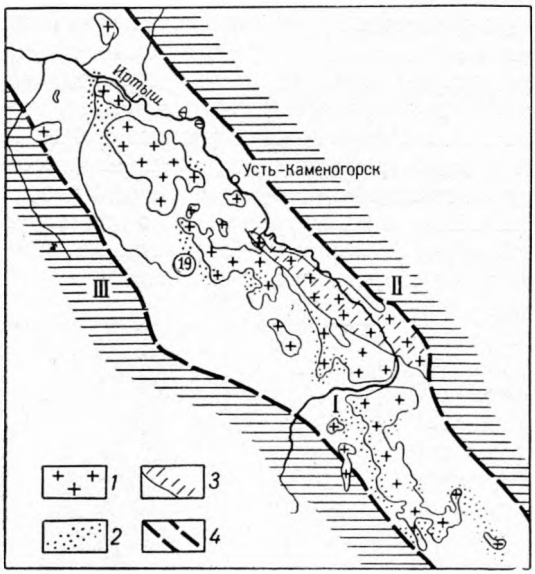


Рис. 61. Принципиальная схема строения Калба-Нарымской зоны и размещения в ее пределах минерализации. *По материалам К. А. Волочкович и А. И. Леонтьева, 1964, 1965*

I — Калба-Нарымское срединное геоантиклинальное поднятие, обособившееся как геоантиклиналь с $Д_2$ ($Д_2$—С1), II — Зайсанский геосинклинальный прогиб, III — Жарминский краевой геосинклинальный прогиб. Гранитоиды и минерализация развиваются в пределах зоны внутреннего геоантиклинального поднятия, отделенного от соседних длительно развивавшихся прогибов зонами долгоживущих тектонических разломов

1 **— граниты;** *2, 3* **— зоны преимущественного распространения грейзеновой минерализации (2) и редкометальных пегматитов (5);** *4* **— линии долгоживущих тектонических разломов**

в. Калба-Нарымская зона Зайсанской складчатой области. Грейзеновая минерализация этой зоны генетически связана с верхнепалеозойскими гранитами, сформировавшимися в ходе развития Прииртышского внутреннего геоантиклинального поднятия. Это поднятие с запада и востока ограничено зонами, испытывавшими собственно геосинклинальную стадию с накоплением вулканогенно-осадочных толщ в значительно более длительном интервале времени. С запада это Жарминский краевой прогиб (рис. 61), с востока — Зайсанский (или Рудно-Алтайский).

Прииртышское внутреннее геоантиклинальное поднятие, так же как Восточно-Уральское и поднятие Лепсинской зоны, завершило свою демиссионную стадию развития в D_2. В период D_3—C_1 Калба-Нарымская зона развивалась как поднятие и лишь с C_1—C_2 в период инверсии в более северном Зайсанском прогибе здесь фиксируется трансгрессия, сопровождающаяся накоплением прибрежно-морских осадочных толщ,

г. Чукотская зона Верхояно-Чукотской складчатой области. Грейзеновая минерализация этой зоны обнаруживает приуроченность к ряду параллельно расположенных кулисообразных поднятий (см. рис. 51) — Куульскому, Куэквуньскому и другим более мелким, которые вместе намечают близширотную осевую зону поднятия в пределах Чукотской складчатой области. В пределах поднятий обнажаются выходы палеозойских (D — C_1) пород. Эти поднятия оказались объединенными в обширную осевую зону типа внутреннего геоантиклинального поднятия после триаса, когда к палеозойским блокам присоединились обширные мезозойские поднятия — Эквиатапское, Ичвиемское и др.

С. Ф. Лугов (1962), изучавший металлогению Чукотки, отмечал, что оловянно-вольфрамовая минерализация (Северный пояс по С. Ф. Лугову)

приурочена к области, существовавшей в качестве приподнятого участка задолго до развития рудоносных гранитов (Сг1). На это, по его данным, указывает отсутствие или слабое развитие пород T_3, широкое распространение отложений Т1 и Р в районах развития рудоносных интрузий.

Специфической чертой истории развития Чукотской зоны (25), отличающей ее от выше охарактеризованных и сближающей с зонами обрамления срединных массивов, является последовательное разрастание зоны от палеозойских ядер к периферии. (В этом отношении это как бы мезозойский аналог Иберийской зоны). По представлениям В. Ф. Белого, С. М. Тильмана и др., Чукотская мезозойская геосинклиналь по мощности осадконакопления, контрастности тектонического режима и другим признакам не представляет типичную геосинклинальную область. Высказывается мнение о том, что это область мезозойской парагеосинклинали.

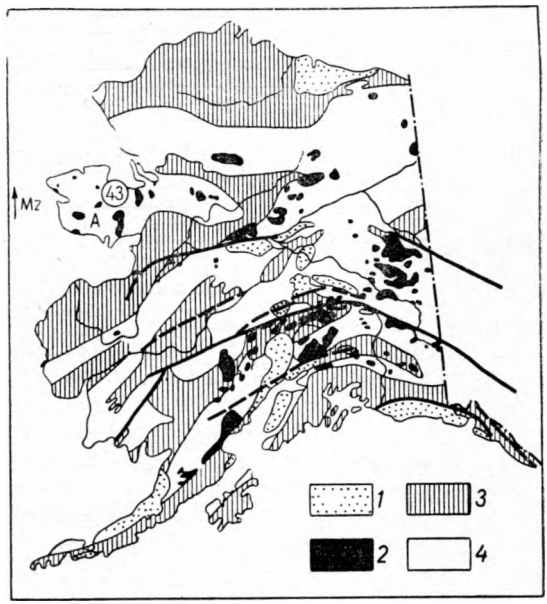


Рис. 62. Позднемезозойские и третичные тектонические элементы Аляски. *По Дж. Гейтсу, Дж. Грину, 1967*

А — Сьюардское геоантиклинальное поднятие, в пределах которого локализованы основные грейзеновые месторождения (зона 43). *1* — третичные морские и континентальные породы; *2—4* — поздний мезозой: *2* — гранитные массивы, *3* — геосинклинальные области, *4* — геоантиклинальные области

д. Прибрежная зона складчатой области Юго-Восточного Китая. Эта зона, перекрытая нижнеюрскими третичными эффузивами среднего и кислого состава, обособлена от Наньлинской зоны сравнительно узким эвгеосинклинальным прогибом с мощными осадками раннеюрского возраста (см. рис. 57). Структурная позиция этой зоны еще недостаточно ясна. В свете последних данных (Hsieh, $1963_{1\ 2}$) в мезозое в юго-восточной части эпикаледонской платформы Китая существовала «паралиагеосинклинальная»[1] область, в пределах которой намечаются две параллельные структуры: собственно геосинклинальный прогиб (мезозойская эвгеосинклинальная зона) и узкая береговая полоса, представляющая собой зону типа внутреннего поднятия. В пределах поднятия широко распространены интенсивно метаморфизованные породы нижнего палеозоя, прорываемые позднекиммерийскими рудоносными гранитами.

Прибрежная зона (34), совпадающая и частично выходящая за пределы внутреннего поднятия, характеризуется повышенной ролью месторождений турмалин-хлорит-касситеритового и сульфидно-касситеритового типа. Типично грейзеновые месторождения этой зоны описаны в работе С. Дж. Дэвиса (Davis, 1958, 1961) для окрестностей Сянгана.

е. Восточно-Австралийская зона Тасманийской складчатой области (39—41). На основании опубликованных работ (David, 1950; Voisey, 1959; Geology

[1] Тип геосинклинали, развивающейся вдоль окраин континентов (Обуэн, 1967).

of Australian..., 1965) и геологических карт этой территории редкометальная минерализация, наблюдающаяся в наиболее восточной части материка, приурочена преимущественно к выходам раннепалеозойских пород (О—$Д_2$), образующих зону типа внутреннего геоантиклинального поднятия в пределах

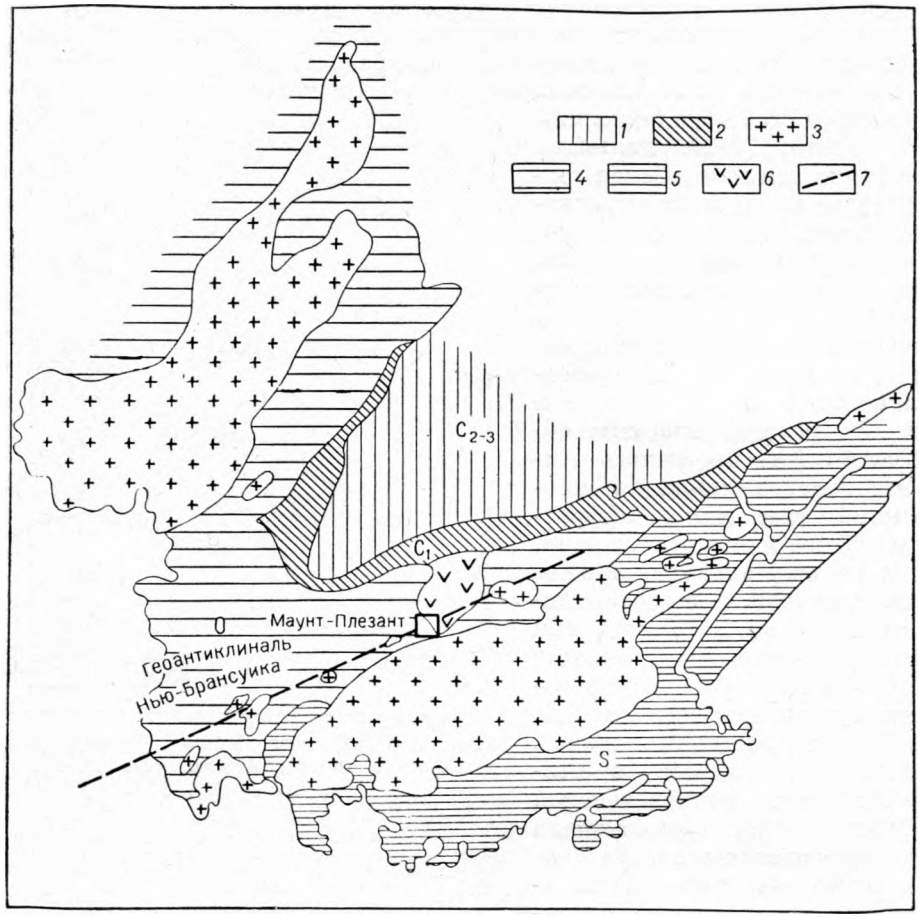


Рис. 63. Схематическая геологическая карта юго-западного района Нью-Брансуика. *По К. Ф. Хоскингу (K. F. Hosking, 1963)*

***1 и 2* — осадочные породы пенсильванской и миссисипской систем, *3* — граниты (D ?), *4* и 5 — породы ордовика и силура: сланцы, кварциты, граувакки и др., *6* — полевошпат-кварцевые порфиры (C ?), *7*—линия, контролирующая рудоносные гранитоиды (Pz_3?)**

герцинид, обособленную от Северо- и Южно-Австралийских зон узким, более длительно существовавшим (включая карбон) прогибом.

ж. Сьюардская зона складчатой области Северо-Американских Кордильер. Сьюардская зона (43) с грейзеновой минерализацией приурочена к внутреннему геоантиклинальному поднятию Сьюардского полуострова в пределах мезозойской геосинклинальной области (рис. 62). По данным Дж. Гейтса и Дж. Грика (1967), это поднятие обособилось в позднепалеозойское время и расширилось в раннем мезозое (история развития аналогична Чукотской зоне).

з. Нью-Брансуикская зона Аппалачской складчатой области. Наиболее известные участки с грейзеновой минерализацией (зона 42) в горной системе Аппалачей — месторождения Маунт-Плезант и Барнт-Хилл — приурочиваются к Нью-Брансуикской геоантиклинали (рис. 63). Эта структура, по данным А. Ирдли, представляет собой внутреннее поднятие, разделявшее геосинклинальную область Северных Аппалачей на две впадины — Западную и Восточную. Дифференциальные тектонические движения, по его представлениям, проявляются на этой территории с нижнего кембрия вплоть до среднего девона, когда вся область стала постоянной сушей.

Таким образом, приуроченность грейзеновой минерализации к зонам внутренних геоантиклинальных поднятий представляет характерную особенность складчатых областей различных регионов мира. Как и в предыдущих случаях, минерализация здесь обнаруживает генетическую связь с зонами, которые или рано завершили демиссионную стадию развития, или вообще оказывались не вовлеченными в погружение в ходе формирования данной складчатой области, или испытывали лишь кратковременные погружения, сопровождающиеся накоплением в эти периоды вулканогенных или карбонатно-терригенных толщ. Соответственно, так же как и для зон обрамлений срединных массивов, здесь может быть намечено два основных случая развития: а) зона обосабливается от соседних областей прогиба лишь с некоторого периода (до этого в начальные стадии развития она является частью общей области осадконакопления), а в последующем испытывает устойчивое воздымание (например, Восточно-Уральское поднятие); б) зона с начала развития данной геосинклинали была областью поднятия, однако на поздних стадиях развития, в период инверсии, в главных прогибах испытала некоторые «компенсационные» опускания (например, Прииртышское поднятие), зафиксированные молодыми геосинклинальными осадками, «скрывающими» геоантиклинальное поднятие.

4. ЗОНЫ ВНУТРЕННИХ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЧАСТЕЙ ОБЛАСТЕЙ ЗАВЕРШЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ (ПЛАТФОРМ)

Как известно, в понятие «платформа» вкладывают разный смысл; одни исследователи платформой называют участки земной коры, имеющие двухъярусное строение — складчатое допалеозойское основание и чехол более молодых отложений; другие — области земной коры с завершенной складчатостью.

Закономерности пространственного размещения зон с редкометальной грейзеновой минерализацией в областях завершенной складчатости наиболее сложны и наименее изучены. Установление развития «молодых» гранитов и промышленно важной редкометальной минерализации в допалеозойских областях складчатости — Африки, Австралии, Бразилии, Карелии — резко расширило перспективы обнаружения этих месторождений и выдвинуло ряд новых вопросов, в том числе следующий: в каких частях огромных территорий областей завершенной складчатости встречаются такие «молодые» граниты и редкометальная минерализация.

Этот вопрос анализировался в отечественной литературе Д. И. Горжевским, М. И. Ициксоном, В. И. Козеренко, Е. А. Радкевич, В. И. Смирновым, А. Д. Щегловым. На основании работ указанных исследователей можно прийти к следующим выводам.

а. Зоны с развитием молодых гранитов возникают в областях завершенной складчатости, испытывавших орогенный режим, т. е. обнаруживающих

на протяжении длительных периодов времени преимущественно восходящую тенденцию в развитии. Соответственно в современном рельефе это, как правило, области непосредственного выхода древних пород на поверхность.

б. Зоны с молодыми гранитами и минерализацией развиваются вдоль зон глубинных разломов, трассируемых по выходам молодых гранитов на многие сотни и даже тысячи километров («линейный тип зон» самостоятельной активизации, по М. И. Ициксону, Н. И. Тихомирову, Е. Т. Шаталову, 1967). В других случаях граниты развиваются вдоль «полигональной» сетки разломов («ареальный» тип самостоятельной активизации, по М. И. Ициксону, Н. И. Тихомирову, Е. Т. Шаталову, 1967).

в. Установлено определенное отличие в глубинном строении земной коры в зонах проявления тектонической активизации и формирования молодых гранитов (М. И. Ициксон и др., 1967; Шеглов, 1967). Специфичность земной коры таких зон по интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных, проводившейся Б. А. Андреевым и др., заключается, как отмечает А. Д. Щеглов (1967, стр. 98), в следующем: «1. Наличии обширных зон региональных отрицательных аномалий; 2. Увеличении мощности земной коры не за счет гранитного, как в типичных геосинклинальных областях, а за счет базальтового слоя; 3. Наличии в ряде мест утолщений («раздувов») базальтового слоя, имеющих и двустороннюю, и одностороннюю форму».

г. Образование молодых гранитов связано с определенной стадией орогенного развития областей завершенной складчатости. Эта стадия фиксируется, по А. Д. Щеглову (1967), образованием наложенных прогибов, выполненных вулканогенно-обломочными породами или покровами эффузивов, внедрением субвулканических интрузий и формированием разнообразной минерализации. Возникновение собственно грейзеновых месторождений характерно для зон, в пределах которых на этой стадии возникают кислые эффузивы. Следующей стадией развития таких зон активизации может быть, по А. Д. Щеглову, образование «терригенных наложенных впадин», выполненных угленосными и грубообломочными отложениями.

д. Для зон развития гранитоидов во внутренних частях областей завершенной складчатости характерно формирование их в условиях значительно меньших глубин, чем в областях собственно геосинклинального развития (Горжевский, Козеренко, 1965) и, как мы видели, возникновение интрузий и соответственно продуктов постмагматической минерализации несколько повышенной щелочности.

Из указанных выше 50 зон к данному типу структурной позиции могут быть отнесены зоны, залегающие в центральных частях выходов допалеозойских щитов: Центрально-Французская (3), Хингано-Охотская (30), Нигерийская (47), Центрально-Африканская (49), Трансваальская (50), намечающиеся (но не выделенные нами в качестве самостоятельных) участки с признаками грейзеновой минерализации в пределах Бразильского, Австралийского щитов и Фенно-Скандинавии (Карело-Кольского региона), а также зоны мезозойской активизации областей палеозойской складчатости — Западно- и Центрально-Забайкальские (21 и 22), южная ветвь Восточно-Забайкальской (23), отчасти Хингано-Охотская (30). Зоны Рудногорская (4), Иберийская (5), Восточно-Монгольская (24), Наньлинская (33), Малайская (37) не относятся нами к рассматриваемому типу, так как располагаются не во внутренних частях, а на периферии областей завершенной складчатости, на границе их с более молодыми, продолжающими геосинклинальное развитие областями.

Следует подчеркнуть, что в понимании природы этих зон нет единого мнения. А. Д. Щеглов (1968) рассматривает практически все перечисленные зоны, как зоны «автономной» активизации. М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов (1967) на примере Тихоокеанского подвижного пояса приходят к выводу о том, что большинство зон с W-Sn-Mo-Bi минерализацией связано с развитием сопряженной (с формированием соседних складчатых областей) активизации, например, минерализация Китая с зонами ареального типа самостоятельной активизации. По мнению Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко и Н. А. Фогельман (1967), зоны с Sn-W минерализацией рассматриваемого типа являются естественным результатом дифференциального послескладчатого развития областей завершенной складчатости.

В связи со сказанным важно подчеркнуть следующие два обстоятельства, вытекающие, как представляется авторам, из приведенной характеристики геологического развития упомянутых зон.

1. Образование зон во внутренних частях областей завершенной складчатости в истории развития тесно (неразрывно) генетически связано с зонами, возникающими на обрамлении развивающихся более молодых геосинклиналей, а последних — с зонами, формирующимися в их внутренних частях — в обрамлении срединных массивов и внутренних геоантиклинальных поднятиях. Иными словами, устанавливается генетическая общность и родственность развития зон во внутренних частях древних складчатых областей с зонами более молодых геосинклинальных систем.

2. Зоны, образующиеся во внутренних частях древних областей завершенной складчатости при процессах последующей тектонической активизации, обнаруживают определенную преемственность, унаследованность в размещении и истории развития с древней геосинклинальной историей данной области.

Рассмотрим эти положения несколько подробнее.

Генетическая связь и родственность зон, возникающих во внутренних частях областей завершенной складчатости, с зонами, формирующимися в молодых складчатых областях, подтверждается, в частности, следующим:

а) размещением зон вдоль единых протяженных структур, в одних частях которых граниты и минерализация располагаются в структурной позиции, характерной для молодых складчатых областей — внутренних геосинклинальных поднятий, зон обрамления срединных массивов, а в других частях — на продолжении этих же структур обнаруживают все признаки «автономных» зон;

б) образованием общей для зон различной структурной позиции «крыши», сложенной однотипными и непосредственно соединяющимися покровами эффузивов;

в) сходством в истории геологического развития зон внутренних активизированных частей областей завершенной складчатости с зонами внутренних частей развивающейся геосинклинали, в пределах которых минерализация также локализуется в блоках пород более ранней консолидации.

В качестве иллюстрации первого положения можно сослаться на уже рассмотренные особенности пространственного размещения Восточно-Забайкальской зоны (23), юго-западная часть которой развивается как типичная зона активизации (рис. 64, 65), пересекающая древний блок пород протерозойско-нижнепалеозойской консолидации, а северо-восточная — обнаруживает признаки размещения гранитов и минерализации, типичные для «соскладчатых» зон: граниты и связанная с ними минерализация приурочиваются к обрамлению Агинского срединного массива (Князев, 1967), а также к «бортам»

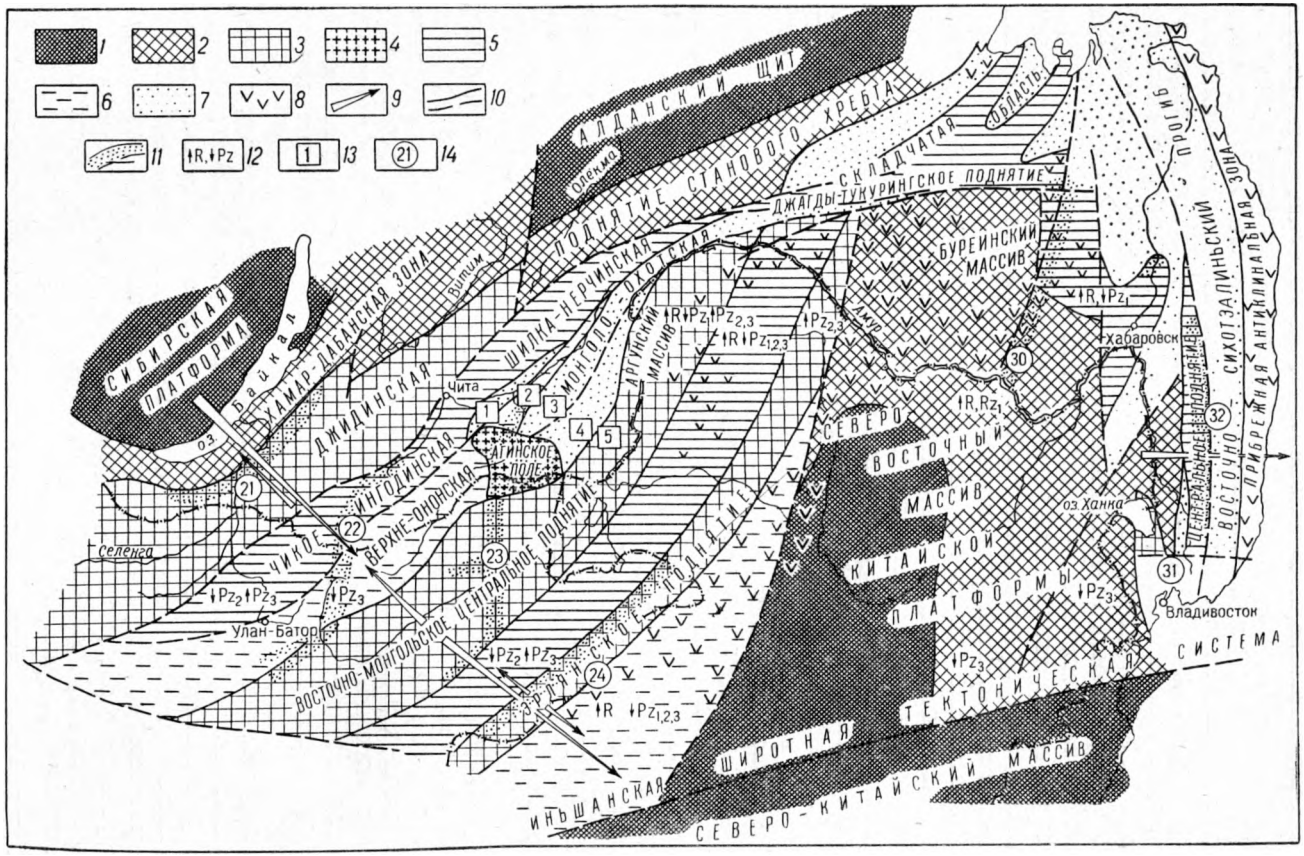


Рис. 64. Схема размещения основных зон с проявлением грейзеновой минерализации в юго-восточной части СССР и на сопредельных территориях. Составлена по материалам М. И. Ициксона и Л. И. Красного, В. С. Кормилицына, Г. В. Князева, Г. В. Ициксон, 10. А. Альбова, Е. А. Радкевич, А. Д. Каленова, Р. А. Хасина, А. Д. Щеглова и др.

1 — области архейско-нижнепротерозойской складчатости; *2* — области верхнепротерозойской — нижнепалеозойской (байкальской) складчатости; *3* — области каледонской складчатости с широким распространением выходов докаледонских пород; *4* — Алтайский массив — срединный массив в пределах герцинской и киммерийской складчатых областей; *5* — область ранней консолидации герцинской складчатости; *6* — верхнепалеозойские герцинские прогибы; *7* — области киммерийской складчатости; *8* — области широкого распространения покровов вулканогенных пород (Cr—Pg); *9* — направление смещения во времени геосинклинальных прогибов; *10* — главнейшие разломы; *11* — намечаемые зоны с грейзеновой минерализацией; *12* — условное обозначение времени поднятия и опускания блока; *13* — зоны киммерийской складчатой области: 1 — Шилко-Ингодинский геосинклинальный прогиб (J_{1-2}), 4 — краевой прогиб (J_{1-2}), 5 — Аргуньский массив; 14 — зоны с грейзеновой минерализацией (цифры в кружках): 21 — Западно-Забайкальская, 22 — Центрально-Забайкальская, 23 — Восточно-Забайкальская, 24 — Восточно-Монгольская, 30 — Хингано-Охотская, 31 — Уссури-Ханкайская, 32 — Центрально-Сихотэ-алиньская

остаточной киммерийской геосинклинали (в обрамлении Борщевочного геоантиклинального поднятия).

Вторым примером может служить намечающаяся пространственная связь Нигерийской зоны (47) активизации Африки с Иберийской зоной Пиренейского полуострова (5), следующей далее в направлении Корнуэлла. На взаимосвязь европейских и африканских зон распространения гранитов и редкометальной минерализации указывал еще К. И. Богданович в 1916 г., а в последние годы это обстоятельство подчеркнул Р. Д. Шулинг (Schulling, 1967).

Связь зон, развивающихся на обрамлении срединных массивов (Чешского, Индосинийского и др.)» с формирующимися в соседних зонах геосинклинальными прогибами выше уже отмечалась. Таким образом, единство этих зон, залегающих в различной структурной позиции, с какими-то общими глубинными системами расколов, по-видимому, не может вызывать сомнений.

При обсуждении общности в истории развития зон «автономной» активизации и зон, залегающих в структурной позиции, характерной для развивающихся геосинклинальных областей, важно подчеркнуть также, что они объединяются общей «крышей» — покровами вулканогенных пород, непрерывно прослеживающихся в тех местах, где они не уничтожены эрозией, на многие тысячи километров.

Это. положение может быть проиллюстрировано размещением зон с рассматриваемой минерализацией в пределах Тихоокеанского пояса. Вдоль всего Восточно-Азиатского обрамления материка прослеживается почти непрерывная полоса вулканогенных пород андезит-липаритовой формации. Покровы эффузивов широко распространены на Чукотке, вдоль побережья Охотского моря, далее вдоль прибрежной части Сихотэ-Алиня и заходят далеко на юг в Китай и ДРВ. Геотектоническая позиция Восточно-Азиатского вулканогенного пояса «риолитовой линии», по данным М. И. Ициксона (1964), определяется системой глубинных разломов на границе коры континентального типа материка и прилегающего к нему блока с перестраивающейся мозаичной корой[1].

Однако по геологической карте нетрудно заметить, что эффузивы андезит-липаритовой формации распространяются на огромных площадях, далеко отходя от линии намеченного тектонического шва. На Чукотке покровы эффузивов распространяются далеко на запад, достигая Чаунской губы и перекрывают значительную часть Чукотской зоны с Sn-W минерализацией. В Верхояно-Колымской складчатой области, в пределах Колымской и Полоусненской зон обнаруживается все больше «пятен», реликтов покровов кислых эффузивов (Некрасов, 1961). В районе Хингана покровы вулканогенов андезит-липаритовой формации, удаляясь от Охотского побережья, развиваются вдоль обрамления Буреинского массива и распространяются в Монголию, Центральный Китай и Забайкалье.

[1] Восточнее, вдоль границы Тихоокеанской «платформы» с корой океанического типа, проходит вторая «андезитовая линия» вулканизма.

Таким образом, создается впечатление, что наблюдающиеся покровы эффузивов представляют собой сохранившиеся от эрозии реликты единого «плаща» (общей вулканогенной «крыши»), перекрывавшего всю восточную часть Азиатского материка. М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов (1967), рассматривая закономерности металлогении Тихоокеанского пояса,

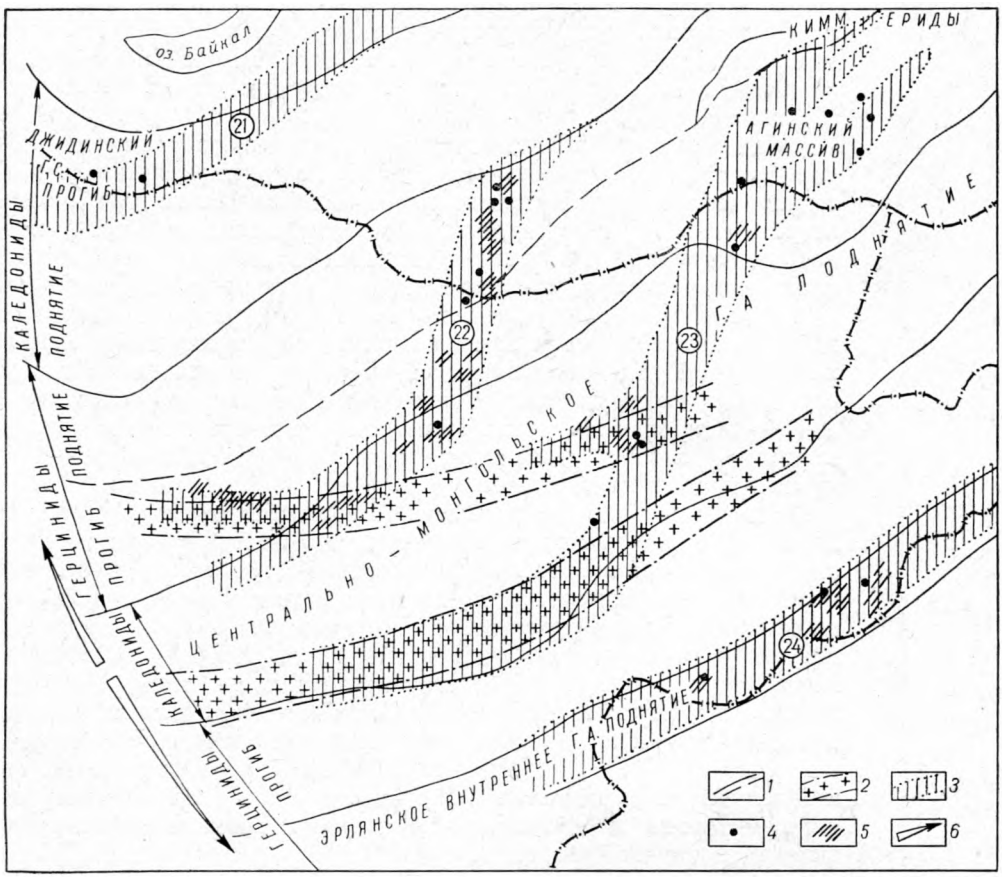


Рис. 65. Схема размещения зон с грейзеновой минерализацией (21—24) на территории Забайкалья и Монголии

7 — границы структурно-формационных зон складчатого палеозойского основания; 2 — намечаемые зоны приподнятого расположения фундамента; 3 — зоны проявления гранитоидного магматизма и грейзеновой минерализации киммерийского возраста (зоны тектонической активизации); *4* — рудопроявления; *5* — участки наиболее интенсивной минерализации; *в* — направление смещения геосинклинальных палеозойских прогибов на территории Центрально-Монгольского геоантиклинального поднятия

разделяют эти покровы эффузивов на зоны двух типов: эффузивы, развивающиеся вдоль сочленения коры континентального типа и коры «мозаичного» типа (риолитовой линии), относятся ими к зонам самостоятельной активизации, а эффузивы, развивающиеся вдоль разломов в коре континентального типа (Хинганская и др.), — к зонам отраженной активизации. Соответственно одни из рассматриваемых нами зон с Sn-W грейзеновой минерализацией являются, по представлениям этих исследователей, зонами, возникшими в связи

с процессами самостоятельной активизации (например, Китай, Западное Забайкалье), а другие (например, Хинганская) — в связи с процессами отраженной активизации.

Авторы не видят какого-либо принципиального отличия ни в структурной позиции, ни во времени формирования этих зон. Не случайно А. Д. Щеглов относит все эти зоны к одному типу — автономной активизации. Вероятно, имеется вариант еще одного объяснения закономерностей размещения зон с Sn-W грейзеновой минерализацией, базирующийся, во-первых, на генетическом единстве всех вулканогенных покровов андезит-липаритовой формации и, во-вторых, на том, что зоны с минерализацией рассматриваемого типа наблюдаются лишь в тех местах, где покровы эффузивов перекрывают древние поднятия вулканогенного цоколя — срединные массивы, геоантиклинальные поднятия и т. д.

Это положение может быть проиллюстрировано на примере размещения минерализации в Хингано-Охотской ветви вулканогенного пояса. Минерализация рассматриваемого типа локализуется здесь не в пределах всей полосы эффузивов, следующих от побережья Охотского моря до границ с Китаем, а лишь в отдельных зонах, где эффузивы перекрывают краевую часть Буреинского массива, Кербинское и Джагды-Тукурингское поднятие, являющиеся, по данным Ю. А. Альбова и других, участками допалеозойской и палеозойской консолидации. Аналогичные закономерности можно установить в Монголии и на Северо-Востоке СССР. Так, Восточно-Монгольская зона с грейзеновой минерализацией локализуется в пределах перекрытой вулканогенами зоны типа внутреннего геоантиклинального поднятия. Минерализация Балыгычанской зоны (29) Северо-Востока СССР (включая и Омсукчанский рудный узел) обнаруживает отчетливую связь с Балыгычанским поднятием, оформившимся, как предполагают, в качестве структуры поднятия, по-видимому, в конце палеозоя — раннем мезозое.

Наконец, следует отметить также, что минерализация Чукотской зоны (25) в северо-восточной части вулканогенного пояса, располагающаяся в структурной позиции типа внутреннего геоантиклинального поднятия мезозойской геосинклинали, также рассматривается в последние годы рядом исследователей (Зильберминц, 1966 и др.) в связи с молодыми янскими (омсукчанскими) гранитами, примерно синхронными с покровами кислых эффузивов.

Следует также обратить внимание на заключение, сделанное М. М. Василевским (1966) при обобщении материалов по вулканогенным формациям, а именно: время проявления гранитоидных интрузий практически во всех формирующихся складчатых областях занимает аналогичное место, следуя за «порфировой» формацией в ряду последовательно эволюционирующего вулканизма орогенной стадии развития.

Тот факт, что «порфировая» вулканогенная формация, с одной стороны, имеет вполне закономерное место в истории развития геосинклинали (Василевский, 1966), а, с другой, столь же характерна для зон активизации (вулканогенные прогибы, Щеглов, 1967), подчеркивает единство развития вулканизма па огромных территориях, значительно превышающих остаточные геосинклинали.

Таким образом, сохраняющиеся вулканогенные покровы, протягивающиеся в виде поясов, указывают на пространственную, временную и генетическую взаимосвязь зон внутренних активизированных областей завершенной складчатости и внутренних зон формирующихся геосинклиналей. Такие пояса активизации «перекрывают» различные по типу структур блоки; причем размещение

минерализации обнаруживает в каждом случае взаимосвязь с зонами поднятий — одной из четырех отмеченных выше структурных позиций. При уничтожении процессами эрозии вулканогенных покровов в обнажившихся корневых частях во всех случаях будет, очевидно, наблюдаться обычная картина — размещение минерализации в пространственно разобщенных (участками без минерализации) зонах различной структурной позиции. Сказанное в значительной мере нивелирует различия в структурной позиции и особенностях проявления минерализации зон «автономной» активизации и зон «соскладчатых».

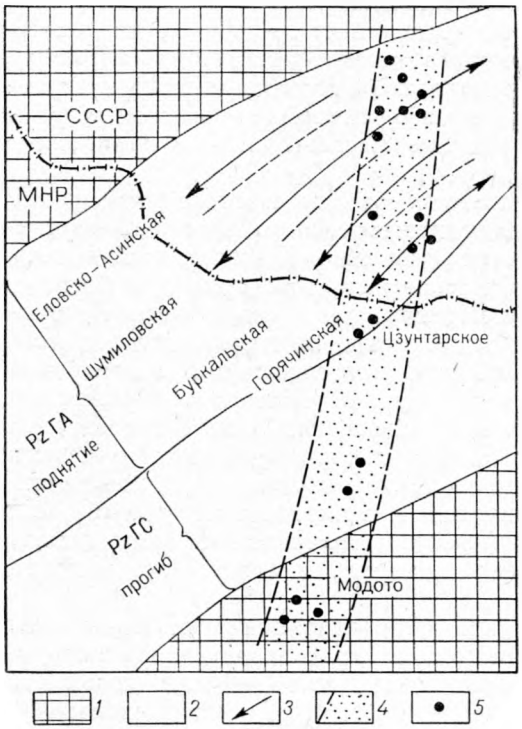


Рис. 66. «Независимое» развитие зоны с мезозойской грейзеновой минерализацией в пределах герцинид Забайкалья. Устанавливается также приуроченность грейзеновых месторождений к антиклинальным структурам в пределах зон ранней консолидации герцинской складчатой области. Составлена с использованием материалов А. Д. Щеглова, 1966

1 — блоки допалеозойско-раннепалеозойской консолидации; 2 — зоны герцинской складчатости; 3 — антиклинальные структуры; 4 — зона, объединяющая главнейшие участки с грейзеновой минерализацией киммерийского возраста (зона тектонической активизации); 5 — грейзеновые рудопроявления

Отметив определенную общность пространственного размещения и истории развития зон с грейзеновой минерализацией IV структурной позиции с зонами I структурной позиции, представляющими собой блоки более древней консолидации, необходимо обратить внимание и на некоторые особенности зон IV типа.

В первую очередь следует подчеркнуть все возрастающую степень независимости размещения зон в областях завершенной складчатости по мере увеличения временного перерыва между периодом завершения формирования данной складчатой области и периодом развития гранитов и минерализации. Наиболее отчетливо эта закономерность проявляется на территории Забайкалья, где мезозойские интрузии оказываются локализованными в байкальских, каледонских и герцинских структурах (рис. 64—66).

Кроме того, представляется не менее характерным, что даже в случае резко «несогласного» развития зон со структурами складчатого основания устанавливается определенный элемент преемственности в расположении отдельных рудных узлов от первичной складчатой структуры, завершившей свое геосинклинальное развитие задолго до образования «рудоносных» гранитов (в частности, приуроченность их к древним поднятиям). Эта особенность наглядно выявляется на территории Монголии, где отдельные рудные узлы размещены в участках пересечений или сочленений молодых зон активизации с более древними структурами — периферическими частями поднятий палеозойских геосинклинальных областей и приподнятыми блоками фундамента вдоль близширотных разломов древнего заложения (см. рис. 65).

В этих участках повышенная интенсивность гранитного магматизма и минерализации может быть обусловлена процессами унаследования и регенерации гранитов и минерализации, возникших в данных участках в более древние, более тесно связанные с геосинклинальной эпохой стадии развития.

Таким образом, к зонам внутренних активизированных частей складчатых областей нами относится лишь часть из тех многочисленных зон, которые в последние годы стали рассматриваться как образовавшиеся в связи с процессами «автономной» или «суверенной» активизации. История развития зон **IV** типа в пространстве и во времени не столь автономна и суверенна и во многом взаимосвязана с размещением и историей развития остальных типов зон, возникающих в пределах формирующихся геосинклинальных областей.

ГЛАВА IX

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Отметив главнейшие структурные позиции зон с грейзеновой минерализацией в пределах складчатых областей, естественно рассмотреть то общее, что объединяет эти пространственно разобщенные зоны и определяет развитие в них грейзеновой минерализации.

Далее мы будем неоднократно возвращаться к этому вопросу при обсуждении проблемы возникновения гранитов, тектонического режима зон, закономерностей размещения минерализации в каждой из выделенных структурных позиций. Здесь ограничимся лишь рассмотрением временных соотношений периода образования гранитов, сопровождаемых грейзеновой минерализацией, и а) периода собственно геосинклинального развития зоны, порождающей («генерирующей») граниты и грейзеновые месторождения, и б) периода завершения собственно геосинклинального развития в пределах всей геосинклинальной области, во внутренних или внешних частях которой происходит возникновение рассматриваемых образований.

а. Время развития гранитов и связанной с ними грейзеновой минерализации по отношению к времени собственно геосинклинального развития зоны

Под собственно геосинклинальным периодом развития зоны авторы понимают тот временной интервал, в течение которого данная зона испытывала опускание и в ее пределах происходило геосинклинальное осадконакопление. В отличие от последующей инверсионной стадии, эта стадия развития названа Т. Н. Спижарским (1968) демиссионной (от слова demissus — опускание). Смена демиссионной стадии инверсионной соответствует крупнейшей структурной перестройке, диаметральному изменению всего тектонического режима зоны. Эта перестройка четко фиксируется в истории развития по смене осадков (морских на континентальные), несогласиям или по признакам, указывающим на начало эрозии пород данной зоны, поэтому естественно время развития гранитов и грейзеновых месторождений в каждой зоне в первую очередь рассматривать по отношению к времени завершения собственно геосинклинальной — демиссионной стадии.

Из анализа материалов по истории развития зон с грейзеновой минерализацией в различных регионах следует, что практически во всех зонах устана-

вливается исключительно длительный перерыв между периодом завершения демиссионной стадии развития данной зоны и временем образования гранитов, сопровождаемых грейзеновыми месторождениями. В 32 зонах из 50 этот перерыв во времени превышает 100 млн. лет и достигает в отдельных случаях 250—650 млн. лет (Нигерийская, Западно-Забайкальская). Перерыв в 50—100 млн. лет характерен для семи зон, перерыв меньшей длительности — для пяти, не ясен перерыв для шести зон.

Отмеченная особенность, устанавливающаяся с такой определенностью при анализе истории геологического развития зон, не может быть случайной и указывает на причинную связь образования гранитоидов и грейзеновой минерализации, с длительной послеинверсионной историей формирования зон, в пределах которых они развиваются.

Рассматривая этот вопрос более подробно, следует, однако, оговорить следующие моменты.

1. При установлении временного перерыва в молодых складчатых областях следует, очевидно, во всех случаях сопоставлять историю развития «генерирующих» граниты зон, а не зон, «локализующих» граниты. Например, для Центрально-Сихотэалиньской зоны следует принимать во внимание в первую очередь временной разрыв между периодами консолидации Центрального Сихотэ-Алиньского антиклинория и периодом образования гранитов, которые в значительной степени локализуются в зоне соседнего мезозойского геосинклинального прогиба.

2. Наиболее характерен временной перерыв примерно в 100 млн. лет, что соответствует развитию пермских — верхнекарбоновых гранитных интрузий (300—250 млн. лет) в зонах, завершивших демиссионную стадию развития в силуре — девоне (400—350 млн. лет); или киммерийских — юрских (180—140 млн. лет) или меловых (120—80 млн. лет) гранитов — в зонах, завершивших демиссионную стадию и превратившихся в области поднятий соответственно в пермо-триасовое (270—200 млн. лет) или триас — нижнеюрское (220—150 млн. лет) время.

Первый из указанных случаев характерен для Иберийской (5), Восточно-Уральской (6), Зауральской (7), Кызылтау-Калдырминской (8), Лепсинской (11), Усекской (12), Калба-Нарымской (19), Талицко-Монголо-Алтайской (20), Северо-Австралийской (39) и других зон. Второй устанавливается практически для всех мезозойских провинций, за исключением ряда зон, где граниты и минерализация «генерируются» в более древних структурах (например, Нигерийская зона, зона обрамления плато Колорадо и некоторые другие).

3. Можно отметить также следующую важную закономерность, тесно связанную по смыслу с вышеуказанными: в пределах зон с гранитами и грейзеновой минерализацией герцинского возраста наиболее характерны породы нижнепалеозойские — верхнепротерозойские, в пределах зон киммерийского возраста — породы верхнепалеозойские.

4. Вследствие частых случаев «миграции» гранитов в самые верхние части зон поднятий, где могут быть развиты континентальные, прибрежно-морские или излившиеся вулканогенные покровы, граниты и грейзеновые месторождения могут оказываться среди различных по возрасту пород, в том числе близких им по времени образования.

Так, в Рудногорской зоне граниты и грейзены частично локализуются в покровах теплицких кварцевых порфиров примерно того же возраста, что и граниты; в Восточно-Уральской зоне отдельные наиболее «удаленные» от своих «корней» граниты залегают среди близких по возрасту нижне-средне-

карбоновых осадков (сами интрузии гранитов — послесреднекарбоновые) и т. д.

При этом, однако, генетическая связь таких гранитов с породами значительно более древними, слагающими основание таких зон, во всех случаях не вызывает сомнений: граниты в нижних своих частях на глубине всего 300—500 *м* оказываются в более древних породах. В самом общем виде справедливо следующее положение: вмещающие породы тем более благоприятны для локализации эндогенного оруденения, связанного с гранитами, чем ближе они по возрасту к возрасту гранитов. Эта закономерность, по-видимому, объясняется тем, что граниты, залегающие в молодых покровах, перекрывающих древние толщи, являются наиболее типичными интрузивными образованиями; здесь же существуют и наиболее благоприятные условия для локализации оруденения в силу резких перепадов температуры и давления.

В качестве примера можно сослаться на восточную часть Рудных гор, район Шилово-Коневского интрузива на Урале, район Каиндинского месторождения в Калба-Нарымской зоне, Иультинского месторождения на Чукотке и др. Однако такие молодые породы в пределах зон поднятий встречаются далеко не во всех зонах, в случае же развития имеют локальное распространение или незначительную мощность и не затушевывают отмеченную выше общую закономерность о существенном различии возраста преимущественно слагающих зоны пород и «рудоносных» гранитов.

5. Можно наметить еще одну временную закономерность для случая локализации гранитов и грейзеновой минерализации в зонах геосинклинальных прогибов, окаймляющих внутренние поднятия, срединные области. В случаях, для которых характерен незначительный «разрыв» между временем формирования геосинклинальных толщ и рудоносных гранитов, грейзеновая минерализация обнаруживается лишь в зонах прогибов миогеосинклинального режима. Грейзеновая минерализация не характерна для зон эвгеосинклинального развития. Для образования грейзеновых месторождений в этих зонах, очевидно, минимально возможный перерыв составляет не менее 75—100 млн. лет.

б. Время развития гранитов и связанной с ними грейзеновой минерализации по отношению к времени собственно геосинклинальной стадии развития складчатой области

Интересно обратить внимание на следующие данные. Из 25 зон с грейзеновой минерализацией палеозойского возраста 21 зона обнаруживает закономерную связь во времени с постинверсионной стадией развития остаточной геосинклинали на периферии, в обрамлении или в центральных частях которой они располагаются. Из 23 зон с грейзеновой минерализацией мезозойского возраста 20 зон обнаруживают закономерную связь во времени с историей развития мезозойских геосинклиналей, в обрамлении или внутренних частях которых они возникают. Исключение составляют лишь зоны с грейзеновой минерализацией на щитах — в Африке, Бразилии и Австралии, частично — зоны Франции, Забайкалья и Монголии.

По степени связи зон различной структурной позиции с геосинклинальной историей складчатых областей их можно расположить в следующий ряд:

I. Зоны внутренних геоантиклинальных поднятий.
II. Зоны обрамления срединных массивов.
III. Зоны внешнего обрамления складчатых областей.

IV. Зоны внутренних аквизированных частей областей завершенной складчатости.

При этом от I к IV типу временная связь с геосинклинальной историей развития становится все менее отчетливой.

На временную связь образования гранитов в древних консолидированных блоках с историей развития расположенных рядом геосинклинальных областей указывают также следующие обстоятельства.

1. Интрузивный магматизм, сопровождаемый образованием грейзеновых месторождений в древних блоках, развивается лишь в отдельные периоды их истории. Эти периоды возникают через резко различный интервал времени после оформления данной зоны как поднятия, но в то же время примерно синхронно с периодами образования гранитоидов в сопредельных зонах геосинклинальных прогибов.

2. В свою очередь в геосинклинальных прогибах эти рудоносные граниты всегда оказываются постинверсионными, послескладчатыми и закономерно увязываются со всей историей развития интрузивного магматизма и вулканизма формирующихся складчатых областей. Закономерная взаимосвязь интрузивных гранитов с вулканизмом геосинклинальных областей выше иллюстрировалась при геологической характеристике Урала и Центрального Казахстана.

3. Наконец, намечается также следующая интересная особенность: может быть отмечена временная взаимосвязь между периодом «замыкания» всей геосинклинали и временем образования рассматриваемых гранитоидов и минерализации в пределах обширных областей.

Так, например, в пределах «Мезоевропы» время развития рассматриваемых гранитов совпадает с периодом полного завершения геосинклинального цикла в пределах всей области, ограниченной с одной стороны Фенноскандией, с другой — срединными массивами Франко-Подолии. То же проявляется и в Казахстане. На протяжении каледонского и герцинского циклов геосинклиналь на этой территории последовательно сужалась. Время развития гранитов и грейзеновой минерализации повсеместно как в каледонидах, так и герцинидах совпадает с периодом завершения геосинклинальной истории во внутреннем Джунгаро-Балхашском прогибе.

Эта же закономерность проявляется и на территории Забайкалья и Монголии. В этой длительно развивавшейся полицикличной геосинклинальной области с последовательно сужающимся на протяжении от PCm до юры геосинклинальным прогибом вся практически важная грейзеновая минерализация оказывается образовавшейся в период после окончательного «замыкания» остаточной киммерийской геосинклинали.

Следует подчеркнуть, что по существу эту же особенность развития редкометальной минерализации в Тихоокеанской складчатой области подчеркивал Ю. А. Билибин (1955, 1959), когда писал, что развитие гранитов и редкометальной минерализации происходит в период завершения формирования замкнутых, обособленных от главных прогибов морских бассейнов «типа современного Черного моря», где происходили наиболее интенсивное осадконакопление, последующая складчатость, интрузивный магматизм и эндогенная минерализация.

Таким образом, принимая во внимание вышеприведенные данные о «синхронности» (в первом приближении) времени развития гранитоидов и грейзеновой минерализации в зонах поднятий, завершивших собственно геосинклинальную историю когда-то задолго до этого, и времени развития гранитов

и грейзеновой минерализации в соседних прогибах, где граниты значительно более строго увязываются во времени с инверсионным и послеинверсионным периодами развития, можно прийти к противоречивому на первый взгляд выводу — граниты, сопровождаемые грейзеновой минерализацией, генерируются в зонах древних поднятий, являются продуктами эволюции пород, слагающих поднятия, но в истории формирования обнаруживают временную взаимосвязь с процессами развития зон собственно геосинклинального режима и историей образования геосинклинали в целом.

В этом отношении намеченное в известной схеме металлогенического развития (Билибин, 1955) время образования гранитов сохраняется справедливым при рассмотрении всей геосинклинальной области, включая зоны, завершившие геосинклинальное развитие в предыдущие эпохи.

Относительная «синхронность» развития гранитов и связанной с ними грейзеновой минерализации на обширных территориях, распространяющихся за пределы «закрывающейся» в данную эпоху геосинклинали на ранее консолидированные складчатые области или их отдельные блоки, позволяет все многообразие наблюдающихся случаев размещения гранитов в структурах различного возраста представить на рис. 67. При этом вследствие все возрастающей в ходе истории геологического развития дифференциации зон во все более молодых эпохах естественно появляются все большие возможности для проявления гранитов во все более многообразных по предыдущей истории развития зонах. На рис. 67 отражены все основные возможные случаи развития гранитоидов отдельных эпох в зонах, различных по времени геосинклинального развития, и выделен многоугольник от «г» до «к», для гранитоидов которых характерны грейзеновые месторождения.

Рис. 67. Размещение гранитов в структурах различного возраста. Жирным контуром (г—к) выделены случаи, для которых характерны граниты, сопровождаемые грейзеновой минерализацией

Поскольку грейзеновая минерализация возникает в связи с интрузивными гранитами главным образом палеозойской и мезозойской эры, в табл. 15 детализированы различные случаи образования гранитоидов: каледонской (S, D; примерно 420—320 млн. лет), герцинской (C, P; примерно 320—220 млн. лет), раннекиммерийской (T, J; примерно 220—120 млн. лет) и позднекиммерийской (Cr; примерно 120—60 млн. лет) эпох.

В табл. 15 с учетом возможного распространения зон с грейзеновой минерализацией, в различных своих частях оказывающихся в неодинаковой структурной позиции, отражены все охарактеризованные выше при описании регионов случаи.

Приведенные в таблице данные позволяют примерно (в %) оценить характерность различных случаев образования гранитов и грейзеновой минерализации.

При этом привлекает внимание следующее.

1. В каждой вертикальной колонке для гранитов и грейзенов различного возраста наиболее характерной ситуацией является образование в зонах,

Таблица 15

Возраст гранитов и грейзеновой минерализации в различных по времени образования геосинклинальных зонах

Зоны по времени завершения геосинклинального развития	Время образования интрузивных гранитов и грейзеновой минерализации			
	каледонские	герцинские	раннекиммерийские	позднекиммерийские
Позднекиммерийские				29 (?) $\Delta t < 75$ млн. лет 2%
Раннекиммерийские			(23), 36, (37), 38 $\Delta t < 75$ млн. лет 6%	(18), (25), (27), (28), (32), (34), (35) $\Delta t \sim 100$ млн. лет 7%
Герцинские		1 (?), 10 (?), (8), (16), (17), (40) $\Delta t < 75$ млн. лет 8%	22, (23), (21), 35, (37), (43), 46 $\Delta t \sim 100$ млн. лет 10%	(18), (25), 26, (27), (28), (30), (32), (43) $\Delta t \sim 200$ млн. лет 9%
Каледонские	(41), (42) $\Delta t < 75$ млн. лет 2%	(4), (5), 6, (7), (8), 9, 11, 12, 13, 14, 15, 19, 20, 31, 39, (40), (41), (42) $\Delta t \sim 100$ млн. лет 29%	29, (33), (21) $\Delta t \sim 200$—250 млн. лет 5%	34 (?) $\Delta t \sim 300$ млн. лет 2%
Байкальские (асинтские) и более древние	48, 50 (?) $\Delta t \sim 100$ млн. лет 4%	2,3 (4), (5), (7), (16), (17) $\Delta t \sim 200$—250 млн. лет 9%	(47) $\Delta t \sim 300$ млн. лет 1%	(30), 44 (?), (47) $\Delta t \sim 400$ млн. лет 4%
Всего	6%	46%	22%	24%

Примечания.

1. Не включены в подсчет зоны: 4 5 (минерализация деревянистого олова), 49 (распространены главным образом пегматиты).
2. В скобках указаны зоны, в различных частях которых граниты и минерализация располагаются в неодинаковой структурной позиции — в различных по времени завершения геосинклинального развития структурно-формационных зонах.
3. В процентах указана характерность каждого случая.
4. В млн. лет *(At)* указан перерыв во времени между развитием гранитов, грейзенов и завершением собственно геосинклинальной истории развития данной зоны.

завершивших геосинклинальное развитие в предшествующую эпоху. Соответственно перерыв во времени между образованием гранитов, грейзенов и временем завершения геосинклинальной истории развития обнаруживает четкий максимум (рис. 68) для значения примерно в 100 млн. лет.

2. Во все более молодые эпохи гранитоиды обнаруживают все менее отчетливую приуроченность к какой-либо одной определенной структурной позиции. Соответственно разница в частоте встречаемости отдельных случаев становится менее значительной для мезозойских гранитов по сравнению с герцинскими. Последнее обстоятельство указывает на уже неоднократно подчерки-

вавшуюся при описании регионов закономерность, а именно: что все более молодые граниты обнаруживают все возрастающую независимость от структур складчатой области.

3. Если учесть структурную позицию зон, оказавшихся в различных клетках рис. 67, то можно установить следующую не менее отчетливую закономерность, суммированную в табл. 16.

Таблица 16

Главнейшие случаи размещения разновозрастных рудоносных гранитов в зонах, различных по времени завершения геосинклинального развития

Зоны во времени завершения геосинклинального развития	Время образования интрузивных гранитов и грейзеновой минерализации			
	каледонские	герцинские	раннекиммерийские	позднекиммерийские
Позднекиммерийские				1
Раннекиммерийские			1	2
Герцинские		1	2	3
Каледонские	1	2	3	4
Байкальские	2	3	4	4
Более древние	3	4	4	4

Примечания: 1 — зоны преимущественно III, в меньшей мере I и II структурной позиции (зоны «соскладчатые»); 2 — зоны преимущественно I и II, в меньшей мере I структурной позиции (зоны «соскладчатые» или «сопряженной» активизации); 3 — зоны преимущественно IV, в меньшей мере II и III структурной позиции (зоны «сопряженной» и «автономной» активизации); 4 — зоны IV структурной позиции (зоны «автономной» активизации).

Близко одновременное развитие гранитов и грейзеновой минерализации на обширных территориях «закрывающихся» геосинклиналей в блоках пород, завершивших геосинклинальное развитие в различные геологические эпохи, приводит к различной степени структурной независимости возникающих образований от складчатых структур данной территории. В зонах с незначительным перерывом во времени между периодом завершения собственно геосинклинального развития и временем образования гранитов (< 75 млн. лет) месторождения обычно рассматриваются как соскладчатые, так как хорошо увязываются в пространстве с расположением структурно-фациальных зон (зонами внутренних и периферических геоантиклинальных поднятий).

В зонах с «перерывом во времени» в 75—150 млн. лет (примерно 100 млн. лет) — это главным образом активизированные части обрамлений срединных массивов и более древних складчатых областей. Поскольку минерализация в этом случае может обнаруживать определенное несогласие со складчатыми структурами древних блоков, такие зоны обычно рарсматриваются или как зоны соскладчатые, или, более часто, как зоны «сопряженной» активизации.

Наконец, зоны, для которых устанавливается «перерыв» во времени 200 млн. лет и более, развивающиеся обычно во внутренних частях областей ранее завершенной складчатости, на значительном удалении от «замыкающихся» внутренних геосинклиналей, максимально не зависимы в своем размещении от структур складчатого основания. Эти зоны обычно интерпретируются как

зоны «самостоятельной» (Ициксон и др., 1967) или «автономной» (Щеглов, 1966, 1967) активизации.

Таким образом, различные выделяемые структурные типы зон — соскладчатые, сопряженной активизации и самостоятельной, автономной активизации, могут быть рассмотрены как закономерное следствие проявления единовременного образования гранитов в блоках пород, в различное время завершивших геосинклинальную историю развития. Возможность установления всех переходов как во времени (по постепенному возрастанию «перерыва»), так и в пространстве (развитие на продолжении «соскладчатых» зон — зон «сопряженной складчатости» и далее — «автономных») между зонами I—IV типов структурной позиции подчеркивает их неразрывное генетическое родство, связь с определенными периодами тектонического развития, охватывающими значительные пространства после замыкания геосинклиналей и консолидации всей территории.

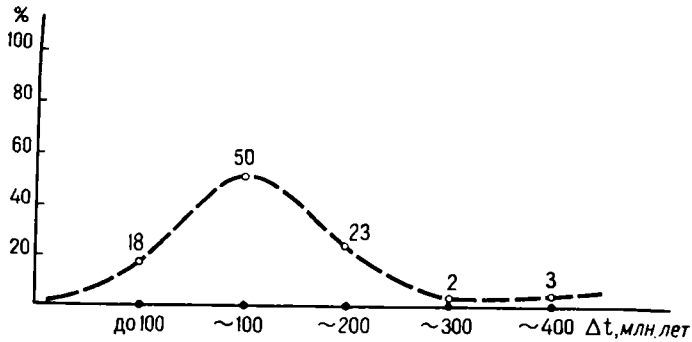


Рис. 68. Развитие грейзеновой минерализации с различным «перерывом» во времени после завершения в данной зоне демиссионной стадии развития

dt—«перерыв» во времени, млн. лет; % —характерность случая

Рассмотрев место и время развития гранитов и связанной с ними минерализации в истории геологического развития складчатых областей, мы пришли к выводу о неразрывной генетической связи между зонами различной структурной позиции, о возникновении гранитоидов и минерализации на обширных территориях, значительно превышающих по площади остаточную геосинклиналь, примерно синхронно во времени, после завершения собственно геосинклинального развития во всей складчатой системе. Собственно граниты, с которыми связаны грейзеновые месторождения, обнаруживают при этом во всех случаях генетическое родство с зонами, испытывавшими на протяжении длительного предшествовавшего отрезка времени (100 млн. лет и более) режим поднятия. Мы отметили также, что в связи с возрастающей в истории развития «мобильностью» гранитов они получают возможность все далее удаляться от «генерирующих» их зон поднятий и локализоваться в ряде случаев (обычно в мезозойских провинциях) и в зонах геосинклинальных прогибов.

В целом можно заключить, что место развития грейзеновой минерализации — это зоны поднятий четырех указанных структурных позиций; время ее развития соответствует времени постинверсионной стадии формирования остаточной геосинклинали.

ГЛАВА X

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОВ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Повсеместно проявляющаяся закономерность размещения грейзеновых месторождений в эндо-экзоконтактовых частях гранитных массивов давно уже позволила исследователям этих месторождений сделать вывод не только о тесной пространственной, но и генетической связи грейзеновых месторождений с гранитами. При этом во всех регионах наблюдается наиболее тесная связь грейзеновых месторождений с самыми поздними по времени образования гранитами, обладающими типичными признаками интрузий: рвущими контактами, зонами роговиков в экзоконтакте, размещением массивов вдоль тектонических нарушений, пересекающих различные по составу и степени метаморфизма породы, что позволило прийти к заключению о связи оруденения с интрузивными гранитами, возникающими в ходе кристаллизации гранитных расплавов.

Вне зависимости от понимания характера этой связи (прямой генетической, по представлениям одних исследователей, или парагенетической, по мнению других) вопросы возникновения и размещения грейзеновых месторождений в первую очередь следует рассматривать в связи с процессами образования интрузивных гранитов, с учетом времени, места и условий возникновения гранитных расплавов в истории геологического развития.

Рассмотрим некоторые наиболее важные положения.

1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

а. О связи размещения интрузивных гранитов с глубиной залегания кристаллического фундамента

Под кристаллическим фундаментом нами понимаются интенсивно метаморфизованные породы: различные кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, обычно с «прослоями» амфиболитов, т. е. породы амфиболитовой и более высоких фаций метаморфизма. В соответствии с существующими представлениями о зональном строении земной коры, состоящей из осадочного чехла, гранитного и базальтового слоев принимается также, что породы кристаллического фундамента амфиболитовой фации метаморфизма соответствуют верхней части гранитного слоя земной коры; породы более низких ступеней — зеленосланцевой и фации альбит-эпидотовых амфиболитов — осадочному чехлу; а породы более высоких ступеней — гранулитовой и эклогитовой фаций — нижней части гранитного и базальтовому слоям земной коры (Белоусов, 1966).

Одним из первых обобщений по вопросу о связи магматизма с глубинным строением было установление развития гранитоидного магматизма в областях с типичной континентальной корой, в зонах с резко повышенной мощностью гранитного слоя. Г. Н. Щерба (1960_2), анализировавший материалы по глубинному строению зон развития гранитоидного магматизма и редкометальной минерализации, отметил следующее.

1. «Все редкометальные пояса тяготеют к областям с повышенной мощностью земной коры от 30—35 *км* и выше (утолщения, швы, рубцы и т. д.).

2. При прочих равных условиях отмечается приуроченность поясов к зонам повышенных градиентов мощности» (Щерба, 1960_2, стр. 544).

Дальнейшее изучение вопросов взаимосвязи развития гранитоидного магматизма и редкометальной минерализации с глубинным строением для многих регионов подтвердило отмеченные Г. Н. Щербой закономерности. Однако последующие интерпретации данных гравиметрических и магнитных съемок позволили установить широкое проявление гранитоидного магматизма в пределах областей завершенной складчатости и в зонах с пониженной мощностью земной коры и гранитного слоя. В частности, А. Д. Щеглов (1967), М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шаталов (1967), основываясь на геофизических данных, содержащихся в работах К. П. Косминской, В. С. Волхонина и Э. П. Лишневского, Б. А. Андреева, указывают на то, что размещение грапитоидов и редкометальной минерализации, возникающей на поздних стадиях развития подвижных поясов и в период проявления тектонической активизации, устанавливается в зонах«... уменьшения мощности гранитного слоя при значительном увеличении базальтового» (Щеглов, 1967, стр. 98).

По данным Р. М. Деменицкой (1967), пониженные мощности земной коры до 20—30 *км* при мощности гранитного слоя всего до 10—12 *км* характерны, в частности, для выходов метаморфических пород Чешского и Центрально-Французского массивов (при средней мощности земной коры в прилегающих частях 34—37 *км)*. В то же время здесь широко распространены, как известно, разнообразные граниты, в том числе и сопровождаемые редкометальной минерализацией. Напротив, для Пиренейского полуострова, где располагается Иберийская зона (5), установлено погружение поверхности Мохоровичича до глубин 45—50 *км*, а в отдельных локальных раздувах до 60—65 *км*. Точно так же в районе герцинид Восточной Австралии и Тасмании, где широко проявлены гранитоидный магматизм и грейзеновая минерализация, отмечается увеличение мощности земной коры до 45—50 *км*.

Об отсутствии определенной связи между развитием гранитного магматизма и редкометальной минерализации с возрастанием мощности земной коры и гранитного слоя говорит и следующее обстоятельство: для зон с максимальной мощностью земной коры — молодых альпийских горных сооружений, отдельных, обычно приподнятых, участков платформ (например, Абиссинского нагорья в Африке) вовсе не характерно проявление гранитоидного магматизма и редкометальной минерализации.

Накапливается все больше данных, свидетельствующих о том, что мощность земной коры континентов и их отдельных частей есть определенная функция средних высот континентов и участвующих в их строении горных сооружений (Воронов, 1968), она определяется в первую очередь процессами изостатического выравнивания блоков земной коры. Таким образом, размещение зон с гранитоидным магматизмом и редкометальной минерализацией не может быть однозначно увязано с мощностью земной коры.

Более определенные данные устанавливаются при анализе закономерностей размещения гранитов и связанной с ними редкометальной минерализации по отношению к глубине залегания верхней поверхности кристаллического фундамента складчатых областей или, что то же самое, верхней поверхности гранитного слоя.

Наблюдающиеся в районах распространения гранитоидов гравитационные минимумы могут быть рассмотрены как следствие залегания здесь гранитного слоя — пород гранито-гнейсового фундамента на относительно малой глубине под современной поверхностью. Применительно к территории Центрального Казахстана возможность такой интерпретации гравиметрических и магнитометрических съемок была детально рассмотрена А. А. Духовским (Вознесен-

ский, Духовский, 1968). Центральный Казахстан—это тот регион, на основе изучения которого в значительной мере строились упоминавшиеся представления Г. Н. Щербы о связи размещения редкометальных поясов с глубинным строением.

Как видно из составленной А. А. Духовским карты, в целом область распространения редкометальной минерализации в пределах Центрального Казахстана хорошо совпадает с областью пониженного гравитационного поля, имеющего резкие, очевидно тектонические, ограничения. Внутри этого поля главные редкометальные зоны — Кызылтау-Калдырминская, Караобинская, Акчатауская — совпадают с зонами максимальных отрицательных гравитационных аномалий, которые А. А. Духовский рассматривает как следствие близкого залегания допалеозойского гранито-гнейсового фундамента.

Аналогичные данные о близком расположении к современной поверхности в районах распространения гранитных интрузий пород кристаллического фундамента получены на основании геофизических данных для Восточного Забайкалья и Северо-Востока. Глубина расположения фундамента в зонах развития гранитов может колебаться от 0 до 500 *м*, в отдельных случаях превышает 1000 *м*. В частности, для Корнуэлла, судя по геофизическим данным, повсеместно относительно близко к поверхности под осадочными породами карбона — девона залегают «граниты» единого «Корнубийского» батолита (Eastwood, 1964). Взаимосвязь гранитов с породами кристаллического фундамента установлена во многих регионах: Рудные горы, Забайкалье, Урал, район батолита Пайкс-Пик (Колорадо), Центрально-Французский массив, Нигерия и т. д. (табл. 14, зоны 2—7, 21—23, 30, 44 и др.).

Наиболее детально связь размещения рудоносных гранитов и грейзеновых месторождений с глубинным строением изучена в Рудных горах. Региональные гравиметрические работы, специальные измерения, произведенные на оловоносных площадях, а также обобщение данных по скважинам и подземным горным выработкам Рудных гор позволили Г. Тишендорфу, Ю. Вастернаку, Х. Болдуану и Э. Байну (Tischendorf и др., 1965) установить, что все обнажающиеся гранитные тела представляют собой купола или штокообразные выступы единого Рудногорского плутона, прослеживающегося на глубинах 1 — 1,5 *км* под современной поверхностью. При этом в западной части Рудных гор, в поле широкого развития филлитов и слюдяных сланцев, поверхность гранитов примерно соответствует и верхней границе пород кристаллического фундамента — гнейсов и гранито-гнейсов, обнажающихся восточнее. В восточной части Рудных гор геофизические данные позволили выделить поверхность гранитов внутри «красных» и «серых» докембрийских гнейсов.

Эти представления, основывающиеся на геологических и геофизических данных, хорошо увязываются с другими геологическими наблюдениями, позволяющими, как мы видели выше, установить, что зоны гранитоидного магматизма п редкометальной минерализации обнаруживают генетическую взаимосвязь с блоками, испытывавшими на протяжении длительного времени воздымание.

Намечающаяся взаимосвязь размещения интрузивных гранитоидов и связанной с ними минерализации с приподнятыми блоками фундамента проявляется как в региональном масштабе, так и в деталях — особенностях размещения рудных узлов в пределах зон. Так, во многих случаях геологическое картирование позволяет установить, что отдельные рудные узлы в пределах выделяемых зон располагаются на продолжении простирания тектонических блоков, сложенных породами фундамента. В частности, эта структурная закономерность, важная для понимания размещения рудных узлов в пределах

зон, отчетливо проявляется в расположении участков с оловянной минерализацией на Северо-Востоке СССР (на продолжении «поперечных цепочек» вблизи Колымского массива устанавливаются линейные блоки пород фундамента); Монголии (оруденение локализуется в местах пересечения зонами северо-восточного простирания широтных нарушений, вдоль которых приподняты отдельные блоки фундамента), а также для Приморья и зон обрамления Буреинского массива, для которых эта закономерность ранее подчеркивалась М. И. Ициксоном (1966 г.).

С неменьшей определенностью устанавливается и другая закономерность: гранитоидный магматизм и связанная с ним минерализация развиваются в участках сочленения областей с резко различной глубиной залегания фундамента. Это подтверждается, в частности, отсутствием гранитоидного магматизма, сопровождаемого грейзеновой минерализацией, в зонах «пологого» постепенного погружения пород фундамента под более молодые геосинклинальные образования, несмотря на близкое залегание здесь фундамента (например, сочленение «Мезоевропы» и «Палеоевропы»; восточное обрамление Сибирской платформы; зона сочленения складчатых сооружений Скалистых гор и Канадского щита и др.). И, напротив, интенсивное развитие магматизма, наблюдающееся в участках расположения фундамента в соседних зонах на резко различной глубине — в обрамлении срединных массивов, платформ, геоантиклинальных поднятий, непосредственно граничащих с зонами глубоких и долгоживущих прогибов.

Таким образом, можно сформулировать следующие выводы.

1. Интрузивный гранитоидный магматизм, сопровождаемый грейзеновой минерализацией, проявляется в зонах, для которых характерно близкое расположение к поверхности гранитного слоя — пород кристаллического фундамента, вне зависимости от мощности гранитного слоя и земной коры в целом.

2. Гранитоидный магматизм, сопровождаемый грейзеновой минерализацией, проявляется в зонах с наиболее «контрастным» расположением кристаллического фундамента в соседних блоках: максимально приподнятом в одних и опущенном в других, т. е. в участках, где нормальное концентрически-зональное строение земной коры оказалось максимально нарушенным вертикальными перемещениями.

Связь развития гранитоидного интрузивного магматизма с характером расположения верхней поверхности кристаллического фундамента обусловливается геологическими причинами — возникновением гранитоидных расплавов в процессе глубинного метаморфизма пород кристаллического фундамента.

б. Некоторые представления о природе интрузивных гранитов и эволюции гранитоидов в ходе геологического развития

& В настоящем разделе суммированы в интересующем нас аспекте некоторые положения, касающиеся природы гранитного магматизма, основывающиеся главным образом на работах Ч. Рида (1949), Н. Г. Судовикова (1964), В. В. Белоусова (1966), В. С. Соболева с соавторами (1967), Дж. Саттона (1967).

1. Образование интрузивных гранитов является завершающим звеном развития процессов ультраметаморфизма, в ходе которого происходит все бóльшая гомогенизация субстрата, возрастает роль магматических расплавов, увеличивается их подвижность. Такая направленность эволюции в ходе развития метаморфизма с все возрастающей мобильностью возникающих продуктов наиболее полно выражены в рядах Ч. Рида (1949).

Возрастание мобильности	Возникающие продукты
I. Развитие мигматитов	Неясно оконтуренные анатектические батолиты
II. Начало движения	Батолиты, образующиеся практически на своем месте или слегка приподнятые
III. Настоящая механическая подвижность	Типичные батолиты с четкими контактами, образующиеся за счет частичного перемещения материала вверх
IV. Магма совершенно жидкая, может полностью освобождаться от «корней»	Различные типично интрузивные образования, способные локализоваться даже в верхних слабо метаморфизованных горизонтах земной коры

2. Природа последовательного преобразования пород и образования интрузивных гранитов детально рассмотрена Н. Г. Судовиковым (1964), выделившим три генетические группы гранитов, соответствующие трем стадиям развития гранитизации.

I. Метасоматические граниты (возникшие in situ). Образование относительно гомогенизированных пород гранитного состава, связанных постепенными переходами с вмещающими породами. Предшествуют образованию реоморфических гранитов. «Подготавливают» породы к плавлению.

II. Реоморфические граниты (частично перемещенные). Начало межгранулярного плавления, образование расплава в количестве более 26%, возникновение частично перемещенных гранитов с текстурами течения. Развитие процессов «глубинного диапиризма» (по Е. Бегману). Образование резких контактов в верхних частях диапировых тел и постепенный переход к вмещающим породам в нижних срезах.

III. Интрузивные граниты (перемещенные). Образование типичных интрузивных гранитов, далеко удаляющихся от «корней» за счет мобильности расплавов, возникающих при дальнейшем развитии процессов метаморфизма, в пределах ранее сформированных реоморфических гранитов. Образование расплавов в пределах амфиболитовой фации метаморфизма в диапазоне 640—850° С.

3. Возникновение расплавов, с которыми связано образование интрузивных гранитов, происходит в пределах гранитного слоя земной коры.

«. . . Начало и конец плавления гранитов по всей вероятности находится в пределах поля РТ высокотемпературной части амфиболитовой фации и во всех случаях не выходит за границу исчезновения биотита в гранулитовой фации» (Судовиков, 1964, стр. 471).

По представлениям В. В. Белоусова (1966), зона образования гранитов, находящаяся в пределах «гранитного» слоя, располагается на глубине 10—15 *км*. «Вверх они выклиниваются, хотя и могут проникнуть на значительное расстояние в более высокие зоны в процессе своего последующего движения. Вниз гранитные массивы также должны выклиниваться, поскольку ниже лежит зона дегранитизированной гранулитовой фации» (Белоусов, 1966, стр. 33).

В последнее время вопрос об особенностях развития интрузивного гранитоидного магматизма в связи с процессами метаморфизма был рассмотрен В. С. Соболевым и другими (1967). В этой работе исследователи также приходят к выводу о том, что все данные по изучению гранитов свидетельствуют об образовании гранитных расплавов в «средней» зоне, соответствующей по РТ условиям амфиболитовой фации метаморфизма. Все гранитоиды, залегающие в «верхней» зоне, соответствующей по метаморфизму фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов, представляют собой «интрузивные» тела, обязанные

своим происхождением процессам переплавления нижележащего гранито-гнейсового слоя — пород амфиболитовой фации метаморфизма.

4. Развитие процессов метаморфизма, приводящих к гранитизации и возникновению гранитных расплавов, происходит в исключительно длительных интервалах времени (Саттон, 1967): от десятков до сотен миллионов лет, т. е. соизмеримо с длительностью развития складчатых областей. Развитие процессов метаморфизма и магмообразования в пределах гранитного слоя связано с изменением теплового режима в истории геологического развития.

Изменение теплового режима является функцией многих причин. С одной стороны, предполагается, что по мере развития геосинклинальных прогибов осадочные породы оказываются на все более глубоких горизонтах во все более высокотемпературных зонах (Судовиков, 1964). С другой стороны, не вызывает сомнений важное влияние на тепловой режим пород осадочного чехла, вследствие низкой теплопроводности которых нижележащие породы кристаллического фундамента могут существенно разогреваться, аккумулируя энергию тепловых потоков (Смыслов, 1968). Наконец, отмечается также влияние на метаморфизм колебаний величины самого теплового потока (Саттон, 1967; Соболев и др., 1967), повышенного в зонах максимально нарушенного расположения пород вдоль глубинных разломов.

В свете рассматриваемых вопросов важно подчеркнуть следующее обстоятельство: максимальное разогревание пород (а следовательно, и процессы гранитизации и магматизма) на данном уровне глубинности должно происходить в пределах блоков с резко приподнятым расположением фундамента по отношению к поверхности фундамента в соседних блоках, т. е. во внутренних и периферических геоантиклинальных поднятиях, срединных массивах, окраинах ранее консолидированных складчатых областей. В частности, В. В. Белоусов указывает: «Поскольку теплопроводность кристаллических пород выше, чем осадочных, будет наблюдаться тепловая рефракция, и глубинный тепловой поток в некоторой мере направится в обход бассейна (в обход зон максимального прогиба и накопления осадков — *Д. Р.)* по кристаллическим породам, что приведет к подъему температуры в кристаллических породах и падению ее в осадочных породах» (1966, стр. 18).

Необходимо также обратить особое внимание на положение, подчеркнутое Г. Джеффрисом (1960), В. В. Белоусовым (1966), А. А. Смысловым (1968). Указанные исследователи отмечают, что в силу малой теплопроводности горных пород нагревание их будет значительно отставать во времени от периода их накопления. Как показали расчеты Г. Джеффриса, необходимо около ста миллионов лет, чтобы вновь образовавшиеся породы приобрели температуру, соответствующую их положению глубинности в разрезе земной коры.

Следовательно, на протяжении почти 100 млн. лет под образовавшимися осадочными породами будет аккумулироваться тепло в нижележащих кристаллических породах, способствуя их прогрессирующей переработке. Мы обращаем особое внимание на цифру 100 млн. лег, так как она совпадает с установленным выше наиболее частым значением временного перерыва между периодом завершения осадконакопления и образованием интрузивных гранитов в зонах развития грейзеновой минерализации.

5. Существенное влияние на развитие процессов переплавления и образование гранитных расплавов оказывает также изменение давления в системе. В целом, уменьшение всестороннего давления в системе будет способствовать образованию расплавов по двум причинам: вследствие общего понижения температуры плавления пород по мере падения давления и в силу того, что

развитие процессов метасоматической гранитизации, «подготавливающих», по выражению Н. Г. Судовикова (1964), породы к плавлению, возможно лишь в условиях прогрессирующего уменьшения давления.

Необходимость для процессов метасоматической гранитизации условий уменьшения давления определяется образованием калиевых полевых шпатов — минералов с значительно более «рыхлой» упаковкой и меньшей плотностью, чем замещаемые плагиоклазы и темноцветные минералы. Это обстоятельство в последнее время отмечала Г. В. Ициксон (1968 г.).

Таким образом, образование гранитных расплавов в соответствии с существующими представлениями должно происходить в результате длительной эволюции кристаллических пород в пределах гранитного слоя. Максимально благоприятными участками должны быть зоны с резко приподнятым расположением кристаллических пород вблизи зон прогибов; этому будут содействовать: 1) аккумуляция тепла под породами осадочного чехла; 2) резко увеличенное в данных участках значение величины теплового потока в силу «тепловой рефракции»; 3) уменьшение в ходе развития общего давления, приводящего к интенсивным метасоматическим процессам, подготавливающим породы к плавлению и понижающим температуру плавления.

Наконец, исходя из отмеченных положений, получает объяснение также установленная ниже закономерность о перерыве во времени в 100 млн. лет и более между завершением в данной зоне собственно геосинклинальной истории (накопления осадков) и максимальным развитием интрузивных гранитоидов.

Возникновение гранитоидного магматизма и связанной с ним минерализации обусловливается не процессами перерождения осадков, возникших на ранних стадиях развития данного тектоно-магматического цикла (и оказавшихся погруженными в ходе развития геосинклинали на глубокие горизонты), и даже не осадков предыдущей эпохи, а пород более древнего гранито-гнейсового кристаллического фундамента.

Хотя в схеме Н. Г. Судовикова основное внимание уделялось образованию гранитов в ходе прогрессирующего погружения осадков в геосинклинальных прогибах[1], в качестве одного из усложнений общей схемы им был рассмотрен вариант образования гранитов за счет перерождения пород кристаллического фундамента. «Особый интерес в отношении развития регионального метаморфизма представляют геосинклинальные области, в строении которых участвует мощное кристаллическое основание, состоящее из древних, сильно метаморфизованных в предшествующую эпоху диастрофизма кристаллических пород» (Судовиков, 1964, стр. 488). В результате изучения этого случая им показано, что развитие вертикальной метаморфической зональности в разрезе, имеющем двухъярусное строение с мощным кристаллическим основанием, должно приводить к сложному повторному метаморфизму пород фундамента, интенсивность которого зависит от интенсивности метаморфизма пород в предшествующие эпохи.

Н. Г. Судовиковым были намечены при этом два основных случая, первый из которых соответствует повторному перерождению кристаллического фундамента, а второй — перерождению пород, не достигавших в предшествующую эпоху ультраметаморфизма.

---

[1] В результате этого с рядом положений в работе Н. Г. Судовикова, в частности, что «. . . для центральных частей геоантиклиналей второго рода (т. е. внутренних геоантиклиальных поднятий — *Д. Р.)* гранитоидные интрузии не должны быть характерны» (1964, стр. 482), нельзя согласиться.

В первом случае при последующем вовлечении таких областей с кристаллическим основанием в новое геосинклинальное развитие в верхней приподнятой части древних блоков на уровне фаций низких ступеней метаморфизма, как было показано Н. Г. Судовиковым, будут фиксироваться признаки диафтореза, и лишь на глубоких уровнях фундамента при достижении определенных температур будут развиваться процессы реоморфизма и возникновения гранитных магм, способных « . . . к интрузии в верхние немобилизованные части фундамента и в перекрывающие их молодые геосинклинальные образования» (стр. 489). «В молодой эпохе диастрофизма проявится только метаморфизм низких ступеней в молодых геосинклинальных отложениях и повторный ультраметаморфизм в глубине кристаллического основания». «В этом случае гранитоиды должны возникать в процессе двоекратного ультраметаморфизма. Это значит, что субстрат, по крайней мере дважды подвергаясь гранитизации, должен приобрести более однородный состав. Плавление на глубине должно осуществляться, соответственно с этим, в большем масштабе, и магматические гранитоиды должны показывать меньшие вариации в составе». При этом «следы вторичного проявления этого процесса иногда остаются незамеченными в связи с тем, что их трудно отличить от древних преобразований такого же рода» (Судовиков, 1964, стр. 490). Все подчеркнутые особенности хорошо согласуются с характерными чертами проявления гранитоидного магматизма в зонах развития грейзеновой минерализации.

Применительно к рассматриваемым нами вопросам этот основной (а не усложненный) путь развития и возникновения гранитных расплавов и интрузий последовательно эволюционирующего состава может быть детализирован и подразделен на многочисленные «подслучаи», определяющиеся не только мощностью и степенью метаморфизма осадков предшествующих эпох, но главное тектоническим режимом, обусловившим скорость воздымания и опускания блоков, «контрастность» возникающих структур, динамику изменения напряженного состояния пород в процессе развития.

в. Основные тенденции эволюции гранитоидного магматизма в ходе геологического развития

Рассмотрев основные положения о месте и времени зарождения гранитоидных магм, приводящих к созданию интрузий и грейзеновых месторождений, и отметив, что образование расплавов интересующих нас гранитов наиболее вероятно происходит в результате последовательного перерождения пород кристаллического фундамента гранитного слоя в пределах воздымающихся блоков в течение длительных интервалов времени, можно прийти к следующему выводу: гранитоидный магматизм различных геологических эпох должен быть тесно взаимосвязан и должен отражать общую направленную эволюцию гранитного слоя земной коры. Подтверждают это данные, характерные практически для всех рассматриваемых зон, указывающие на многократное образование гранитов в зонах поднятий, на «сквозной» гранитоидный магматизм, проявляющийся в рассматриваемых зонах в масштабе мегациклов.

Это, в частности, находит свое отражение в том, что в зонах развития гранитоидов герцинской эпохи, как правило, всегда (при наличии достаточного эрозионного среза) устанавливают проявления более раннего каледонского и даже байкальского магматизма. В зонах распространения мезозойских интрузий обнаруживают признаки образований в более глубоких срезах данной зоны, или в пределах непосредственно примыкающих к ней частей более

древних поднятий, палеозойских гранитов различных генераций, а в ряде случаев и допалеозойских.

На этих особенностях геологического строения мы уже неоднократно акцентировали внимание выше. Напомним, в частности, данные Ли Пу (Li Pu, 1963), установившего на основании анализа многочисленных определений абсолютного возраста слюд из пегматитов и гранитов района хребта Нань-линь (зона 33) следующие периоды образования гранитов в этой зоне: 840—690, 410—370, 260—230, 190—150 и 110—90 млн. лет.

Для Боливии, вопреки существовавшим ранее представлениям Ф. Альфельда и других о плиоценово-миоценовом возрасте практически всех магматических пород района оловянно-вольфрамовых месторождений, в работах последних лет обоснована новая точка зрения о растянутости формирования гранитов и связанной с ними минерализации во времени, продолжавшемся в диапазоне 400—29 млн. лет (Ljunggren, 1962; Stahl, 1966 и др.), т. е. от каледонской до альпийской эпохи. При этом возникновение гранитов, сопровождающихся оловянно-вольфрамовой минерализацией, начинается лишь в мезозое (моложе 180 млн. лет).

В работах С. Ф. Лугова (1962) эта же особенность магматизма подчеркнута для Чукотской зоны. Здесь устанавливается проявление закономерно эволюционирующего гранитоидного магматизма докембрийского, мезозойского и палеозойского возраста. Причем практически вся ценная оловянно-вольфрамовая минерализация кварцево-жильного и грейзенового типа связана лишь с молодыми меловыми гранитоидами.

Не менее интересны данные и представления А. А. Пронина (1963) по вопросу образования гранитоидов в пределах восточного склона Урала, настойчиво доказывающего, что герцинские рудоносные интрузии Урала возникли в зоне широкого распространения ранее образовавшихся каледонских гранитов. На южном продолжении зоны Восточно-Уральского антиклинория и Зауралья в пределах Мугоджар, как и в пределах отдельных более глубоко эродированных структур на Среднем Урале, широко распространены гранито-гнейсовые комплексы, активно развивавшиеся еще в протерозое. Г. А. Кейльман (1961) показал, что в строении этих комплексов фиксируются интрузивные образования различных эпох, имеющие возраст от 1200 до 250 млн. лет.

Аналогичные данные, указывающие на тесную пространственную и генетическую связь рудоносных гранитов с многократными проявлениями в данной зоне гранитов предыдущих эпох, характерны также для Восточной Австралии, Западного Забайкалья, Северного Тянь-Шаня, Памира и других регионов.

На длительность развития гранитных батолитов, в истории формирования которых запечатлены события различных геологических эпох, помимо геологических наблюдений, указывают также определения абсолютного возраста. Для территории Северо-Востока СССР такие данные приводятся, например, в работе Н. И. Ненашева (1966). Отдельные батолиты, располагающиеся на стыке складчатых и платформенных сооружений в обрамлении Колымского массива, обнаруживают, по этим данным, длительность формирования более 600 млн. лет. Такая исключительная длительность объясняется Н. И. Ненашевым периодическим функционированием долгоживущих разломов, выводивших к поверхности продукты глубинной магматической дифференциации.

Значительный интерес представляют также данные Р. Коппенса и др. (Coppens a o., 1964—1965) по определению абсолютного возраста цирконов в гранитах Бретани (Франция). Полученные значения Pb^{207}/Pb^{206} указывают, как отмечают эти исследователи, на образование цирконов в гранитах в диапазоне

1316—32 млн. лет, что увязывается с различными стадиями формирования гранитов. Аналогично для гранитоидов Иберийской зоны Испании Х. Прайм и др. (Priem a. o., 1965) выявили наряду с древними докембрийскими, каледонскими и герцинскими гранитами, выделяющимися всеми исследователями, молодые граниты с возрастом вплоть до миоцена. В последней сводке по абсолютному датированию гранитов Англии, помимо каледонских и герцинских гранитов, указываются также «молодые» граниты, образовавшиеся лишь 50—60 млн. лет назад (Isotopic age. . . . , 1965).

Накапливается все больше данных, свидетельствующих об исключительной «растянутости» образования гранитов, начинающих формироваться в данной зоне задолго до появления главных «рудоносных» интрузий и продолжающих претерпевать перерождение в последующем, вплоть до настоящего времени. Это не случайно и хорошо согласуется с другими геологическими наблюдениями, указывающими на длительность развития поднятий, неоднократное образование в их пределах гранитов, на закономерные изменения морфологии, строения и состава интрузий, характерные для продуктов все более поздних эпох.

Главнейшие тенденции в эволюции гранитоидного магматизма на основании произведенного сопоставления геологического строения отдельных зон могут быть резюмированы следующие образом.

1. От эпохи к эпохе вплоть до образования «рудных» гранитов происходит закономерное возрастание роли интрузивных гранитов, возникновение все более мощных интрузивных «шапок» над породами кристаллического фундамента.

2. С течением геологического времени резко усложняется морфология верхней поверхности гранитов. Для древних допалеозойских областей характерны пологие куполовидные и линзовидные формы залегания гранитов. Для молодых мезозойских областей отмечаются сложные формы интрузивов в виде штоков, асимметричных куполов с крутонаклоненными склонами, межпластовых залежей, сочленяющихся отдельными «проводниками», лакколитов. Для палеозойских областей характерны «промежуточные» формы.

В палеозойских областях (Урал, Калба-Нарым, Австралия и др.) процессы эрозии быстро обнажают большие по площади интрузивные тела, структурное изучение которых, однако, позволяет установить, что несмотря на свои размеры они вскрыты в верхней прикровельной части (Рундквист, Денисенко, 1964). Геофизические исследования (О. В. Беллавин) позволили выявить их резко уплощенную форму. В мезозойских провинциях, напротив, в различных эрозионных срезах наблюдаются малые интрузии. Учитывая, что постмагматическая минерализация во всех случаях локализуется в верхних апикальных частях интрузий, в палеозойских провинциях даже достаточно крупные по площади выхода массивы могут быть рудоносны, в то время как в молодых областях сходные же по размерам выходы массивов будут соответствовать значительно более глубоким срезам, ниже уровня возможной локализации оруденения (можно сравнить, например, рудоносные интрузии гранитов Восточно-Уральской зоны и практически безрудные крупные гранитоидные массивы Колымской зоны Северо-Востока).

3. Может быть отмечено также следующее по существу очевидное положение: все более молодые граниты, постоянно проникающие на все более высокие уровни и во внешние зоны поднятий, оказываются в породах все более низких ступеней метаморфизма вплоть до зеленосланцевой и сопровождаются все более отчетливо проявленными полями роговиков. Это находит также отражение

в особенностях локализации оруденения, в частности в увеличении роли явлений экранирования минерализации горизонтами слабо метаморфизованных пород.

4. Характерно образование во все более поздние эпохи гранитов все более близповерхностных, возрастание роли мелкозернистых гранитов и гранит-иорфиров.

5. Строение молодых массивов становится все более сложным, многофазным и неоднородным, с значительными градиентами изменчивости по простиранию и на глубину.

6. Для химизма гранитов характерно общее увеличение кислотности и щелочности, обогащение все более молодых гранитов комплексом редких элементов.

Анализ «особенностей минерального состава» и химизма гранитоидов, которыми завершаются эволюционные серии магматических образований, наиболее подробно, с привлечением материалов по различным регионам мира, проведен Э. П. Изохом (1965). Им показано, что в одних, наиболее распространенных по его данным, случаях, магматические серии пород завершаются образованием высокоглиноземистых гранитов. Такие граниты с повышенным количеством слюд, иногда с гранатом, андалузитом, кордиеритом, силлиманитом, характерны для Корнуэлла, Приморья СССР, Северного Вьетнама, Юго-Восточной Австралии и других регионов. В другом случае эволюционные серии завершаются образованием гранитов повышенной щелочности.

В первом случае происходит относительно быстрая смена во времени пород различного состава (Изох, 1965), во втором — более медленная. Нельзя не увидеть, что эти два случая эволюции соответствуют указанным выше двум эволюционным рядам развития минерализации, в одном из которых намечается переход от грейзеновой минерализации к сульфидно-касситеритовой, а в другом — к редкометальной типа апогранитов или альбититов. Первый путь развития обнаруживает связь с охарактеризованными Э. П. Изохом высокоглиноземистыми гранитами. Он типичен для зон, в которых гранитоиды и минерализация образовались вскоре после инверсии — превращения зон из областей погружения и осадконакопления в области поднятия, а второй — для областей длительного и устойчивого поднятия.

Все отмеченные тенденции эволюции — изменение морфологии, строения, состава интрузивов — получают объяснение с точки зрения длительного развития гранитов, обнаруживающих постоянную, но закономерно меняющуюся во времени связь с породами кристаллического фундамента. С ходом времени закономерно увеличивается расстояние возможного расположения верхней поверхности интрузивных тел от уровня залегания фундамента. Это увеличение расстояния может быть не только следствием возрастания роли интрузивных гранитов и мобильности гранитного расплава, генерирующегося в кристаллическом фундаменте, но и следствием перерождения с каждой новой эпохой ранее уже образовавшихся «шапок» интрузивных пород над кристаллическим фундаментом, частично их вторичного переплавления и нового перемещения на более высокий горизонт, в область меньшего давления.

Как следствие такого «механизма», поверхность интрузивной «шапки» гранитов должна все более осложняться и при перемещении гранитов на более высокие горизонты образовывать штоки, лакколиты, обнаруживать столь характерные для апикальных частей признаки интрузивного диапиризма. Подобные явления, указывающие на повторную мобилизацию ранее образовавшихся интрузивных гранитов и диапиризм, описывались, в частности, Г. Л. Аджиреем в 1951 г. для гранитоидов Центрального Кавказа.

Вертикальный диапазон вероятного перемещения гранитов вверх по разрезу в каждую тектоническую эпоху, очевидно, не превышает 250—300 *м*. Соответственно в герцинскую эпоху интрузивные граниты, по-видимому, редко удалялись на расстояние большее 500 *м* от уровня допалеозойских пород, в киммерийскую — максимально на 750—800 *м*.

Учитывая подобный механизм постепенного наращивания гранитоидов от эпохи к эпохе, их все большую дифференциацию (по строению, форме, составу), историю развития зон поднятий можно представить как борьбу двух основных противоположных тенденций, из которых одна — «похоронить» граниты под более молодыми осадками, вторая — «пробиться» к гранитам через осадочные толщи. При этом очевидно, что благоприятные условия для развития интрузивных гранитов, сопровождаемых грейзеновой минерализацией, требуют определенного оптимального тектонического режима, при котором интрузивные граниты, с одной стороны, не уничтожаются эрозией, а с другой — не захороняются на большой глубине под более молодыми осадками.

Подобные представления, к которым авторы пришли при анализе особенностей формирования гранитов во времени, в свете изложенных выше общих положений, определяют ряд более частных заключений: а) все выходы интрузивных гранитов представляют собой различные срезы общей интрузивной шапки, б) корни интрузивных гранитов должны прослеживаться до кристаллического фундамента — пород амфиболитовой фации метаморфизма, в) каждый массив, при рассмотрении его в объеме (даже в случае, если он «отшнуровался» в ходе развития от основного тела), должен обнаруживать сложное строение. «Простые массивы» — это апикальные части «многоэтажных» гранитных построек, которые в нижних этажах будут обнаруживать признаки образования на месте при широком участии процессов метасоматоза, а в верхних — обладать чертами типично «перемещенных» интрузий.

2. ОБ ОПТИМАЛЬНОМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОХРАНЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТОВ И ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С зонами поднятий обнаруживают генетическую связь месторождения разных генетических типов, в частности щелочные метасоматиты зон разломов, пегматиты, редкометальные альбититы, грейзены. Преимущественное образование того или иного генетического типа месторождений в значительной мере определяется тектоническим режимом развития зон поднятий. Применительно к каждому типу можно говорить об оптимальном тектоническом режиме во времени, необходимом для возникновения и сохранения месторождений данного генетического типа.

Применительно к грейзеновым месторождениям основные черты тектонического режима во времени представляются достаточно ясными:

а) для образования месторождений необходим режим устойчивого длительного и в то же время незначительного воздымания блоков;

б) для сохранения месторождений необходима стабилизация блока, предохраняющая возникшие в пределах блока месторождения от уничтожения как процессами эрозии, так и процессами метаморфизма.

а. О благоприятном тектоническом режиме для образования грейзеновых месторождений

Приведенное выше описание большого числа зон с грейзеновой минерализацией, находящихся в различной структурной позиции, позволяет заключить, что несмотря на общую генетическую связь интрузивных гранитов и оруденения

с поднятиями, тектонический режим зон поднятий в деталях может быть достаточно различным. На это, в частности, указывает и значительный перерыв во времени между периодом завершения геосинклинального накопления осадков в данной зоне и периодом возникновения гранитов и оруденения, который колеблется от 50 до 350 и иногда более млн. лет. Кроме того, выясняется также определенная временная связь периода развития интрузивных гранитоидов и минерализации с временем послеинверсионного развития остаточной геосинклинали. Это свидетельствует о том, что при рассмотрении вопросов об оптимальном тектоническом режиме следует принимать во внимание не только режим зон поднятий, но и сопредельных зон геосинклинальных прогибов.

Рассмотрим следующие основные положения об оптимальном тектоническом режиме, приводящем в итоге к образованию интрузивных гранитов, сопровождаемых грейзеновыми месторождениями.

1. Одним из благоприятных условий для образования интрузивных гранитов является проявление в предшествующий период резко дифференциальных движений блоков с значительными перемещениями их друг относительно друга по вертикали. В результате резкого нарушения теплового потока сопредельные блоки испытывают резко различные тектонические напряжения по мере увеличения относительных перемещений блоков. В ходе развития это различие напряжений прогрессивно возрастает. В результате именно этих дифференциальных движений воздымающиеся блоки (в силу тепловой рефракции, относительного уменьшения напряженного состояния и других причин) будут благоприятными местами для генерации расплавов.

Поскольку гранитные расплавы генерируются в условиях определенных значений T и P, соответствующих средним частям амфиболитовой фации, то необходимым условием для образования ультракислых гранитов должен быть такой тектонический режим, который за длительную историю развития, исчисляемую сотнями миллионов лет, не приводил бы к существенному изменению положения уровня возникновения гранитных расплавов в вертикальном разрезе пород. Только в этом случае при вторичном или более многократном образовании расплавов по ранее переработанным гомогенизированным и гранитизированным породам (Судовиков, 1964) можно ожидать возникновения интрузий, сопровождаемых рассматриваемыми месторождениями. В блоках пород, характеризующихся интенсивными восходящими тенденциями, уровень фронта гранитизации и возникновения гранитных расплавов будет оказываться в более глубоких частях разреза, в пределах пород гранулитовой или эклогитовой фаций более основного состава и приводить к созданию при переплавлении более основных расплавов.

Аналогичный результат в конечном счете должен быть и при резком погружении блока, сохраняющегося в приподнятом положении по отношению к соседним, вследствие возможного перемещения фронта магмообразования в верхние части разреза — в породы низкой ступени метаморфизма, не подготовленные для образования ультракислых гранитов (Судовиков, 1964).

Благоприятными условиями для образования гранитов и грейзенов должны быть условия тектонической стабилизации блока, сохраняющиеся на протяжении длительной предшествующей истории развития при прогрессирующей дифференциации тектонических движений в сопредельных блоках (формирование вблизи «поднятий», трогов, зон прогибов и т. д.).

При попытке количественно выразить степень этой тектонической стабилизации относительно приподнятых блоков мы сталкиваемся со значительными трудностями, обусловленными уничтожением верхних частей разрезов после-

дующей эрозией. На примере отдельных зон, в частности Аличурской зоны Памира, используя данные Н. Г. Власова (1968), мы можем заключить, что такие зоны тектонической стабилизации могут в то же время испытывать колебательные движения различного знака, однако, очевидно, со скоростью, не превышающей 20—30 *м* за 1 млн. лет. К цифрам примерно этого же порядка можно прийти и из других соображений: отмеченной выше способности гранитов перемещаться вверх по разрезу примерно на 250—300 *м* за 100 млн. лет.

Развитие в пределах характеризуемых зон гранитоидов резко различного возраста также свидетельствует об относительной стабильности их тектонического режима, приводящего к развитию гранитоидов примерно в одной части разреза в течение исключительно длительных диапазонов времени.

Образование интрузивных гранитов и грейзеновых месторождений в различных зонах через неодинаковые промежутки времени (75, 100, 200, 300 и более млн. лет) после их «стабилизации» свидетельствует в то же время о том, что возникновение гранитов и грейзеновых месторождений после прошествия определенного «минимального» интервала времени (75, 100 млн. лет) в дальнейшем уже не лимитируется длительностью стабилизации.

Исходя из этого, естественно, возникает вопрос, какие особенности тектонического режима привели к формированию гранитов и связанных с ними месторождений именно в данный период, после прошествия такого длительного интервала стабилизации зон «относительного» поднятия? Этот вопрос частично затрагивался выше. Сопоставление данных по особенностям развития гранитоидов и грейзеновых месторождений в различных зонах позволяет как будто бы прийти к выводу об образовании их после завершения собственно геосинклинального развития в остаточных геосинклиналях, после инверсии тектонических движений в зонах прогибов, после проявления в них главных фаз складчатости, а также позднее заложения вулканогенных прогибов в пределах областей завершенной складчатости.

Последнее обстоятельство, подчеркнутое А. Д. Щегловым (1967), особенно важно (однако с оговоркой о «неавтономности» этих прогибов), так как свидетельствует о том, что на поздних стадиях развития, непосредственно предшествующих времени образования собственно интрузивных гранитов и связанной с ними минерализации, тектонический режим устойчивой длительной стабилизации существенно нарушался: относительное воздымание блоков сменялось их частичным опусканием.

На подобный характер изменения тектонического режима в период, непосредственно предшествующий развитию гранитов, указывают и другие факты (помимо образования наложенных вулканогенных прогибов). Так, в ряде случаев образование локальных прогибов фиксируется трансгрессиями моря и возникновением молодых карбонатно-терригенных пород (например, на Урале, Памире, в Центральном Казахстане, в Восточном Забайкалье). В случае проявления в предшествующий период интенсивного вулканизма, молодые прогибы нередко имеют характерную кальдерообразную форму (Рудные горы) и ограничены кольцевыми разломами и дайками.

Смена тектонического режима в блоках, бывших до этого в течение длительных периодов времени относительно стабилизированными, по-видимому, является обязательным условием для образования интрузивных гранитов. В значительной мере именно как следствие происходящего при этом изменения напряженного состояния пород и возникновения расплава появляется возможность к подъему длительно генерировавшихся до этого магматических

расплавов. Если возникновение гранитных расплавов — процесс постепенный и чрезвычайно длительный, то образование собственно интрузивных тел — процесс пульсирующий, периодический, и в каждый данный период относительно кратковременный.

Закономерная связь и однотипность условий залегания гранитов во всех зонах, образование их после окончания главной складчатости и пликативных деформаций в зонах геосинклинальных прогибов — все это свидетельствует не о «фактической независимости» их образования от геосинклинального цикла, как считают некоторые исследователи, а напротив, о тесной взаимосвязи их образования с периодом завершения существования прогибов, консолидации слагающих их пород и прекращения в силу этого предохраняющего «буферного» влияния зон прогибов, изолировавших на протяжении длительных периодов предшествующего развития стабилизированные блоки от деформации и расколов.

Устанавливающаяся взаимосвязь периода развития интрузивного гранитоидного магматизма с периодом резкого нарушения тектонического режима в пределах обширных складчатых областей (включая зоны, резко различные по возрасту консолидации), приуроченность интрузивных пород к сочленению блоков резко различного тектонического режима, определенная «компенсационность» в движении сопредельных блоков — все это напоминает условия проявления магматических процессов в областях современных тектонических движений (Б. А. Снятков, Л. А. Снятков, 1964). Таким образом, оптимальные тектонические условия определяются совокупностью тектонических движений не только в генерирующих граниты блоках относительного поднятия, но и в сопредельных блоках опускания.

В целом для блоков поднятий должны быть характерны условия относительной стабилизации, продолжающиеся в интервале более 75—100 млн. лет, допускающие отдельные колебания, происходящие со скоростью до 20—30м/млн. лет и сменяющиеся в период, непосредственно предшествующий образованию интрузивных гранитов, частичным опусканием, фиксируемым вулканогенными прогибами или образованием локальных карбонатно-терригенных впадин. К периоду внедрения гранитов соседние блоки опускания должны были претерпеть инверсию, складчатость и превратиться в зоны относительного воздымания.

б. О благоприятном тектоническом режиме для сохранения грейзеновых месторождений

Примерные «параметры» тектонического режима периода относительной стабилизации, необходимого для сохранения грейзеновых месторождений, можно оценить следующим образом. За всю последующую историю развития после образования месторождения процесс эрозии не должен превысить глубины 2—3 *км*, т. е. средней глубины их формирования.

Оценивая значение этой величины с учетом времени, можно заключить, что на протяжении 300—270 млн. лет для герцинских областей и 120—80 млн. лет для позднекиммерийских эрозия могла углубить рельеф максимум на 2—3 *км*, что составляет для герцинских областей в среднем 1 *мм* за 100 лет (10 м/млн. лет) и для киммерийских — около 3 *мм* за 100 лет (30 м/млн. лет). Иными словами, результирующая скорость эрозии должна была превышать скорость накопления осадков на 1—3 *мм* за 100 лет.

При больших значениях этих величин месторождения были бы в общем случае уничтожены, при меньших — погребены под осадками. Можно также установить, что соотношение накопление — эрозия должно быть относительно постоянным. Предположение о каком-либо «глыбовом» движении блоков в период после образования месторождений, при котором интенсивные последующие движения могли компенсировать друг друга по знаку, отпадает, так как месторождения оказались бы при этом уничтоженными или эрозией, или метаморфизмом.

Важно подчеркнуть также то обстоятельство, что скорость аккумуляции или эрозии пород рассматриваемого участка является функцией не только тектонического режима данного блока или зоны. Существенное влияние, естественно, будет оказывать перемещение сопредельных блоков, зон. Очевидно, даже в случаях сохранения определенной стабильности режима рассматриваемого участка, но при интенсивных вертикальных перемещениях соседних блоков и как следствие этого понижении или повышении базиса эрозии, породы стабильного участка могут оказаться размытыми или захороненными под осадками. Из этого вытекает следующее важное следствие: для сохранения месторождений необходима «однородность» тектонических движений, сохранение общей истории развития для крупных блоков земной коры, значительно превышающих размеры однородных блоков периода, предшествующего образованию месторождений.

Таким образом, необходимым условием для сохранения образовавшихся месторождений является не только и не столько абсолютная, сколько относительная стабилизация структур. В этом отношении оптимальная тектоническая история для развития грейзеновых месторождений и для их сохранения, несмотря на необходимость общей для них стабилизации структуры, резко различна. Для образования гранитоидов с грейзеновой минерализацией благоприятны резко дифференциальные перемещения соседних блоков — поднятий и прогибов, вдоль границ которых фиксируется основная минерализация. Для сохранения грейзеновых месторождений максимально благоприятны противоположные условия — устойчивость тектонического режима развития, отсутствие резких вертикальных перемещений сопредельных блоков.

В связи с вышесказанным нельзя не подчеркнуть одну из характернейших особенностей геологического развития в поздние периоды, немало содействующую сохранению возникших месторождений — проявление в поздние периоды не колебательных движений с максимальной вертикальной составляющей, а преимущественно тангенциальных, сдвиговых, приводящих к значительным перемещениям блоков в горизонтальной плоскости, не обусловливающих значительную эрозию и метаморфизм. Эти данные хорошо согласуются с многочисленными наблюдениями в различных регионах, указывающими на широкое развитие сдвиговых деформаций в истории образования и последующей жизни месторождений.

Таким образом, характерными особенностями тектонического режима, благоприятствующими сохранению месторождений, должны быть: однородность тектонической истории развития в этот период сопредельных блоков, стабилизация их колебательных движений, возможность проявления сдвиговых деформаций.

Поскольку районы развития грейзеновых месторождений должны удовлетворять условиям тектонической стабильности в определенном выше смысле, а абсолютные и относительные перемещения блоков в этих участках после создания месторождений не могут превышать за всю последующую историю (ис-

числяемую несколькими сотнями миллионов в палеозойских областях и сотнями — десятками миллионов лет в мезо-кайнозойских) сотен — первых тысяч метров, то эта особенность истории развития должна найти отражение во множестве геоморфологических признаков: наличии древних террас, древних кор выветривания и т. д. — фиксирующих определенную стабильность данной поверхности. Все эти геоморфологические признаки позволяют разработать специальные категории геологических предпосылок, поисковых признаков и методов прогнозной оценки территорий, которые выпали из поля зрения исследователей вследствие рассмотрения обычно лишь условий образования эндогенных месторождений, а не их сохранения.

С этими предварительно рассмотренными положениями в общем виде хорошо согласуется ряд фактических данных. В частности, по другому может быть понята следующая известная закономерность: грейзеновые месторождения в районах с сильно расчлененным рельефом — это главным образом молодые мезо-кайнозойские провинции, в районах со слабо расчлененным горным рельефом — палеозойские, в равнинных районах и плато — докембрийские.

Устанавливаются определенные высотные отметки развития минерализации в рудных районах. Так, для Омсукчанского района Северо-Востока СССР это отмечал С. И. Филатов[1], для месторождений Забайкалья А. Д. Канищев[1]. На Урале основные грейзеновые месторождения известны в наиболее выровненной части Среднего Урала. Определенные высотные отметки характерны для месторождений Корнуэлла, Португалии и т. д. В этом отношении для молодых глыбовых гор (например, Тянь-Шаня) важное значение приобретает установление в современном рельефе древней поверхности пенепленизации и выделение благоприятных высотных диапазонов для поисков месторождений грейзенового типа в пределах отдельных блоков, приподнятых на различную высоту.

В заключение приведем высказывание американского тектониста Р. С. Мура (1967) о том, что «за все геологическое время, по крайней мере с конца докембрия, стабильность является характерной особенностью коры в пределах всего земного шара».

ГЛАВА XI

О ВРЕМЕНИ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

1. О ПЕРИОДЕ МАКСИМАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

При рассмотрении главнейших зон с грейзеновой минерализацией устанавливается отчетливый максимум проявления грейзеновых месторождений в интервале времени 300—80 млн. лет.

Возраст наиболее «древних» процессов грейзенизации — позднепротерозойский (1100—900 млн. лет). Это некоторые грейзенизированные граниты Африки, Бразилии (граниты Ронды), Западной Австралии, а также Кольского полуострова. Однако грейзенизация здесь проявляется малоинтенсивно и не приводит к формированию промышленно важных грейзеновых месторождений. Типичные грейзеновые и кварцево-жильные месторождения возникают на этих

[1] Устное сообщение.

территориях значительно позднее в связи с молодыми гранитами, возраст которых колеблется в широком диапазоне. Так, для Африки указывается интервал от 480 до 56 млн. лет (Holmes, Cahen, 1957; Тугаринов, 1965; Щеглов, 1967).

В связи с гранитоидами раннепалеозойской каледонской эпохи известны относительно немногочисленные грейзеновые месторождения Аппалачей, Южной Австралии, Тянь-Шаня, Алтая, Приморья. В целом для каледонид грейзеновые месторождения продолжают оставаться не характерными. В типично каледонских складчатых областях, например Грампианской, грейзеновые месторождения по существу нацело отсутствуют. Известные в так называемой Озерной области Англии (месторождение Керок-Фелл) и в Северо-Западной Ирландии грейзеновые проявления не представляют существенного промышленного интереса. Кроме того, продолжает оставаться спорным и их каледонский возраст. В последнее время доказано, что тесно генетически связанные с ними PЬ—Zn месторождения относятся к герцинским образованиям. Они установлены в нарушениях, пересекающих отложения нижнего карбона.

Наиболее близки к грейзеновым некоторые кварц-молибденитовые и медно-турмалиновые месторождения Норвегии и Кольского полуострова, возраст которых докембрийско-палеозойский. Однако Д. С. Коржинский (1963) указывает, что метасоматиты, сопровождающие молибденовые месторождения подобного типа (например, месторождение Кнабен), хотя и близки к грейзенам, но отличаются от них отсутствием мусковита и потому не могут рассматриваться как типичные грейзеновые. Не характерны грейзены и для Саяно-Тувинской каледонской провинции, где в связи с гранитоидами широко распространены щелочные метасоматиты с редкометальной минерализацией.

Одно время на основании данных абсолютного возраста гранитоидов некоторые исследователи стали относить к каледонским типичные грейзеновые месторождения Горного Алтая. Однако, как показал анализ материалов, произведенный К. Л. Волочковичем и А. Н. Леонтьевым (1964), гранитоиды, с которыми связаны наиболее типичные грейзеновые и кварцево-жильные месторождения, здесь также, по-видимому, герцинские.

Таким образом, хотя процессы грейзенизации и развиваются в древние эпохи, интенсивное распространение они получают лишь в верхнем палеозое — мезозое. Насколько позднее возникли грейзеновые месторождения по сравнению с другими родственными типами видно из того, что наиболее древние пегматиты формировались уже 3500—3700 млн. лет назад (У. Л. и Б. Д. Донн, Валентайн, 1966). Ранее грейзеновых месторождений в истории развития в связи с гранитами, помимо пегматитов, появились и стали характерными скарновые месторождения, золоторудные месторождения, сопровождаемые березитизацией, и многие другие.

Условно может быть намечена и верхняя возрастная граница грейзеновых месторождений, поскольку в молодых альпийских областях они имеют резко подчиненное распространение. По существу ни одно типично грейзеновое месторождение из всех выше охарактеризованных не является альпийским. Известные в альпийских областях проявления грейзенизации (например, в Боливии, Приморье) оказываются расположенными в пределах периферических или внутренних геоантиклинальных поднятий и по возрасту являются более древними. В частности, проявление грейзенизации в Боливии, как подчеркивалось выше, имело место, очевидно, в связи с гранитоидами позднего триаса — юры. Для альпийских зон Приморья и Северо-Востока СССР, а также для всего Средиземноморского пояса известны лишь проявления грейзенизации, а грейзеновые месторождения не известны.

В пределах Памира — области проявления альпийского тектогенеза — Аличурская зона с известными грейзеновыми месторождениями также располагается в области проявления киммерийской складчатости. Возраст рудоносных аличурских гранитоидов и здесь, на Памире, равен примерно 90—80 млн. лет. В целом, все имеющиеся данные свидетельствуют о максимальном «расцвете» грейзеновых месторождений в конце палеозоя — мезозое, в интервале 300—80 млн. лет. В этот период сформировалось не менее 95% всех известных месторождений этого типа.

Выясняется, что из 50 зон с грейзеновой минерализацией 5 зон наиболее вероятно связаны с развитием каледонид или даже байкалид — каледонид[1] (образование месторождений в интервале 430—350 млн. лет): Южно-Австралийская, Уссури-Ханкайская (по данным М. Г. Руб, 1960, герцинская), Нью-Брансуикская, Восточно-Египетская, Трансваальская. 19 зон связаны с развитием герцинид (320—250 млн. лет), 21 зона — с развитием киммерид (180—80 млн. лет), 2 зоны (Усекская и Центрально-Австралийская) — с развитием герцинид или ранних киммерид (240—180 млн. лет). Зоны Боливийская, Мексиканская, Центрально-Африканская, не содержащие типичной грейзеновой минерализации, при подсчете исключены из рассмотрения.

Если условно разделить все зоны на палеозойские и мезозойские, то из 47 зон 24 приходится на палеозойскую и 23 на мезозойскую эпохи. Многочисленные данные определений абсолютного возраста гранитов, с которыми связаны грейзеновые месторождения, позволяют в пределах основного возрастного интервала их развития (300—80 млн. лет) наметить по частоте «встречаемости» несколько максимумов. Один из них приходится примерно на интервал 300—260, другой 180—140 и третий 120—80 млн. лет[2].

Имеющиеся данные о возрасте развития грейзеновой минерализации в зонах различных регионов и стран света суммированы на рис. 69. Несмотря на ориентировочность данных о возрасте гранитов и минерализации в отдельных зонах, суммарная картина, изображенная на схеме, в первом приближении, очевидно, достаточно точно отражает основную закономерность — развитие месторождений преимущественно в диапазоне 300—80 млн. лег при наличии внутри этого интервала ряда максимумов.

Если сопоставить имеющиеся данные о возрасте образования грейзеновых месторождений с данными о процессах минералообразования в истории развития Земли, суммированными Г. Гастиллом (Gastill, 1960) по геологическим наблюдениям и по определениям абсолютных возрастов U-Th-Pb, Rb-Sr и K-Ar методами, то можно установить, что рассматриваемые месторождения представляют характерные образования лишь незначительного отрезка общей истории, датируемой по минералообразованию в ходе эволюции Земли. При этом два основных максимума в интервале около 300 и 80 млн. лет соответствуют максимумам минералообразования, намеченным Г. Гастиллом и фиксируемым во всех странах света по резко повышенной интенсивности процессов, в том числе интрузивного и метаморфогенного минералообразования (см. рис. 47).

Важно подчеркнуть также тот факт, что намечаемый интервал максимального распространения грейзенов соответствует завершающим периодам

---

[1] Это составляет 10% от общего числа зон, но по количеству месторождений процент ннжнепалеозойских месторождений значительно ниже (менее 5%).

[2] Интересные данные, свидетельствующие об устойчивости времени развития оловянного оруденения в пределах Тихоокеанского пояса, приведены в работе И. Н. Томсона и В. С. Кравцова (1966).

герцинского диастрофизма и периоду киммерийского диастрофизма. Из всего материала вытекает эмпирический вывод: грейзеновые месторождения не характерны для альпийской эпохи и альпийских складчатых сооружений. Это может быть следствием одного из следующих трех обстоятельств:

1) альпийская эпоха тектогенеза не завершена и соответствующий «альпийский максимум» еще не проявился;

2) альпийская эпоха тектогенеза прошла соответствующую образованию грейзенов стадию развития, но в связи с изменением геологических условий»

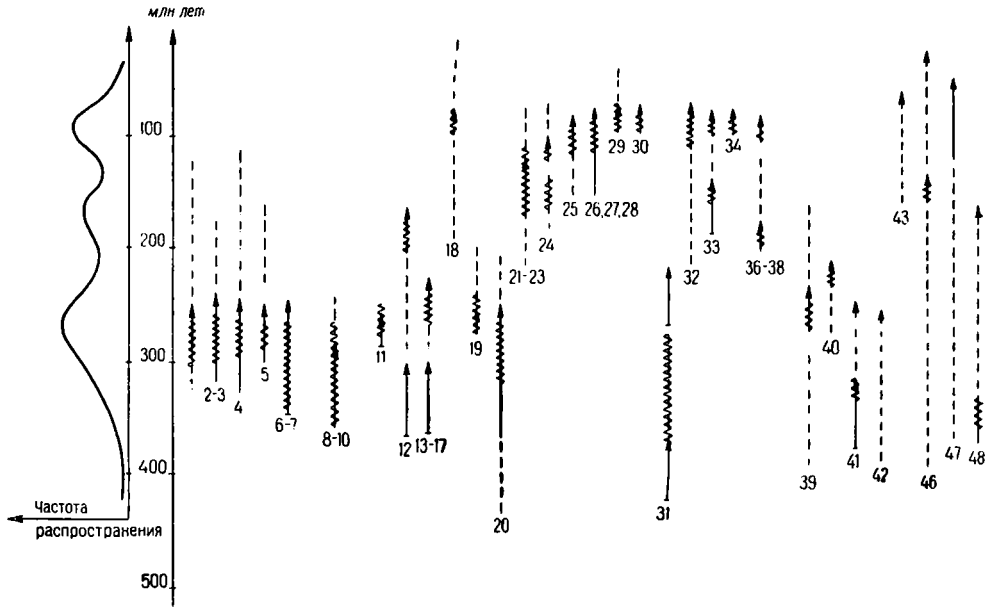


Рис. 69. Время развития гранитов (сплошная линия), грейзеновых месторождений (волнистая линия), а также полиметаллической, золотой и редкометальной минерализации (пунктирная линия) в различных зонах (1 — 50). В левой части в условных единицах отмечена частота распространения гранитов, сопровождаемых грейзеновыми месторождениями различного возраста. Предварительные данные

эволюцией магматизма грейзеновые месторождения в альпийскую эпоху не характерны;

3) грейзеновые месторождения альпийской эпохи образовались, но еще не вскрыты современным эрозионным срезом.

Первое и второе предположения, в отличие от третьего, исходят из признания действительного отсутствия или во всяком случае малой распространенности грейзеновых месторождений в альпийских складчатых областях. Третье же, основывающееся на предположении слабой эродированности альпийских складчатых сооружений, представляется несостоятельным. В молодых альпийских областях, например Средиземноморской, диапазон эрозии пород в отдельных блоках резко неодинаков: обнажаются породы различных структурных этажей, в том числе и древние палеозойско-докембрийские породы, например в Пиренеях, Родопских горах, в пределах которых в то же время не известны грейзеновые месторождения.

При обсуждении первого и второго предположений о причинах нехарактерное™ грейзеновых месторождений для альпийской эпохи возникает необходимость конкретизировать вопрос и отметить самостоятельность двух частных положений, причины которых различны.

а. Нехарактерность грейзеновых месторождений для альпийских складчатых областей (включая участвующие в их строении срединные массивы, зоны внутренних и периферических геоантиклинальных поднятий, завершившие собственно геосинклинальное развитие значительно раньше альпийских прогибов — в киммерийскую или даже герцинскую эпоху тектогенеза).

б. Нехарактерность грейзеновых месторождений для альпийской эпохи магматизма и оруденения Земли (включая не только область альпийской складчатости, но и области, завершившие складчатость в палеозое — мезозое).

Оба эти положения справедливы, хотя в ряде мест как будто бы намечаются исключения и отклонения. Например, формирование грейзеновых месторождений Африки продолжается, судя по определениям абсолютного возраста, до палеогена (50 млн. лет). Однако формирование их началось задолго до этого, в низах палеозоя или даже в докембрии. Следовательно, в данном случае мы сталкиваемся скорее с примером унаследования формирования месторождений, продолжающих свое развитие до современного периода, чем с исключением из отмеченной выше закономерности. С другой стороны, в пределах Тихоокеанского альпийского кольца, как отмечалось выше, также проявлена грейзеновая минерализация. Однако проведенное рассмотрение позволяет прийти к выводу о том, что грейзеновые месторождения Индонезийско-Бирманского пояса, внутренней зоны Юго-Западной Японии, Приморья, Северо-Востока СССР, Аляски, Боливии возникли в завершающие стадии киммерийской складчатости и располагаются соответственно в киммерийских складчатых системах сложнопостроенного Тихоокеанского пояса.

В собственно альпийских складчатых системах Японии, Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня, Корякско-Камчатского пояса, Мексики, Боливии мы с неизбежностью констатируем отсутствие типичных грейзеновых месторождений. Известные здесь небольшие, как правило, непромышленные участки грейзенизации (например, в Приморье), сопровождают жилы с повышенным количеством сульфидов и обнаруживают переходы к широко распространенным на таких месторождениях турмалин-хлоритовым, хлорит-серицит-кварцевым метасоматитам. Основные концентрации олова, вольфрама, молибдена в альпийских провинциях сосредоточены в силикатно-касситеритовых, сульфидно-касситеритовых, касситерит-риолитовых (деревянистого олова), сульфидно-вольфрамитовых, прожил ково-вкрапленных медно-молибденовых и других типах месторождений.

Таким образом, вывод о преимущественном развитии грейзеновых месторождений в период 300—80 млн. лет (конец палеозоя — мезозой), представляется не следствием различных процессов эрозии молодых и древних областей, а одним из проявлений общей необратимой направленной эволюции земной коры.

2. ОСОБЕННОСТИ ГРЕЙЗЕНОВ И ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕГИОНОВ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

Установив «возрастной» диапазон максимального распространения грейзеновых месторождений (конец палеозоя — мезозой) и отметив в то же время, что признаки проявления грейзенизации и образования отдельных грейзеновых

месторождений фиксируются начиная с верхнего протерозоя (например, в Бразилии и Африке) до палеогена (Приморье, Северо-Восток), интересно сопоставить особенности грейзеновых месторождений регионов различного возраста — их геологическое строение, рудоносность, набор типичных фаций метасоматических пород и др.

Рассматривая проявление грейзенизации в различных регионах, будем иметь в виду лишь преобладающий тип минерализации и пренебрегать отдельными, менее характерными особенностями. Именно такое обобщенное рассмотрение позволяет наметить некоторые тенденции закономерного изменения с возрастом строения, состава, рудоносности грейзеновых месторождений, связь их с гранитами различной глубины становления и минерализацией других генетических типов. Дальнейшая конкретизация этих закономерностей неизбежно требует рассмотрения особенностей эволюции с учетом различной тектонической позиции зон, истории развития региона и должна производиться в плане конкретного анализа региона или даже зоны.

Основные тенденции «возрастной» эволюции грейзенов и грейзеновых месторождений от древних к более молодым могут быть суммированы следующим образом.

1. Безусловно, устанавливается все большее многообразие минерального состава метасоматических пород и жил в грейзеновых месторождениях более молодых областей. Практически все известные фации метасоматитов палеозойских областей встречаются в мезозойских грейзеновых провинциях. Однако обратное заключение несправедливо: в мезозойских провинциях значительно многообразнее представлены наиболее поздние по времени образования метасоматиты. В частности, в молодых складчатых областях широко проявляются специфические железистые фации; значительно большее развитие получают турмалиновые фации грейзенов. В составе рудных минералов возрастает роль редкометальной минерализации, возникающей на поздних стадиях процесса грейзенизации.

2. В общем виде справедливо также положение о том, что грейзены молодых складчатых областей обладают более разнообразными структурами и текстурами. В частности, для молодых регионов более характерны различные скрытокристаллические, радиально-лучистые агрегаты.

3. Грейзены и грейзеновые месторождения регионов различного возраста обнаруживают связь с различными метасоматитами и месторождениями. В наиболее древних регионах (Центральная и Южная Африка, Западная Австралия) и палеозойских областях (Урал, Калба-Нарым, Восточная Австралия, Португалия, Рудные горы) отчетливо выражена связь грейзеновых месторождений с более ранними по времени образования пегматитами. Эта связь проявляется как в их совместном развитии в пределах общих зон, так и в интенсивном проявлении процессов грейзенизации в пегматитах в завершающие стадии их развития и процессов ранней микроклинизации и альбитизации в грейзеновых месторождениях.

В молодых регионах трудностей в разделении пегматитовых и грейзеновых месторождений никогда не возникает[1]. В отношении многих регионов (Малый Хинган — Олонойское месторождение; Северо-Восток — Омсукчанская группа месторождений) широко дискутируются вопросы об отнесении этих месторождений к грейзенам или вторичным кварцитам, так как наряду с типичными

[1] Редкометальные пегматиты для них не характерны. Единственное известное авторам исключение — Завитинское мезозойское месторождение Забайкалья.

минералами грейзенов здесь появляются минералы, свойственные вторичным кварцитам — андалузит, пирофиллит, диккит.

Дальнейшее звено этой эволюции представляют месторождения типа «оловоносных алюмосилицитов», описанные А. А. Толоком (1964) на примере Октябрьской группы альпийских месторождений Приморья. Эти месторождения, обнаруживающие связь с палеогеновыми вулканическими штоками кварцевых порфиров и гранит-порфиров, для минерального состава которых характерно широкое развитие кварца, топаза, турмалина, диккита, пирофиллита, зуниита, серицита и др., могут рассматриваться в качестве гомологов грейзеновых месторождений альпид.

Развитие образований, промежуточных между грейзенами и вторичными кварцитами, с развитием фаций, в составе которых наряду с типичными грейзеновыми парагенезисами (кварц, слюда, топаз, флюорит) получают распространение андалузит, пирофиллит, дюмортьерит и др. — характерная особенность месторождений молодых регионов.

Другой, не менее характерной особенностью «молодых» регионов — Северо-Востока, Забайкалья и др., является тесная связь грейзеновых месторождений с оловорудными месторождениями, сопровождающимися турмалин-хлоритовыми метасоматитами. В целом при изучении грейзенов выявляется справедливость того же положения, которое отмечалось ранее на примере других формаций метасоматически измененных пород — вторичных кварцитов (Н. И. Наковником, 1964) и пропилитов (М. М. Василевским, 1966), а именно: в более молодые эпохи образуются все более близповерхностные фации.

4. Важно подчеркнуть, что во времени закономерно изменяется не только глубинность образования грейзенов, но и глубинность образования гранитов, с которыми они связаны, а также и степень удаленности участков локализации минерализации от гранитов. Соответственно, в древних областях грейзены оказываются связанными с крупными выходами гранитов или куполовидными частями крупных массивов, развиваются по гнейсам, кристаллическим сланцам, породам относительно высокой ступени метаморфизма, обычно выше альбит-эпидот-амфиболитовой. В то же время для молодых регионов характерна связь с небольшими штоками гранит-порфиров, залегающими на большом удалении от «гранито-гнейсового фундамента», развитие минерализации в гранитах и вмещающих их породах, которые здесь, как правило, представлены породами низкой ступени метаморфизма (зелносланцевой, филлитовой, т. е. ниже альбит-эиидотовых амфиболитов) и соответственно проявление минерализации в ореоле интенсивного ороговикования.

Именно в тесной связи с различной глубинностью формирования гранитов и грейзеновых месторождений различных возрастных эпох могут быть рассмотрены и все вышеперечисленные особенности состава метасоматических пород, полнота проявления в них продуктов поздних стадий процессов, связь в древних регионах с пегматитами, в молодых — с вторичными кварцитами и турмалин-хлоритовыми метасоматитами.

Рассмотрим некоторые из этих закономерностей (изменения глубинности и других геологических условий залегания грейзеновых месторождений) на примере следующего условно намеченного «типового» возрастного ряда регионов СССР.

«Близповерхностные, молодые»	Малый Хинган (зона 30), Северо-Восток (зоны 25, 26, 27, 28)	мезозойские
«Глубинные, древние»	Центральный Казахстан (зоны 8, 9, 10), Урал (зона 6), Калба-Нарым (зона 19)	палеозойские

Калба-Нарым. Для этого района характерна связь жильно-грейзеновых и грейзеновых месторождений с крупным, прослеживающимся на 350 *км* по простиранию, Калба-Нарымским плутоном. Геологические условия залегания этого плутона определяются тем, что в апикальной части слагающие его гранитоиды прорывают слабо метаморфизованные песчано-сланцевые породы карбона (такырскую свиту), а в более глубоких срезах обнаруживают отчетливую взаимосвязь с интенсивно метаморфизованными породами — кристаллическими сланцами и граниго-гнейсами, распространенными в основании плутона и слагающими его фундамент. Соответственно в участках глубоких срезов здесь можно проследить постепенные переходы от кристаллических сланцев, гнейсов к гранитам с признаками метасоматического образования их на месте. Такие взаимоотношения наблюдались авторами, например, в южной части Калба-Нарымской зоны. В то же время в породах такырской свиты граниты образуют типичные интрузивные тела.

Характерной особенностью морфологии гранитоидов этого района в целом является, очевидно, относительно пологая поверхность кровли, поэтому даже в незначительных эрозионных срезах граниты обнажаются в виде крупных массивов.

Малые интрузии, какие-либо штоки гранитов, крупные куполообразные выступы для этой зоны не характерны. Устанавливающиеся здесь купола кровли, например в районе Убинского месторождения, отличаются пологими склонами. Тесная связь гранитов с породами гранито-гнейсового фундамента, малая дифференцированность поверхности кровли гранитов обусловливают тесную генетическую и пространственную связь грейзеновых месторождений этого района с редкометальными пегматитами. Характер минерализации, в частности, широкое развитие пегматитов, связь гранитов с породами кристаллического основания, а также устанавливаемые значительные мощности пород такырской свиты, лежащей на кристаллическом основании, — свидетельствуют о значительной (— 2—3 *км)* глубине становления гранитных массивов.

Специфика состава грейзенов этого района определяется очень широким развитием полевошпатовых, слюдисто-полевошпатовых мусковит-турмалин-полевошпатовых фаций при резко подчиненном значении кварцевых и кварц-топазовых.

Следует отметить также ограниченное распространение в грейзеновых месторождениях Калба-Нарыма существенно кварцевых жил, столь характерных для грейзеновых месторождений других регионов, и широкое развитие своеобразных кварц-полевошпатовых жил, возникших при последующем наложении на жильные тела пегматитов нескольких генераций, кварцевых жил и грейзенов.

Урал. Специфика грейзенов этого региона, близких по многим своим особенностям калба-нарымским, определяется значительной глубинностью становления уральских гранитоидов, с которыми грейзены связаны генетически. Установлено:

а) широкое развитие в гранитах Восточно-Уральского антиклинория признаков метасоматического замещения при формировании гранитов, явлений ассимиляции вмещающих пород;

б) тесная пространственная и генетическая связь гранитов с зонами гранито-гнейсов, развивающихся вдоль контактов массивов;

в) сложная морфология массивов с многочисленными разветвлениями, послойными «инъекциями», апофизами гранитов, заходящими во вмещающие породы, в зонах наиболее глубокого метаморфизма с образованием мигматитов;

г) преимущественно согласные контакты массивов с вмещающими породами;

д) высокая степень метаморфизма вмещающих пород, представленных вблизи контакта с гранитами породами нижнего уровня эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации; нехарактерность роговиков;

е) широкое развитие в пределах гранитов и в ближайших экзоконтактовых зонах пегматитов с редкометальной минерализацией.

Перечисленные особенности тесно взаимосвязаны и составляют характерный комплекс признаков, свойственных гранитам, формирующимся на месте, без существенных перемещений в условиях значительных глубин. С особенностями строения и морфологии гранитов тесно связаны особенности морфологии и строения грейзенов.

Для развивающихся по гранитам метасоматических пород грейзеновой формации Урала характерно широкое развитие полевошпат-слюдистых и флюорит-слюдистых фаций, которые непосредственно вблизи жил переходят в существенно слюдяные или полевошпатовые фации с флюоритом и пиритом; слюдисто-кварцевые и кварцевые грейзены распространены на Урале относительно ограниченно; топазовые и турмалиновые фации практически отсутствуют. Из сопоставления широты распространения различных фаций грейзенов на Урале можно прийти к выводу о редуцированности наиболее кислотного периода метасоматоза в ходе грейзенизации.

Казахстан. В иных геологических условиях формируются грейзены Казахстана. В отличие от Калба-Нарыма и Урала здесь, как и в немногих других районах, полно проявлены фации кислотной стадии метасоматоза — кварцевые, слюдисто-кварцевые, кварц-топазовые и топазовые, наиболее широко представленные в таких классических грейзеновых месторождениях, как Акчатау, Восточный Коунрад, Караоба, Нура-Талды и других более мелких.

Для Казахстана характерны жильно-грейзеновые месторождения, в пределах которых широко распространены как околожильные фации, так и самостоятельные грейзеновые тела. Жильно-грейзеновые месторождения встречаются в пространственной и генетической связи с батолитоподобными телами гранитов, которые залегают среди более древних гранитов, кислых эффузивов, в более редких случаях — среди песчано-сланцевых пород. Вмещающие гранитные породы характеризуются относительно слабой степенью метаморфизма, соответствующей зеленосланцевой фации. Во всех случаях грейзены, возникающие по породам кислого алюмосиликатного состава, близки по составу, но отличаются по интенсивности переработки исходных пород.

Наиболее интенсивно процессы грейзенизации проявляются в гранитах и близких к ним по составу дайках (гранит-порфиров, аплитов, кварцевых порфиров), расположенных среди вмещающих пород; менее интенсивно — в метаморфизованных осадочных и эффузивных породах кровли, где по мере удаления от гранитов грейзены обнаруживают переход к березитам.

Как характерную особенность грейзенов Казахстана следует отметить практически отсутствие или очень незначительное развитие турмалиновых грейзенов, известных только на месторождении Акчатау. Характерным и относительно широко распространенным минералом казахстанских грейзенов является гематит, встречающийся в большинстве случаев как акцессорный минерал, выделяющийся в завершающие стадии грейзенового процесса и только в редких случаях образующий более значительные скопления. В отдельных случаях в завершение стадии грейзенизации широкое развитие получают

процессы позднещелочного метасоматоза — альбитизации и микроклинизации — месторождения Восточный Коунрад, Дарат, массив Куу и др.

По этим признакам герцинские грейзеновые месторождения Казахстана (как и Рудных гор) близки грейзенам более молодых киммерийских складчатых областей. Однако в Казахстане, несмотря на широкое развитие и грейзеновых месторождений, и месторождений формации вторичных кварцитов, не наблюдается месторождений переходного типа от грейзенов к вторичным кварцитам, что является спецификой минерализации лишь молодых складчатых областей.

Северо-Восток. На огромной территории Северо-Востока грейзеновая минерализация проявляется как в связи с крупными батолитоподобными телами гранитов, обычно интенсивно эродированными, так и с телами гранитоидов, находящимися в самой начальной стадии эрозии, приурочиваясь в таких случаях к апикальным частям массивов или располагаясь во вмещающих породах над невскрытыми куполами гранитов (Иультинское месторождение). Грейзеновая минерализация проявляется здесь также и в связи с небольшими штоками гранит-порфиров, в полях развития вулканогенов, например штоки Курбеляхский и Одинский в хребте Полоусном.

Столь разные условия становления гранитов и соответственно связапной с ними минерализации, не могли не сказаться на особенностях грейзенов. С одной стороны, для Северо-Востока характерны такие обычные фации грейзенов, как мусковит-кварцевые, кварц-топазовые, кварц-слюдяно-топазовые, кварц-турмалиновые, развивающиеся преимущественно по гранитам, а также по песчано-сланцевым породам. С другой стороны, здесь широко проявлены своеобразные фации, формирующиеся в близповерхностных условиях становления отдельных массивов, связанные главным образом с более молодыми верхнемеловыми гранитоидами, такие как амблигонитовые метасоматиты Кёстерского месторождения; «высокоглиноземистые» — андалузит-мусковит-кварцевые грейзены Барыллыэлахского месторождения; пирофиллитовые, дюмортьеритовые породы Невского месторождения; фаялитовые и фаялит-сидерофиллитовые метасоматиты Днепровского месторождения и др.

Перечисленные породы развиваются или в период, предшествующий грейзенизации, или в основном в завершающие стадии грейзенового процесса. Во многих случаях интенсивное развитие в завершающие стадии грейзенизации получают процессы железистого метасоматоза — турмалинизация, сидерофиллитизация, хлоритизация.

Таким образом, как общие особенности, свойственные грейзенам Северо-Востока, можно отметить Sn-W рудный «профиль» грейзенов, причем все типичные грейзеновые месторождения (Иультин, Аляскитовое, Полярное) являются именно Sn-W, тогда как в более поздний период при переходе к турмалин-хлоритовым метасоматитам и соответственно силикатно- и сульфидно-касситеритовым месторождениям, ведущее значение принадлежит уже только Sn.

Северо-Восток, как и другие молодые области (Приморье, Малый Хинган), относится к районам широкого проявления месторождений, переходных от формаций грейзенов к формации турмалин-хлоритовых метасоматитов. Эти переходы можно проследить как в пределах отдельных зон, массивов, так и в пределах одного месторождения (например, Днепровское). Наблюдаются также переходные по типу месторождения между грейзенами и вторичными кварцитами (Невское месторождение).

Таким образом, на примере грейзеновых месторождений Северо-Востока, связанных с ранне-позднемеловыми гранитами, можно проиллюстрировать следующие особенности грейзенов молодых складчатых областей:

1) большое разнообразие фаций;

2) широкое проявление, наряду о обычными фациями, своеобразных и редких фаций, появление которых обусловлено формированием в специфических условиях становления отдельных массивов;

3) сложная морфология грейзеновых тел, представленных преимущественно самостоятельными телами грейзенов разнообразной формы, невыдержанными по простиранию и падению, при очень подчиненном развитии или полном отсутствии жильных образований;

4) переходы к формации турмалин-хлоритовых метасоматитов и для еще более близповерхностных — к вторичным кварцитам;

5) мелкозернистый характер минеральных агрегатов;

6) широкое развитие явлений телескопирования.

Все перечисленные особенности характерны также и для грейзенов Малого Хингана.

Малый Хинган. Процессы грейзенизации,адееь проявляются в связи с небольшими телами и штоками гранит-порфиров и интрузивных кварцевых порфиров, формирующихся в условиях малых глубин (300—400 *м* от поверхности). Грейзены развиваются в основном по кислым эффузивным породам экзоконтактовых зон, представленных кварцевыми порфирами, туфолавами. Именно близповерхностные условия формирования определили специфику состава и строения грейзенов этого региона, где, с одной стороны, распространены такие типичные фации, как слюдисто-кварцевая, кварцевая, кварц-топазовая, кварц-турмалиновая, отличающиеся от аналогичных по составу грейзенов других провинций лишь мелкозернистым строением слагающих их минеральных агрегатов. С другой стороны, здесь встречаются и более редкие андалузитсодержащие грейзены (андалузит-мусковит-кварцевые, андалузит-топазовые), калишпатовые и альбитовые метасоматиты позднещелочной стадии, разнообразно представленные железистые метасоматиты — сидерофиллитовые, турмалиновые, хлоритовые, эгириновые. В завершающие стадии грейзенизации интенсивное развитие получают процессы каолинизации. В небольших «ореолах» десиликации здесь возникают такие не характерные для грейзенов минералы, как корунд, диаспор, шпинель.

Таким образом, по комплексу новообразованных минералов грейзеновые месторождения Малого Хингана обнаруживают наиболее тесную связь с формацией вторичных кварцитов.

На примере месторождений этого района очень ярко проявлены специфические формы развития минералов грейзенов в близповерхностных условиях : тонко чешуйчатый (серицитоподобный) мусковит, радиально-лучистый и скрытокристаллический, хлопьевидный топаз, войлокообразный турмалин, очень тонкозернистый калиевый полевой шпат, тонкочешуйчатый сидерофиллит и другие минералы.

Условия быстрого падеиия температуры и давления способствовали сохранению продуктов «промежуточных» реакций (андалузита, эгирина) и широкому развитию псевдоморфоз поздних минералов по более ранним.

* *
*

Отметив основные тенденции в изменении геологических условий залегания, состава и строения грейзеновых месторождений различного возраста, следует обратить внимание и на главнейшие особенности месторождений, образовавшихся примерно в одно и то же время, но в регионах, различных по возрасту завершения складчатости.

Естественно, что необратимая направленная эволюция земной коры может идти с опережением или «запаздыванием» в отдельных регионах в зависимости от особенностей истории геологического развития. Сравнение месторождений, возникающих на поздних стадиях развития геосинклинали, и месторождений, формирующихся через 100, 200, 300 млн. лет при процессах тектонической активизации складчатой области, дает представление о такой относительной эволюции (в отличие от вышеохарактеризованной — абсолютной).

С рассматриваемой точки зрения палеозойско-мезозойские грейзеновые месторождения, залегающие в пределах докембрийского щита, представляют собой образования наиболее поздних стадий эволюции. В то же время месторождения Корнуэльской, Иберийской, Восточно-Уральской и Калба-Нарымской зон, неразрывно связанные с историей развития соответствующих геосинклиналей, являются типичными образованиями начальных моментов этой «относительной» эволюции. Месторождения восточной части Рудногорской, Центрально-Французской, Западно- и Центрально-Забайкальских, Наньлинской зон представляют собой образования, промежуточные по стадии эволюции, так как формирование их в этих зонах имело место через меньший временной интервал, чем в Нигерийской зоне, но через больший, чем в Корнуэльской, Иберийской и др. Вероятный «разрыв» во времени между завершением геосинклинальной истории развития региона или зоны и формированием грейзеновых месторождений составляет: 300—400 млн. лет (Нигерийская зона), 200—300 млн. лет (Центрально-Французская и др.), 100—200 млн. лет (Восточно-Уральская, Иберийская и др.) или менее 75—100 млн. лет (Корнуэльская, Калба-Нарымская и др.).

При сопоставлении месторождений такого возрастного ряда можно наметить следующие тенденции «относительной» эволюции.

1. В ходе эволюции изменяется метальность руд месторождений: от относительно простых вольфрамовых, оловянных, вольфрамово-оловянных к сложным комплексным с одновременным развитием многих элементов.

2. В составе метасоматитов возрастает роль парагенезисов поздних щелочных стадий процесса — микроклинизации и альбитизации; возникают месторождения, промежуточные между месторождениями типично грейзеновой формации и редкометальных альбититов (различные «апограниты»).

3. Формирование месторождений «растягивается» на все более длительный интервал времени: от первых миллионов лет в соскладчатых областях до десятков — сотен миллионов лет в зонах «автономной» активизации.

4. Среди структурно-морфологических типов грейзеновых месторождений заметно возрастает роль месторождений типа минерализованных куполов и трубчатых тел.

5. Для рудоносных интрузий становятся все более характерными изометричные в плане очертания, концентрически-зональное многофазное строение, переход от батолитоподобных интрузий и интрузий типа межформационных залежей к интрузиям центрального типа.

6. Особенности размещения оруденения в пределах месторождений все в большей мере определяются факторами магматического контроля. Соответственно уменьшается рудоконтролирующая роль разрывных нарушений и возрастает роль разрывных нарушений, как магмоподводящих каналов. Размещение рудоносных интрузий и месторождений в региональном плане обнаруживает все возрастающую независимость от истории геосинклинального развития складчатой области и все более определенную связь с линейными разрывными нарушениями, вдоль которых рудоносные интрузии располагаются цепочками.

Отмеченные закономерности существенно уточняют представления об эволюции грейзеновых месторождений в общей истории геологического развития Земли. При этом появляется возможность объяснить причину того, почему одновозрастные месторождения, например герцинские Центрально-Французского массива, восточной части Рудных гор и Казахстана, с одной стороны, и Португалии, Урала, Калба-Нарыма — с другой, столь существенно отличаются друг от друга. С рассматриваемых позиций сходство многих особенностей месторождений Франции, Рудных гор и Центрального Казахстана с месторождениями мезозойских провинций может быть объяснено тем, что они формировались в пределах или в непосредственной близости от пород докембрийского гранито-гнейсового фундамента[1] и представляют собой как бы вторую — герцинскую — «производную» их перерождения. Тогда как месторождения Урала, Португалии, Калба-Нарыма, приуроченные к внутренним геоантиклинальным поднятиям с геосинклинальным режимом, существовавшим еще в каледонскую эпоху — первую «производную».

Таким образом, общее рассмотрение особенностей геологических условий залегания, строения и состава грейзеновых месторождений намечает основные тенденции их абсолютной (в общей истории развития Земли) и относительной (по отношению к времени консолидации складчатой области) эволюции. Сочетание абсолютной и относительной эволюции позволяет увидеть определенную закономерность многих особенностей грейзеновых провинций и зон различных эпох и регионов разного возраста.

3. МЕСТО ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЭВОЛЮЦИОННОЙ ВЕТВИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

В истории геологического развития меняются не только особенности залегания, строения и состава грейзеновых месторождений, но и их взаимосвязь с другими генетическими типами месторождений полезных ископаемых. Выше уже указывалось, что для палеозойских зон характерна связь грейзеновых месторождений с более ранними образованиями — редкометальными пегматитами; для мезозойских — с более поздними сульфидно-касситеритовыми, сульфидно-вольфрамитовыми месторождениями.

При изучении особенностей взаимосвязи месторождений разных генетических типов в историческом развитии одна из первоочередных проблем заключается в выделении из всего многообразия типов месторождений данного района родственных образований, связанных общностью происхождения с породами одной и той же магматической формации. Далее появляется необходимость расположить такие образования в единый возрастной ряд и тем самым воссоздать основные черты — эволюционную ветвь — родственных месторождений и определить место в такой ветви рассматриваемых месторождений.

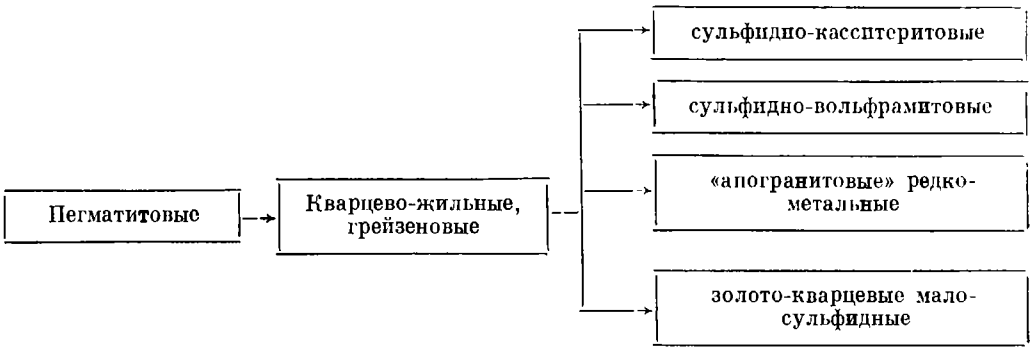
Методика составления таких эволюционных ветвей вытекает из основной геогенетической закономерности, а именно, что «онтогенез есть краткое повторение филогенеза». При этом исследование реально сводится к составлению возрастного ряда месторождений или рудных тел данного района с преемственностью в составе руд — жил, прожилков, метасоматических пород — как бы последовательно наращивающих общий ход процесса минералообразования все новыми звеньями. Так, проявление на поздних стадиях пегматитообразования процессов грейзенизации намечает образование в истории развития вслед

[1] Для Центрального Казахстана по геофизическим данным (Духовский и др., 1968)

за пегматитами грейзеновых месторождений; развитие в конце формирования последних сульфидных парагенезисов отражает появление в следующий период самостоятельных сульфидных месторождений и т. д.

При этом применительно к грейзеновым месторождениям знание общей направленности процесса минералообразования при их формировании дает возможность наметить место грейзеновых месторождений в эволюционной ветви генетических типов, а сравнение минерализации регионов различного возраста — установить особенности преобразования этой эволюционной ветви во времени.

В самом общем виде место грейзеновых месторождений в эволюционной ветви генетических типов, последовательно, возникающих в ходе развития магматического очага, представляет следующее:



Доказательством подобной последовательности развития являются как прямые наблюдения — пересечения пегматитовых жил кварцевыми, кварцевых — сульфидными, установление внутрирудных даек и т. д., так и определения абсолютного возраста развития минерализации этих типов. Данные по абсолютному возрасту позволяют установить, что отмеченный ряд эволюции минерализации, связанной с развитием гранитоидного магматизма (микроклиновые граниты — лейкократовые граниты — дайки пестрого состава) происходил в течение от 30 до 50 млн. лет (на Урале, в Казахстане, Калба-Нарыме, Средней Азии в интервале 300—250, в Забайкалье, на Северо-Востоке в интервале 120—85 млн. лет).

На рис. 70 предпринята попытка показать более детально место грейзеновых месторождений в эволюционной ветви. Действительные взаимоотношения, как видно из рисунка, значительно сложнее. Различные генетические типы отражают самые разные ступени эволюции; выделяются многочисленные промежуточные типы и подтипы, которые не могут быть расположены строго «по этажам» эволюции. Вместе с тем построенная таким образом эволюционная ветвь генетических типов отражает основные закономерности эволюции в различных провинциях, зонах и подзонах. Для наглядности характерные пути эволюции в разновозрастных областях выделены отдельными линиями.

Следует подчеркнуть, что процесс эволюции генетических типов во времени заключается не только в постепенном «наращивании» эволюционной ветви и «отмирании» ее более ранних звеньев (рис. 70), айв закономерном изменении самых генетических типов. Для пегматитов — от керамических и слюдоносных к редкометальным и так называемым «камерным» с оптическим сырьем, для грейзеновых месторождений — от существенно полевошпатовых (мало-

слюдистых или бесслюдистых) фаций метасоматитов к типично грейзеновым, сменяющимся далее в молодых районах фациями, переходными к вторичным кварцитам и т. д.

Интересно также все большее разветвление — «дивергенция связей» в намеченной эволюционной ветви, отражающая возрастание числа родственных генетических типов в истории развития: от относительно однообразных пегматитов, через грейзеновые месторождения (имеющие уже большое число подтипов — метасоматических куполов, замещенных даек, жильных зон, трубчатых и шлироподобных тел и т. д.) к многочисленным самостоятельным генетическим типам в молодые эпохи. Эта же закономерность в миниатюре проявляется и в генезисе каждого месторождения: начальные стадии процесса их формирования всегда хорошо выдерживаются, поздние проявляются сугубо специфично в различных месторождениях, телах, зонах и трудно поддаются типизации.

Нередко «разветвление» процесса с возрастом устанавливается даже непосредственно в одном рудном теле. Так, в пределах Караобинского месторождения Казахстана после образования парагенеза кварц + топаз + вольфрамит наблюдается то развитие поздних сульфидов, в том числе сульфидов висмута (козалит, висмутин), и касситерита, то образование позднего полевого шпата, флюорита, мусковита с комплексом редкометальных минералов — поздних молибденита, вольфрамита и акцессорного берилла.

Это отражает общую эволюционную закономерность: все большее разнообразие путей развития в поздние периоды.

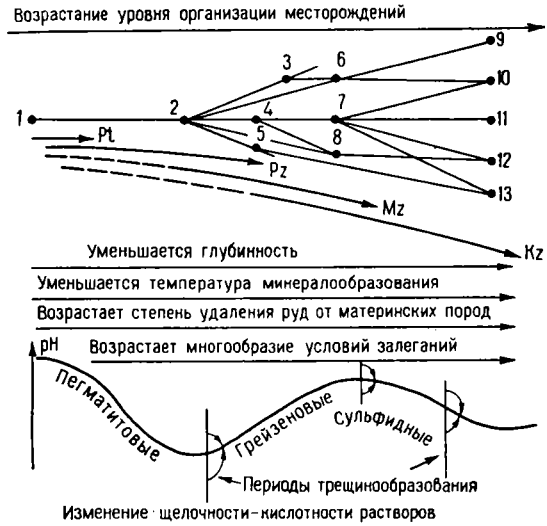


Рис. 70. Место грейзеновых месторождений в эволюционной ветви генетических типов

Типы месторождений: 1 — редкометальные пегматиты; 2 — грейзеновые оловянно-вольфрамовые; 3 — вольфрамит-кварцевые богатые сульфидами; 4 — касситерит-силикатные; 5 — редкометальные «апогранитовые»; 6 — золото-кварцевые малосульфидные; 7 — сульфидно-касситеритовые; 8 — кварц-турмалин-медные; 9 — эпитермальные золотые; 10 — эпитермальные золото-сурьмяные; 11 —эпитермальные антимонит-вольфрамитовые; 12 — пятиэлементные; 13 — флюорит-карбонат-кварцевые

Подобное изменение можно наметить в пределах эволюционной ветви и в ходе самого процесса минералообразования. В пегматитах полно проявлена эволюция процесса минералообразования от ранней щелочной стадии до кислотной. В грейзенах доминирует эволюция от кислотной стадии до поздней щелочной (процесс идет при возрастании роли минералов все более сильных оснований: кварц — топаз — мусковит — турмалин — альбит — калишпат) и лишь в конце процесса здесь отмечается новое возрастание кислотности (переход к процессам поздней аргиллизации). В месторождениях третьего звена процессы поздней щелочности и последующей второй волны кислотности получают более полное развитие.

При сопоставлении минерализации различных регионов устанавливается обычно резкое преобладание одного пути развития, соответственно намечаются

отдельные эволюционные ряды таких эволюционных ветвей. Приведем несколько примеров эволюционных рядов генетических типов месторождений в различных регионах.

1. Северо-Восток, район Дыбннского гранитного массива (по материалам Л. Н. Индолева):

кварцевые жилы с редкометальной грейзеновой минерализацией —> касситерит-сульфидная минерализация —> галенит-сфалеритовые жильные тела.

2. Северо-Восток, район Эге-Хаинского рудного узла (по материалам Б. Л. Флерова):

кварц-редкометальные грейзены —► касситерит-(вольфрамит)-сульфидпые месторождения -> кварцево-сульфидные жилы.

3. Австралия, Новый Южный Уэльс, район месторождения Хнльгров (по материалам Мак-Леода, Geology of Australian . . . , 1965):

кварцево-жильные грейзеновые — > рудные жилы —> жильные тела существенно антимонитовые ----------> кварц-золото рудные жнлы.
месторождения с вольфрамитом, касситеритом, молибднитом; кварц-шеелитового состава

4. Тасмания, район Зеехан (по материалам М. Л. Гарретти — Geology of Australian . . . , 1953):

кварц-турмалин-касситерито-вые жилы с сульфидами ----------> кварцевые жилы «сфалеритового состава» —> сидернтовые жилы со сфалерит-галенит-тетраэдритовой минерализацией.

5- Урал, Восточно-Уральский антиклинорий (но материалам В. М. Сергиевскою и др.):

пегматиты с редкометальной минерализацией —> кварц-вольфрамитовые грейзеновые месторождения —> кварц-золото-малосульфидные месторождения.

6. Англия, Корнуэлл (по материалам Д. Керра — Кеаг, 1952_2 и Р. Гарнетта — Garnett, 1963 и др.):

пегматиты —> кварц-касситеритовые жилы, грейзены —> турмалин-касситерит-сульфидная минерализация —> сульфидно-медная и свинцово-цинковая минерализация —> радиоактивная минералпзация.

7. Приморье (по материалам Е. А. Радкевич и др.):

грейзеновые, кварц-вольфрамитовые, кварц-касситеритовые жилы —> касситерит-силикатные месторождения ----------► касситерит-сульфидные месторождения —> сурьмяно-ртутные. кварц-карбонатные жилы.

8. Рудные горы (по материалам Г. Тишендорфа. Л. Баумана и др. — Baumann, 1962; 1965):

грейзеновая «оловянно-вольфрамовая формация» —► «Благородная кварцевая формация», полиметаллические месторождения с повышенным содержанием Ag –> «Свинцово-рудная формацпя»: Pb-Zn руды с арсенопиритом, сфалеритом –> «Гематит-баритовая формация» с урановой смолкой —> «Bi-Co-Ni формация».

9. Восточное Забайкалье, Кукульбейскпй район (по материалам Р. М. Константинова, 1965; И. Н. Томсона и др., 1963):

пегматиты (шлировндные) –> кварц-касситеритовые, кварц-вольфрамитовые грейзеновые месторождения —> кварц-вольфрамитовые сульфидные месторо-товые месторождения —» карбонатно-флюоритовые месторождения.

Эволюция рудообразования, датируемая в отдельных случаях (Корнуэлл, Рудные горы, Северо-Восток СССР и др.) радиологическими методами, имела

место в различном диапазоне времени. При этом в целом справедливо отмечавшаяся нами ранее «акселерация», проявляющаяся в том, что в «молодых» регионах эволюция рудообразования, начавшаяся в связи с гранитоидным магматизмом значительно позднее, чем в древних областях, происходит значительно быстрее и «обгоняет» эволюцию в более древних районах. Так, в палеозоидах Рудных гор, Центрально-Французского массива эволюция приводит к образованию поздних флюорит-баритовых, сурьмяных месторождений лишь в мезозое, примерно через 100—150 млн. лет после образования в конце палеозоя грейзеновых месторождений. В мезозойских областях (Забайкалье, Северо-Восток) этот временной разрыв резко уменьшается примерно до 70—100 млн. лет.

Обратим внимание на одну интересную особенность формирования эндогенной минерализации — на намечающуюся «симметричность» смены минеральных образований в ходе развития складчатых областей, в период, предшествующий грейзенизации и завершающий ее. Эта «симметричность» процесса проявляется, например, в том, что при изучении зон ряда регионов (Урала, Казахстана, Калба-Нарыма, Северо-Востока) намечается определенная аналогия в образовании месторождений грейзеновых и послегрейзеновых.

Так, в пределах Восточно-Уральского антиклинория до герцинских пегматитовых и грейзеновых (вольфрамовых и редкометальных) месторождений, связанных с нормальными и ультракислыми микроклиновыми гранитами, происходило образование кварц-золоторудных, золото-шеелитовых месторождений, связанных с более ранними умеренно кислыми гранитами, например Кочкарьское месторождение. Однако другая часть золоторудных месторождений — Березовское, Благодатное, Айдырлинское — обнаруживает, по Н. И. Бородаевскому (1960), «структурную» и генетическую связь с послегранитными дайками «гранитоид-порфиров». На образование золоторудных месторождений в пределах Восточно-Уральского антиклинория как догрейзеновых, так и послегрейзеновых косвенно указывают и данные абсолютного возраста, выявляющие большой временной диапазон формирования кварц-золоторудной минерализации от 330 до 230 млн. лет (Овчинников и др., 1966; Гаррис, 1966).

Однако такой «разброс» данных характерен не только для определений возраста образования различных месторождений, подобное наблюдается и при определении возраста гранитов, метаморфических и метасоматических пород и даек в пределах одного месторождения. Например, серицитовые сланцы рудного поля Березовского месторождения обнаруживают возраст 335 млн. лет (Овчинников и др., 1966), дайки плагиогранит-порфиров 255 млн. лет, а березиты 266 млн. лет. Аналогичные же «разбросы» данных радиологических определений возраста, характерные для пород и метасоматитов Кумакского и Айдырлинского месторождений, не могут быть объяснены лишь ошибками определений. По-видимому, эти данные свидетельствуют о длительности истории процессов минералообразования (метаморфического, интрузивного, постмагматического) в золоторудных полях и месторождениях. При этом, очевидно, возможны значительные «перекрытия» во времени периодов образования в одних участках зон, рудных полей — золоторудной, а в других — редкометальной грейзеновой минерализацией (рис. 71).

Аналогичные данные можно привести и для Центрального Казахстана. Здесь грейзеновая минерализация, связанная с акчатаускими гранитами, попадает, по-видимому, «в вилку» свинцово-цинкового оруденения. Относительно времени развития свинцово-цинковой минерализации в Казахстане существуют разные мнения, в том числе следующие: свинцово-цинковая

минерализация более ранняя по сравнению с грейзеновыми месторождениями и связана с топарским комплексом (C_1) (В. К. Монич и др., 1960 г.; Н. Л. Пламеневская, 1965 г.). По другим данным, эта минерализация более поздняя и формировалась в связи с поздним комплексом малых интрузий (И. Н. Князев, 1967 г.; А. И. Семенов, 1957 г.; А. С. Великий и др., 1960 г.).

В подтверждение первой точки зрения обычно приводятся данные о пространственной связи свинцово-цинковых месторождений с выходами гранитоидов топарского (C_x) комплекса, о генетической связи полиметаллических скарнов с зонами контактов этих интрузий, в ряде случаев (на месторождении Батыстау, по данным Г. Н. Щербы, Н. Л. Пламеневской) признаки наложен ия редкометальной минерализации на полиметаллическую и др. Сторонники второй точки зрения отмечают значительный перерыв во времени, который должен был быть между периодом образования топарских гранитоидов и образованием свинцово-цинковой минерализации. На это, как подчеркивают А. С. Великий и др., указывает развитие оруденения позднее послегранитных даек, наложение минерализации на контактово-метаморфизованные породы и шеелитоносные скарны, приуроченность свинцово-цинковой минерализации к региональным зонам разломов, пересекающим гранитоидные интрузии всех возрастов.

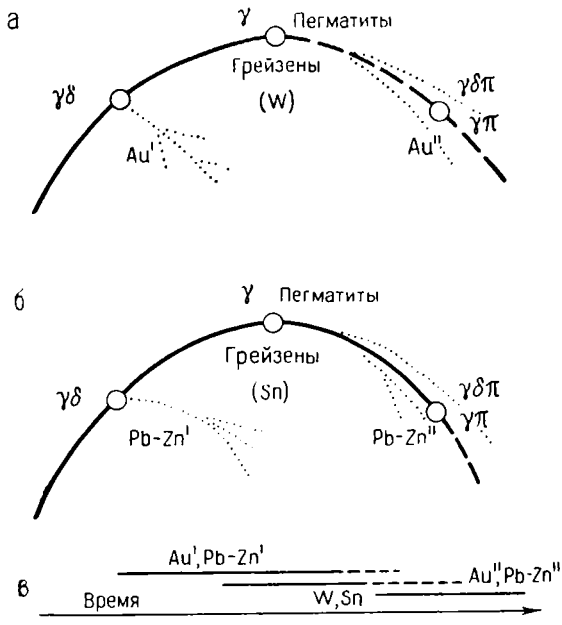


Рис. 71. «Симметричное» развитие сходных типов гранитоидов и минерализации в догрейзеновый и послегрейзеновый периоды

а **— золоторудные месторождения, предшествующие и завершающие формирование грейзеновых месторождений (в этом случае чаще вольфрамоносных), б — полиметаллические месторождения, предшествующие и завершающие образование грейзеновых месторождений (в этом случае чаще оловоносных),** ***в*** **— результирующая последовательность развития минерализации во времени**

Указанные точки зрения авторам представляются не противоречивыми и ра зличия между ними могут быть объяснены, исходя из развиваемых представлений о длительности образования месторождений («перекрывающихся» во времени) и формировании сходных по типу месторождений до и после возникновения ультракислых гранитов и связанной с ними минерализации.

К выводу о том, что здесь как и на Урале, намечается «симметрия» в развитии процесса — образование свинцово-цинковых месторождений в возрастном ряду магматизма и оруденения как до, так и после ультракислых гранитов и грейзенов, можно прийти и при рассмотрении результатов определений абсолютного возраста гранитоидов и метасоматитов. Развитие свинцово-цинкового оруденения «укладывается» здесь в интервал 350—230 млн. лет, а грейзеновой минерализации 310—270 млн. лет.

В пределах Северо-Востока СССР столь же противоречиво трактуется вопрос о времени развития золоторудной минерализации, которая, по данным

одних исследователей — «добатолитовая» (В. Т. Матвеенко и др.), а по представлениям других (Н. И. Ненашев, С. И. Гавриков), основывающимся, в частности, на определениях абсолютного возраста, — «послебатолитовая», формировавшаяся одновременно или даже позднее грейзеновой минерализации. Так, Н. И. Ненашев (1965) отмечает, что добатолитовая дайковая формация в регионе отсутствует. В каждой части региона имеются массивы более древние, чем распространенные в этой части региона дайки. В интервале времени 180—160 млн. лет возникали наиболее ранние гранитоидные массивы, а дайки с таким (и более древним) возрастом вообще не зафиксированы. В дальнейшем многократно повторялся процесс образования как «батолитоподобных» массивов, так и сопровождающих эти массивы даек. Возраст золоторудных месторождений укладывается в интервал 140—110 млн. лет (Фирсов, 1960; Ненашев, 1965). По представлениям Н. И. Ненашева и золоторудная минерализация, и грейзены формировались главным образом в период наивысшей кульминации проявления магматизма, соответствующий периоду 137 — 115 млн. лет.

В последние годы высказывается представление о «двукратном» образовании золоторудной минерализации (до Sn-W грейзеновой и после нее). «Симметричность» развития процесса минерализации можно увидеть и в «двукратном» проявлении турмалинизации пород. Как известно, во многих регионах широко распространена турмалинизация в генетической связи с умеренно кислыми ранними гранитами.

В качестве примера можно указать на Рудные горы, где турмалинизация развивается в связи с «горскими» гранитами, или Урал, где турмалинизация проявляется в связи с «кочкарьским комплексом» плагиогранитов и т. д. С другой стороны, очень характерно развитие турмалинизации в послегрейзеновый период, когда во многих регионах (Северо-Восток, Забайкалье и др.) устанавливается образование турмалин-хлоритовых метасоматитов с оловянной минерализацией. Проявление и раннего (догрейзенового) и позднего (после главных грейзеновых фаций) турмалина характерно для Корнуэльской зоны.

Для Иберийской зоны такая симметричность намечается в развитии по отношению к грейзеновому оруденению золото-серебряного. Так, Сервейра[1] (Serveira, 1952 г.) считает золото-серебряные жилы более поздними образованиями, чем олово-вольфрамитовые. При этом он указывал на переходы кварц-вольфрамитовых жил в золото-серебряные, а также подчеркивал их преемственность, выражающуюся в наличии реликтов шеелита в золото-серебряных жилах. Напротив, Бринк[1] (Brink, 1960 г.) пришел к выводу, что золото-серебряная минерализация предшествовала оловянно-вольфрамовой. В отличие от Сервейра, он отмечает нетипичность для изучавшихся им золото-серебряных месторождений шеелита и вольфрамита. Вполне возможно, что здесь мы также имеем проявление «симметрии» процесса, и обе точки зрения могут оказаться правильными, но приложимыми для различных объектов.

Подобную «симметричность» в развитии минерализации нельзя не сопоставить с аналогичной же симметричностью в образовании гранитоидных пород, эволюционирующих в прогрессивный период от гранодиоритов к гранитам, а в регрессивный период развития, после кульминации интрузивного магматизма и образования батолитоподобных интрузий, от гранитов к малым интрузиям нестрого состава, в том числе к малым интрузиям гранодиорит-порфиров, плагиопорфиров, керсантитов и др.

---

[1] Ссылки по работе Д. Тале у (Thadeu, 1965).

Специфичность развития минерализации в данном случае заключается в следующем: длительность процессов минералообразования при формировании месторождений с учетом поздней и последующей наложенной минеральной ассоциации может быть значительно большей, чем длительность становления интрузивных пород, и период образования месторождений, начавших свое развитие в разное время, может перекрываться. В еще большей мере «такое перекрытие» свойственно «эволюционным ветвям» генетических типов. В частности, очевидно, что в рассмотренных примерах золоторудная и полиметаллическая минерализация, догрейзеновая и послегрейзеновая могут относиться к различным эволюционным ветвям, «перекрывающимся» во времени. Подтверждением этого может служить следующее соображение: внутри месторождений одного эволюционного ряда, как выше подчеркивалось, всегда устанавливается определенная последовательность образования парагенезисов, как бы в миниатюре повторяющая весь эволюционный ряд месторождений.

Действительно, в поздних золоторудных или полиметаллических (в частности, оловосодержащих) месторождениях нередко устанавливаются признаки проявления на ранних стадиях парагенезисов, близких к грейзеновым. Так, например, на золоторудном Малкинском месторождении Алтая, по данным Н. И. Бородаевского и др. (1959), устанавливаются ранние непромышленные кварц-вольфрамитовые жилы; в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья (Кличкипское, Савинское) — ранние признаки проявления оловоносной минерализации. В то же время ни в грейзенах, ни в редкометальных пегматитах никогда не проявляются на ранних стадиях признаки явно предшествовавших им золото-кварцевых, золото-шеелитовых месторождений.

Принимая во внимание подобные возрастные соотношения руд, можно прийти к важному выводу о том, что наиболее сложные и длительно развивающиеся эволюционные ветви возникали на поздних стадиях развития хода истории магматизма. Напротив, в прогрессивный период, очевидно, возникали многочисленные, но относительно простые и более кратковременно развивающиеся эволюционные ветви (см. рис. 71).

Выявление главнейших эволюционных ветвей месторождений различных генетических типов в истории геологического развития, установление характерных типов связей в эволюционных ветвях между отдельными типами представляет одну из интересных задач дальнейшего изучения рудных полей и металлогенических зон.

4. О ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Анализ закономерностей изменения месторождений различных металлов и различных генетических типов месторождений уже предпринимался многими исследователями. Некоторые особенности месторождений различных эпох были проанализированы еще Ю. А. Билибиным (1955), отметившим смену в истории развития глубинных месторождений близповерхностными. Позднее вопросы смены генетических типов в различные геологические эпохи были суммированы П. М. Татариновым, В. И. Смирновым, А. И. Семеновым, Н. А. Быховером, Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко, М. И. Ициксоном и др., а в зарубежной печати — в работе И. Перейра, Ч. Диксона. При этом А. И. Семенов (1963, 1965) подчеркнул закономерную смену преимущественно метаморфогенных архейских месторождений — магматическими, частично контактово-метасоматическими протерозойскими и далее многообразными гидро-

термальными месторождениями. И. Перейра и Ч. Диксон (Pereira, Dixon, 1965) отметили все большее усложнение морфологии рудных тел, возрастание роли месторождений, связанных с вулканизмом.

Ниже просуммируем главнейшие тенденции эволюции месторождений различных генетических типов[1] и рассмотрим в свете этих закономерностей правомерность появления и развития грейзеновых месторождений с учетом отмеченных особенностей их залегания, строения, состава руд. Основные закономерности эволюции месторождений во времени сводятся к следующему (Рундквист, 1968j).

1. В истории развития наблюдается прогрессивно возрастающее многообразие генетических типов месторождений. Для каждого типа с большей или меньшей условностью может быть намечена нижняя, а в ряде случаев и верхняя возрастная граница.

2. При прослеживании месторождений одного и того же генетического типа или более крупного подразделения — семейства, класса, ведущего свое начало с древних периодов, может быть установлена закономерная эволюция условий залегания, состава и строения их в истории геологического развития. Генетические типы месторождений, возникающие во все более поздние периоды развития, становятся все более сложными по строению и все более индивидуальными по своим особенностям. Изменение типа минерализации сопровождается изменением строения руд. Наблюдается все большее усложнение структур и текстур руд, среди которых широкое развитие получают вместо массивных и вкрапленных — тонкозернистые, скрытокристаллические, радиально лучистые и т. д. В общем случае в молодых месторождениях отчетливо возрастает число стадий минерализации и роль пульсационной зональности.

3. Обращает особое внимание закономерное изменение места локализации оруденения по отношению к «материнским» породам — для более поздних эпох развития оказываются все более характерны месторождения, локализующиеся на все большем удалении от материнских пород.

В целом, справедливо следующее положение: от древних эпох к молодым условия, благоприятные для накопления руд, возникают на все большем удалении от материнских пород. Происходит все большее разрастание потенциальной «области питания» месторождений за счет вовлечения в систему рудообразования все больших объемов пород.

В ранние периоды «областью питания» месторождения служат вмещающие его породы. В последующем «область питания» становится все большей и все более сложно построенной, появляется возможность различать корни месторождения (источники металлов), рудоподводящие каналы, места локализации оруденения. В более молодых образованиях происходит все большее пространственное разобщение «корней» и мест локализации оруденения; область питания разрастается, и как следствие этого, появляется возможность концентрации элементов руд, находящихся в рассеянном состоянии, с наиболее низкими кларками.

4. С ходом времени закономерно усложняется элементарный и минеральный состав руд практически всех генетических типов, все больший удельный вес получают руды все менее распространенных элементов земной коры. Наиболее ярко закономерность в смене метальности руд месторождений различных генетических типов от древних эпох к молодым выражается с помощью кларков концентрации, позволяющих установить, что от эпохи к эпохе способности к концентрации элементов возрастали на порядок (рис. 72).

---

[1] «Генетический тип» используется как термин свободного пользования.

В свете отмеченных выше основных тенденций эволюции генетических типов месторождений в истории геологического развития можно в общем виде попытаться ответить на вопрос: закономерно ли максимальное распространение грейзеновых месторождений в интервале 300—80 млн. лет? На этот вопрос можно ответить утвердительно — намеченный временной интервал распространения грейзеновых месторождений закономерен с многих позиций. В первую

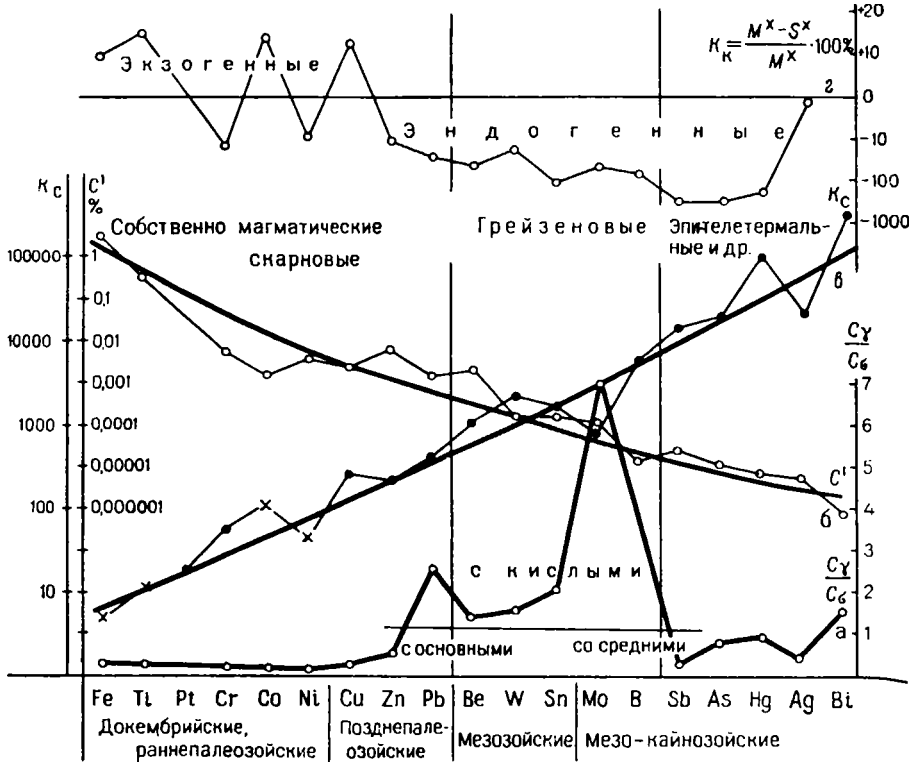


Рис. 72. Закономерности накопления рудных элементов в грейзеновых месторождениях. По горизонтали указаны элементы в последовательности максимума проявления от древних к молодым эпохам

а — изменение отношения кларка элемента в кислых породах ($C_у$) к кларку в основных породах ($C_с$); б — кларки элементов в земной коре (C^1); *в* — кларк концентрации элемента в рудах (A'_c); г — степень «эндогенности-экзогенности» элемента, по В. И. Попову (1963); M^x — кларк элемента в средней интрузивной породе (2/3 гранита +1/3 базальта); S^x — кларк элемента в средней осадочной породе (80% пелитовых пород, 15% псаммитовых, 5% карбонатных). Вертикальными линиями выделен интервал, соответствующим образованию руд грейзеновых месторождений

очередь важно подчеркнуть совпадение максимума распространения грейзеновых месторождений с периодом максимального проявления в фанерозое посторогенных малых интрузий гранитоидов ультракислого состава.

Грейзеновые месторождения, развивающиеся в эндо- и экзоконтактовых частях малых интрузий гранитов, являются высокотемпературными образованиями, возникшими на умеренных глубинах в связи с кислотной стадией метасоматизма постмагматических растворов, поэтому можно установить, что по всем этим «показателям» они занимают закономерное место в эволюционной ветви генетических типов месторождений (см. рис. 70), эволюционирующих от собственно магматических к гидротермальным низкотемпературным; от глубинных — к близповерхностным; от месторождений, с полно проявленной

ранней щелочностью, — к месторождениям, с преимущественно выраженной кислотной стадией, и далее к месторождениям с превалирующей поздней щелочной и поздней кислотной стадиями метасоматоза и т. д.

Во временном аспекте вполне закономерна и метальность руд грейзеновых месторождений. Руды W, Sn, Mo, Be, наиболее характерные для грейзенов, требуют для своего образования в промышленных содержаниях чрезвычайно высоких кларков концентрации: Sn — 2000, W — 3500, Be — 1300, Mo — 909 (рис. 72). Для образования руд этих металлов требовалось, естественно, значительно более длительное геологическое время, чем, например, для Fe, Ti, Ni, Cr, для которых достаточно 10—100-кратного увеличения концентрации по сравнению с кларками в соответствующих породах (см. рис. 72).

При этом важно также, что в грейзенах накапливается именно та группа элементов, для которой отмечается максимальное сродство с кислыми интрузивными породами (элементы, для которых отношение содержания их в гранитах к содержанию в основных и ультраосновных породах больше единицы). Кроме того, с возрастом закономерно усиливается роль элементов, которые могут быть отнесены к типично «эндогенным», для которых так называемый «коэффициент геохимической вероятности образования осадочных месторождений» (Попов, 1963) низок. Элементы руд грейзенов все обладают отрицательными значениями этого коэффициента. Это указывает на то, что при эрозии эти элементы не дают осадочных концентраций и накапливаются в рассеянном состоянии в породах. Действительно, уже получены многочисленные данные, свидетельствующие о последовательном накоплении во все более молодых интрузивных, а также осадочных породах Sn, Be, Sc, Ta и других редких элементов. В частности, для олова такие данные содержатся в статьях В. А. Барсукова, И. Н. Говорова, а также в работе И. Я. Некрасова.

В связи с вышесказанным возможность мобилизации этих элементов в истории геологического развития закономерно возрастает от эпохи к эпохе по мере все большего числа циклов кругооборота (эрозия — осадконакопление — метаморфизм — интрузия — постмагматическая деятельность — снова эрозия и т. д.). Таким образом, широкое распространение Sn, W, Be, Mo, B, Bi в рудах грейзеновых месторождений, характерных для относительно молодых «эпох» Земли (300—30 млн. лет), представляется вполне закономерным.

Не менее характерна позиция грейзеновых месторождений в истории геологического развития и в плане другой отмеченной выше закономерности, а именно: месторождения, возникающие на все более поздних стадиях эволюции, локализуются на все большем удалении от материнских пород. Пегматиты, как известно, практически не выходят за пределы материнских пород, постмагматическая минерализация локализуется здесь в пределах самих магматических тел, грейзеновые месторождения (как и скарновые) по существу представляют собой контактовые образования; места локализации руд генетических типов месторождений, получающих развитие во все более молодые эпохи, становятся все более удаленными от корней — мест зарождения рудообразующих агентов. Соответственно все более разрастается и потенциальная область питания, а тем самым появляются условия для концентрации на поздних стадиях эволюции наименее распространенных элементов. Рассматривая и многие другие аспекты эволюции — изменение тепловых свойств, возрастающей жесткости пород, изменение состава атмосферы, окислительного режима, типа осадков и т. д., можно установить, что во всех этих аспектах отмеченные особенности смены месторождений различных генетических типов в намеченной эволюционной ветви оказываются вполне закономерными.

ГЛАВА XII

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОН С ГРЕЙЗЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ И ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Произведенная попытка рассмотрения не отдельных частных зон с грейзеновой минерализацией, а всех главнейших зон мира по существу дает новые возможности для анализа закономерностей их размещения, позволяет отметить те особенности пространственного размещения и формирования, которые при изучении минерализации отдельных регионов остаются не выявленными.

В частности, можно установить характерность дугообразного расположения зон и сохранение основных черт зональности оруденения в этих дугах, выяснить исключительно широкое распространение двойных систем дуг и наметить отличие в характере минерализации внешних и внутренних дуг и времени их развития, обратить внимание на планальную симметрию нескольких порядков в размещении зон в пределах обширных территорий, объединяющих различные по возрасту и истории развития складчатые области.

В значительной мере такой анализ облегчается тем, что грейзеновые месторождения представляют «стандартный» тип минерализации, широко распространенный в различных регионах, и занимают вполне определенное место в эволюционной ветви генетических типов месторождений.

В силу этого, а также ввиду приуроченности зон с грейзеновой минерализацией к «стабилизированным» структурам складчатых областей, охарактеризованные зоны являются «осевыми», по отношению к которым могут быть рассмотрены закономерности размещения минерализации других родственных типов — редкометальных пегматитов, редкометальных альбититов, силикатно-касситеритовых, сульфидно-касситеритовых и некоторых других месторождений.

1. ОБ УСЛОВНОСТИ ОКОНТУРИВАНИЯ ЗОН С ГРЕЙЗЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Необходимо сделать две оговорки, касающиеся понимания характеризуемых зон: а) о возможности резко различной увязки участков с минерализацией в зоны; б) о сохранении основных закономерностей размещения минерализации в различных масштабах пространства.

а. О различных способах возможного объединения месторождений в рудные зоны

Условность в выделении зон заключается в том, что известные месторождения и рудопроявления могут быть объединены в различные по очертанию, расположению и генетическому смыслу зоны. В значительной мере это является следствием того, каким фактором, контролирующим размещение оруденения, отдать предпочтение при оконтуривании зон. Поясним это двумя примерами.

Первый пример. В пределах территории Северо-Востока СССР редкометальное оруденение обнаруживает закономерную связь, с одной стороны, с определенными структурно-фациальными зонами — периферическими (по окраине Колымского массива) и внутренними (Куларское, Адыча-Эльгинское, Кулино-Нерское, Балыгычанское) поднятиями; с другой стороны — магматизм и связанное с гранитами оруденение отчетливо контролируются разрыв-

ными структурами, развивающимися согласно со структурно-формационными зонами в одних своих частях и резко пересекающими их в других.

Основные рудные узлы оказываются при этом приуроченными к участкам пересечения разрывными нарушениями благоприятных структурно-формационных зон. Объединение таких рудных узлов в зоны не имеет однозначного решения. Например, Илинтасская группа месторождений оказывается приуроченной, с одной стороны, к обрамлению Адыча-Эльгинского срединного поднятия, с другой — к Илинтасской зоне разлома, развивающейся на продолжении разломов, ограничивающих Колымский массив (рис. 73, *а)*. Имеются две

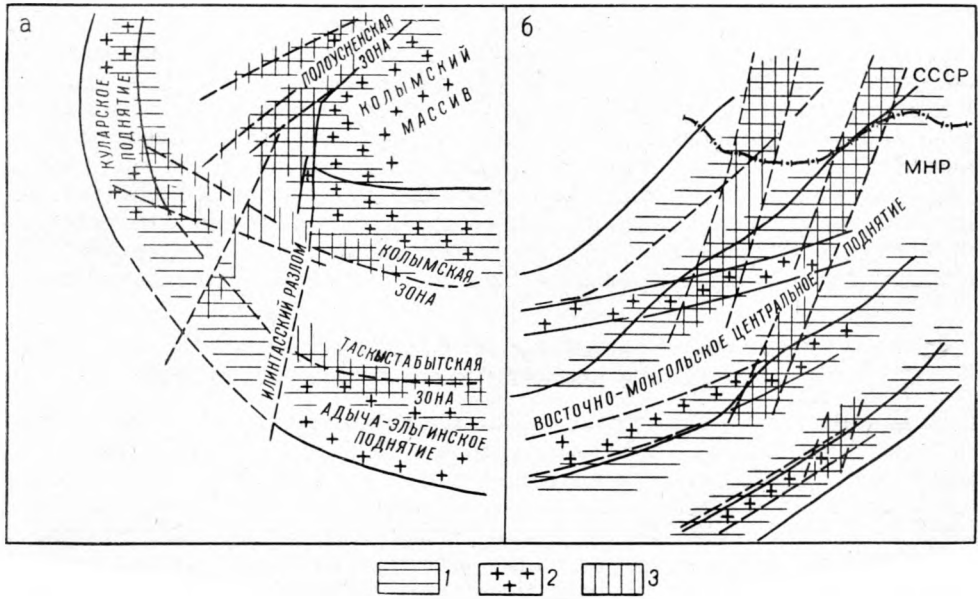


Рис. 73. Схемы, поясняющие условность выделения зон с грейзеновой минерализацией

Минерализация располагается в узлах, объединение которых в зоны может быть произведено с точки зрения: *1* — контролирующих структурно-формационных зон, *2* — размещения блоков приподнятого фундамента, *з* — рудоконтролирующих разрывных нарушений. Рудные узлы соответствуют участкам совмещения нескольких благоприятных структурных позиций (1 + 2, 1 + 3, 1 + 2 + 3, 2+3)

возможности в рассмотрении структурной позиции этого узла и увязки его с зонами грейзеновой минерализации. Отдав предпочтение структурно-формационным зонам, можно рассматривать этот рудный узел как продолжение Таскыстабытской зоны минерализации, а приняв во внимание цепочечное расположение интрузий и минерализации, вдоль поперечного Илинтасского разлома — соединить этот рудный узел с одной из ветвей Полоусненской зоны. При изложении материала по Северо-Востоку СССР авторами принят второй вариант.

Второй пример. Размещение зон с редкометальной оловянно-вольфрамовой минерализацией на территории Монголии находятся в связи:

1) с молодыми киммерийскими «секущими» зонами тектонической активизации;

2) с благоприятными структурами палеозойского складчатого основания — обрамлениями ранее консолидированных блоков; 3) с близширотной системой разломов древнего заложения, вдоль которых приподняты блоки допалеозойского фундамента (рис. 73, *б)*. Главнейшие рудные узлы, располагающиеся в местах сочетания *1* и *2* или *1* и *3* рудоконтролирующих факторов, могут быть

объединены в зоны резко различного простирания в зависимости от субъективно решаемого исследователем вопроса, какому из указанных факторов отдать предпочтение. В частности, при выделении зон с грейзеновой минерализацией на территории Монголии авторы отдали предпочтение молодым зонам активизации. Подобные примеры неоднозначной увязки месторождений в зоны многочисленны.

В связи со сказанным необходимо в первую очередь подчеркнуть, что все намечаемые зоны условны. В реальных случаях минерализация всегда распределяется узлами, которые определяются участками совпадений благоприятных рудоконтролирующих структур — местами пересечений зон, проводимых с учетом различных факторов. Условность в выделении зон, естественно, тем больше, чем более независимо друг от друга располагаются в пространстве рудоконтролирующие структуры. Это особенно характерно для развития минерализации в молодые эпохи в связи с процессами тектонической активизации. Палеозойская минерализация обычно более однозначно увязывается в зоны. Представляется, что при оконтуривании зон предпочтение во всех случаях должно отдаваться тому фактору, время влияния которого максимально близко времени развития оруденения и рудоносных интрузий. Соответственно в первом и во втором из приведенных примеров — это разрывные структуры, вдоль которых проявляется и гранитоидный магматизм и оруденение.

б. О сохранении общих закономерностей размещения зон с грейзеновой минерализацией в различных масштабах пространства

Выделяемые нами зоны резко разномасштабны: в одних случаях они прослеживаются на тысячу и более километров и по существу представляют собой характерные рудные пояса, в других — установлены лишь в незначительных пределах, измеряемых всего лишь десятками километров. В связи с такой неизбежной на данной стадии исследования условностью в выделении зон необходимо подчеркнуть сохранение основных закономерностей размещения минерализации по отношению к рудоконтролирующим структурам одного генетического смысла, но резко различных по масштабу. Проиллюстрируем это на некоторых примерах.

Характерной структурной позицией размещения зон с грейзеновой минерализацией является приуроченность к участкам обрамлений ранее консолидированных блоков пород. Такими блоками в одних случаях оказываются древние щиты, измеряемые в поперечнике несколькими тысячами километров, например Австралийский щит (см. рис. 58). В других случаях зоны минерализации подобным же образом огибают значительно меньшие по размеру части таких щитов — срединные массивы, наиболее крупные из которых (Колымский, Индосинийский) измеряются многими сотнями километров — тысячами километров, а небольшие (Жаман-Сарысуйский, Агинский, Чешский, массив Юго-Восточного Памира) — десятками — первыми сотнями километров (см. рис. 48, 50). Наконец, на детали размещения минерализации оказывают влияние приподнятые блоки пород фундамента, которые в ряде случаев могут иметь в поперечнике размеры, измеряемые первыми километрами. Таким образом, можно проследить сохранение закономерностей размещения от самого общего «глобального масштаба» до масштаба рудных полей.

В значительной мере «масштабом» различаются и такие контролирующие оруденение «блоки пород», как, например, Восточно-Уральское, Прииртышское и другие геоантиклинальные поднятия, измеряемые в поперечнике кило-

метрами — первыми десятками километров, и блоки значительно более крупные по размерам, разделяющие не отдельные прогибы одной геосинклинальной области, а различные геосинклинальные области (см. рис. 60, 61). В качестве примера таких блоков, на порядок более крупных по сравнению с вышеназванными и измеряемыми в поперечнике уже десятками — сотнями километров, но также локализующих минерализацию в своих периферических частях, можно назвать Атасу-Джунгарский блок, разделяющий Джунгаро-Балхашскую и Тянь-Шаньскую герцинские геосинклинали (см. рис. 50), и Восточно-Монгольский блок, обособивший Южно-Монгольскую геосинклиналь от более северной обширной геосинклинальной области, переходящей в Забайкалье (см. рис. 65).

Все многообразие очертаний зон и наиболее протяженных из них поясов определяется сочетанием отмеченных в предыдущих главах закономерностей, однако при проявлении их в резко различном масштабе. Так, например, в самом грубом «глобальном» плане расположение зон с редкометальной минерализацией в Забайкалье определяется позицией Северо-Восточного массива Китайской платформы, расположение которого на простирании основных тихоокеанских структур, как отмечал еще С. С. Смирнов, привело к его огибанию складчатыми структурами и формированию внешних прогибов (I масштаб). При более детальном рассмотрении обнаруживается связь размещения отдельных зон с крупными блоками более ранней консолидации (см. рис. 65), в частности с Восточно-Монгольским Центральным поднятием (II масштаб).

Продолжая рассмотрение в более крупном плане, можно установить, что зона грейзеновой минерализации, совпадающая в большей своей части с этим поднятием (Восточно-Забайкальская), в свою очередь обнаруживает зависимость от более мелких структур, в частности, разделяется на ветви и огибает Агинский массив (III масштаб). Наконец, внутри этих локальных зон устанавливаются свои более мелкие участки — блоки приподнятых пород фундамента с «шапкой» интрузивных гранитов, определяющих размещение месторождений (IV масштаб).

Таким образом, в рассмотренном примере зоны развития минерализации «огибают» Северо-Восточный выступ (тысячи километров), приурочиваются к периферии Восточно-Монгольского Центрального поднятия (многие сотни километров), контролируются обрамлением Агинского массива (десятки — сотни километров) и локализуются в отдельных приподнятых блоках пород фундамента (десятки километров).

Сохранение особенностей пространственного размещения минерализации в различных масштабах дает основание рассмотреть некоторые общие закономерности зональности оруденения по отношению к геологическим структурам вне зависимости от их масштаба.

2. ДУГООБРАЗНОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ ЗОН С ГРЕЙЗЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ И ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Дугообразность расположения зон с грейзеновой минерализацией представляет одну из характернейших особенностей их размещения в различных складчатых областях. Просуммируем некоторые более частные закономерности, определяющие природу и особенности размещения минерализации в таких зонах.

а. Дугообразное расположение зон возникает вследствие огибания зонами срединных массивов или выступов платформ. Дугообразные зоны на Северо-Востоке СССР огибают с северо-запада и юго-запада Колымский

срединный массив; в Хабаровском крае — с северо-востока Буреинский массив, представляющий выступ Китайской платформы; в США — срединный массив плато Колорадо; в Боливии — Бразильский выступ платформы; в Юго-Восточной Азии — Индосинийский срединный массив и т. д.

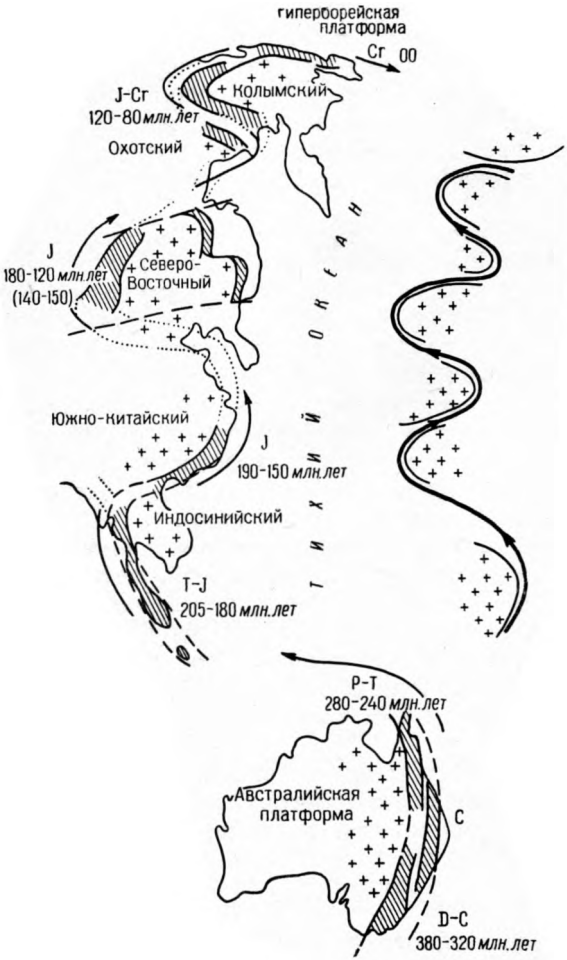


Рис. 74. Схемы, иллюстрирующие последовательное огибание дугообразными зонами с грейзеновой минерализацией платформ и массивов в западной ветви Тихоокеанского пояса и закономерное «омоложение» с юга на север времени развития грейзеновой минерализации

б. «Радиус изгиба» зон может быть резко различным, он зависит от размера огибаемых массивов. Приведем некоторые цифры, характеризующие размеры дуг: их протяженность *I*, радиус кривизны *R* и угол «раствора» а.

Корнуэльская зона огибает Лизардский выступ Армориканского массива: / 220 *км*, *R* 700 *км*, *а* 20°; Иберийская зона огибает выходы древних пород Кастилии и Галисии (массив Корунья): *I* 800 *км*, R 650 *км*, а 62°; Кызылтау-Калдырминская зона огибает Жаман-Сарысуйский срединный массив: l 350 *км*, *R* 240 *км*, *а* 76°; зоны Восточно-Австралийского пояса огибают Австралийскую платформу: *l* 3600 *км*, *R* 2000 *км*, *а* 95°. Дуги в общем случае, конечно, лишь условно могут быть охарактеризованы этими величинами, так как они огибают массивы неправильных очертаний.

Отмечаются и более сложные случаи, когда дуга огибает одновременно два или несколько близко расположенных массива. Такой случай характерен, очевидно, для Иберийской зоны, огибающей в северной части со всех сторон массив Корунья, в центральной части — с запада, юго-запада выходы древних пород Кастилии, а в южной части — с востока, северо-востока массив Эвура.

в. При последовательном развитии нескольких дугообразных зон возникают протяженные планетарные структуры, представляющие собой «гирлянды» дуг. Наиболее ярко проявлена Тихоокеанская «гирлянда». Несколько схематизируя ее западную ветвь можно представить следующие контуры (рис. 74). При этом намечается интересная особенность: последовательное огибание массивов поочередно с различных сторон: то с западной, то с восточной. Так, Колымский массив огибается с северо-запада и юго-запада; Охотский с север — северо-

востока (?), Северо-Восточный выступ Китайской платформы преимущественно с северо-запада и запада (Восточно-Забайкальская, Восточно-Монгольская зоны); выступ Китайской платформы в районе хребта Наньлин с юго-восточной стороны, еще южнее Индосинийский массив вновь с севера, северо-запада и запада и, наконец, Австралийская платформа с восток —северо-востока, востока, восток — юго-востока.

Аналогичное расположение дуг может быть намечено и в пределах восточной ветви Тихоокеанского пояса. Однако в связи с меньшим распространением здесь грейзеновой минерализации в восточной ветви, так же как и в Средиземноморском поясе, наблюдаются лишь фрагменты таких дуг. В частности, одна дуга огибает здесь с востока плато Колорадо в Северной Америке, Боливийская дуга огибает с запада Бразильский выступ. В Средиземноморском поясе фрагментом такой «гирлянды» дуг является Аличурская зона, располагающаяся в обрамлении срединного массива Юго-Западного Памира с север-северо-востока *(l* 240 *км, R* 400 *км*, а 60°).

г. Характерна следующая особенность дугообразного размещения зон: «выпуклостью» дуги они обращены в сторону развивающейся геосинклинальной системы или геосинклинального прогиба, а «вогнутостью» — в сторону жесткого основания (срединного массива, платформы и т. д.). При этом интересно, что они возникают именно в местах выпуклых (а не вогнутых) очертаний платформ и срединных массивов. С первого взгляда кажется, будто исключение из этой закономерности представляет Боливийская зона. Однако при более подробном рассмотрении ее структурной позиции можно убедиться в ее развитии вблизи одного из выступов Бразильского массива.

д. Минерализация в пределах дугообразно изгибающихся зон развивается не единовременно, а с закономерным смещением по простиранию. В частности, для Корнуэлла (рис. 75) намечается «смещение» времени формирования гранитов и соответственно периода минералообразования с юго-запада на северо-восток, от острова Силли (303—283 млн. лет) до массива Дарт-Мур (254 млн. лет) (Miller, Mohr, 1964). В пределах Боливийской зоны устанавливается аналогичная особенность: с севера на юг минерализация изменяет возраст от 180 млн. лет и даже более древней пегматитовой и пневматолито-гидротермальной Sn—W до сульфидной Sn—Ag—Bi миоценовой минерализации на юге (Ljunggren, Radelly, 1963; Stahl, 1966). Диапазон такого смещения во времени может быть очень значительным. Так, для Восточно-Австралийской провинции от о-ва Тасмания на юге до Квинсленда на севере возраст редкометальных пегматитов, грейзенов и кварцево-жильных месторождений (судя по изменению возраста рудоносных гранитов) закономерно «омолаживается» от D—C на юге до P—T на севере (Geology of Australian. . . , 1965), т. е. в интервале от 330 до 240 млн. лет.

В пределах Джунгаро-Балхашской провинции возраст редкометального оруденения изменяется с севера на юг от 290—300 млн. лет (образование акчатауского комплекса) до 270—278 млн. лет в Джунгарском Алатау. Характерно, что «смещение» возраста гранитоидов и редкометальной минерализации устанавливается не только по данным абсолютного возраста, но и по геологическим наблюдениям, на что указывал, в частности для Джунгарии и Казахстана,
Н. А. Афоничев (1967).

Интересные примеры такого смещения во времени приведены в работе Р. М. Константинова и И. Н. Томсона (1967) для Забайкалья (район Хапчерангинского месторождения) и Северо-Востока (Эге-Хаинский рудный узел), а также в работах И. Я. Некрасова и Н. И. Ненашева для минерализации района

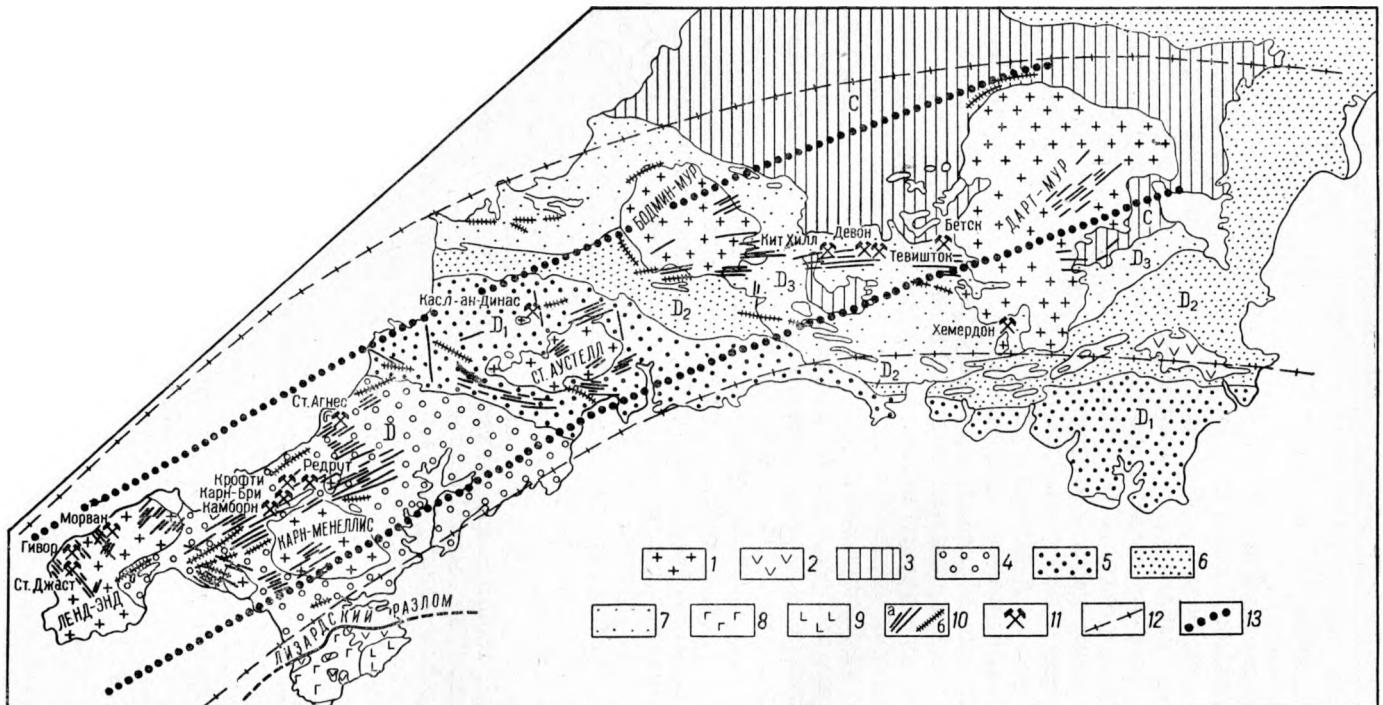


Рис. 75. Схема, иллюстрирующая дугообразное расположение зоны распространения гранитоидов и основной Sn-W минерализации Корнуэлла в обрамлении блока древних пород, ограниченном Лизардским разломом. Геологическая основа по Т. Иствуду (Eastwood, 1964)

1 — герцинские граниты; *2* — амфиболовые сланцы; *3—7* — песчано-сланцевые отложения D — C_1: *3* —C_1 (кульм), *4* — D (ороговикованные), *5* — D_1, *6* — D_2, *7* — D_3; *8* — габбро; *9* — серпентиниты ; *10* — кварцево-рудные жильные зоны (*а*) и дайки (*б*); *11* — главнейшие рудники; *12* — зона развития гранитоидов; *13* — зона распространения минерализации

Безымянного массива Северо-Востока. В последнем случае оловянная минерализация развивается в интервале 115—99 млн. лет вдоль долгоживущей зоны разлома.

Подобное смещение во времени периодов развития однотипной или близкой минерализации в пределах одной и той же зоны, провинции имеет важное значение, поскольку может позволить в дальнейшем указывать пространственное положение вектора развития минерализации во времени (в Австралии с тога на север, в Джунгарии с северо-запада на юго-восток, в Корнуэлле с запада на восток) и использовать его для прогнозирования возможного соотношения месторождений различных генетических подтипов в различных частях единой зоны. Закономерное смещение во времени периодов формирования месторождений одного и того же или близких типов — явление, очевидно, вообще характерное для развития эндогенной минерализации. В частности, на это обстоятельство обращал внимание А. А. Кухаренко (1967) при рассмотрении формирования щелочных магматических комплексов Европы и связанной с ними минерализации. По его данным, период максимального проявления щелочного магматизма и связанной с ним минерализации (карбонатитов) закономерно смещался во времени с севера на юг: от докембрия до мезозоя вдоль крупнейшей тектонической зоны, прослеживающейся от Кольского полуострова, через грабен Осло на Верхнерейнский грабен.

В подобном же планетарном масштабе смещение во времени периода развития грейзеновой минерализации можно проиллюстрировать на примере «гирлянды» дуг западной части Тихоокеанского пояса (см. рис. 74). С юга от Тасмании, далее через восточное побережье Австралии, затем Малайзию, Китай (хребет Наньлин), Забайкалье, Колыму до Чукотки на севере в целом намечается удивительно устойчивое последовательное омоложение возраста. Так, минерализация поздних каледонид Тасмании и Южной Австралии (380—320 млн. лет) сменяется минерализацией поздних герцинид Северной Австралии (282—247 млн. лет), далее в Бирмано-Индонезийской зоне характерен возраст гранитоидов и связанной с ними минерализации 205—180 млн. лет, а в пределах зоны хребта Наньлин уже 190—150 млн. лет (раннеяныпанские граниты). В Забайкалье возраст минерализации колеблется в диапазоне 180—120 млн. лет. Средние же данные, по Ж. А. Рудаковой (устное сообщение, 1968 г.), составляют уже 140—150 млн. лет. На Северо-Востоке СССР период образования рудоносных колымских и янских гранитов и связанной с ними минерализации изменяется от 120 до 80 млн. лет, причем гранитоиды наиболее северной Чукотской зоны в целом более молодые, чем гранитоиды Полоусненской, Колымской и Таскыстабытской зон обрамления Колымского и Охотского массивов.

Таким образом, развитие минерализации происходит здесь в западной ветви Тихоокеанского пояса с юга на север по «часовой стрелке». Возможно, что это же направление развития характерно и для Американских континентов. Так, в Боливийской зоне развитие минерализации продолжалось до периода, датируемого миоценом (29 млн. лет; Stahl, 1966).

е. Крайне важной особенностью дугообразного расположения зон с минерализацией представляется следующая: изгиб дугообразных зон всегда меньший (радиус больший, угол «раствора» меньший), чем изгиб огибаемых такими зонами срединных массивов или выступов платформ. Минерализация в общем случае развивается по направлению, как бы промежуточному между касательной к дуге выступа и дугообразностью самого выступа. Это положение иллюстрируется рядом схем, составленных для различных регионов (рис. 76, 77).

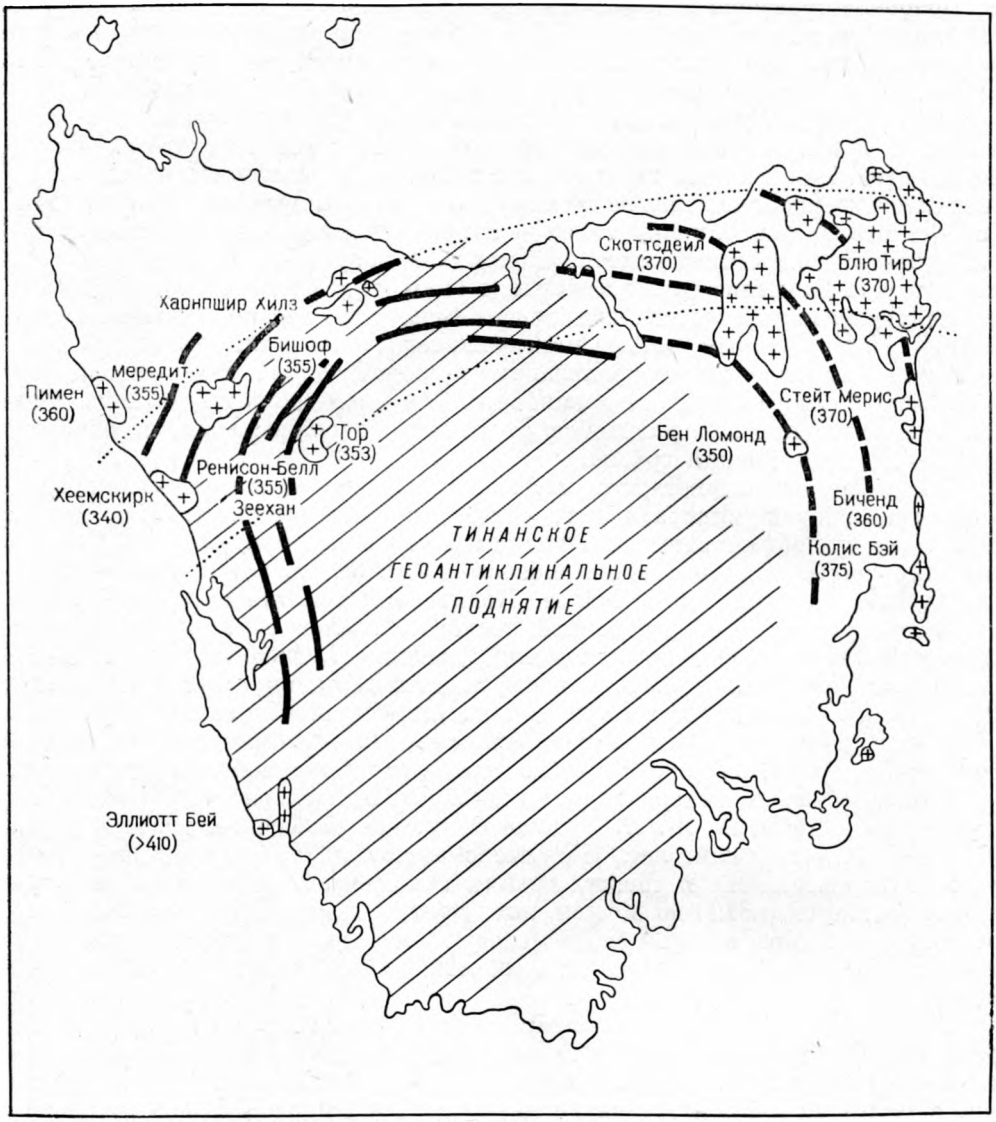


Рис. 76. Принципиальная схема размещения рудоносных гранитных массивов в пределах о-ва Тасмания. Составлена по материалам Geology of Australian ore deposits, 1965 и др.

Массивы развиваются но периферии докембрийского блока пород, приурочиваясь к дугообразной системе антиклинальных складок (жирные линии). Зона минерализации располагается дугой (условно оконтурена точками), огибаю цзй поднятие. В скобках — данные абсолютного возраста гранитов в млн. лет

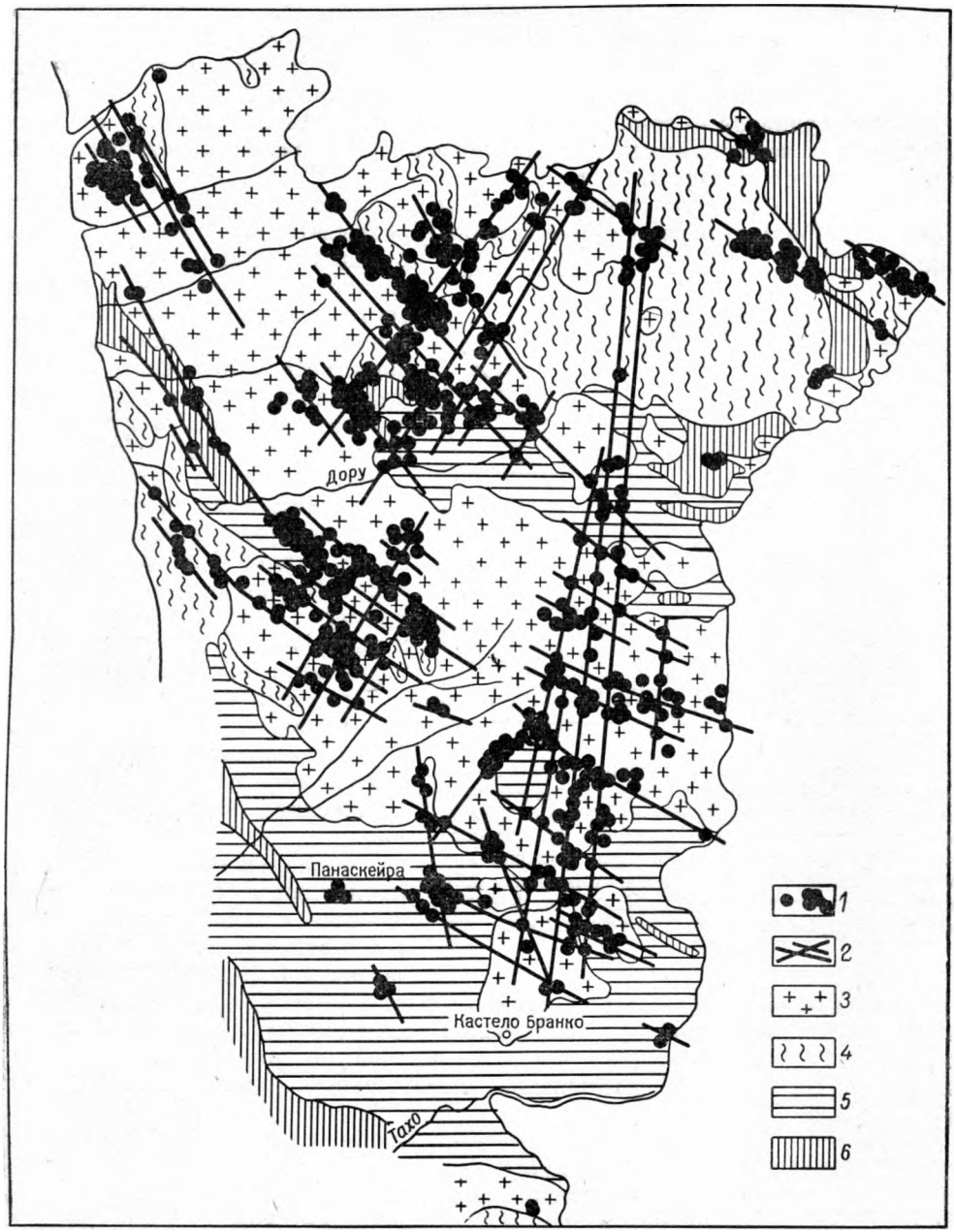


Рис. 77. Схематическая геологическая карта северной части Португалии, иллюстрирующая размещение оловянно-вольфрамовой минерализации вдоль дугообразных зон разломов. По Ж. М. Котело Нейва (Neiva, 1944)

1 — участки оловянно-вольфрамовой минерализации; 2 — направления рудоконтролирующих структур; 3 — граниты; 4 — диабазы; 5 — архей; 6 — анонт

На схеме рис. 78 кроме выступов платформ и срединных массивов условно нанесены также контуры структурно-формационных зон, зон распространения гранитоидов и минерализации (объединяющей участки с наиболее интенсивной минерализацией). Все эти зоны огибают массивы, но отчетливо намечается, что в ходе развития (т. е. в ряду структурно-формационная зона — зона распространения гранитов — зона минерализации) закономерно возрастает прямолинейность и независимость их расположения от морфологии огибаемых массивов, выступов платформ и т. д.

Подобная тенденция отражает все возрастающую степень консолидации пород и все большую роль прямолинейных разрывных нарушений, контролирующих поздние тела малых интрузий и оруденение. Дугообразность зон размещения минерализации может создаваться сочетанием нескольких систем нарушений, каждая из которых близко к касательной огибает массив или продолжает какие-либо прямолинейные стороны их очертаний.

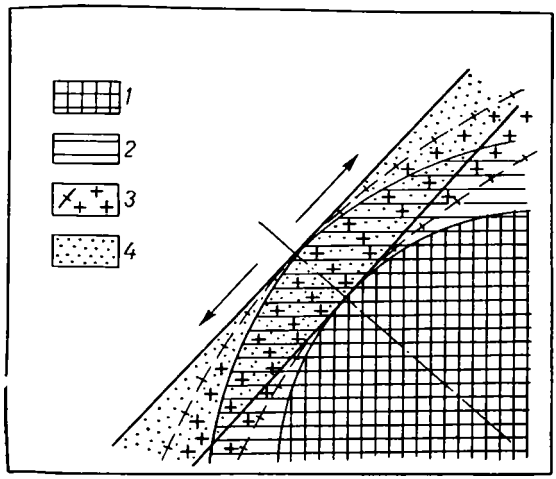


Рис. 78. Схема, иллюстрирующая размещение структурно-фациальных зон (2), зон гранитоидного магматизма (*3*) и минерализации *(4)* в обрамлении срединных массивов (7). Структурно-фациальные зоны обрамляют массивы; зоны распространения гранитоидов и особенно зоны минерализации развиваются более прямолинейно и на флангах выходят за пределы структурно-фациальных зон

Практически повсеместно зоны с минерализацией развиваются не строго совпадая со структурно-формационными зонами, например с зонами периферических и внутренних геоантиклинальных поднятий, а на флангах выходят за их пределы, располагаясь в соседних геосинклинальных прогибах. Естественно, такое различие в геологическом строении зон находит отражение в зональности оруденения.

1. Изменения в составе руд проявляются в размещении минерализации, в первую очередь оловянной и вольфрамовой, в различных частях дугообразных зон (рис. 79).

К о р н у э л л. На северо-восточном фланге зоны среди относительно молодых по возрасту пород в наибольшем удалении от Лизардского выступа древних толщ устанавливается относительное возрастание вольфрамовой минерализации (при общем уменьшении интенсивности оловянно-вольфрамовой минерализации).

Р у д н ы е г о р ы. Устанавливается аналогичное по смыслу изменение: существенно оловянные руды характерны для месторождений, залегающих в пределах выступа кристаллических пород Чешского массива; по мере удаления от него и перехода зоны в сланцы Саксоно-Тюрингской зоны они сменяются вольфрамовыми рудами.

М а л а й з и я. В пределах Индонезийско-Малайско-Бирманского пояса также фиксируется закономерное изменение в соотношении оловянных и вольфрамовых руд. В центральной части, где пояс ближе всего «подходит» к Индосинийскому блоку и, частично, развивается среди пород этого блока палеозой-

ской консолидации, отчетливо преобладают оловянные руды. На «флангах», к северу и югу от этой центральной части, более широко развиты руды вольфрама.

В ряде случаев дугообразность зон может быть незначительной, однако и прямолинейно развивающиеся зоны в общем случае никогда не совпадают точно со структурно-формационными зонами. В связи с этим и минерализация закономерно изменяется по простиранию таких «прямолинейных» зон. Характерным примером этого могут служить зоны с редкометальной минерализацией на территории Забайкалья и Монголии.

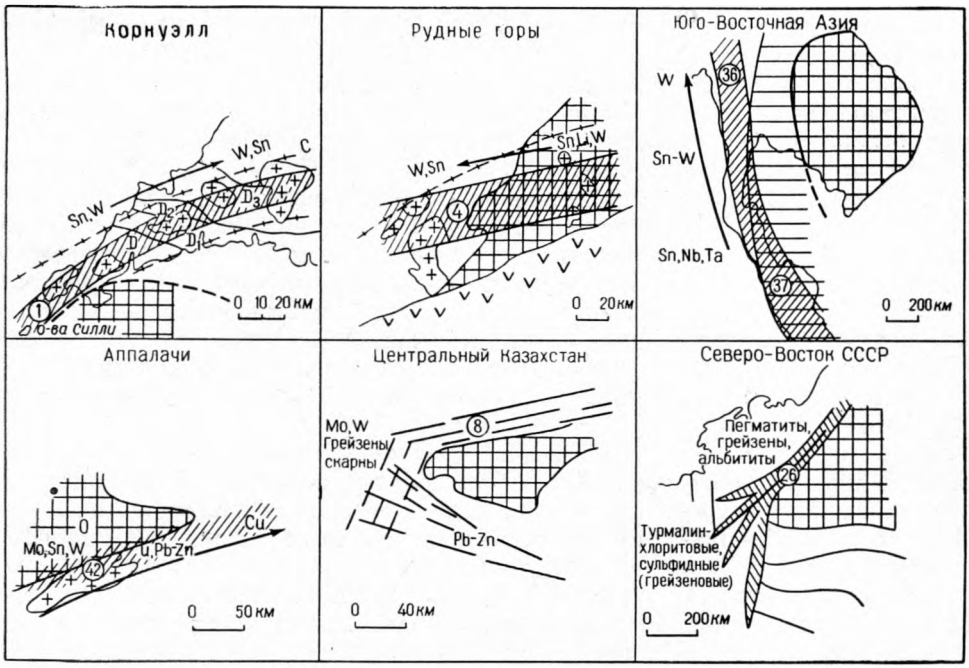


Рис. 79. Региональная зональность оруденения в пределах зон с грейзеновой минерализацией (цифры в кружках, см. рис. 47 и табл. 14)

Так, условно выделяемая нами Центрально-Забайкальская зона (нередко именуемая Зачикойской) на значительном протяжении развивается в виде прямолинейной близмеридиональной полосы, пересекающей различные структурные зоны герцинид (см. рис. 64). При этом минерализация, приуроченная к поднятиям, к ядрам антиклинальных структур, главным образом W-Sn кварцево-жильного и грейзенового типов (месторождения Куналейское, Молодежное, Буркальское, Цзунтарское, Модото), а в прогибах (рудопроявления на территории Монголии) преобладает минерализация силикатно-касситеритового и сульфидно-касситеритового типа, т. е. комплекс элементов Sn, Cu, Pb, Zn, B (турмалин).

Более полно зональность проявляется в пределах Восточно-Забайкальской зоны (см. рис. 65, 66). Здесь с северо-востока на юго-запад намечается смена редкометальных пегматитов поднятия Борщовочного кряжа грейзеновыми W, W-Sn, комплексными редкометальными месторождениями Агинского срединного» массива и далее типичными сульфидно-касситеритовыми Sn,

Pb, Zn месторождениями (Хапчерангиыская группа) в зоне Верхне-Ононского палеозойского прогиба. На Северо-Востоке Чукотская зона под острым углом «сечет» структурно-фациальные зоны, соответственно с запада от Чаунской губы на восток к Иультинскому рудному полю установлена смена элементов Sn, B, Fe->W, Sn, F (Лугов, 1962, 1965).

Отмеченная закономерность — смена в одних случаях существенно оловянной минерализации вольфрамовой, а в других вольфрамо-оловянной — оловянно-сульфидной, от центральных частей зон, располагающихся в пределах поднятий, к их периферическим частям является одной из характернейших особенностей региональной зональности рассматриваемых зон. В центральных частях совместно с Sn довольно часто возрастает и содержание Li (например, в Рудных горах), нередко Nb, Ta, а совместно с W—Bi, Pb.

В некоторых зонах, например в Центральном Казахстане, вместо Sn может устанавливаться Mo. В этих случаях изменение оруденения по простиранию зон заключается в смене от центра к периферии Mo-W минерализации полиметаллической сульфидной.

2. Изменения генетических типов и подтипов месторождений в пределах дугообразных зон выражаются в следующем: по мере перехода зон за пределы поднятий, в соседние зоны геосинклинальных прогибов, грейзеновые месторождения исчезают и широкое развитие постепенно получают месторождения силикатно- и сульфидно-касситеритового типа, сульфидно-вольфрамитового типа, а также самостоятельные сульфидные (чаще всего Pb-Zn месторождения). Напротив, по мере перехода зоны в более центральные части массивов возрастает роль месторождений типа редкометальных пегматитов, редкометальных альбититов.

Восточное Забайкалье (включая прилегающую часть Монголии). В пределах выделенного С. С. Смирновым олово-вольфрамового пояса устанавливается приуроченность собственно грейзеновых месторождений к поднятиям типа внутренних антиклинориев и срединных массивов (Чикое-Ингодинское, Агинское, Восточно-Монгольское Центральное, Эрлянское). В зонах сопредельных прогибов (Верхне-Ононском, Шилка-Газимурском и др.) грейзены имеют резко подчиненное развитие, значительное распространение в рудах получают железистые силикаты и сульфиды.

Центральный Казахстан. В пределах зон, огибающих дугой Жаман-Сарысуйский срединный массив, в региональном плане также может быть отмечена аналогичная смена генетических типов месторождений. Наиболее наглядно это проявляется в зоне, огибающей массив с запада, юго-запада. В северной части, в районе широкого распространения наиболее древних пород, проявилась редкометальная (W, Mo) грейзеновая минерализация, в юго-восточной — Pb-Zn.

Северо-Восток. Наиболее отчетливо изменение генетического типа минерализации можно проиллюстрировать на примере Полоусненской зоны. С северо-востока на юго-запад по мере удаления от Колымского массива здесь происходит смена грейзеновых месторождений и месторождений типа редкометальных альбититов касситерит-турмалин-хлоритовыми и сульфидно-касситеритовыми месторождениями.

Типичными представителями этого регионального зонального ряда, прослеживающегося на расстоянии многих сотен километров, являются месторождения: Полярное (грейзеновый кварцево-жильный тип), Депутатское (турмалиново-сульфидный тип) и Эге-Хаинское (хлоритово-сульфидный тип). Эта же зональность прослеживается и в меньшем масштабе в пределах отдель-

ных цепочек месторождений и рудопроявлений, располагающихся вдоль разломов. Так, вдоль Илинтасского разлома смена оруденения происходит на расстоянии десятков — первых сотен километров, и по мере приближения к Колымскому массиву здесь возрастает роль грейзеновых месторождений (Бургавлинский рудный узел), а по мере удаления — сульфидно-касситеритовых (Илинтасское месторождение).

Аналогичное изменение намечается и в пределах Чукотской зоны (Лугов, 1962, 1965): на периферии ее, за пределами поднятий, распространение получают турмалин-касситеритовые месторождения (Валькумейское, Первоначальное, Незаметное); в центральной части, вблизи и в пределах поднятий, — месторождения кварц-касситеритовые, кварц-касситерит-вольфрамовые (Иультинское, Светлое, Грейзеновое).

Калба-Нарымская зона. Минерализация развивается здесь прямолинейной полосой и совпадает в первом приближении с Прииртышским внутренним геоантиклинальным поднятием, испытывавшим частичное погружение в D_3—C_1. В центральной части зоны обнажаются породы наиболее древние— кристаллического фундамента; на флангах — более молодые осадочные толщи. В центральной части преобладают редкометальные пегматиты и частично оловоносные грейзены. В более северной части, среди более молодых по возрасту пород — существенно вольфрамовые, кварцево-жильные грейзеновые месторождения.

Подобное изменение минерализации, взаимосвязанное с геологическим строением, не может быть объяснено только различным эрозионным срезом в исходно тождественных рудоносных зонах. Отличная по составу руд и генетическому типу минерализация в первую очередь отражает различные геологические условия формирования интрузивных гранитов и связанной с ними минерализации в неодинаковых по предшествующей истории развития частях зон.

В целом, таким образом, можно заключить, что дугообразное расположение зон — характернейшая черта их морфологии, отражающая приуроченность зон к обрамлению более древних поднятий.

В пределах дугообразных зон намечаются устойчивые закономерности, отражающие особенности размещения, состава и формирования минерализации в различных частях дугообразных зон. Основной принцип изменения минерализации от центральных частей дуг (приуроченных к поднятиям) к флангам (при переходе в соседние зоны) сводится к смене: а) в составе руд — грейзеновой редкометальной (Sn, W, Mo, Nb, Ta и др.) минерализации оловянно-вольфрамовыми рудами с повышенной ролью висмута, сульфидов, железистых силикатов, а также Au-W минерализацией; б) в генетическом типе — грейзеновых месторождений сульфидно-вольфрамитовыми, сульфидно-касситеритовыми и силикатно-касситеритовыми месторождениями.

Суммируя отмеченные в литературе примеры региональной зональности, можно обнаружить интересную закономерность: основной принцип региональной зональности оруденения, при рассмотрении ее по отношению к ранее консолидированным блокам (выходам наиболее древних пород в пределах срединных массивов, внутренних геоантиклинальных поднятий, активизированных частей платформ), оказывается тем же самым, что и на порядок в меньшем масштабе — в пределах рудных полей и месторождений по отношению к материнским гранитам.

Как и зоны различной минерализации в пределах месторождений нередко имеют формы дуг, полумесяцев, двулистников в зависимости от морфологии

интрузивов, так и региональная зональность может проявляться в одних случаях в виде относительно прямолинейных зон, а в других в виде дуг различной кривизны в зависимости от очертаний более древнего блока — срединного массива, края платформы и т. д. Сохранение общего принципа зональности в резко различных масштабах пространства представляет собой устойчивую и важную в практическом отношении закономерность. Аналогичные закономерности, как известно, устанавливаются и для других типов месторождений: сурьмяно-ртутных, полиметаллических, золоторудных.

3. СИСТЕМЫ ДВОЙНЫХ ЗОН В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

При рассмотрении закономерностей размещения зон с грейзеновой минерализацией установлена одна интересная особенность: развитие зон в ряде случаев закономерными «парами»— системами, из которых одна зона оказывается приуроченной к окраине платформы или срединного массива, а вторая зона располагается примерно параллельно ей, на расстоянии 10—100 и иногда более километров и приурочивается к внутреннему геоантиклинальному поднятию (рис. 80).

1. В пределах Австралии, например, общий Восточно-Австралийский пояс с грейзеновой минерализацией можно подразделить на три зоны, причем две из них (Северная и Южная) представляют собой разные части (северную и южную) общей структуры: активизированного в герцинское время края эпикаледонской платформы, а третья, параллельная им (Центральная), развивается, приурочиваясь к внутреннему геоантиклинальному поднятию. Расстояние между этими зонами составляет 70—100 *км*.

Устанавливается определенное отличие зон по возрасту гранитов и минерализации. Систематизация многочисленных данных по определению абсолютного возраста позволяет заключить, что гранитоиды (а соответственно и минерализация) в зоне внутреннего геоантиклинального поднятия развивались несколько позднее, «отставая» на 50—70 млн. лет.

2. В Юго-Восточной Азии в пределах наиболее изученной части (Малайзии) устанавливаются две параллельные зоны, одна из которых (восточная) приурочивается к герцинскому обрамлению Индосинийского массива, активизированному в киммерийское время, а вторая (более западная) параллельная ей и развитая примерно на расстоянии 100—150 *км* — к внутренней части киммерийского складчатого пояса.

3. В Юго-Восточном Китае также намечаются две параллельные зоны. Более западная Наньлинская приурочивается к активизированному краю эпикаледонской платформы; Прибрежная развивается примерно параллельно ей, приурочиваясь к зоне типа внутреннего геоантиклинального поднятия. Расстояние между зонами от 50—100 до 200 *км* в южной части, в районе Сянгана. Таким образом, и здесь мы видим ту же закономерную пару зон, активизированную часть платформы и параллельную ей зону, приуроченную к внутреннему геоантиклинальному поднятию.

Не менее отчетливо подобные пары зон наблюдаются на территории Советского Союза.

4. Талицко-Монголо-Алтайская зона (активизированные каледониды) и Калба-Нарымская (внутреннее геоантиклинальное поднятие). Расстояние между ними 100—150 *км*.

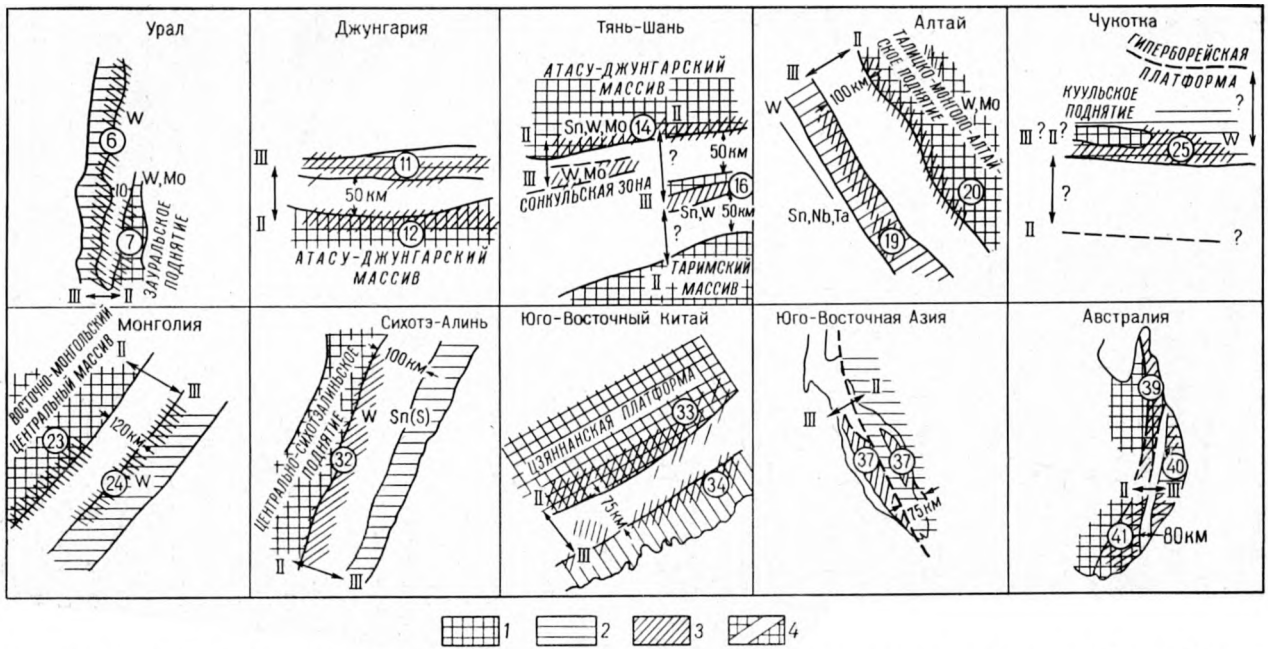


Рис. 80. Главнейшие примеры, иллюстрирующие характерность «парного развития» зон с грейзеновой минерализацией в складчатом обрамлении геосинклинальной области (II) и в связи с внутренними геоантиклинальными поднятиями (III). Косой штриховкой схематично изображены зоны минерализации, развивающиеся навстречу друг другу от рудоконтролирующих структур (II, III)

1 — консолидированные массивы; *2* — внутренние и периферические геоантиклинальные поднятия; *3* — зоны грейзеновой минерализации (цифры в кружках, см. рис. 47 и табл. 14); *4* — «пары» зон

5. Усекская (активизированные каледониДы) и Лепсинская (внутреннее геоантиклинальное поднятие), развивающиеся параллельно друг другу на расстоянии около 80 *км*.

6. Некоторое подобие такого расположения можно увидеть и в пределах Средней Азии и Урала. Например, Терскей-Сусамырская зона приурочивается к южной границе каледонского Атасу-Джунгарского блока; южнее располагается Иныльчекская зона, развивающаяся вдоль южной границы срединного поднятия, разделяющего Средний и Южный Тянь-Шань. По ряду особенностей эти зоны несколько отличаются от других пар, в связи с чем здесь можно предполагать и более сложные варианты увязки зон.

Некоторое подобие «пары» зон можно увидеть в пределах Северо-Востока (Колымская и Таскыстабытская зоны) и на территории Приморья. Здесь в соответствии с существующими металлогеническими представлениями (Радкевич, 1958) вдоль побережья прослеживается оловянно-полиметаллическая зона, приуроченная к «Прибрежному» антиклинальному поднятию. В этой зоне широко проявлены сульфидно-касситеритовые и полиметаллические месторождения, но известны и непромышленные участки грейзенизации (например, Восточный участок Смирновского месторождения).

Анализ размещения зон с оловянной минерализацией с учетом истории геологического развития региона позволяет заключить, что Прибрежная зона может рассматриваться как парная Центрально-Сихотэалиньской грейзеновой зоны. Последняя, генетически связываемая с Центрально-Сихотэалиньским антиклинорием, находится в стандартной позиции — это активизировашгая в киммерийское время краевая часть блока палеозойской стабилизации.

При такой трактовке две параллельные зоны — Центрально-Сихотэалиньская и Прибрежная аналогичны вышеуказанным парным зонам других регионов. Расстояние между зонами составляет здесь 100—75 *км*. Интересно, что как и на территории Австралии и Китая, Прибрежная зона Приморья, приуроченная к внутреннему геоантиклинальному поднятию, обнаруживает признаки более позднего проявления интрузивного магматизма и связанного с ним оруденения, чем зона активизированной краевой части эпипалеозойской платформы. Геологические данные и определения абсолютного возраста свидетельствуют о формировании гранитоидов и грейзенового оруденения в Центральной зоне в нижнем мелу (90—74 млн. лет; Размахнин, Размахнина, 1967), а в Прибрежной (сульфидно-касситеритовые месторождения) — в связи с палеогеновыми интрузиями (62—54 млн. лет, Баскина, 1966).

Устойчивость отмеченного «парного» развития зон с редкометальной (грейзеновой) минерализацией в различных регионах мира, приуроченность их к одним и тем же типам структур (одной — к внутреннему геоантиклинальному поднятию, а другой — к активизированной части платформы или срединного массива), намечающаяся разновременность в их развитии с интервалом в 20—50 млн. лет — все это хорошо согласуется с представлением о развитии «элементарной» геосинклинали, изложенным в сводной работе Ж. Обуэна (1967). На основании обобщения материалов главным образом по альпидам Европы Ж. Обуэн составил типовой поперечный разрез геосинклинали, в котором намеченная нами пара зон находит вполне закономерное место и соответствует «внутреннему» и «внешнему» поднятиям, разделенным эвгеосинклинальным прогибом: «внутреннее» поднятие, развивающееся в тылу мигрирующей геосинклинали, как подчеркивает Ж. Обуэн, претерпевает всегда более ранний орогенез, чем «внешнее» поднятие, разделяющее миогеосинклинальную и эвгеосинклинальную области (Обуэн, 1967).

Таким образом, выделенные нами пары зон представляют собой типичные элементы стандартной геосинклинали, а намеченное различие в возрасте оруденения пар зон соответствует существующим представлениям о неодновременном развитии фаз орогенеза в пределах «внешнего» (по Ж. Обуэну) и «внутреннего» поднятий.

Характерность отмеченной закономерности парного развития зон с редкометальной минерализацией в пределах складчатых областей позволяет провести сопоставление минерализации различных зон таких пар. В первую очередь при этом отметим, что зоны с редкометальным оруденением, обнаруживающие генетическую связь с различными структурными зонами, развиваются обычно «навстречу друг другу» (см. рис. 80). Иными словами, зоны с оруденением располагаются не вдоль осевых частей поднятий, а вдоль их краев, причем со сторон, обращенных навстречу друг другу. При этом гранитоидный магматизм и связанная с ним минерализация всегда в той или иной мере «заходят» в разделяющую поднятия зону геосинклинального прогиба (Австралия, Малайзия, Приморье, Северо-Восток) или даже нацело соединяет их (Юго-Восточный Китай). Гранитоиды в зоне прогиба между поднятиями иногда имеют характерную пламевидную в плане морфологию (Приморье, Армориканский массив), выявляющую генетическую связь их с поднятиями.

Асимметричное развитие минерализации лишь с одной из сторон внутреннего геоантиклинального поднятия особенно отчетливо проявлено на Среднем и Южном Урале. Б. М. Романов, П. К. Олерский, Н. В. Куклин и другие уральские геологи давно отмечали, что для Восточного склона Урала очень характерно расположение участков с грейзеновой редкометальной, а также пегматитовой минерализацией (район Шилово-Коневского интрузива, Джабыкского и Суундукского гранитных массивов) вдоль восточного контакта перечисленных массивов, а вместе с тем и вдоль восточного контакта зоны Восточно-Уральского антиклинория. Местами, например в районе Челябинского, Суундукского, Адамовского гранитных массивов, граниты и связанная с ними минерализация выходят за пределы Восточно-Уральского антиклинория в соседнюю зону Полтаво-Брединского синклинория и как бы соединяют минерализацию Восточно-Уральской зоны (6) с Зауральской (7) второй (парной) зоной с грейзеновой редкометальной минерализацией на территории Урала. В пределах этой Зауральской зоны, в значительной мере перекрытой плащом мезо-кайнозойских отложений, в последние годы выявлен ряд участков грейзенизации (Котансунский, Троицкий, Смирновский).

Структурная позиция Зауральской зоны также очень характерна. По результатам металлогенических исследований, проведенных здесь Е. А. Мазиной, Зауральская зона представляет собой краевую часть эпикаледонской платформы — так называемой Кокчетав-Улугау-Каратауской области ранней консолидации [1].

Развитие минерализации в парных зонах «навстречу друг другу» отчетливо проявляется в Джунгарии, где минерализация заходит в зону прогиба, разделяющего Лепсинскую и Усекскую зоны, в Приморье, на Северо-Востоке и в других регионах. Некоторым исключением из этой закономерности служит развитие минерализации в Иныльчекской зоне не с северной стороны допалеозойского срединного блока, а с южной. Именно это обстоятельство и заставляет

---

[1] **Однако, по данным Е. А. Мазиной и др., в период от середины визе до верхнего карбона Зауральская зона обособлялась от Кокчетавской «глыбы» узким, редуцированно проявленным геосинклинальным прогибом.**

предполагать, что помимо намеченной схемы увязки зон (см. рис. 80) возможен и другой вариант — рассмотрение Иныльчекской зоны минерализации в паре с потенциально возможной, но еще невыявленной зоной минерализации, развивающейся вдоль северного обрамления Таримского массива.

По особенностям минерального состава руд, преобладающему структурно-морфологическому типу месторождений, связи грейзенов с другими родственными образованиями могут быть намечены определенные отличия зон, слагающих пары. Так, для территории Урала отличия в минерализации Восточно-Уральской и Зауральской зон намечаются будто бы отчетливо. Для Восточно-Уральской зоны характерна W минерализация: здесь широко распространены жильные кварц-вольфрамитовые месторождения (Боевское, Карасьевское, Юго-Коневское, Пороховское, Берсуатское и др.). В пределах Зауральской зоны характер минерализации несколько иной: участки минерализации рудопроявления Котансу и некоторые другие обладают более сложным комплексным составом, существенную роль в составе руд приобретает молибден, характерны штокверковые рудопроявления и участки минерализации типа зон метасоматически измененных гранитов и избирательно замещенных горизонтов вмещающих пород. При посещении рудопроявлений Зауральской зоны создается впечатление, что по характеру оруденения и форме его проявления они ближе к центрально-казахстанским месторождениям, чем к типичным уральским кварц-вольфрамитовым.

Еще более отчетливо отличие в минерализации параллельных зон проявляется при сравнении герцинского оруденения Калба-Нарымской зоны (внутреннее геоантиклинальное поднятие) и Талицко-Монголо-Алтайской зоны (активизированная часть каледонид). Для Калба- Нарыма характерны небольшие жильные Sn, Sn-W и W месторождения и рудопроявления (Палатцы, Ленинское, Чебундинское, Буландинское, Осиновское). Это простые по строению и составу кварцево-жильные месторождения и рудопроявления, сопровождающиеся турмалинизацией и альбитизацией пород. Из сульфидов характерно развитие арсенопирита и отсутствие молибденита. Минерализация Талицко-Монголо-Алтайской зоны (Колыванское, Белорецкое, Калгутинское и другие месторождения и рудопроявления) резко отлична: руды здесь сложные по составу, комплексные, помимо вольфрамита характерным минералом руд становится молибденит, акцессорный берилл; вместо турмалина и альбита широкое развитие получают флюорит и калишпат, вместо арсенопирита — пирит и халькопирит (последний особенно на Колыванском месторождении). Характерно также широкое распространение в Талицко-Монголо-Алтайской зоне месторождений типа «апогранитов» — грейзенизированных и альбитизированных гранитов с редкометальной минерализацией.

В Джунгарии аналогичное отличие намечается в характере минерализации двух выделенных А. И. Семеновым зон: Лепсинской (внутреннее геоантиклинальное поднятие) и Усекской (активизированный край каледонид). В первой зоне преимущественно распространены кварц-вольфрамитовые (Джемантасское, Аганы-Катинское), частично кварц-молибденитовые (Кызыл-Тентекское) рудопроявления. Для второй зоны характерна тесная связь грейзенов и редкометальных альбититов, более сложный комплексный состав руд. Наиболее крупным участком минерализации является одно из месторождений Усекской зоны на территории Китая. Это сложное комплексное Sn-W-Mo редкометальное месторождение, в пределах которого грейзены, сопровождающие кварцевые жилы, пространственно и генетически тесно связаны с зонами альбитизированных и амазонитизированных гранитов.

Следует, однако, обратить внимание на то обстоятельство, что с точки зрения времени образования гранитоидов и связанной с ними минерализации в пределах рассматриваемой пары намечается определенное отклонение от отмеченной закономерности. По данным определений абсолютного возраста (Щерба и др., 1962 г.), гранитоидыи редкометальная минерализация в Усекской зоне как будто бы моложе, чем в Лепсинской.

Выше упоминалось также о специфичности минерализации других пар зон: Прибрежной с широким распространением турмалин-хлоритовых месторождений и Наньлинской с типичными грейзеновыми месторождениями в Китае; Прибрежной оловянно-полиметаллической и Центрально-Сихотэалиньской с грейзеновыми месторождениями в Приморье.

Рассматривая особенности минерализации в параллельных системах зон, следует обратить внимание на еще одну намечающуюся закономерность. Зоны внутренних геоантиклинальных поднятий, имеющие обычно линейные формы, огражденные, как правило, с боков тектоническими нарушениями и граничащие с зонами геосинклинальных прогибов, обладают обычно более густой сетью разрывных нарушений, разбивающих внутренние геоантиклинальные поднятия на мозаику блоков различных по масштабу и конфигурации. Для зон внутренних геоантиклинальных поднятий обычно отчетливо проявляются факторы структурного контроля, связь месторождений с зонами взбросо-сдвиговых разрывных нарушений и жильная форма месторождений. Это положение может быть проиллюстрировано на примере Восточно-Уральской зоны, структурный анализ закономерностей размещения которой приводился ранее (Рундквист, 1964 $_1$), и на примере Иберийской зоны, жильные месторождения которой контролируются определенной системой разрывных нарушений, рассмотренных в работе Котело Нейва (Neiva, 1944).

Для месторождений периферических активизированных частей платформ (как и срединных массивов) помимо жильных месторождений, которые в ряде случаев также широко распространены, характерны собственно грейзеновые месторождения, представляющие собой минерализованные купола гранитов, трубчатые тела.

Таким образом, могут быть намечены следующие тенденции в изменении минерализации вкрест простирания зон от зон внутренних геоантиклинальных поднятий (III структурная позиция) к зонам периферических активизированных частей ранее консолидированных складчатых областей или срединных массивов (II и I структурные позиции):

а) усложняется минеральный состав руд: моно-биметальные месторождения сменяются сложными комплексными;

б) характерно появление в числе типичных элементов грейзенов молибдена, иногда Li, Nb, Ta;

в) в составе метасоматитов все большее развитие получают продукты позднещелочной стадии метасоматоза — альбититовые, амазонитовые метасоматиты;

г) закономерно усложняется строение месторождений, возрастает число этапов минерализации, совмещенных в пределах единых структур месторождений и рудных тел (телескопирование);

д) все более разнообразными могут быть структурно-морфологические типы месторождений; роль типичных жильных месторождений становится меньшей;

е) возрастает роль концентрически-зональных, веерообразных, дугообразных структур в строении рудных полей, вместо простых линейных, кулисообразных жильных полей;

ж) процесс формирования месторождения становится все более длительным, по смене минеральных образований устанавливается локализация в рудных телах парагенезисов все большего отрезка эволюции;

з) типичной становится связь грейзеновых месторождений с месторождениями типа редкометальных альбититов и все менее типична связь с турмалин-хлоритовыми, сульфидно-касситеритовыми месторождениями.

В несколько упрощенном виде изменение характера и интенсивности минерализации в двойных системах зон отражено на схеме рис. 81. В целом всю эту широкую полосу пород (ГА.П+ГС.П+АК.П) [1] можно рассматривать как единую характерную металлогеническую структуру складчатой области с устойчивыми закономерностями размещения минерализации в поперечном сечении.

Как нам представляется, исключительная выдержанность отмеченного

Рис. 81. Принципиальная схема размещения грейзеновой минерализации в системах двойных зон складчатых областей

положения — развитие зон закономерными парами, составляющими важный элемент складчатых областей, позволяет считать правомерным вопрос: в каких же случаях подобных сдвоенных зон не наблюдается? На основании анализа имеющихся данных можно заключить, что подобные системы зон не проявляются:

а) при развитии минерализации в пределах внутренних частей ранее консолидированных складчатых областей (зона IV структурной позиции — зоны Африки, Западного Забайкалья);

б) при развитии минерализации в тех случаях, когда в ходе развития складчатой области возникают не внутренние, а периферические геоантиклинальные поднятия (наращивающие с периферии срединный массив или окраину платформы).

Обычно наблюдается одна зона, которая в одних частях располагается в пределах активизированной части срединного массива или платформы, а в других — в соседней с ней зоне геоантиклинального поднятия. Примером такого расположения являются, очевидно, Рудногорская и Иберийская зоны Европы, Полоусненская зона Северо-Востока СССР, Кызылтау-Калдырминская зона Центрального Казахстана и ряд других. Действительно, Рудногорская зона

[1] ГА.П — геоантиклинальное поднятие, ГС.П — геосинклинальный прогиб, АК.П — активизированный край платформы (или срединного массива).

в западной своей части приурочивается к периферическому поднятию Саксо-Тюрингской зоны герцинской геосинклинали, а в восточной — к активизированной части Чешского массива допалеозойской активизации. Подобное же расположение наблюдается и в других упомянутых выше зонах.

Наконец, в ряде случаев непарное развитие зон может быть следствием плохой изученности того или иного региона и остающейся еще неизвестной второй зоны из намечаемой закономерной пары. В этом случае отмеченные закономерности, а именно: необходимость для двойных зон не периферического, а внутреннего поднятия, развитие минерализации в таких парах навстречу друг другу, характер изгиба зон, обращенных вогнутостью в сторону массива или платформы и т. д.— все это может позволить решить вопрос о том, закономерна ли в данном регионе одна зона или нет, а если нет, с какой стороны от нее следует искать вторую парную. В частности, этот вопрос актуален для Иныльчекской зоны Средней Азии и Чукотской зоны на Северо-Востоке СССР, Сыоардской зоны на Аляске, Нью-Брансуикской зоны в Аппалачах.

4. О СИММЕТРИИ РАСПОЛОЖЕНИЯ РУДОНОСНЫХ ЗОН В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Симметрия проявляется в закономерном расположении зон с грейзеновой минерализацией как относительно друг друга, так и по отношению к таким крупным структурным элементам как зоны геосинклинальных прогибов, срединные массивы или разделяющие геосинклинали выходы пород ранее консолидированных складчатых областей. Условно при этом может быть намечено два порядка симметрии.

1. Симметричное расположение зон в охарактеризованных выше двойных системах относительно разделяющего зоны прогиба или срединного массива (симметрия в пределах одной складчатой области).

2. Симметричное расположение двойных систем зон по отношению к разделяющим геосинклинали выходам ранее консолидированных областей (симметрия в масштабе нескольких сопредельных складчатых областей).

Симметричное расположение зон в двойных системах выше уже рассматривалось. Симметрию более высокого (второго) порядка рассмотрим на примере размещения зон в сопредельных складчатых областях — Тянь Шаньской, Джунгаро-Балхашской, Чингиз-Тарбагатайской и Зайсанской (рис. 82, 83). Симметрия первого порядка здесь проявляется в парном расположении зон: 1) Талицко-Монголо-Алтайской и Калба-Нарымской; 2) Лепсинской и Усекской; 3) зон Северо-Тяныпаньского пояса и Иныльчекской. Симметрию второго порядка можно увидеть в закономерном расположении:

1) двойных систем зон герцинского возраста: Калба-Нарымской и Талицко-Монголо-Алтайской, с одной стороны; Лепсинской и Усекской, с другой, по отношению к Чингиз-Тарбагатайской каледонской складчатой области;

2) двойных систем зон герцинского возраста: Северо-Тяныпаньского пояса и Иныльчекской, с юга, Усекской и Лепсинской, с севера, по отношению к Атасу-Джунгарской каледонской складчатой области.

Симметрию в расположении зон можно увидеть также в пределах Северо-Востока по отношению к Колымскому массиву (Полоусненская ветвь — с северо-запада, Колымская — с юго-запада).

Если симметрия первого порядка есть следствие закономерного развития геосинклинали, то симметрия второго порядка есть следствие закономерного развития областей на порядок более крупных, охватывающих несколько складчатых областей и развивающихся закономерно, мигрируя во времени в стороны

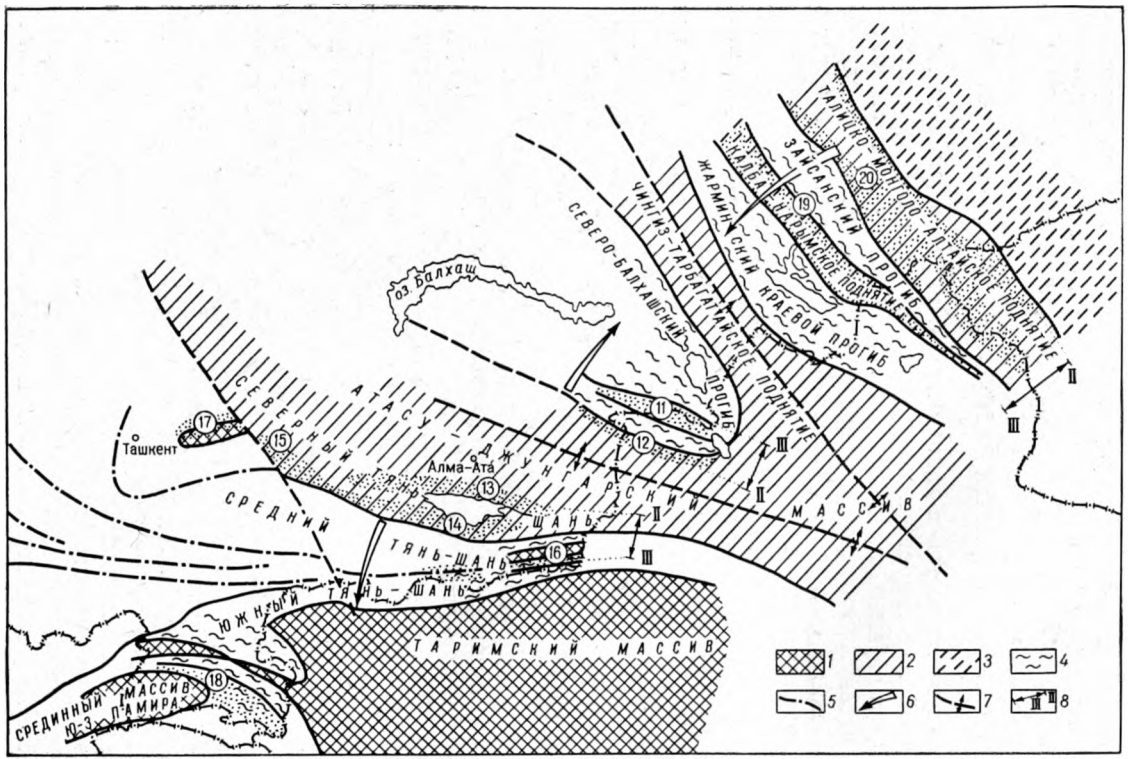


Рис. 82. Схема симметричного (по отношению к ранее консолидированным блокам) размещения основных зон с грейзеновой минерализацией (цифры в кружках см. рис. 47 и табл. 14) в пределах Алтае-Тянь-Шаньской складчатой области и сопредельных территорий

1 — допалеозойские складчатые области и блоки допалеозойских пород; *2* — области каледонской консолидации; *3* — области распространения геосинклинальных формаций D_3; *4* — герцинские геосинклинальные прогибы; *5* — направление основных тектонических структур; *6* — «полярное» развитие герцинских складчатых областей; *7* — осевые линии, поясняющие симметричное размещение зон с грейзеновой минерализацией по отношению к областям поднятий; *8* — «пары зон»; III — зоны активизированных в герцинскую эпоху областей каледонской консолидации; II — зоны внутренних геоантиклинальных поднятий герцинид

от осевого «блока». На рис. 82 направление миграции в процессе развития геосинклинали изображено стрелками. В таком виде природа отмеченной симметрии более наглядна. Зоны с грейзеновой минерализацией возникают в «тылу» разрастающегося геосинклинального фронта. При этом расположение зон в левой части рис. 83, соответствует центробежной симметрии Ж. Обуэна (1967), а в правой — центростремительной. На примере рассмотренных зон герцинской Центрально-Азиатской провинции мы как бы наглядно видим, что области с центробежной симметрией благоприятны для развития грейзеновой минерализации, а области центростремительные — не благоприятны.

В частности, это же заключение может быть сделано и при рассмотрении Западно-Европейской герцинской провинции. Из рассмотрения схематической тектонической карты, составленной Ж. Обуэном, отчетливо видно, что грейзеновая минерализация Иберийской зоны Испании и Португалии (рис. 84)

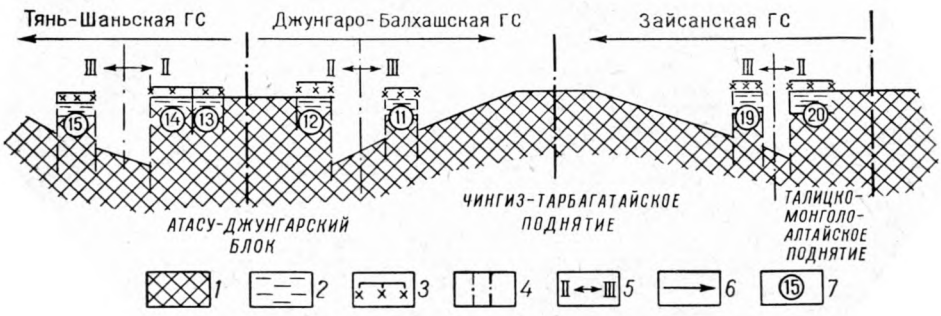


Рис. 83. Схематический разрез, иллюстрирующий приуроченность минерализации к складчатому обрамлению геосинклинальных областей (II) и внутренним геоантиклинальным поднятиям (III)

***1* — породы складчатого основания (завершившие геосинклинальное развитие в предыдущие эпохи); *2* — участки проявления тектонических движений и гранитного магматизма более поздних эпох; *3* — места пред почтительной локализации оруденения; *4* — оси симметрии (главные и второстепенные); *5* — «пары» зон; *6* — «полярность» развития геосинклинали; *7* — номера зон с грейзеновой минерализацией**

также приурочивается к складчатой области с центробежной симметрией. В то же время складчатые области с «центростремительной симметрией», например Пиренеев, не содержат грейзеновых месторождений даже в выведенных на поверхность многочисленных блоках герцинского фундамента.

Рассмотрение симметрии в размещении зон необходимо проводить с учетом временных соотношений. В этом отношении показателен пример Тихоокеанского подвижного пояса. По отношению к произвольно проведенной линии, проходящей через Тихий океан (рис. 85), основные тектонические элементы азиатской и северо-американской ветвей симметричны: вдоль побережья и в том и другом случае фиксируется зона эвгеосинклинальных образований, далее зона геоантиклинального поднятия или срединных массивов, еще далее в глубь континента зона миогеосинклинальных отложений и, наконец, платформа.

В то же время векторы подобной миграции не симметричны и смещаются во времени в одну и ту же сторону (см. рис. 85). В азиатской части зоны последовательно «отступают» от континента — киммерийская миогеосинклиналь сменяется альпийской эвгеосинклиналью Курило-Камчатской дуги; в северо-американской части, напротив, зоны «наступают» на материк — невадиды прибрежного эвгеосинклинального пояса сменяются ларамийскими миогеосинклинальными образованиями в глубь материка.

Соответственно металлоносность западной и восточной ветви резко различна. Типичные грейзеновые оловянные, вольфрамовые и родственные им сульфидно-касситеритовые месторождения, естественно, в этом случае оказываются характерными для азиатской части с «центробежным» типом развития по от-

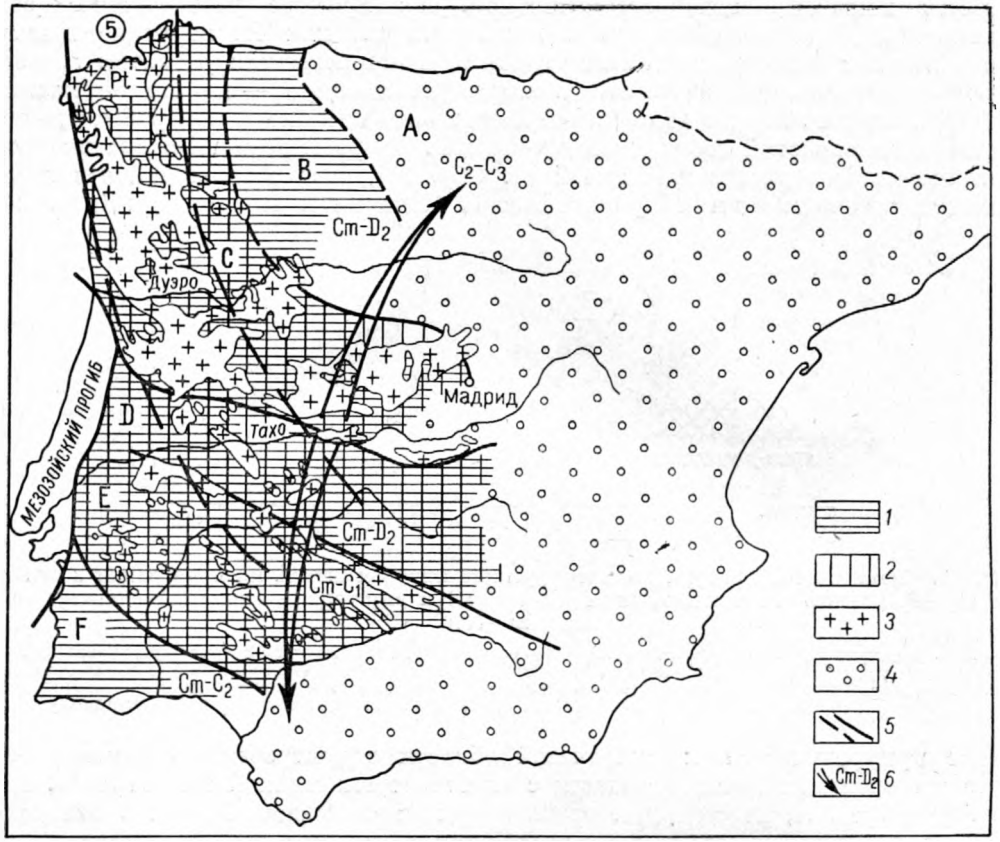


Рис. 84. Схема размещения грейзеновых месторождений в связи с герцинскими гранитами на территории Испании и Португалии. Складчатая область обладает «центростремительной симметрией» (по Ж. Обуэну). Примечателен характерный дугообразный изгиб зоны (5), локализующий основные грейзеновые Sn-W месторождения Испании и Португалии.

Схема геологического строения по Л отце (Обуэн, 1967)

1— выходы домезозойских пород; *2* — зона распространения герцинских гранитов; *з* — выходы крупнейших гранитных массивов; *4* — мезо-кайнозойские отложения; *5* — контуры зон; *6* — геосинклинальная «полярность». A — Кантабирийскан зона, B — зона Леон в западной Астурии, C — зона Галисии и Кастилии, D — зона Алкудийская и восточной Лузитании, E — зона Осса-Морена, F — Южно-Португальская

ношению к устойчивым блокам и малохарактерны для северо-американской части с «центростремительным» типом развития. Соответственно в Тихоокеанском секторе благоприятная для грейзеновой минерализации миогеосинклинальная зона и прилегающие к ней обрамления заканчивали развитие в альпийское время, в эпоху, для которой грейзеновые месторождения были уже не характерны.

Таким образом, представления о симметрии, закономерно увязываемые с особенностями геосинклинального развития как отдельных, так и сопредельных складчатых областей, могут получить в дальнейшем важное значение при региональном металлогеническом анализе.

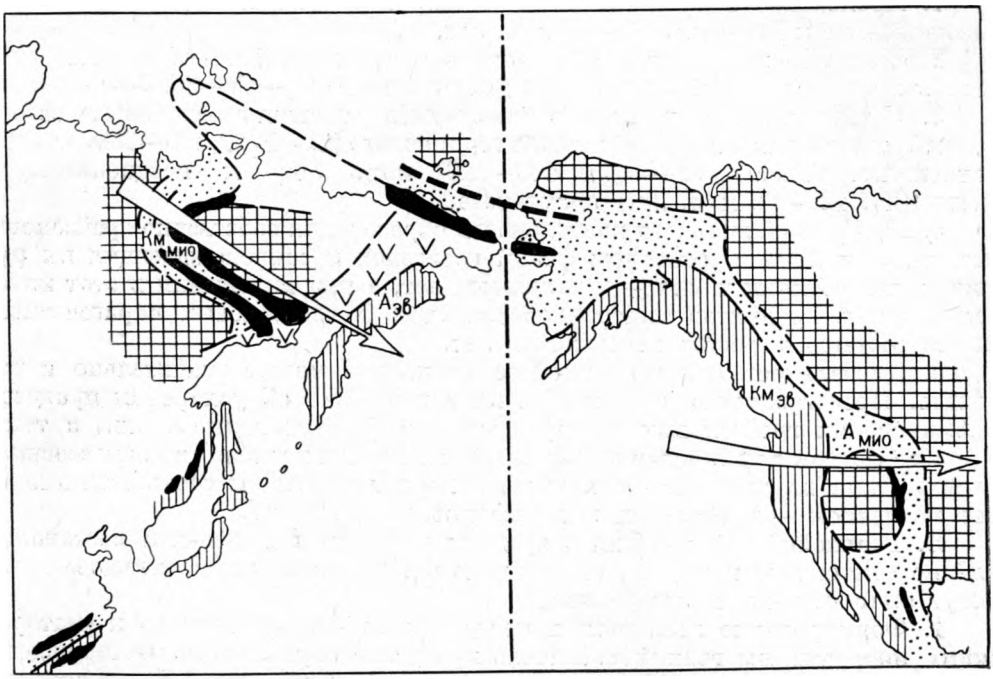


Рис. 85. Схема, иллюстрирующая различие в размещении Sn-W минерализации в пределах западной и восточной ветвей Тихоокеанского подвижного пояса
$Км_{мио}$ — киммерийская миогеосинклинальная зона; $А_{эв}$ — альпийская эвгеосинклинальная зона и т. д.

Выводы

Главнейшие выводы, полученные в процессе рассмотрения особенностей геологического строения зон с грейзеновой минерализацией в различных регионах мира, по существу были изложены при обсуждепии вопросов филогенеза в соответствующих разделах. При этом была предпринята попытка проанализировать полученные данные в первую очередь с точки зрения взаимосвязи образования (и сохранения) грейзеновых месторождений с процессами интрузивного магматизма, метаморфизма, с особенностями геосинклинального развития в историческом аспекте. В соответствии с этим в основу анализа было положено время проявления главнейших геологических событий, предшествовавших и завершавших образование грейзеновых месторождений. Кратко резюмируя результаты этого рассмотрения, следует подчеркнуть ряд устойчивых временных соотношений, позволяющих установить закономерности образования грейзеновых месторождений в ходе геологического развития.

Рассмотренные временные соотношения могут быть подразделены на две группы: данные об абсолютном возрасте как геологические, так и радиологические, касающиеся времени образования и длительности развития грейзеновых

месторождений, и данные относительные — о времени их образования по отношению к различным геологическим процессам.

А. Наиболее существенные выводы, касающиеся вопросов «абсолютного» возраста минерализации, сводятся к следующему.

1. Проявление процессов грейзенизации имело место в длительном диапазоне времени: Pt—Pg, 1000—50 млн. лет.

2. «Расцвет» грейзенов и образование подавляющей части (—95%) грейзеновых месторождений характерен для диапазона C_3 —Сг—300—80 млн. лет.

3. Устанавливается несколько максимумов развития грейзеновых месторождений, соответствующих завершению герцинского (C_3—P_1?Т,300—260млн. лет), раннекиммерийского (Т—Ji_2, 180—140 млн. лет) и позднекиммерийского ($Сг_1$, 120—80 млн. лет) тектогенеза.

4. Примерный диапазон длительности образования собственно грейзеновых месторождений, т. е. основных фаций грейзенов и сопровождающих их руд, измеряется сотнями тысяч — миллионами лет, а при включении в этот интервал поздних продуктов минералообразования (негрейзеновых парагенезисов) может составлять десятки миллионов лет.

5. Длительность образования месторождений может значительно варьировать. Представляются справедливыми заключения об ускорении процессов формирования грейзеновых месторождений в более молодые эпохи, а также о более быстром формировании (за меньший интервал времени) в зонах «соскладчатых», типа внутренних геоантиклинальных поднятий и соответственно более медленном — в областях завершенной складчатости.

Б. Главнейшие положения о времени развития грейзеновых месторождений по отношению к другим геологическим явлениям («относительное» время) могут быть сведены к следующему.

1. Формирование грейзеновых месторождений по отношению к «материнским» интрузивным гранитам. Начало процессов образования месторождений, примерно (с точностью первых миллионов лет) синхронно с формированием гранитов.

2. То же по отношению к собственно геосинклинальной (демиссионной) стадии развития «генерирующих» зон (с эволюцией кристаллического фундамента которых связано образование «материнских» интрузивных гранитов). Характерен перерыв (в 87% всех учтенных случаев) в 100 и более млн. лет.

3. То же по отношению к собственно геосинклинальной (демиссионной) стадии развития, непосредственно локализующей минерализацию зон (поднятия и сопредельные с поднятиями зоны прогибов с интрудированными в них гранитами). Для зон эвгеосинклинального режима характерен перерыв не менее 75—100 млн. лет, для зон миогеосинклинального режима перерыв может быть меньше 75—100 млн. лет.

4. То же по отношению к периоду главной складчатости и инверсии в сопредельных остаточных геосинклиналях. Образование в интервале 0—50—60 млн. лет, что соответствует концу средних, началу поздних этапов развития остаточной геосинклинали, т. е. образование грейзеновых месторождений в период после главной складчатости, инверсии в геосинклинальных прогибах и окончательной консолидации всей складчатой области. Образование грейзеновых месторождений происходит в последующем неоднократно и неодновременно в связи с длительной историей образования и преобразования интрузивных гранитов.

5. То же по отношению к периоду образования локальных прогибов — вулканогенных в одних случаях, карбонатно-терригенных в других. От практически синхронного развития до перерыва в 50—60 млн. лет.

6. То же по отношению к настоящему времени. «Устойчивость» образованных месторождений не имеет временного предела и является функцией последующего тектонического режима. Необходимое условие сохранения — стабилизация не только данного блока, в пределах которого возникли месторождения, но и сопредельных блоков, отсутствие значительных градиентов вертикальных перемещений (превышающих 20—30 м/млн. лет?).

Рассмотрение генетических следствий, вытекающих из установленных временных соотношений позволило прийти к следующим выводам:

а) о закономерной связи образования гранитов, сопровождаемых грейзеновыми месторождениями, с общей эволюцией земной коры, в частности ее гранитного слоя;

б) о закономерности образования грейзеновых месторождений в общей истории развития, в частности концентрации в рудах редких элементов: Sn, W, Li, Bi, Mo и др., требующих высоких кларков концентрации; места грейзеновых месторождений в эволюционной ветви генетических типов, полноты проявления при их формировании кислотной стадии постмагматического процесса и др.;

в) о закономерности условий локализации грейзеновых месторождений, в частности приуроченности их к блокам поднятий с близко расположенным фундаментом, в участках с максимально контрастным глубинным строением, а в молодых областях (вследствие возрастания мобильности гранитного материала и все большего удаления его от «корней») размещение минерализации в соседних зонах геосинклинальных прогибов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При рассмотрении вопросов филогенеза и онтогенеза были подытожены главнейшие закономерности формирования, размещения и строения грейзеновых месторождений в различных регионах мира и затронут ряд тесно связанных с этими вопросами научных проблем — эволюции рудообразования во времени, взаимосвязи метаморфизма, магматизма и оруденения с геосинклинальным развитием, о возможных источниках металлов, способах минералообразования и др. Кратко суммируем здесь лишь те выводы, которые могут иметь практическое значение, подразделив их на три категории:

А — выводы, имеющие значение для регионального прогнозирования и выделения перспективных территорий, зон с грейзеновой минерализацией в пределах регионов;

Б — выводы, которые целесообразно иметь в виду при оценке перспектив территории внутри известных или вновь намеченных зон и выделении наиболее перспективных участков для поисков грейзеновых месторождений;

В — выводы, которые могут быть использованы при оценке отдельных рудных полей, выявленных участков минерализации, поисков «слепых» рудных тел.

Отмеченные выводы, вытекающие из произведенного анализа, могут быть сформулированы лишь в самом общем виде, так как разработка практических предложений и рекомендаций требует решения целого ряда специальных вопросов таких, как типизация зон по геологическим условиям залегания, типизация структурных и морфологических типов месторождений, типизация зональных рядов формаций и фаций метасоматических пород, «эволюционных ветвей» генетических типов месторождений, т. е. вопросов, которые не являлись предметом специального исследования и лишь в общих чертах намечены в настоящей работе.

Без конкретизации отмеченных вопросов невозможна и детализация геологических предпосылок и поисковых признаков, которые в силу этого неизбежно будут оставаться на уровне таких, давно ставших уже трафаретными, заключений, как связь месторождений с поздними гранитами, «тектонически ослабленными» зонами разломов, благоприятность гидротермальных изменений для поисков оруденения и т. д.

А. Выводы, имеющие значение для регионального прогнозирования и выделения перспективных территорий и зон.

1. Грейзеновые месторождения во всех регионах оказываются в однотипной структурной позиции: в зонах обрамления срединных массивов (I); в зонах складчатого обрамления геосинклинальных областей (II); в зонах внутренних геоантиклинальных поднятий (III); в «активизированных» внутренних частях областей завершенной складчатости (IV).

2. Во всех этих четырех основных случаях, несмотря на многочисленность деталей, общим благоприятным условием является расположение пород кристаллического фундамента на относительно небольшой глубине (до 300—500 *м* в палеозойских областях, 500—700 (?) *м* в мезозойских областях). Характерно развитие интрузивных гранитов и связанной с ними грейзеновой минерализации в зонах с блоковым строением фундамента, максимальными вертикальными диапазонами перемещений соседних блоков.

3. Наиболее перспективны для поисков грейзеновых месторождений верхнепалеозойские и мезозойские интрузивные граниты, которые могут развиваться в пределах складчатых областей A, Pt, Pz и Mz. В областях с неоднократным развитием гранитоидного интрузивного магматизма наиболее перспективны зоны развития гранитоидов наиболее позднего тектоно-магматического цикла.

4. Наиболее типичными зонами, локализующими грейзеновые месторождения в пределах складчатых областей, являются зоны, представленные в данном срезе породами предшествовавшего тектоно-магматического цикла (в герцинских складчатых областях — каледониды, в киммерийских —«герциниды»). Наиболее характерный перерыв во времени между завершением геосинклинальной истории развития в данной зоне и временем образования здесь интрузивных гранитов составляет примерно 75—100 млн. лет.

5. В связи со все возрастающей в ходе эволюции «мобильностью» гранитов они, а соответственно и месторождения, могут оказываться в «экзоконтакте» зон поднятий среди соседних зон геосинклинальных прогибов. Эта особенность приобретает особо важное значение в мезозойских провинциях.

6. Благоприятными для локализации грейзеновых месторождений могут быть лишь то зоны, которые после образования месторождений совместпо с соседними зонами превратились в жесткие стабилизированные структуры, без существенных относительных вертикальных перемещений, но с возможно существенной ролью сдвиговых перемещений.

Благоприятны лишь те стабилизироваппые блоки земной коры, которые за всю последующую историю не испытали подъема (и соответственно эрозии), превышающего 1—2 *км*. В результате может быть разработана специальная категория благоприятных признаков — древние коры выветривапия, террасы и др., которые должны фиксировать стабильность данного блока на протяжении многих десятков и сотен миллионов лет.

7. Существенное значение может иметь также то обстоятельство, что зоны с грейзеновой минерализацией возникают при завершении развития остаточных геосинклиналей, отделенных от основных геосинклинальных прогибов срединными массивами, выступами платформ, а также то, что при этом активизируются зоны в пределах обширных территорий, завершивших свое развитие в предшествующие эпохи.

В частности, следует иметь в виду, что в геосинклиналях или их обособлен пых частях, завершивших свое развитие в герцинскую эпоху, наиболее часто оказываются рудоносными участки сочленения (в обрамлении складчатой области или вокруг срединного массива) зон каледонской и байкальской (асинской) консолидаций, а завершивших развитие в позднекиммерийскую

эпоху — участки сочленения зон герцинской и раннекиммерийской консолидаций.

8. Наиболее благоприятными во всех случаях оказываются «тыловые» зоны полярно развивающихся геосинклиналей.

9. Для размещения зон с грейзеновой минерализацией характерна дугообразность, причем выпуклостью дуга обращена в сторону более молодых геосинклинальных структур, а вогнутостью в сторону более древнего «ядра» геосинклинали.

10. При прослеживании зон следует иметь в виду все более возрастающую во времени прямолинейность их развития и все менее отчетливую связь со структурно-формационными зонами. Характерно развитие минерализации вдоль четких линейных зон, пересекающих дугообразно изгибающиеся вокруг массивов структурно-формационные зоны и менее изгибающиеся зоны развития гранитоидного магматизма.

11. Важное значение при выделении зон может иметь отмеченная закономерность парного развития зон (III — I, III—II типов), поиски для зон, приуроченных к внутренним геоантиклинальным поднятиям, параллельных им зон. В связи с этим существенен также тот факт, что в случае образования периферического геоантиклинального поднятия обычно возникают одинарные зоны с грейзеновой минерализацией.

12. При описании зон и рассмотрении закономерностей локализации минерализации в региональном плане мы пытались также подчеркнуть следующее: выделение зон всегда сопряжено с значительной условностью, и реально минерализация всегда размещается в виде отдельных узлов, причем характерно, что такие узлы представляют собой места пересечения зон, проводимых по разным признакам с учетом структурно-формационных зон, зон распространения магматизма и разрывных нарушений, контролирующих размещение блоков с приподнятым расположением фундамента.

Б. Выводы, которые целесообразно иметь в виду при оценке перспектив территории внутри известных или вновь намечаемых зон.

1. Минерализация в пределах зон развивается неодновременно. От центральных частей зон, совпадающих с поднятиями и выходами наиболее древних пород, к периферии отмечается смещение минерализации как во времени, так и по типу: редкометальные пегматиты в общем случае сменяются типичными грейзеновыми месторождениями и месторождениями типа редкометальных альбититов, а за пределами зон поднятий — незначительными проявлениями грейзенизации при интенсивно проявленном развитии месторождений, сопровождаемых турмалин-хлоритовыми и хлорит-серицитовыми метасоматитами (месторождения касситерит-силикатного, касситерит-сульфидного, вольфрамит-сульфидного типа).

2. Минерализация Sn, Li, W, Mo, Nb, Ta, F, характерная для центральных частей зон, совпадающих с ядрами поднятий, в периферических частях зон изменяется, большее значение в одних случаях получают W, Bi, в других — Sn, B, As, а в том и в другом случае сульфиды Fe, Pb, Zn.

3. В зонах, где основные поля сложены выходами гранитов, первоочередной интерес для поисков должны представлять сохраняющиеся останцы пород кровли, где максимальны шансы обнаружения новых месторождений. В зонах, сложенных преимущественно осадочными или вулканогенными породами, в пределах которых граниты образуют отдельные разобщенные выходы, в первую очередь должны привлекать внимание сами граниты и непосредственно контактирующие с ними породы.

4. Все перечисленные главнейшие типы грейзеновых месторождений обнаруживают, как правило, закономерную связь с небольшими по размерам в данном сечении интрузивными телами гранитов.

5. Важное поисковое значение могут иметь поля развития даек. Для грейзеновых месторождений, возникающих в кровле над гранитными интрузиями, характерно пространственное совмещение с полями даек. Чем полнее «набор» даек по составу, чем полнее представлены дайки гранитного состава, чем ближе они по возрасту к времени образования оруденения, тем благоприятнее данный участок для локализации оруденения.

6. Характерно размещение минерализации: а) на продолжении простирания пояса даек, б) в участке пересечения различно ориентированных поясов даек, в) в случае развития кольцевых систем даек — по их периметру или во внутренней части.

7. Размещение грейзеновой минерализации и промышленного оруденения отчетливо увязывается с морфологией рудоносных гранитов. Минерализация постоянно приурочивается к эндо-, экзоконтактовым частям гранитных интрузий, причем: а) локализуется со стороны пологого погружения купола гранитов или поверхности кровли; б) в случае развития апофиз, заливов гранитов в породы кровли предпочтительно локализуется именно в этих участках; в) в местах выпуклых в «плане» очертаний массивов локализуется в гранитах, в местах «вогнутых» очертаний — обычно в породах кровли.

8. Следует иметь в виду также следующую закономерность. Размещение месторождений в зонах вблизи контактов интрузий гранитов в первую очередь обнаруживает определенную связь с морфологией самих интрузий, а затем уже с пересекающими их разрывными нарушениями и литологией вмещающих пород. Размещение месторождений удаленных от контактов, в первую очередь, определяется системами разрывных нарушений и лишь затем литологией пород и морфологией «слепых» интрузий.

9. Устанавливается отчетливая связь размещения грейзеновой минерализации преимущественно с экзокинетическими системами трещин, развивающимися по единому плану как в породах кровли, так и среди гранитов. Важную роль для локализации грейзеновой минерализации имеют нарушения сдвигового и взбросо-сдвигового типа, широко распространенные на поздних орогенных стадиях развития. Характерно развитие жильных месторождений в оперяющих системах трещин разрыва. Отчетливо проявлена приуроченность жильных месторождений к наиболее хрупким по механическим свойствам породам.

10. Во многих регионах сохраняются общие закономерности размещения месторождений по отношению к рудоконтролирующим нарушениям — непосредственно вмещающим и контролирующим минерализацию и, как правило, оперяющим сколовые трещины II—III и более высоких порядков. Они располагаются закономерно, обычно под острым углом к направлению смещения внешнего блока. Как следствие приуроченности минерализации к оперяющим сколовым нарушениям, следует иметь в виду возможность локализации месторождений на значительном удалении (до 2—3 *км)* от главной рудоконтролирующей структуры, характерность случаев кулисообразного размещения жил, а при сочетании нескольких систем сколовых трещин — дугообразных и веерообразных систем.

Особое внимание, помимо участков пересечений зон разломов, должны заслуживать блоки пород, находящиеся между двумя сближенными параллельными системами; в их пределах наиболее хрупкие породы — наиболее характер, ные локализаторы жил, а при кулисообразном размещении рудоконтролиру_

ющих нарушений — диагональные нарушения, развивающиеся в местах выклинивания нарушений. Напротив, в участках пересечения региональными нарушениями относительно пластичных пород (например, известняки, сланцы низких ступеней метаморфизма, серпентинизированные массивы) перспективными становятся более узкие зоны нарушений, так как минерализация локализуется в этом случае обычно непосредственно в зонах нарушений (мусковит-флюоритовые, полевошпат-флогопитовые метасоматиты).

11. При развитии минерализации в экзоконтактовых зонах существенное значение приобретает химический состав пород, их однородность и степень метаморфизма. Устанавливается, что наиболее благоприятны для локализации рассматриваемого оруденения: а) породы, резко неоднородные по химическому составу, представленные частым чередованием, например глинисто-углистых сланцев, карбонатных пород, согласных тел амфиболитов, серпентинитов;
б) породы, наиболее отличные от гранитов по составу, в частности известняки, доломиты, серпентиниты и т. д.; в) породы наиболее низких ступеней метаморфизма, например в участках чередования пород амфиболитовой, альбит-эпидотовой и зеленосланцевой фаций (наиболее благоприятны для локализации оруденения породы зеленосланцевой фации).

12. Следует иметь в виду также следующую закономерность: в породах кровли над невскрытыми интрузивами в случае развития даек гранитоидных пород или апофиз нижележащих гранитов минерализация в первую очередь проявляется именно в них, вне зависимости от состава окружающих пород. Это, очевидно, определяется не столько химическим составом пород, сколько тем, что такие (обычно крутопадающие) дайки и апофизы являются проводниками гидротермальных растворов.

В. Выводы, которые могут быть использованы при оценке отдельных рудных полей, выявленных участков минерализации, при поисках «слепых» рудных тел.

1. Собственно грейзеновые фации метасоматических пород — это фации рудоносных пород. Места проявления грейзенизации являются участками локализации оруденения (в жилах, прожилках, метасоматических породах).

2. Закономерности локализации минерализации в жильных и штокверковых месторождениях в первую очередь определяются их относительным расположением по отношению к гранитам.

3. Интенсивность грейзенизации в общем случае соответствует интенсивности оруденения. В случае развития жил и прожилков наиболее богатая рудная минерализация, как правило, сосредоточена именно в них, окружающие метасоматические породы значительно беднее. Особенно отчетлива приуроченность к жилам W, Bi, в меньшей мере Mo, Sn минерализации. Первые из указанных элементов нередко образуют в жилах концентрации в 5—10 раз более высокие, чем в грейзенах, вторые распределены обычно более равномерно (1 : 1 — 1 : 5), но также при более высоких концентрациях в жилах и прожилках. Соответственно жилы и особенно прожилки, создающие широкие ореолы вокруг месторождений, могут служить определенными индикаторами оруденения.

4. Наиболее богатая рудная минерализация в грейзеновых месторождениях устанавливается: а) в верхней части зон дробления (жильных зон, штокверков); б) вблизи контакта гранитов.

5. Наиболее сложный минеральный состав и комплексный состав руд характерны для участков, локализующихся на контакте граниты — вмещающие породы. По мере удаления от контакта руды обычно становятся более

простыми, с одним, реже двумя элементами в промышленных концентрациях.

6. В общем случае для жильных грейзеновых месторождений характерна однотипная зональность как по вертикали, так и по горизонтали (сверху вниз, от периферии к центру): W—Sn—(Bi)—R—Mo. Для месторождений, представляющих собой минерализованные купола, характерно закономерное уменьшение содержания рудных элементов с глубиной. Причем последовательность смены руд сохраняется той же: W, Sn и др.

Изменение минерализации по вертикали подчиняется устойчивым закономерностям: наиболее устойчива по вертикали минерализация в крутопадающих жильных месторождениях (до 700—800 *м),* причем в месторождениях, значительно удаленных от кровли гранитов (безинтрузивных), более устойчива, чем в надкупольных и околоинтрузивных. Наименее устойчива (по вертикали) минерализация в собственно купольных месторождениях. Зоны с промышленной грейзеновой минерализацией прослеживаются здесь в диапазоне, редко превышающем 100—150 *м*.

7. Из фаций грейзенов наиболее благоприятны кварц-(флюорит)-слюдяная, кварц-топазовая, в меньшей мере слюдисто-кварцевая и кварц-турмалиновая. Существенно кварцевые фации обычно безрудные (в случае отсутствия наложения вдоль трещин более поздних парагенезисов). Кварц-топазовая сопровождает вольфрамовое и оловянное оруденение; кварц-слюдяная — бериллиевое, вольфрамовое и комплексное редкометальное оруденение; кварц-турмалиновая — оловянное оруденение.

8. Соотношение внутренних и внешних зон в фациях грейзенов может дать определенное представление о глубине эрозионного среза, а вместе с тем и о перспективности тел на глубину: чем больше соотношение $\frac{\text{мощность внутренней зоны}}{\text{мощность внешней зоны}}$, тем более верхний срез рудного тела мы исследуем. Чем больше различие в составе парагенезисов рудных жил и метасоматических пород, тем вероятнее значительная протяженность рудных тел на глубину.

9. Рудные тела — жилы, штокверки, развивающиеся в породах кровли на контакте с гранитами, имеют нередко общую «подошву» (развивающиеся вдоль контактов тела грейзенов); тела в гранитах — общую грейзеновую «шляпу».

10. Важное поисковое значение могут иметь зопы штокшейдеров — пегматитоподобных образований, возникающих на коптакте «рудоносных» гранитов с вмещающими породами.

11. При оценке выходов участков с признаками проявления постмагматической минерализации следует иметь в виду важное значение зон поздней калишпатизации, развивающихся во внешних частях грейзеновых тел и распространяющихся часто далеко за пределы собственно рудоносных площадей, а также обнаружение других проявлений поздних стадий гидротермального процесса.

12. Важно подчеркнуть также следующее положение: наиболее надежны те участки минерализации, в пределах которых наблюдается устойчивость одних и тех же метасоматических фаций на значительных площадях. В участках, в пределах которых отмечено большое разнообразие проявлений минерализации, обычно устанавливается гнездовая «экзотическая» минерализация, не имеющая важного значения.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. А., Строганов Д. Н. Интрарудные дайки редкометального месторождения Кара-Оба. Вестн. АН КазССР, № 9 (162), 1958.

Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Акиньшина А. Г. Механизм формирования кварц-вольфрамовых жил в гранитах. Тезисы II вольфрамового совещания. Изд-во ЛГУ, 1968.

Алявдин В. Ф. Грейзены и грейзенизированные породы Аляскитового месторождения вольфрамита. Тр. ВСЕГЕИ, т. 60, 1961.

Андрианов А. В. Рудные месторождения Чаунского района. Тр. Горно-геол. управ л., т. 9. Изд. Главсевморпути, 1941.

Апельцин Ф. Р., Фельдман П. Г. Колумбитоносные граниты. «Геология месторождений редких элементов», вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Артемов Б. Н. Олово. Минер, ресурсы СССР. Изд. ГГРУ, 1930.

Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.

Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. «Советская геология», 1967, № 2 и 3.

Бакланов М. С. Молибден-вольфрамовое оруденение Алтая. «Советская геология», 19451, № 5.

Бакланов М. С. Калгутинское молибденово-вольфрамовое месторождение в Горном Алтае. «Советская геология», 1945_2, № 8.

Барабанов В. Ф. К вопросу о поведении полевых шпатов при грейзенизации. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 87, вып. 1, 1958.

Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во ЛГУ, 1961.

Барабанов В. Ф. О сущности процесса околожильной грейзенизации и механизме формирования метасоматически конкреционных жил грейзенового типа. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 94, вып. 3, 1965.

Барабанов В. Ф. Минералогия и генезис вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. В кн. «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд-во ЛГУ, 1967.

Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», 1957, № 1.

Баскина В. А. Магматические формации Кавалеровского блока. В сб. «Генет. типы месторождений олова и вольфрама СЗ части Тихоокеанского рудного пояса», Владивосток, 1966.

Бедров Г. И., Паркадзе Г. А. Месторождение молибдена Западное в Центральном Казахстане. Тр. КазИМС, вып. 5, 1961.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.

Берг Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геолога по физическим константам. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. В сб. «Основ, пробл. в учении о магматог. рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.

Б е у с А. А. Околорудные изменения гидротермально-пневматолитических месторождений редких элементов. «Советская геология», 1961, № 4.

Б е у с А. А. О метасоматической зональности месторождений альбититовой формации. Мат-лы II конф. по околорудному метасоматизму. JL, 1966.

Б е у с А. А., С е в е р о в Э. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., изд-во АН СССР, 1962.

Б е у с А. А., С о б о л е в Б. П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. Межд. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол., «Проблемы генезиса руд». М., изд-во «Наука», 1964.

Б и л и б и н Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгео лтехиздат, 1955.

Б и л и б и н Ю. А. О геохимических типах орогенных зон. Избр. тр., т. 2. М., изд-во АН СССР, 1959.

Б л о х и н а Н. А. Грейзеновые образования Майхуринского месторождения. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. VIII, 1964.

Б о г д а н о в и ч К. И. Месторождения вольфрамовых руд на Пиренейском полуострове. «Горный журнал», т. III, 1916.

Б о р о д а е в с к и й Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960.

Б о р о д а е в с к и й Н. И., С м о л ь н и к о в В. Н., Ч е р н ы ш е в а В. И. Геологическое строение рудного поля Манка (Южный Алтай). Тр. ЦНИГРИ, вып. 31, 1959.

Б р ы з г а л и н О. В. Экспериментальные исследования в области генезиса эндогенных вольфрамовых месторождений. В кн. «Геохим. исслед. в области повышенных давлений и температур.» М., изд-во «Наука», 1965.

Б у л д а к о в И. В. О происхождении полосчатых кварц-вольфрамитовых жил месторождения Западное. В кн. «Минералогия и геохимия», вып. 1. Изд-во ЛГУ, 1964.

Б ы б о ч к и н А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., изд-во «Недра», 1965.

В а с и л е в с к и й М. М. О понятии пропилит и процессе пропилитизации. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 95, вып. 6, 1966,

В е р н е р А. Г. Геогнозия или наука о горах и горных породах. СПб., 1810.

В л а с о в Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близко поверхностного рудообразования. Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 13, 1958.

В л а с о в Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации. «Геология рудных месторождений», 1965, № 5.

В л а с о в Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. В сб. «Вопросы стратиграфии палеозоя». Изд-во ЛГУ, 1968.

В и н о г р а д о в А. П. Закономерности распределения элементов в земной коре. «Геохимия», 1962, № 7.

В о з н е с е н с к и й В. Д., Д у х о в с к и й А. А. О строении поверхности докембрийского метаморфического комплекса в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан). «Геотектоника», 1968, № 5.

В о л о ч к о в и ч К. Л., Л е о н т ь е в А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., изд-во «Наука», 1964.

В о л о ч к о в и ч К. Л. Тектоническое положение Калба-Нарымской мсталлогенической зоны редкометальных пегматитов и гидротермалитов. В кн. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». М., изд-во «Наука», 1965.

В о л о с т н ы х Г. Т. Формирование зональности аргиллизированных пород на примере редкометальных месторождений Восточного Забайкалья. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., изд-во «Недра», 1966.

В о л ь ф с о н Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., изд-во АН СССР, 1952.

В о л ь ф с о н Ф. И. Структуры эндогенных месторождений. В сб. «Основ, пробл. в учении о магматог. рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1955.

В о р о н о в П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. М., изд-во «Наука», 1968.

Г а в р и к о в С. И., Г р а ч е в а О. С. Высокоглиноземистые грейзены Северо-Востока СССР. Мат-лы II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Г а р р и с М. А. Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным. В сб. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.» М., изд-во «Наука», 1966.

Г е й т с Дж., Г р и к Дж. Структура и история тектонического развития Аляски. М., изд-во «Мир», 1967.

Геологическое общество Китая. Влияние геологических структур и характера вмещающих пород на формирование первичной зональности месторождений. Конф. «Проблемы постмагматич. рудообразов.», т. 1. Прага, 1963.

Гинзбург А. И., Горжевский Д. И. К вопросу о взаимосвязи редкометальных пегматитов и некоторых типов рудных жил. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 6.

Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. Изв. АН СССР, серия геол., 1958i, № 1.

Говоров И. Н. Метасоматическая зональность десиликации при грейзенизации известняков. Докл. АН СССР, т. 119, № 3, 1958_2.

Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интрудирующих их гранитов. Сб. «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.» М., Госгеолтехиздат, 1960.

Говоров И. Н., Благодарева Н. С. Метасоматическая зональность в рудах флюоритовых месторождений Дальнего Востока. В кн. «Сообщения Дальневосточного филиала Сибирского отд. АН СССР», вып. 10, 1959.

Горжевский Д. И., Козеренко В. II. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., изд-во «Недра», 1965.

Горжевский Д. И., Козерепко В. II., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации. В кн. «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. 8. М., 1967.

Грабажев А. И., Покровский П. В. Некоторые особенности метасоматизма в рудных полях месторождений восточного склона Урала. Мат-лы II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Гречухин Н. А., Дюкалов Н. А. и др. Месторождения олова капиталистических стран. М., Гостоптехиздат, 1940.

Григорьев Д. II. Онтогения минералов. Изд-во Львовского ун-та, 1961.

Григорьев И. Ф. Грейзены, их мипералогическис типы и условия образования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, № 1, 1953.

Григорьев И. Ф., Доломанова Е. Н. Геолого-минералогические особенности месторождений касситерит-кварцевой формации Восточного Забайкалья, залегающих в контактах карбонатных пород и гранитов. Тр. МГРИ, т. 28, 1955.

Гурвич С. И., Брусницына Н. В. и др. Новый перспективный тип бериллиево-цинкового оруденения. «Разведка и охрана недр», 1962, № 8.

Денисенко В. К. О закономерном появлении внутрирудных даек в истории формирования месторождения Караоба. Докл. АН СССР., т. 162, № 4, 1965.

Денисенко В. К. Особенности состава и строения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений типа минерализованных даек и апофиз гранитов. Мат-лы II совещ. по минералогии, геохимии, генезису вольфрамитовых м-ний СССР. Изд-во ЛГУ, 1968!.

Денисенко В. К. Изменение состава минералов изоморфного ряда ферберит — гюбнерит в ходе процесса рудообразования. Материалы II совещ. по минералогии, геохимии, генезису вольфрамитовых м-ний СССР. Изд-во ЛГУ, 1968_2.

Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., изд-во иностр. лит., 1960.

Деминицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., изд-во «Недра», 1967.

Дмитриевский В. С. Минералогические фации грейзенов Казахстана. Тр. Воронежского гос. ун-та, т. 48, Воронеж, 1958.

Дмитриевский В. С. О сущности понятия грейзен. Тр. Воронежского гос. ун-та, т. 50, Воронеж, 1959.

Долгов Ю. А. Минералообразование в камерных пегматитах. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 94, вып. 1, 1965.

Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. Тр. ИГЕМ, вып. 23, 1959.

Донн У. Л., Донн Б. Д., Валентайн У. Г. Ранняя история Земли. Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.

Дружинин А. В., Колесниченко В. С. О возрастном взаимоотношении вольфрамового и оловянного оруденения в Кукульбейском рудном районе. «Геология рудных месторождений», 1964, № 1.

Духовский А. А., Никольская Ж.Д., Рождественский 10. П. О расчленении гранитных интрузий акчатауского комплекса Центрального Казахстана и связи их с рудоносностью. Докл. АН СССР, т. 180, № 6, 1968.

Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Карамазара. Зап. Всес. минер, об-ва, т. 85, № 3, 1956.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В сб. «Изу-

чение законом, размещения минерал, при металлогенических исследованиях рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.

Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. «Геология месторождений редких элементов», вып. 18. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. В сб. «Основ, проб л. в учении о магматог. рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.

Захарова Е. М. Об андалузитовых грейзенах района Дальненского гранитного массива (Казахстан). Вестн. МГУ, № 2, 1956.

Захарченко А. И. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. «Геохимия», 1964, № И.

Зильберминц А. В. Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., изд-во «Наука», 1966.

Иванова Г. Ф. О поведении вольфрама в процессе грейзенизации. В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд-во ЛГУ, 1967.

Изох Э. П. Гипербазит — габбро — гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1965.

Ингерсолл Л. Р., Зобелль О. Д., Ингерсолл А. К. Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. Машгиз, 1954.

Ингерсон И., Мак кин Дж. Происхождение рудообразующих флюидов района Айрон Спрингс, Юта. В сб. «Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, М., изд-во «Наука», 1961.

Ициксон Г. В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Ициксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Тр. В СЕ ГЕИ, т. 27. Л., 1959.

Ициксон М. И. Распределениеоловорудных месторождений вскладчатых областях. «Советская геология», 1958, № 1.

Ициксон М. И. Факторы, которые следует учитывать при направлении поисковых работ на Дальнем Востоке. В сб. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., изд-во АН СССР, 1963.

Ициксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1964, № 1.

Ициксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ними минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8, М., изд-во «Наука», 1967.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., изд-во «Недра», 1968.

Каленов А. Д. О грейзеновом типе гельвиновой минерализации. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 88, вып. 4, 1959.

Калепов А. Д. Грейзены восточной Монголии и некоторые особенности их генезиса. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.

Каленов А. Д. О явлениях околожильной серицитпзации и окварцевания. Мат-лы по геологии МНР. М., Гостоптехиздат, 1963.

Калинин А. С. Грейзены Гыр-Галунского интрузива. В сб. «Петрография Восточной Сибири». М., изд-во «Наука». 1965.

Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., изд-во АН СССР, 1960.

Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитпых массивов Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Князев Г. И. Идеи С. С. Смирнова о рудных поясах Восточного Забайкалья и их дальнейшее развптпе. В сб. «Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья». М., изд-во «Недра», 1967.

Комарова Г. Н. О флюорит-слюдистой минерализации в карбонатных породах Забайкалья. «Геология рудных месторождений», т. 7, № 1, 1965.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации ири металлотенических исследованиях рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.

Константинов Р. М., Томсон И. Н. и др. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья. «Геология рудных месторождений», 1967, № 3.

Коржинский А. Ф. Гидротермально измененные породы редкометальных месторождений Восточной Сибири. М., изд-во «Наука», 1967.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основ, пробл. в учении о магматог. рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Экскурсия по рудным месторождениям южной и средней Норвегии. «Пробл. геол. на XXI сессии МГК», М., изд-во АН СССР, 1963.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Л., 1966.

Королев А. В. К вопросу о взаимодействии послемагматических растворов с вмещающими породами. Уч. зап. САИГИМС, вып. 10, 1963.

Косалс Я. А., Сухоруков Ф. В. Распределение бериллия, бора, лития, фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1965.

Котляр В. Н. О длительности формирования послемагматических месторождений различной глубинности. В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока»* М., изд-во «Наука», 1966.

Кроль О. Ф. О примере грейзенизации аляскитовых гранитов. Тр. Каз.ИМС, вып. 1, 1959.

Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурыга Т. Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. «Геология месторождений редких элементов», вып. 25. М., изд-во «Недра», 1965.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. «Геология и геофизика», 1967, № 10.

Куприянова И. И., Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава. «Геология рудных месторождений», 1966, № 5.

Кухаренко А. А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 96, вып. 5, 1967.

Лавринг Т. С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. В сб. «Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1961.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Гос. изд-во геол. литер. Л.—М., 1940.

Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В сб. «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. 2. М., изд-во АН СССР, 1939.

Левицкий О. Д. Месторождения касситерит-кварцевой формации. В сб. «Геология олова». Тр. ИГН, вып. 82, серия рудных м-ний, 1947.

Левицкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., изд-во «Наука», 1964.

Левицкий О. Д., Аристов В. В. и др. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. Тр. ИГЕМ, вып. 100. М., изд-во АН СССР, 1963.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. М.—Л., ОНТИ, 1933.

Лисицына Г. А., Омельяненко Б. И. Инфильтрационная метасоматическая зональность в грейзенах, связанных с аляскитовыми гранитами Кураминского хребта (Ср. Азия). Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.

Лозовая Л. С., Попов Ю. Н. Геохронология гранитоидов и постмагматических метасоматитов восточного склона Южного Урала. В сб. «Абсолютная датировка тектоно-магм. циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.». М., изд-во «Наука», 1966.

Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлоносность Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. М., изд-во «Недра», 1965.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О роли замещения в образовании некоторых кварцевых жил. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., изд-во АН СССР, 1955.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд-во АН АрмССР, 1959.

Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций. «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.

Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Мак-Кинстри Г. И. Структура гидротермальных рудных месторождений. Проблемы рудных месторождений. М., изд-во иностр. лит-ры, 1958.

Матвеенко В. Т. Геологическое строение и металлоносность Суксуканского рудного узла. Тр. ВНИИ-1 МВМ СССР, раздел II, Геология, вып. 15. Магадан, 1956.

Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке. «Геология рудных месторождений», 1963, № 3.

Материков М. П. Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород. «Советская геология», 1961, № 9.

Монич В. К., Иванов А. И. и др. Абсолютный возраст магматических и метасоматических пород Восточного Казахстана и шкала абсолютной геохронологии. В кн. «Магматизм и метаморфизм Вост. Казахстана». Алма-Ата, 1965.

Мур Р. С. Сводка по тектонике «позвоночника Америки». В сб. «Кордильеры Америки». М., изд-во «Мир», 1967.

Наковник Н. И. Грейзены. В сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., Госгеолтехиздат, 1954.

Наковник Н. И. О новом взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально измененных породах и вопросах с ними связанных. Изв. АН АрмССР, серия геол., 1959, № 1.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1964.

Некрасов И. Я. О мезозойском вулканизме Северо-Восточной Якутии. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10.

Некрасов И. Я. Первичная зональность в рудных месторождениях Северо-Восточной Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., изд-во «Наука», 1966.

Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование восточной Якутии. М., изд-во «Наука», 1965.

Ненашев Н. И. О продолжительности формирования некоторых массивов изверженных пород Якутии и сопредельных районов в абсолютном летоисчислении. В сб. «Абсолютное датирование тектоно-магм. циклов и этапов оруд. по данным 1964 г.». М., изд-во «Наука», 1966.

Нигглли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М., Гостехиздат, 1933.

Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. Тр. Федоровской научной сессии 1953 г. Кристаллография, вып. 4, 1955.

Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 96, вып. 5, 1967.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб. «Основ, проб л. в учении о магматог. рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1953.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госнаучиздат, 1961.

Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика. В сб. «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР», вып. 11, 1964.

Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1939.

Обуэн Х. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., изд-во «Мир», 1967.

Овчинников JI. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. Межд. геол. конгр., XXII сессия, докл. сов. геол. «Проблемы генезиса руд». М., изд-во «Недра», 1964.

Овчинников JI. Н., Панова М. В. и др. Результаты определения абсолютного возраста геологических образований Урала, полученные калий-аргоновым методом в 1963—1964 гг. В сб. «Абсолюта, датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., изд-во «Наука», 1966.

Овчинников JI. Н., Масалович А. М. Некоторые экспериментальные данные по фильтрации растворов при повышенных температурах и давлениях. Мат-лы II конф. по околорудному метасоматизму. JI., 1966i.

Овчинников JI. Н., Масалович А. М. Взаимодействие воды с калиевыми полевыми шпатами и биотитом в критической области. Исслед. природ, и технич. минералообразов. М., изд-во «Наука», 1966г.

Онтоев Д. О. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля. Мат-лы II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

«Основы тектоники Китая». М., Госгеолтехиздат, 1961.

Павлова И. Г. О сферолитовых агрегатах топаза. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 88» № 2, 1959.

Павлова И. Г. Об образовании фенакита по бериллу при калиевом метасоматозе. Докл. АН СССР, т. 162, № 3, 1965.

Павлова И. Г. О проявлении гематитизации при грейзенообразовании. Мат-лы II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

Павлова И. Г., Бекназаров К. Б., Сальдау Э. П. О составе, парагенезисах и условиях образования гельвина в грейзенах. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 95, вып. 6, 1966.

Павлова И. Г. О формах и времени проявления калишпатизации при грейзенообразовании. В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд-во ЛГУ, 1967.

Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидпых интрузий Центрального Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1966.

Повилайтис М. М. Явления фельдшпатизации в рудном поле гранитного массива Куу (Центральный Казахстан). «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.

Повилайтис М. М. К истории формирования гранитного массива Куу в Центральном Казахстане и связанного с ним вольфрамового оруденения. «Геология рудных месторождений», т. 6, № 5, 1964.

Полянский А. Рассеянные элементы в минералах гранитоидных массивов и в минералах из пегматитов. В кн. «Проблемы геохимии». М., изд-во «Наука», 1965.

Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса осадочных месторождений, химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений. В сб. «Геохимия, петрография и минералогия осадоч. образований». М., изд-во АН СССР, 1963.

Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального просачивания при их образовании. В сб. «Физ-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 2, изд-во АН СССР, 1963.

Пронин А. А. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала. В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1. Свердловск, 1963.

Радкевич Е. А. Оловорудные месторождения зарубежных стран. Оловорудные месторождения СССР. В сб. «Геология олова». Тр. ИГН, вып. 82, серия рудных месторождений, 1947.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. М., изд-во АН СССР, 1958.

Размахнин Ю. Н:, Размахнина Э. М. Арму-Иманская и Кемская структурно-фациальные подзоны среднего Сихотэ-Алиня и разделяющий их Дуговой разлом. «Советская геология», 1967, № 1.

Рид Ч. Размышления о граните. В сб. «Проблемы образования гранитов». М., изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Руб М. Г. Грейзены юго-западного Приморья и их генезис. Тр. ИГЕМ, вып. 5, 1957.

Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. М., изд-во АН СССР, 1960.

Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород. Мат-лы II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

РундквистД. В. Особенности строения и формирования рудных жил выполнения. Зап. Всес. минер, об-ва, № 92, вып. 2, 1963.

Рундквист Д. В. Особенности структуры и закономерности размещения кварцево-жильных месторождений восточного склона Урала. «Геология рудных месторождений», вып. 1, 1964 1.

Рундквист Д. В. Явления метасоматоза при формировании кварцево-рудных жпл грейзеновых месторождений. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 93, вып. 4, 1964_2.

РундквпстД. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жпл, прожилков грейзеновых месторождений. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 94, вып. 1, 1965.

РундквистД. В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 95, вып. 5, 1966.

Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. Геологическое строение СССР, т. 5. М., изд-во «Недра», 1968!.

Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 97, вып. 2, 1968_2.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Некоторые особенности структуры и размещения эндогенной минерализации Джабык-Карагайского интрузива. Мат-лы по геол. и минер, рудн. м-ний. Тр. ВСЕГЕИ, т. 104, 1964.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Отличия вольфрамовых месторождений различных уровней глубинности. В сб. «Генетич. типы, условия образования и закономерности размещений м-ний олова и вольфрама сев.-зап. сектора Тпхоокеан. рудною пояса». ДВГИ, СО АН СССР, 1966.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Несколько примеров сложных пересечений жил и прожилков и их генетической интерпретации. «Геология рудных месторождений», 1967, № 2.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Явления метасоматоза в прожилках выполнения комплексных вольфрамовых месторождений. В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамитовых м-ний». Изд-во ЛГУ, 1967.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Неженский И. А., Павлова И. Г. О закономерностях размещения редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, ч. 133, 1966.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Торчинюк Р. Н. Закономерности размещения даек и вольфрамит-кварцевых жил на Нура-Талдинском месторождении Центрального Казахстана. В сб. «Закономерности размещения эндогенных рудн. м-ний СССР». Тр. ВСЕГЕИ, т. 133. М., изд-во «Недра», 1966.

Рундквист Д. В., Чистяков Н. Е. О берилл-флюорит-мусковитовом типе минерализации. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.

Салов П. И., Бабаев К. Л. Возрастные взаимоотношения между скарнами, пегматитами и грейзеновыми жилами. Докл. АН СССР, № 11, 1955.

Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. В кн.: «Природа метаморфизма», М., изд-во «Мир», 1967.

Сатыбалдин К. Ш. Результаты изучения ореолов рассеяния редкометальных штокверков Центрального Казахстана методами металлометрии. Тр. КазИМС, вып. 2, 1960.

Сауков А. А. Геохимия. М., изд-во «Наука», 1966.

Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. «Геология рудных месторождений», т. 5, № 4, 1963.

Семенов А. И. Принципы выделения и характеристика особенностей главнейших типов металлогенических провинций и складчатых областей СССР. Докл. Сов. геол., XXII сессия МГК, проблема 16, изд-во АН СССР, 1965.

Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности. В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1965.

Смыслов А. А. Тепловой режим земной коры и подкоровых масс. Геологическое строение СССР, т. V. М., изд-во «Недра», 1968.

Снятков Б. А., Снятков Л. А. О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца. В кн.«Современныйвулканизм Сев.-Вост. Сибири», М., изд-во «Наука», 1964.

Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского ун-та, 1949.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. «Геология и геофизика», 1964, № 1.

Соболев В.С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Євязь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. Сб. «Проблемы кристаллохимии минералов». М., изд-во «Паука», 1967.

Спижарский Т. Н. Методика тектонического районирования. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2, Тектоника. М., изд-во «Недра», 1968.

Стрелкин М» Ф. К вопросу о грейзенизации гранитов. В сб.«Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1953.

Субботин К. Д., Ганзеева Л. В. Бертрандитсодержащие граниты и грейзены Казахстана. «Советская геология», 1965, вып. 3.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Сэндеров Э. Э. Взаимодействие роговой обманки с водными растворами в условиях повышенных температур и давлений. В кн. «Эксперим. исслед. в области глубинных процессов». М., 1962.

Талобр Ж. Механика горных пород. Госнаучтехиздат, 1960.

Татарипов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., изд-воАН СССР, 1961.

Тихомиров II. И., Рудакова Ж. Н. Время выделения турмалина в ходе формирования некоторых оловорудных месторождений Забайкалья. Зап. Всес. мипер. об-ва, ч. 92, вып. 3, 1963.

Т о л о к А. А. Оловорудные месторождения Октябрьской группы в Приморье. Тр. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, серия геол., вып. 7, 1964.

Т о м с о н И. Н., К р а в ц о в В. С. О возрасте оловянного оруденения в восточно-азиатском секторе Тихоокеанского рудного пояса и его связи с процессами активизации. Мат-лы симпозиума, посвященного акад. С. С. Смирнову. ДВ ФСО АН СССР, 1966.

Т о м с о н И. Н., И в а н о в И. Б. и др. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.

Т у г а р и н о в JT. И. О поездке в страны Западной Африки. «Геохимия», 1965, № 1.

У а й т Д. Термальные источники и эпитерма л ьные рудные месторождения. В кн. «Проблемы рудных месторождений» М., изд-во иностр. лит-ры, 1958.

У и с с е р Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений». М., изд-во «Мир», 1964.

У с п е н с к и й Н. М. Негранитные пегматиты. М., изд-во «Недра», 1965.

Ф е р х у г е н Дж. Температура Земли. В сб. «Физика и химия Земли». М., изд-во иностр. лит-ры, 1958.

Ф и р с о в JI. В. О ложных пересечениях кварцевых прожилков. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та золота и редких металлов (ВНИИ-1), вып. 42, Магадан, 1959.

Ф и р с о в Л. В. О возрасте золотого оруденения Северо-Востока СССР. «Геология рудных месторождений» 1960, № 2.

Х а р к е в и ч Д. С. Андалузитовые грейзены. Уч. зап. Кишиневского ун-та, т. 19, 1955.

Х и т а р о в Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6.

Ц е й к л и н И. С. Колыванское вольфрамовое месторождение. В сб. «Редкие и малые металлы СССР», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1939.

Ч а й к о в с к и й В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ч е р е д н и ч е н к о А. Н. Тектоно-физические условия минеральных преобразований. Киев, «Наукова думка», 1964.

Ч е р н и к Л. Н., Б а б к и н А. С. Метасоматически измененные граниты в Восточном Забайкалье и некоторые особенности их генезиса. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 92, вып. 2, 1964.

Ч у р и к о в В. С. К вопросу о происхождении жильного пространства Северо-Коунрадского вольфрамового месторождения. «Советская геология», 1959, № 12.

Ч у х р о в Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Тр. ИГЕМ, вып. 50, 1960.

Ч у х р о в Ф. В., Ш л а й н Л. Б. Об изменении вещественного состава при грейзенизации гранитов Коунрадского массива. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.

Ш а б ы н и н Л. И. О некоторых особенностях грейзеновых месторождений олова и бериллия. Матер, ко II конференции по околорудн. метасоматизму. Л., 1966.

Ш а т а л о в Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей. В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлоген. исслед. рудн. р-нов». М., изд-во «Недра», 1965.

Ш а х о в Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., изд-во «Наука», 1964.

Ш е р с т ю к А. И. О грейзенизации основных и ультраосновных пород. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральского петрогр. совещ., Свердловск, 1963.

Ш е р с т ю к А. И. Слюдистые комплексы и их классификация. Зап. Всесоюзн. минер, об-ва, ч. 43, вып. 6, 1964.

Ш и п у л и н Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма. «Геология рудных месторождений», 1960, № 3.

Ш м о т о в А. П. К вопросу о взаимоотношении грейзенов и скарнов. Докл. АН СССР, т. 122, № 4, 1958.

Ш т и л л е Т. Тектоническое развитие Индокитайского полуострова и островов Юго-Восточной Азии. Избр. тр. М., изд-во «Мир», 1964.

Щ е г л о в А. Д. О некоторых особенностях формирования гидротермальных месторождений. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 92, вып. 5, 1963.

Щ е г л о в А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М., изд-во «Недра», 1966.

Щ е г л о в А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., изд-во «Недра», 1968.

Щерба Г. Н. Заметки о грейзенах Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 11, 1949.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1960i.

Щерба Г. И. К проблеме редкометальных поясов. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. М., изд-во АН СССР, 19602.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. В сб. «Генезис эндогенных м-ний». М., изд-во «Недра», 1968.

Щерба Г. Н., Гукова В. Д., Кудряшов А. В., Синчило Н. П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты. Изд-во АН КазССР, 1964.

Щерба Г. Н., Овчаренко Е. Ф., Малькова Р. Н. Молодые (последокембрийские) граниты и грейзены Нигера. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1967.

Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. Х. Месторождения редких металлов. В сб. «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 2, Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967.

Щербина В. В. К геохимии силикатных расплавов. Зап. Всес. минер, об-ва, ч. 93, вып. 5, 1964.

Эммонс В. Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород. Геолразведиздат, 1933.

Яковлев П. Д., Ай Юнь-фу. Об условиях образования минералов бериллия в известняках и скарнах. «Геология рудных месторождений», 1964, № 5.

Ahlfeld F. Zinn und Wolfram. Stuttgart, Enke, 1958.

Amin M. S. A tin — tungsten deposit in Egypte. Econ. geol., vol. 42, N 7, 1947.

Amin M. S. Geology and Mineral deposits of Umm Rus Sheet. Tin — Tungsten deposits des Editions Uniekersitares d'Egypte, 1955.

Baumann L. Stand und Aufgaben der geologischen Erkundung in den Buntmetallbergbaubetrieben des erzgebirgischen Raumes. Ber. der Geol. Ges. in der DDR, Bd. 7, N 2, 1962.

Baumann L. Bezichungen zwischen Tecktonik und Mineralisation in einigen Erzlagerstaïten des Erzgebirges. Ber. der Geol. Ges. in der DDR, Bd. 10, N 3, 1965.

Blanchard ~R. Some Pipe Deposits of Eastern Australia. Econ. geol., vol. 42, N 3, 1947.

Bolduan H., Hoffmann M. Geologie und Erkundungsergebnisse der Zinnerzlagerstaïte «Vierung» bei Ehrenfriedersdorf. Freiberger Forschungsh, C, N 167, 1963.

Broks C. The Rubidium — Strontium Ages of some Tasmanian Igneous Rocks. Journal of the Geol. Soc. of Australia, vol. 13, pt. 2, 1966.

Cameron J. The Geology of Hemerdon wolfram mine, Devon. Bulletin of the Institution of Mining and Metallurgy, N 539, 1951.

Coppens R., Durand G., Roubault M. Etude' ae l'age des zircons par le rapport des plombs 207 et 206. Application a l'etude du granite de la Clarte — Ploumanac (Bratagne, France). Sci terre, t. 10, N 3—4, 1964—1965.

David T. W. E. The Geology of the Commonwealth of Australia, vol. I—III. London, 1950.

Davis S. G. Tungsten mineralisation in Hong Kong and New Territories. Econ. geol., vol. 53, N 4, 1958.

Davis S. G. Mineralogy and Genesis of the Wolframite Ore deposits, Needle Hill Mine, New Territories, Hong Kong. Econ. geol., vol. 56, N 7, 1961.

Dodson M. H. Isotopic ages from the Lizard Peninsula, South Cornwall. Proc. Geol. Soc. London., N 1591, 1961.

Eastwood T. Stanford's Geological Atlas of Great Britain. Edward Stanford limited. 1964.

El-Ramli M. F., Kamal-Akaad M., Al-Far D. M. Cassiterite-Wolframite Mineralisation near Gabel et-Mueilha, Eastern Desert of Egypt. Geol. survey and Mineral Research Department, paper N 6, 1959,.

Evart A. Hydrothermal alteration in the Carrock Fell area, Cumberland, England. Geol. Mag., vol. 99, N 1, 1962.

Garnett R. H. T. Local mineral zoning in Geevor tin mine, Cornwall. Contributions of the Simposium on the problems of postmagmatic ore deposition, vol. I. Prague, 1963.

Gastill G. The distribution of mineral dates in time and space. Amer. Journ. of Science, vol. 258, N 1, 1960.

Geology of Australian ore deposits. Red. A. B. Edwards, vol. 1, 1953.

Geology of Australian ore deposits. Red. Me Andrew J. 2-nd ed. Eight Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Australia and New Zealand, vol. 1, Melbourn, 1965.

G l a s s J. J., K o s c h m a n n A. H., V h a y J. S. Minerals of the cassiterite-bearing veins at Irish Creek, Virginia, and their paragenetic relations. Econ. geol., vol. 53, 1958.

II e d r i c h G. Neue Aufschliisse in Zwitterstock zu Altenberg. Zeitschrift dur Angewandte Geologie, Band 4, lift. 2/3, 1958.

H o l m e s A., C a h e n L. Geochronologie africaine Resultats aequis en ier juillet 1956. Mem. acad. roy. sci. colon. Cl. natur. et med. nouv, ser. 5, fasc. 1, 1957.

H os k i n g R. F. G* The relationship between the primary min ralization and the structure of South-West England. Some Aspects Variscan Fold Belt, Manchester, Univ. Press, 1962.

H o sк i n g K. F. G. Geology, mineralogy and a paragcncsis of the MountPleasant tin deposits. Precambrian Mining in Canada, vol. 36, N 4, 1963.

H sii K. C., T i n g I. Tungsten deposits of southern Kiangsi, China. Geol. Memoirs, ser. A, N 17, 1943.

H s i e h C. Y. Major Geotectonic Features of Southeast China, Scientia Sinica, vol. **XII, N 12, 1963i.**

II s i e h C. Y. A study of the tin deposits in China. Scientia Sinica, vol. XII, N 3, 1963_2.

H u m p h r e y F. L., W y a t t M. Scheelite in feldspathired granodiorite Gobbs, Nevada. Econ. geol., vol. 50, N 7, 1955.

H u n g C. K., C h a n g J. H. On the late hydrothermal tungsten deposits of Haiyangshan mountain, Kiangsi. Bulletin of the Geological Society of China, vol. XXIX, nos. 1—4, 1949.

Isotopic age-determinations of rocks from the British Isles, 1955—1964. A compilation of abstracts organized by a committee of the geological society of London. Quart. /, Geol. Soc. London, t. 121, N 4, 1965.

J o к e l y J. Das Erzgebirge im Zeitmeritzez Kreise in Böhmen. Jahrn. k. k. geol. Reichsanst. Wien, IX, 1858.

J o n e s W. R. Tinfields of the world. London, 1925.

K ä m m e l T. Geologie, Petrographie und Geochemie der Zinnlagerstätte «Tannenberg» (Vogtland). Geol. Beihefte, Berlin, N 30, 1961.

K e a r D. Mineralization at Castle-an-Dinas wolfram mine, Cornwall. Bull, of the Inst, of Mining and Metallurgy, N 546, 1952i.

K e a r D. Mineralization at Castle-an-Dinas wolfram mine, Cornwall. Bull. Inst, of Mining and Metallurgy, vol. 61, pt. 4, N 542, 1952_2.

K u n N. Die Zinn — Niob — Tantal — Lagerstätten von Sudost — Asien. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Heft. 4, 1960.

K u t i n a J. The concept of monoascendent and polyascendent zoning. Symp. Problems of postmagmatic ore deposition, vol. II. Prague, 1965.

L a f f i t e P. La metallogenie de la France. Bull. Soc. geol Fr., Ser. 7, t. 8, 1966.

Li K. C., W a n g Ch. Tungsten. Amer. Chem. Soc. Monograph, Ser. 130, 1952.

Li P u. Potassium-argon absolute ages of micas from the pegmatites and granites of inner Mongolia and Nanling region of China. Scientia Sinica, vol. X I I, N 7, 1963.

L j u n g g r e n P. Bolivian tin mineralization and orogenic evolution. Econ. geol., vol. 57, N 6, 1962.

Lj u n g g r e n P., R a d e l l y L. Comments on the paper: «Bolivian tin mineralization an-i orogenic evolution» by A. Schneider-Scherbine. Econ. Geol., vol. 58, N 8, 1963.

M a c k a y R. A. The control of impounding structures on ore deposition. Econ. geol., vol. 41, N 13, 1946.

Me D o u g a l l J., L e g g e P. J. Isotopic Age Determinations on Granitic Rocks from Tasmania. Journal of the Geol. Soc. of Australia, vol. 12, pt. 2, 1965.

M i l l e r J.A., G r e e n D. H. Age determinations of rocks in the Lizard (Cornwall) area. Nature, vol. 192, N 4808, 1961.

M i l l e r J. A., M o h r P. A. Potassium-argon measurements on the granites and some associated rocks from south-west England. Geol. Journ., Bd. 4, 1964.

M o u s s u R. La recherche des gisements d'etain par. Chronique des mines et de la recherche miniere, N 314, 1962.

N e i v a J. M. C. Jazigos partugueses de cassiterite e de volframite. Comun. Servs. Geol. Port., t. XXV, 1944.

O e l s n e r O. W. Die Abhangigkeit der Paragenesen erzgebirgischer Lagerstätten bezirke vom Intrusionsalter der Zugehörigen Granite. Freiberger Forsch. Hft. C. 8, Berlin, 1952i.

O e l s n e r O. W. Die pegmatische-pneumatolytischen Lagerstätten der Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstatten. Freiberger Forsch. Hft., C. 9, Berlin, 1952_2.

P e r e i r a I., D i x o n C. Evolutionary trends in ore deposition. Bulletin of the Institution of Mining and Metallurgy, N 703, 1965.

P o m i r l e a n u V. V. Gercetari experimentale cu privire la temperatura de formare a cristalelor de cuart din zacamintul hidrotermal de la Herja. Acad. Repull. Popul. Ramine. Bui. sti, sect., de geol. si geogr., t. 9, NN 3—4, 1957.

P r i e m H.N.A., B o e l r i j k N. A. I. M., V e r s c h u r e R.H., H e b e d a E. H. Isotopic ages of two granites on the Iberian Continental Margin: the Traba granite (Spain) and the Berleuga granite (Portugal). Geol. en mijnbouw, t. 44, N 10, 1965.

R i d d o l l J. E. Tin in Southern New Brunswick with special reference to the Mount Pleasant Deposit. Canad. Mining Journ., vol. 83, N 4. 1962.

R y a n G. R. The geology and mineral resourses of the Hatches Creek wolfram field, Northern Territory. Bull., N 6, 1961.

S c h u l l i n g R.D. Tin belts on the continents around the Atlantic ocean. Econ. geol., vol. 62, N 4. 1967.

S c r i v e n o r J. B. The Geology of Malayan ore deposits. London, 1928.

Sc ha rp W. N., H a w l e y C. C. Bertrandite-bearing greisen, a new beryllium ore, in the Lake-George district, Colorado. Geol. Surv. Profess., Paper N 400 — B, 1960.

S h a u r i s L., M o u s s u R. Indices de wolfram, de cassiterite et de bismuth natif dans la region de Saint-Renan (Finistere), Comptes Rendus hebdomadoires des Seances de l'academie des sciences, t. 248, N 16, 1958.

S i n s b u r y C. L. Metallization and post-mineralhypogene argillization, Lost River tin mine, Alaska. Econ. geol., vol 55. 1960.

S t a h l W. Bestimmung der Isotopenhaufigkeiten und Modellalter bolivianischer Bleiproben. Geochim. et cosmochim. acta, vol. 30, N 5, 1966.

S t e m p r o k M. Genetische Untersuchung der flach fallenden Gange auf der Erzlagerstaïte Cinovec (Zinnwald) in Erzgebierge, Sbornik U U G, dil 2., sv. 26. 1961.

S t e m p r o k M. Distribution of Sn-W-Mo-formation deposits around granites. Symposium problems of post-magmatic ore deposition. Vol. 1. Prague. 1963.

S t e m p r o k M. Traces of sulphide and greisen mineralization in the deep parts of the Cinovec (Zinnwald) granite massif. Yestnik ustredniho ustavu Geologickeho, 1964i.

S t e m p r o k M. On the Transition of Pegmatites into tin, tingsten and molybdenum bearing veins. Sbor. geol. ved., sv. 2. Praha, 1964_2.

S t e m p r o k M. On the relation of tin — tungsten — molybdenum ore deposition to granites. Krystalinikum N 3. 1965i.

S t e m p r o k M. Loziska cinu a wolframu ve Francii. Vestnik U U G, N 4, 1965_2.

S t e m p r o k M. Petrografie a vertikalni rozsah mineralizace v Cinovcke zulove Klenbe Sbornik Geol. Ved, rada LG, sv. 5. 1965_3.

T h a d e u D. Geologia do Couto Mineiroola Panasqueira. Comunicasoes do Servicios Geologicos de Portugal., X X X I I. 1951.

T h a d e u D. Caracteristicas da Mineralizacao Hipogenica Eastano — Yolframitica Portiguesa. Memorias da Orden dos Engenheiros, N 204, 1965.

T i s c h e n d o r f G., W a s t e r n a c k J., B o l d u a n H., B e i n E. Zur Lage der Granitoberflache im Erzgebirge und Vogtland. Zeitschrift ftir Angewandte Geologie, band II, Heft 8. 1965.

V a r l a m o f f N. Granites et minéralisation an Maniema (Congo beige). Ann. Soc. Geol. Belg., t. 73, 1949—1950. 1950.

V a r l a m o f f N. Type de gisements cassitérite du Maniema et du Ruanda, 50e Ann. C. S. K., Congr. Scient., Elisabethville, 1950 C. R., t. 2, 2. 1952.

V o i s e y A. H. Australian Geosinclines. The Australian Journalof Science, vol. 22, N 5. 1959.

W a r n e r L. A., H o l s e r W. T., W i l m a r t h V. R., C a m e r o n E. N. Occurrence of Nonpegmatite Beryllium in the United States, Geological survey profess., paper 318. 1959.

W e s t o n — D u n n I. A. Some relations between metal content, lodefilling and country rock. Econ. Geol., vol. 18, N 3. 1923.

W i l l i a m s G. The genetic significance of some tin — tungsten lodes in stewart Island, New Zeeland. Econ. Geol., vol. 29, N 5, 1934.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Жильные

Ab — альбит
Be — берилл
Bt — биотит
KFsp — калиевый полевой шпат
Caol — каолинит
Ca — карбонаты
Q — кварц
Mrg — Маргарит
Mi — микроклин
Mu — мусковит
Ort — ортоклаз
Pl — плагиоклаз
Fsp — полевой шпат
Sdf — сидерофиллит
Top — топаз
Turm — турмалин
Fl — флюорит
Chl — хлорит
Zeol — цеолит
Ef — эфесит

Рудные

Asp — арсенопирит
Bi — висмутовые минералы
Wt — вольфрамит
Ga — галенит
Gem — гематит
Cs — касситерит
Mo — молибденит
Py — пирит
Po — пирротин
Stn — станнин
S — сульфиды
Fe — сульфиды железа
Sl — сфалерит
Cp — халькопирит

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 3

Часть I

Грейзены и грейзеновые месторождения

Глава I. К истории изучения грейзенов и грейзеновых месторождений..... 6
1. О выделении грейзеновых месторождений как самостоятельного генетического типа 6
2. Эволюция понятия «грейзен»..... 8
3. Определение некоторых понятий..... 11
Глава II. Место грейзенов и грейзеновых месторождений среди родственных образований 16
Глава III. Структурно-морфологические типы грейзеновых месторождений ... 32
1. Общая характеристика структурно-морфологических типов грейзеновых месторождений 32
2. Жильные и штокверковые грейзеновые месторождения..... 37
3. Грейзеновые месторождения типа минерализованных куполов..... 54
4. Грейзеновые месторождения тина минерализованных даек и апофиз гранитов 60
5. Трубообразные грейзеновые месторождения 66
6. Грейзеновые месторождения типа избирательно замещенных горизонтов пород 72
Выводы 78

Часть II

Вопросы онтогенеза

Глава IV. Особенности формирования метасоматических пород..... 79
1. Общая характеристика метасоматических пород грейзеновых месторождений 79
2. Особенности пространственного размещения метасоматических пород . . 103
3. Последовательность развития метасоматических пород во времени..... 113
Глава V. Особенности формирования рудных жил и прожилков..... 120
1. Общая характеристика рудных жил и прожилков..... 120
2. Признаки метасоматического развития минерализации в жилах выполнения 128
3. Некоторые примеры образования рудных жил по схеме: выполнение + замещение 131
4. О генетической интерпретации сложных пересечений жил и прожилков . . 146
Глава VI. О последовательности минералообразования и стадийности процесса формирования грейзеновых месторождений 151
Глава VII. Некоторые общие вопросы формирования грейзеновых месторождений 165
Выводы 195

Стр.

Часть III

Вопросы филогенеза

Глава VIII. Структурная позиция зон с грейзеновой минерализацией в складчатых областях ... 202
1. Зоны обрамления срединных массивов ... 204
2. Зоны внешнего обрамления складчатых областей ... 213
3. Зоны внутренних геоантиклинальных поднятий складчатых областей ... 221
4. Зоны внутренних активизированных частей областей завершенной складчатости (платформ) 225

Глава IX. Время образования грейзеновых месторождений н истории геологического развития складчатых областей ... 233

Глава X. Некоторые вопросы образования интрузивных гранитов в истории геологического развития ... * ... 241
1. Закономерности размещения и формирования интрузивных гранитов в складчатых областях ... 211
2. Об оптимальном тектоническом режиме для образования и сохранения интрузивных гранитов и грейзеновых месторождений ... 252

Глава XI. О времени и закономерностях образования грейзеновых месторождений в истории геологического развития Земли ... 257
1. О периоде максимального распространения грейзеновых месторождений в истории геологического развития ... 257
2. Особенности грейзенов и грейзеновых месторождений регионов различного возраста ... 261
3. Место грейзеновых месторождений в эволюционной ветви генетических типов 269
4. О закономерности образования грейзеновых месторождений в истории геологического развития ... 276

Глава XII. Региональные и глобальные закономерности размещения зон с грейзеновой минерализацией и проблемы региональной зональности оруденения ... 280
1. Об условности оконтуривания зон с грейзеновой минерализацией ... 280
2. Дугообразное расположение зон с грейзеновой минерализацией и вопросы зональности оруденения ... 283
3. Системы двойных зон в складчатых областях и зональность оруденения ... 294
4. О симметрии расположения рудоносных зон в складчатых областях ... 301

Выводы ... 305

Заключение ... 308

Литература ... 314

РУНДКВИСТ ДМИТРИЙ ВАСИЛЬЕВИЧ,
ДЕНИСЕНКО ВЛАДИМИР КЛИМЕНТЬЕВИЧ,
ПАВЛОВА ИННА ГРИГОРЬЕВНА

Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез)

Редактор издательства *З. Д. Соломатина.* **Технические редакторы:** *А. Е. Матвеева, Л. Г. Лаврентьева*
Переплет художника *В. В. Евдокимова* **Корректор** *Л. А. Голованова*

Сдано в набор 14/VII 197 0 г. Подписано в печать 22/XII 1970 г. Т-18081. Формат 70 X 100 1/16.
Печ. л. 20,5. Усл. печ. л. 26,65. Уч.-изд. л. 26,4. Бумага № 1.
Индекс 1—4—1. Заказ 1694/3516—4. Тираж 1600 экз. Цена 2 р. 84 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1 / 1 9 .
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.